





Федеральное государственное бюджетное учреждение  
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
ФГБУ «ЦНИГРИ»

*Г. К. Хачатрян, А. Н. Барышев*

**АЗОТ И ВОДОРОД В АЛМАЗАХ:  
СЛЕДСТВИЯ МИНЕРАГЕНИИ**



**Москва  
ЦНИГРИ  
2022**

Хачатрян Г. К., Барышев А. Н. Азот и водород в алмазах: следствия минерогенеза. – М. : ЦНИГРИ. – 2022. – 188 с.

Khachatryan G.K., Baryshev A.N. Nitrogen and hydrogen in diamonds: consequences of minerageny. – М.: TsNIGRI. - 2022. - 188 p.

В книге соединены два подхода к решению проблемы генезиса алмазов – минералого-геохимический и геодинамический, что позволило выявить ряд закономерностей общей минерогенеза платформ.

На основе изучения порядка пяти с половиной тысяч алмазов из 96 трубок кимберлитов и лампроитов, россыпей Евразии, Африки, Южной и Северной Америки, Австралии выделены статистически значимые группы (популяции) алмаза, характеризующиеся разным распределением структурных примесей азота в кристаллах, которое отражает условия их образования. По общему содержанию азота и степени его агрегации в алмазах и с учётом состава их «минералов-узников» охарактеризованы температура, состав среды и относительная глубина кристаллизации алмазных популяций. По структурным примесям водорода в алмазе, их распределению в объёме кристалла и соотношению с изотопным составом углерода обосновывается участие экзогенного материала в качестве источника алмаза.

Охарактеризована двусторонняя с элементами концентричности латеральная и вертикальная зональность алмазных популяций на Сибирской платформе: в центральной части наиболее глубинные, выносимые кимберлитами, которые к периферии сменяются менее глубинными, выносимыми лампроитами, а далее преимущественно неалмазоносными эндогенными образованиями в виде массивов карбонатитов в ассоциации с ультращелочными магматическими комплексами. Все отмеченные факты позволяют заключить, что основой минерогенеза алмаза и карбонатитов служат толщи континентальных бассейнов, погружённые в зонах субдукции, опускающихся к центру в виде сжатых опрокинутых синклиналей по краям области ячеистой конвекции (адвекции). В обоснование такой структуры минерогенезической провинции приведены теоретическая и экспериментальная модели конвекции.

В аспекте прикладной минерогенеза предложена методика прогноза коренных месторождений на основе наличия в россыпях аномальных популяций алмаза.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, в первую очередь, занимающихся геологией, минералогией алмаза, тектоникой и минерогенезом платформ.

The book combines two approaches for solving the problem of diamonds formation—combination of mineralogy and geochemistry and geodynamical approach. That allowed us to identify a number of regularities in the general minerageny of the platforms.

We studied about 5500 diamonds from 96 kimberlite and lamproite pipes and placers of Eurasia, Africa, South and North America and Australia. Based on the different distribution of structural impurities of nitrogen, that reflect the conditions of their formation, we identified statistically significant groups (populations) of diamonds. We inferred the temperature, composition of the medium, and the relative depth of crystallization of diamond populations based on the total content of nitrogen, the degree of its aggregation in diamonds and the composition of their mineral inclusions. We used the data on the structural impurities of hydrogen in diamond, their distribution in the crystal volume and the correlation with the carbon isotope composition to substantiate the participation of exogenous material in the diamond source.

We characterized the two-sided lateral and vertical zonation with some concentricity for diamond populations on the Siberian Platform: in the central part, the deepest ones carried out by kimberlite, towards the periphery they are replaced by shallower ones carried out by lamproite, and then predominantly non-diamond-bearing endogenic carbonatite formations in association with ultra-alkaline igneous complexes. All the above allow us to conclude that the diamond and carbonatite mineralization is based on the strata of continental basins submerged in subduction zones descending towards the center in the form of compressed overturned synclines along the edges of the area of cellular convection (advection). Theoretical and experimental models of convection are presented to substantiate such a structure of the mineragenic province.

In the aspect of applied minerageny, we propose a method for predicting of the deposits based on the presence of anomalous diamond populations in placers.

The book is designed for general geologists, primarily for those who deal with geology, diamond mineralogy, and tectonic and minerageny of the platforms.

# Содержание

<b>Введение</b> .....	5
<b>1. Состав примесей и изотопов углерода в алмазе: обзор проблемы</b> .....	9
1.1. Минеральные включения в алмазе с послойным внутренним строением.....	9
1.2. Полифазные включения в алмазе с волокнистым внутренним строением.....	13
1.3. Газовые включения в алмазе.....	16
1.4. Структурные примеси и другие дефекты в кристаллической решётке алмаза.....	19
1.4.1. Классификация структурных дефектов и методы их изучения.....	19
1.4.2. Азотные центры и их характеристика.....	26
1.4.3. Генетическая информативность азотных центров в кристаллах алмаза.....	27
1.5. Изотопный состав углерода.....	31
1.6. Изотопный состав азота и иных химических элементов.....	35
<b>2. Водородные центры в кристаллах алмаза и их генетическая информативность</b> .....	37
2.1. Водородные центры – индикаторы механизма роста кристаллов алмаза и эволюции среды алмазообразования.....	37
2.1.1. Вариации содержания водородных центров в морфологических разновидностях кристаллов алмаза.....	37
2.1.2. Неоднородное распределение структурного водорода в объёме кристаллов алмаза.....	39
2.2. Факторы, влияющие на содержание водородных центров в алмазе.....	47
2.3. Соотношение концентраций структурных примесей водорода и азота в алмазе.....	49
2.4. Примеси органического вещества в алмазах и его роль в образовании водородных центров.....	52
2.4.1. Алмаз кимберлитов.....	52
2.4.2. Алмаз метаморфических пород.....	58
2.5. Взаимосвязь распределения водородных центров и изотопов углерода в объёме кристаллов алмаза – свидетельство участия биогенных углеводородов в реакции алмазообразования.....	60
2.6. Основные источники вещества природного алмаза, их оптимальные пропорции и изотопный состав углерода алмаза.....	62
<b>3. Распределение азотных центров в кристаллах алмаза из кимберлитов и лампроитов, типы алмазных популяций</b> .....	65
3.1. Унифицированная методика определения концентраций азотных центров в алмазе.....	65
3.1.1. Азотные центры в алмазах смешанного типа IaAB.....	66
3.1.2. Азотные центры в алмазах типа Ib–IaA.....	68
3.1.3. Другие структурные дефекты.....	69
3.2. База данных по распределению азотных и водородных центров в кристаллах алмаза из кимберлитов и лампроитов.....	70
3.2.1. Разработка рациональной структуры базы данных.....	70
3.2.2. Общая характеристика базы данных.....	73
3.3. Систематизация алмазов по среднему содержанию структурных дефектов в выборках кристаллов алмаза из разных месторождений мира.....	79
3.4. Типизация популяций алмаза по распределению азотных центров в кристаллах.....	81
3.5. Обобщённая характеристика типоморфных свойств алмазов из месторождений алмазоносных провинций мира на основе базы данных.....	86
<b>4. Геодинамика алмазообразования и минерагенические следствия</b> .....	97
4.1. Латеральная зональность размещения разноглубинных популяций алмаза в минерагенической провинции.....	97

4.2. Следы тектонических напряжений, отражённые в морфологии и механизме роста кристаллов алмаза.....	99
4.3. Обзор и анализ существующих геодинамических моделей алмазообразования и формирования глубинной структуры источников кимберлитов.....	109
4.4. Оптимальная общая геодинамическая модель алмазообразования.....	122
4.5. Геодинамическая модель алмазоносной минерагенической провинции Сибирской платформы.....	125
4.6. Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза.....	132
4.7. Роль геодинамической модели образования алмазов при оценке их возраста.....	136
<b>5. Прогнозно-поисковое значение структурных примесей в алмазах .....</b>	<b>141</b>
5.1. Примеси и дефекты в структуре алмаза, используемые при прогнозе и поиске алмазных месторождений.....	141
5.1.1. Содержание водородных центров.....	142
5.1.2. Комплекс типоморфных свойств алмаза по данным ИК-спектроскопии.....	145
5.2. Методические основы прогнозирования коренных месторождений алмаза по распределению структурных дефектов в кристаллах.....	146
5.3. Примеры прогнозирования алмазоносных трубок на основе комплекса характеристик алмаза.....	147
<b>Заключение.....</b>	<b>165</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>167</b>

# Введение

---

Генезис алмаза и взаимоотношение его месторождений с геологической средой, в которой он образовался, до сих пор являются предметом дискуссий. Весьма важная, но нерешённая проблема – природа источника алмаза и содержащихся в нём примесей. Наличие среди алмазов значительной доли кристаллов с аномально лёгким изотопным составом углерода [296] указывает на возможное участие в алмазообразовании биогенных углеводородов. Это согласуется с особенностями распределения изотопов углерода и примесей в объёме отдельных алмазов из кимберлитов и лампроитов. Центральная область в кристаллах обогащена не только лёгким изотопом углерода [37, 78, 126, 127], но и структурным водородом [16, 17, 242]. Подобное соотношение может быть результатом постепенного исчерпания биогенных алмазообразующих углеводородов, поступивших с поверхности Земли в мантийную среду. На основе этого ставится особая проблема геодинамики и минерации в развитии фундамента платформы – условия предварительного погружения экзогенного источника углерода алмаза в глубины Земли [95, 141].

О природе источника азота в мантии, в области термодинамической стабильности алмаза, высказывалось предположение, что азот, как и водород, в древние эпохи находился в составе ювенильных флюидов. Однако содержание азота в алмазах на несколько порядков выше, чем в минералах и ксенолитах мантийных пород в кимберлитах [327]. Этот факт и положительная корреляция концентраций водородных и азотных центров в алмазе [161] позволяют допустить происхождение, по крайней мере, части азота из экзогенного источника.

К дискуссионным вопросам генезиса алмаза относится и представление об агрегатном состоянии среды, в которой он кристаллизовался. Несмотря на господствующее в настоящее время представление о росте алмазов в расплаве, многочисленные минералогические особенности кристаллов (асимметрия формы и внутреннего строения, наличие в них синростовых трещин скалывания и отрыва и т. п.) свидетельствуют о кристаллизации в твёрдой среде.

Представления об абсолютном возрасте алмаза чаще всего основаны на изотопном возрасте минеральных включений, содержащихся в кристаллах, но они неоднозначны и противоречивы. Так, по данным работы [296], вариации определений возраста алмазов из одной трубки нередко достигают 1,5 млрд лет. При этом чаще более древними оказываются алмазы с «минералами-узниками» ультраосновной ассоциации, а не эклогитовой. Кроме того, датировка алмазов из одной трубки по включённым в них сульфидам демонстрирует бóльший разброс данных о возрасте, который в целом более древний, чем определённый по включениям силикатов. Это могло бы свидетельствовать о разном возрасте алмазов на разных уровнях мантии, из которых материал поступал в одну кимберлитовую трубку. Однако В. К. Гаранин и Г. П. Кудрявцева [45] приводят случаи, когда внутри одного кристалла алмаза встречаются включения сразу нескольких минеральных ассоциаций. Это послужило одним из аргументов в пользу выдвинутой ими концепции дискретности природного алмазообразования, при котором разные по составу минералы захватывались кристаллом алмаза на разных стадиях его роста, сопровождавшихся деформациями и соответствующими перерывами. Вместе с тем нельзя исключать, что разные по составу включения являются фрагментами разновозрастных пород и поэтому находятся в разных возрастных соотношениях между собой и с алмазом. Таким образом, изотопный возраст «минералов узников» во многих случаях может не соответствовать возрасту алмаза. Всё это заставляет искать новые критерии оценки

возраста алмаза. Одним из направлений поиска может быть анализ соотношений минералов с историей геологического развития окружающей среды, например установление возраста регионального метаморфизма, если минералы, включённые в алмаз (или сами алмазы), метаморфогенные.

На основе концепции ксеногенности алмаза по отношению к кимберлитам исследователи по-разному смотрят на его происхождение. Одни считают алмаз продуктом предшествующей кристаллизации в основных и ультраосновных магмах [103, 136]. Другие рассматривают его как результат реакции оксидов углерода с углеводородами ювенильных флюидов [275] или первично экзогенных образований, погружённых на большие глубины в условия мантии Земли [141].

Дискуссионность проблемы генезиса делает необходимыми дополнительные исследования тех свойств алмаза, которые могут подтвердить или скорректировать упомянутые представления. В алмазе, практически полностью состоящем из углеродных атомов, важную информацию об условиях его кристаллизации несут примеси: одни из них входят в кристаллическую решётку алмаза, другие представлены включениями минералов, водонасыщенными микровключениями сложного хлоридно-силикатно-карбонатного состава и флюидными фазами, которые при нормальных условиях являются газами. Среди этих примесей первостепенное значение имеют сингенетичные алмазу азот и водород, входящие в его кристаллическую решётку и отражающие условия алмазообразования.

На протяжении 60 лет проблеме азота в алмазах было посвящено множество исследований. Они начались в конце 1950-х годов прошлого столетия работами В. Кайзера, В. Бонда [240], а также В. Смита с соавторами, обосновавшими изоморфное вхождение азота в кристаллическую решётку природных алмазов. В дальнейшем лидером в этих исследованиях в России и за рубежом был Е. В. Соболев, впервые предложивший концепцию полиморфизма азота в структуре алмаза, а также модели водородных и азотных А-центров, которые актуальны до сих пор [131, 134]. При этом азот в алмазе рассматривался как в прогнозно-поисковом аспекте, так и в качестве источника генетической информации [48]. Экспериментальные разработки и модельные построения [27, 179, 202, 222, 301, 306] подтверждают правомерность такого подхода и возможность использования азотных центров для оценки относительных температур и особенностей химизма среды алмазообразования.

Генетическая информативность водородных центров в алмазах мало изучена, основные авторские разработки по этому вопросу изложены в настоящей монографии.

Для возможности использования данных по азотным центрам в кристаллах алмаза при анализе крупных структур и геолого-поисковых работах необходимо иметь статистически обоснованный материал. Поэтому актуальным является выделение значительных по объёму групп кристаллов (популяций), обладающих едиными генетическими свойствами и условиями локализации. По одному из существующих определений термин «популяция» представляет собой совокупность индивидов, на которых строятся статистические выводы. Среди алмазов каждого месторождения преобладает группа кристаллов (главная популяция), сходных по распределению структурной примеси азота и характеризующих данное месторождение. Как было показано на примере Сибирской алмазонасной провинции [164], главные алмазные популяции из трубок в пределах одного кимберлитового поля близки между собой по распределению азотных центров в кристаллах, т. е. относятся к одному типу популяций. Изучение закономерностей размещения алмазных популяций различных типов в пределах алмазонасной провинции может быть источником ценной геологической информации о её глубинной структуре на момент образования алмаза, т. е. до изменения (искажения) этой структуры при платформен-

ном трапповом магматизме. Изучение особенностей древней структуры фундамента платформы может пролить свет на решение общей проблемы минерации платформ, выявить причины общей зональности кимберлитов, лампроитов, карбонатитов [11].

Исследования структурных примесей в алмазах дают возможность совершенствовать методику прогноза и поисков алмазных месторождений. Использование генетически информативных примесей азота и водорода в кристаллах представляется перспективным при идентификации алмазов из разных месторождений, сопоставлении алмазов из трубок и россыпей и прогнозировании на этой основе новых ещё не выявленных месторождений.

В качестве основного и наиболее информативного метода исследования структурных примесей в кристаллах алмаза нами использовалась ИК-спектроскопия. ИК-спектры записывались в ЦНИГРИ на приборах Specord IR-75, Specord M-80 фирмы Carl Zeiss, Jena и ИК-Фурье спектрометре марки Nicolet 380 с микроскопом Centaurus компании THERMO Electron Corporation (USA). При этом была усовершенствована методика оценки концентраций азота в А- и В-формах в алмазе [166].

Сопоставление кристаллов алмаза из коренных источников и россыпей проводилось на основе разработанной Г. К. Хачатрян базы данных. Она включает информацию о 5435 образцах из 96 кимберлитовых и лампроитовых трубок и из россыпей. Данные ИК-спектроскопии дополнялись результатами изучения морфологии и внутреннего строения кристаллов, состава минеральных включений, изотопного состава углерода алмаза. Значительная часть морфологических исследований кристаллов алмазов была выполнена О. Д. Захарченко и В. И. Коптилем. Внутреннее строение кристаллов анализировалось с помощью катодной люминесценции на растровом электронном микроскопе Stereoscan МК-II А на физическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова под руководством профессора Г. В. Сапарина и поляризационно-оптического метода в ЦНИГРИ на стереоскопическом микроскопе МПС 2. Отдельные анализы изотопного состава углерода выполнены в ЦНИГРИ С. Г. Кряжевым.

В основу монографии в целом положены материалы многолетних исследований Г. К. Хачатрян, вошедшие в её докторскую диссертацию. Ею написаны главы 1, 2, 3 и 5. Проведённые исследования, начатые с изучения минералогии и кристаллохимии алмаза, в первую очередь, распределения в алмазах структурных примесей азота и водорода, были затем дополнены анализом связи этих свойств с особенностями их изменчивости на территории платформ и возможной природы источника алмаза. В итоге были получены весьма важные данные, позволяющие по-новому взглянуть на проблемы общей минерации платформ, её зависимости от геодинамических структурообразующих процессов формирования фундамента. Поэтому в название монографии добавлены слова «следствия минерации». Этой проблеме уделено особое внимание в главе 4 и в заключении, написанным в соавторстве с А. Н. Барышевым.

В главе 4 использованы фактические данные по минералогическим и термобарометрическим характеристикам кристаллов алмаза, а также по общему размещению популяций на платформе и в трубках, полученные Г. К. Хачатрян. Обоснование их взаимосвязи с геодинамикой, тектоникой, тектонофизическими основами, кардинально влияющими на общую минерацию провинции, создание геодинамической модели алмазообразования опираются на исследования А. Н. Барышева. При этом широко используется разработанная им модель А-субдукции как краевого эффекта неустановившейся ячейки конвекции, описанная в ряде публикаций, часть которых приведена в списке литературы. Модель принципиально отличается от модели Б-субдукции, пропагандируемой в концепции тектоники плит. При Б-субдукции плита океанической литосферы погружается вследствие её латерального разрастания, утяжеления при длительном остывании,

компенсируя при этом океанический спрединг. Считается, что литосферная плита погружается на большую глубину, иногда вплоть до ядра Земли.

Модель А-субдукции развивает представления, заложенные автором этого термина А. Амштутцем, на примере тектоники Пеннинских Альп задолго до появления концепции тектоники плит. А-субдукция не зависит от тектоники плит. Погружается не слэб (плита океанической литосферы), а любая континентальная или океаническая среда в виде сжатой синклинали. Это происходит в нисходящих потоках тектонического течения от краёв к центру системы неустановившейся, ограниченной по фазе своего развития ячеистой конвекции. Глубина погружения не превышает первых сотен километров и может быть существенно меньшей. Модель А-субдукции находит подтверждение в реальности, отражённой на геологических картах, на разрезах через активные окраины континентов в форме поля концентрации очагов землетрясений, в тектонофизических экспериментах на эквивалентных модельных материалах, в графическом изображении фаз математической модели конвекции. Поскольку в концепции тектоники плит основное внимание уделяется горизонтальным перемещениям масс, в обиход вошло представление о субдукции исключительно как о погружении океанической коры, как правило, на границе с континентом или островной дугой. В отличие от этого активное сочетание двух континентальных масс априори принимается за столкновение, и применяется термин «коллизия», рассматривающий структуры земной коры без мантийных структур, без погружения одних масс под другие, без использования термина «субдукция». Как правило, при этом анализируются структуры, перекрывающие субдукционные, надвигающиеся на соседний блок, но не сталкивающиеся с ним. В связи с этим при упоминании о субдукции в данной книге надо помнить, что излагаются иные подходы к субдукции и сопровождающим её процессам и структурам, используемые термины не полностью отвечают плейт-тектонической номенклатуре.

Разработанные в книге проблемы показывают, что появление и распределение азота и водорода в алмазе – следствие особых условий минерагенических процессов. Выявление этих условий на примере алмаза приводит к новому взгляду на ряд вопросов общей минерагении платформ, в частности геодинамических условий происхождения карбонатов в сочетании с ультращелочными интрузивными комплексами. Иначе говоря, значение словосочетания «следствия минерагении» в названии монографии преподносится в разных аспектах.

Настоящая монография – итог длительных кропотливых исследований, проводимых авторами в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов на протяжении четырёх десятилетий. Каждый этап этой работы реализовался в тесном сотрудничестве с коллегами, которым мы безмерно благодарны. Значительную помощь в постановке минералогических исследований в разные годы нам оказали Ф. В. Каминский, Е. В. Соболев, А. Д. Харьков. По многим вопросам нас консультировал В. И. Ваганов. Мы глубоко признательны В. П. Афанасьеву, Р. В. Базилевской, В. К. Гаранину, А. В. Герасимчуку, Ю. К. Голубеву, Г. А. Гуркиной, О. Д. Захарченко, Н. Н. Зинчуку, В. И. Коптилю, С. Г. Кряжеву, Г. П. Кудрявцевой, О. В. Палажченко, В. А. Печникову за предоставление коллекций алмазов и совместное обсуждение результатов, полученных при их исследованиях.

Авторы выражают искреннюю благодарность руководству ЦНИГРИ за внимание и всемерную поддержку на всех этапах проведения исследований, обобщения многолетних материалов и написания книги. Особенно мы признательны научному руководителю ЦНИГРИ, доктору геолого-минералогических наук А. И. Иванову за инициативу создания книги и конструктивные замечания по её структуре.

# 1. Состав примесей и изотопов углерода в алмазе: обзор проблемы

---

Условия кристаллизации алмаза в глубинах Земли запечатлены в его примесях и изотопном составе. Концентрация и состав структурных примесей, а также включений твёрдых, жидких и газообразных веществ отражают химизм среды алмазообразования. При этом включения в кристаллах алмаза с различным характером внутреннего строения (послойным или волокнистым) имеют свою специфику.

Форма вхождения изоморфной примеси азота в алмазную решётку (одиночные, спаренные, тетраэдрически сгруппированные атомы и др.) определяется температурно-временными параметрами процесса алмазообразования.

Важным аргументом для заключения о геохимической природе источника углерода алмаза является его изотопный состав.

## 1.1. Минеральные включения в алмазе с послойным внутренним строением

---

Видимые минеральные включения в природных алмазах («минералы-узники» алмаза) относительно редки – доля кристаллов с включениями составляет около 5 % от общего числа кристаллов [45]. При этом «минералы-узники» алмаза служат предметом многолетних детальных исследований. Состав этих включений разнообразен и в настоящее время охватывает более трёх десятков минералов, данные по которым обобщены в работах [28, 45, 137]. Самым распространённым включением является «алмаз в алмазе» (около 40 % от всех минеральных включений), далее следуют сульфиды, оливин, гранаты, пироксены, шпинели, карбонаты, коэсит, муассонит, вюстит, тэнит, самородное железо и другие минералы. Среди включений обнаружены полиминеральные агрегаты, состав которых соответствует ассоциациям ультраосновных пород (пироп + хромит, оливин + хромит, энстатит + диопсид, оливин + диопсид, пироп + диопсид, пироп + энстатит и др.) и эклогитов (гранат + омфацил, гранат + коэсит и др.) [48]. Разные минеральные типы включений в алмазе послужили основанием представления о трёх парагенетических ассоциациях алмаза: 1) ультраосновной, или перидотитовой (P); 2) эклогитовой, или основной (E); 3) промежуточной – пироксенитовой, или вебстеритовой (W) [136, 274]. По составу минералов эти ассоциации рассматриваются как соответствующие типам глубинных пород – пироповым перидотитам, эклогитам и гранатовым пироксенитам, среди которых кристаллизовался алмаз. Сводка по ассоциациям (парагенезисам) отмеченных минералов впервые сделана Н. В. Соболевым в 1983 г. [137]. Позже эти данные были дополнены Г. П. Булановой с соавторами [28] и др.

Многие «минералы-узники» алмаза имеют переменный состав. За последние десятилетия выполнено огромное число анализов минералов, ассоциирующих с алмазом, выявлены статистически значимые вариации их химического состава. Например, по соотношению концентраций СаО и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гранате эклогитовая ассоциация отличается от ультраосновной, а в ультраосновной можно выделить минеральные включения, сопоставимые с гарцбургит-дунитами, лерцолитами и верлитами. Из включений в алмазе помимо грана-

тов специфическим составом характеризуются также оливины, клино- и ортопироксены, сульфиды, хромит и флогопит.

Состав минералов основной ассоциации отражает специфику состава эклогитов, которые, согласно классификации Л. А. Тэйлора и Ч. Р. Нила [310], разделяются на три группы – А, В, С. Группа А обозначает эклогиты, переходные к пироксенитам. В ней гранаты наиболее обогащены пироповой составляющей, а пироксены содержат минимальные концентрации натрия по сравнению с эклогитами групп В и С.

В алмазах ультраосновной и эклогитовой ассоциаций распространены включения сульфидов. В некоторых трубках Якутии и Южной Африки сульфиды доминируют среди других включений в алмазе (до 46 % от всех включений). По данным работ [28, 43, 300], состав сульфидных включений очень разнообразен. Главными являются пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, железо-никелевые твёрдые растворы на основе пирита, пирротина, пентландита, а также сфалерит, полидимит, миллерит, джерфишерит, кубанит и др. В. К. Гараниным с соавторами [43] был выявлен типохимизм сульфидных включений, ассоциирующих с минеральными включениями ультраосновной и эклогитовой ассоциаций. Сульфидные включения ультраосновной ассоциации обогащены никелем; они могут быть представлены пентландитом и моносульфидным твёрдым раствором на основе никеля. Сульфиды из включений в алмазе эклогитовой ассоциации характеризуются низкой концентрацией никеля и нередко представлены пирротинном и моносульфидным твёрдым раствором на основе железа. Отмеченный типохимизм сульфидов согласуется с общеизвестными вариациями состава сульфидов в зависимости от типа вмещающих пород (ультрабазитов или базитов).

За последние двадцать лет получены новые данные о минеральном составе включений в алмазе. Помимо типичных минералов, относящихся к ультраосновной и эклогитовой ассоциациям, в кристаллах алмаза некоторых трубок и россыпей были обнаружены включения феррипериклаза,  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ -,  $\text{MgSi}$ - и  $\text{CaSi}$ -перовскитов, мейджоритового граната и некоторых других минералов. Как показали эксперименты по фазовым превращениям [287], при сверхвысоких давлениях (24 ГПа) происходит фазовый переход вадслеита в феррипериклаз и  $\text{MgSi}$ -перовскит:



В этой связи ассоциацию феррипериклаз +  $\text{MgSi}$ -перовскит многие исследователи стали рассматривать как ассоциацию, фиксирующую переход к нижней мантии – глубинам 650–670 км. Соответствующие включения в алмазе могут указывать на его кристаллизацию в условиях сверхвысоких давлений и глубин Земли.

Мейджорит – минерал, отвечающий по составу пироксену, но имеющий структуру граната, был получен путём синтеза при высоких давлениях [288]. Природные мейджоритовые гранаты  $\text{Mg}_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Si})_2[\text{SiO}_4]_3$  представляют собой сложные твёрдые растворы между «обычным» кубическим гранатом и минералами мейджоритового состава. По мере повышения давления в структуре мейджоритовых гранатов происходит перераспределение катионов [178, 288]: доля трёхвалентных уменьшается, а двухвалентных, наоборот, возрастает. Увеличивается также концентрация кремния в необычной октаэдрической координации.

Ассоциация феррипериклаза и  $\text{MgSi}$ -перовскита была обнаружена во включениях в алмазах из россыпей и трубок района Жуина (Бразилия), россыпи Канкан (Гвинея), в некоторых трубках провинции Слейв (Канада), тр. Коффифонтейн (ЮАР) [211, 244, 247, 251, 303, 305, 309]. Вместе с феррипериклазом и  $\text{MgSi}$ -перовскитом в кристаллах некоторых трубок встречены мейджоритовые гранаты, тетрагональная фаза пироп-альмандинового состава, которые также являются фазами ультравысоких давлений.

Ф. В. Каминским в алмазах района Жуина мейджоритовые гранаты найдены среди включений ультраосновной ассоциации [73]. По мнению А. В. Боброва с соавторами [24], мейджоритовый гранат более характерен для эклогитовой ассоциации, причём обнаружен типохимизм мейджоритовых гранатов, находящихся в ассоциации с минеральными включениями ультраосновного, т. е. перидотитового (Р), и эклогитового (Е) парагенезисов. Гранаты в Р-ассоциации отличаются от мейджоритовых гранатов Е-типа незначительными концентрациями Na, Ca и повышенными – Sr.

Анализ минеральных включений в алмазе уже более полувека – одно из важнейших направлений минералогических и петрологических исследований в геологии алмаза. По химическому составу таких включений принято оценивать *P-T* параметры образования мантийных пород и сингенетичных с ними алмазов, а также возраст пород, распространяемый на алмаз (Sm-Nd, K-Ar изотопные методы).

Поскольку минеральные включения в алмазе представляют собой уникальный геологический материал, интерпретацию данных их изучения следует проводить с осторожностью. Неоднозначная интерпретация данных обусловлена тем, что не все включения являются сингенетичными. Например, одним из доказательств одновременной кристаллизации алмаза и минеральных включений считается октаэдрическая форма включений вне зависимости от собственной симметрии «минерала-узника». По мнению и Б. А. Малькова и М. А. Асхабова [102], октаэдрическая форма «минералов-узников» алмаза образовалась в результате их перекристаллизации и переогранки внутри кристалла алмаза. Это обусловлено максимально высокой по сравнению с другими минералами кристаллизационной энергией алмаза, кристаллы которого во всех природных ассоциациях имеют собственную (преимущественно октаэдрическую) огранку.

Важным признаком сингенезиса алмаза и включённых в него минералов считается соответствие закономерных парагенезисов включений в алмазе и минералов алмазоносных ксенолитов. По опубликованным в литературе данным, в целом сопоставляемые минералы сходны по химическому составу, но между ними всё-таки имеются определённые различия [48]. Например, результаты оптической спектроскопии [28] показали, что в отличие от минералов ксенолитов «минералы-узники» алмаза – хромит, оливин, Sr-пироп, пироп-альмандин, энстатит и клинопироксены – характеризуются специфическим набором оптически активных центров. Эта особенность во многом определяется низкой концентрацией в «минералах-узниках» трёхвалентного железа. Одной из вероятных причин отличий «минералов-узников» и минералов-спутников алмаза являются разные условия кристаллизации сопоставляемых минералов. Интересный пример подобных различий приводится в работе И. П. Илупина с соавторами [70]. Так, оливин из ксенолита алмазоносного дунита (тр. Удачная, Якутия) отличается от оливина из включения в алмазе, содержащегося в этой же материнской породе, более высокой железистостью. Исходя из этого можно предположить, что оливин из включений в алмазе образовался на большей глубине, чем оливин окружающих ультрабазитов. По сведениям З. В. Специуса и Г. П. Булановой [142], в тр. Мир (Якутия) был обнаружен ксенолит эклогита, содержащий два кристалла алмаза с включениями граната. Гранат включений обладает меньшей железистостью по сравнению с гранатом в окружающей породе, т. е. во включениях гранат более высокотемпературный и, по-видимому, более ранний.

О том, что условия образования «минералов-узников» и аналогичных минералов-спутников алмаза иногда бывают разными, свидетельствуют термодинамические расчёты С. К. Симакова [124]. Согласно его данным, для одной и той же трубки *P-T* параметры кристаллизации клинопироксенов из включений в алмазах обычно выше, чем таковые клинопироксенов алмазоносных ксенолитов. Подобное характерно для трубок Удачная (Яку-

тия), им. Гриба и им. Ломоносова (Архангельская область), а также ряда канадских трубок. Отмеченные особенности минералов алмазной ассоциации могут быть по-разному интерпретированы в зависимости от следующих допущений. Если алмаз и «минералы-узники» кристаллизовались из единого расплава, то включения в алмазе были самыми ранними высокотемпературными продуктами кристаллизации, а соответствующие минералы ксенолитов – более поздними низкотемпературными. Не исключено также, что состав минералов из вмещающих алмаз ксенолитов мог измениться после кристаллизации алмаза, тогда как состав «законсервированных» включений остался неизменным. Такое возможно как при кристаллизации алмаза из расплава, так и в твёрдой среде в процессе метаморфизма или метасоматоза.

Рассмотрим возможность кристаллизации алмаза в результате метаморфических или метасоматических процессов, протекавших в твёрдой среде [183, 275]. Кристаллизовавшийся алмаз мог захватывать обломки минералов и пород ультраосновного и основного составов, которые являются ксеногенными или протогенетическими по отношению к алмазу. Выделять самостоятельный тип протогенетических или ксеногенных включений в алмазе предлагал Г. Мейер [273]. Позже протогенетические включения граната в якутских алмазах были выделены Л. А. Тэйлором с соавторами, изучившими распределение редкоземельных элементов в этих включениях [311].

В работах [45, 46] на представительном фактическом материале (80 кристаллов из трёх трубок Якутии) убедительно показана дискретность процесса образования алмаза. Во многих случаях рост алмаза из трубок Мир, Спутник и им. XXIII съезда КПСС начинался с алмазного зародыша, обладающего полицентрическим внутренним строением. Этот зародыш отделён от послойно октаэдрической матрицы кристалла поверхностью раздела. Дискретность образования данных кристаллов подчёркивается существенно разным составом минеральных включений внутри кристалла-зародыша и периферической зоны матрицы. Например, в одном из образцов в центре присутствовали включения пироп-альмандин и вюстит, а на периферии – оливина. Иначе говоря, включения «алмаз в алмазе» являются протогенетическими. Кроме того, Г. П. Кудрявцевой и В. К. Гараниным приведены конкретные примеры иных протогенетических включений в алмазе, имеющих форму обломков и представленных пироп-альмандином, самородным железом с оторочкой троилита, перидотитом пироп-ортопироксен-хромитового состава. Отметим, что в упомянутой и других работах В. К. Гаранина [42] алмаз и его минералы-спутники относятся к продуктам кристаллизации из магматического расплава, а не метаморфогенным, кристаллизующимся в твёрдой среде.

Таким образом, вышеизложенное свидетельствует о сложных возрастных соотношениях алмаза и «минералов-узников», включая те из них, которые традиционно считаются сингенетическими. Согласно Г. П. Кудрявцевой и В. К. Гаранину [45], протогенетические включения в алмазе не являются редкими, а распространены наравне с сингенетическими.

По нашему мнению, факты, рассматриваемые как свидетельство дискретности кристаллизации алмаза, могут отражать не столько существенные временные перерывы в алмазообразовании, сколько локальные резкие изменения тектонических полей напряжений при сейсмических толчках (включая форшоки и афтершоки). Эти толчки могут сопровождаться поворотами алмазоносных участков в пластическом состоянии и затем продолжением кристаллизации внешних зон кристалла в общем поле напряжений, аналогичном тому, которое было до подвижек.

В случае с «минералами-узниками» алмаза основными критериями выделения протогенетических включений являются форма включения (обломок или идиоморфный кристалл) и характер его поверхности (протогенетические сколы, следы растворения, харак-

терные скульптуры, имеющиеся до захвата обломка алмазом). Однако чётко разделить прото- и сингенетические включения сложно. Центральные протогенетические включения, по-видимому, служили затравками для кристаллизации алмаза. Г. П. Буланова с соавторами [29] к предполагаемым протогенетическим включениям относит не имеющие огранки тэнит, когенит, вюстит, некоторые сульфиды, графит. Кроме того, протогенетическими могут быть включения ультраосновной ассоциации – оливин (форстерит), энстатит, гранат и эклогитовой – омфацит.

Все минеральные включения, описанные выше, встречаются преимущественно в кристаллах с послойно октаэдрическим внутренним строением (октаэдры, ромбододекаэдры, додекаэдрониды и переходные между ними формы). В кристаллах алмаза с волокнистым внутренним строением (кубы, кубоиды, тетрагексаэдрониды) видимые минеральные включения достаточно редки.

*Кристаллы алмаза с послойным внутренним строением из кимберлитов и лампроитов содержат включения минералов (редко полиминеральные образования), которые соотносятся с ультрабазитами, базитами и породами промежуточного ультрабазит-базитового состава. Эти породы являются субстратом, в котором кристаллизуются алмазы в глубинах Земли.*

## 1.2. Полифазные включения в алмазе с волокнистым внутренним строением

Полифазные ультрамелкие включения содержатся в кристаллах (кубы, кубоиды, тетрагексаэдрониды) и отдельных зонах кристаллов (пирамиды роста куба) с волокнистым внутренним строением. Довольно часто центральная область октаэдрических и ромбододекаэдрических кристаллов представлена кубоидной структурой с волокнистым внутренним строением или секториальной с комбинированным волокнистым и послойным строением. Встречаются также октаэдрические и ромбододекаэдрические кристаллы алмаза с оболочкой волокнистого строения. Названные включения представляют собой многочисленные ультрамелкие (50–100 нм) частично раскристаллизованные образования сложного состава с большим количеством  $H_2O$ . Впервые такие включения описаны в работе [201]. Было установлено, что в ИК-спектрах оболочек алмазов из Конго присутствуют дополнительные не типичные для спектров алмаза линии около 3400 и 1450  $cm^{-1}$ , обусловленные примесями воды и карбоната соответственно. В дальнейшем в микровключениях помимо воды и карбонатов были обнаружены многочисленные минеральные фазы – апатит, рутил, кварц, слюды, магнетит, ильменит, феррипериклаз, сульфиды и др., аморфные силикаты и карбонаты, а также флюидные пузырьки, содержащие К и Сl [182, 259, 261, 321]. О. Навон с соавторами [279] предположил, что эти включения представляют собой застывший, частично раскристаллизованный глубинный расплав-флюид, насыщенный жидкими и газообразными компонентами. Причём минеральные твёрдые аморфные фазы включений образовались после охлаждения первичного расплава (флюида), который во время кристаллизации алмаза при очень высоких  $P-T$  параметрах был гомогенным, так как находился в закритическом состоянии. Состав этого насыщенного флюидами расплава, по-видимому, отражает состав алмазообразующей среды, что должно иметь большое значение для реконструкции условий кристаллизации природных алмазов.

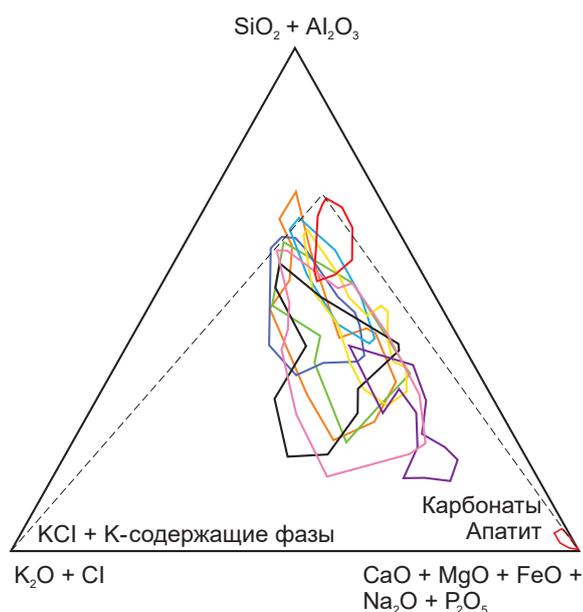
За последние десятилетия были проведены массовые исследования подобных микровключений в алмазах различного габитуса из месторождений Канады, Ботсваны, Южной Африки, Бразилии, Якутии [28, 100, 127, 177, 235, 236, 256, 258, 297, 329, 330]. В кристаллах и отдельных зонах кристаллов с волокнистым внутренним строением преобладают микровключения хлоридно-силикатно-карбонатного состава. Несмотря на сложный состав полифазных микровключений в алмазе с волокнистым строением, подчёркивающий гетерогенность алмазообразующей среды, имеются общие для всех включений признаки. Состав микровключений алмазов из разных месторождений мира варьирует между карбонатным и водно-солевым, а также между карбонатным и водно-силикатным. Включения карбонатного и хлоридного составов обнаруживают непрерывную смесимость в отличие от хлоридных и водно-силикатных.

Волокнистые алмазы из разных месторождений мира могут отличаться друг от друга по составу полифазных микровключений. Например, в трубках Коффифонтейн (ЮАР) и Диавик (Канада) состав включений существенно хлоридный с участием карбоната [257], во многих трубках Якутии, а также Ботсваны – силикатно-карбонатный [127]. Интересно, что различные генерации волокнистого алмаза в одной и той же трубке несколько отличаются по составу. Так, ранняя (более высокотемпературная) генерация октаэдрических кристаллов алмаза из тр. Интернациональная (Якутия) имеет существенно карбонатный состав включений [127], а более поздняя генерация кристаллов кубического габитуса – карбонатно-силикатный. Приведённые данные, по мнению авторов работы [127], указывают на то, что состав среды кристаллизации алмаза тр. Юбилейная (Якутия) эволюционировал от преимущественно карбонатного на ранних этапах алмазообразования до карбонатно-силикатного на более поздних.

Ф. В. Каминским с соавторами в алмазах района Жуина [245] были выявлены 11 новых минералов, идентифицированных как нижнемантийная первичная карбонатитовая ассоциация: два карбоната – магнезит и эйтелит  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ ; два фосфата – смешанно-ионный фосфат  $\text{Na}_4\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2(\text{P}_2\text{O}_7)$  и Fe-дифосфат  $\text{Fe}_2\text{Fe}_5(\text{P}_2\text{O}_7)_4$ ; два фторида – оскарсонит  $\text{AlF}_3$  и богатый барием фторид  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{AlF}_5$ ; три сульфида – пентландит  $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ , виоларит  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$  и миллерит  $\text{NiS}$ ; гематит и металлическое никелистое железо. В дополнение к приведённому в статье даётся перечень минералов, присутствующих в виде включений размером от 50 до 700 нм (доломит, анкерит, магнезит, брейнерит, галит, сильвин и др.). Отмечается, что никелистое железо и брейнерит характерны для железистых и углистых метеоритов соответственно, и это может свидетельствовать о принадлежности их к глубокой мантии. Как считает Ф. В. Каминский с соавторами [245], формирование алмаза происходило в карбонатитовой, карбонат-галит-фосфат-фторидной среде, которая была обогащена летучими и представляла открытую систему. Минеральный состав проанализированных ультрамикровключений варьирует даже в масштабах нанометров, что указывает на переменность среды образования алмаза.

При участии Г. К. Хачатрян проведены исследования алмазов в оболочке из трубок Конго [259]. Кристаллы кубического, ромбододекаэдрического и октаэдрического габитусов имели октаэдрическую или кубическую прозрачную центральную и полупрозрачную внешнюю зоны с волокнистым строением. Установлено, что ультрамикровключения, содержащиеся в волокнистой оболочке, имеют сложный силикатно-карбонатный состав (рис. 1.1). Главные их компоненты – высококремнистые слюды (30–90 %), карбонаты (5–70 %) и водный раствор, содержащий ионы  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и газообразный  $\text{CO}_2$ . С помощью рентгеновского микроанализатора было выявлено, что большинство микровключений в алмазе силикатно-карбонатного состава. При этом в одном кристалле могут одновременно встречаться существенно силикатные и существенно карбонатные включения.

Рис. 1.1



**Рис. 1.1. Тройная диаграмма состава флюидных включений в алмазах (семь образцов) из трубок Конго [259]:**

главные компоненты:  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  (силикатный),  $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{P}_2\text{O}_5$  (карбонатный),  $\text{K}_2\text{O} + \text{Cl}$  (солевой); области составов разных образцов показаны цветными линиями

солевых и карбонатных флюидов с мантийными породами, другие [227, 319, 326] – частичным плавлением карбонатизированных перидотитов и эклогитов.

Суммируя вышеизложенное, следует отметить распространённость карбонатных фаз, которые являются постоянным компонентом включений в волокнистом алмазе. Это указывает на неизменное наличие карбонатного вещества в среде кристаллизации алмаза и его вероятное участие в алмазообразовании.

Представляет интерес вопрос: почему пирамиды роста октаэдра (послойное внутреннее строение) и куба (волокнистое внутреннее строение) в алмазе характеризуются разным типом и составом включений? В пирамидах роста октаэдра с послойным внутренним строением преимущественно распространены минеральные включения ультраосновной и эклогитовой ассоциаций, а в пирамидах роста куба и других граней с волокнистым внутренним строением, как правило, присутствуют водонасыщенные микровключения сложного состава, содержащие хлоридно-силикатно-карбонатные компоненты. Возможная причина неоднородного распределения включений в объёме кристалла кроется в том, что разные его грани в процессе роста обладают разной способностью захватывать примеси. Так, быстро растущие по нормальному механизму грани куба захватывают включения различных типов (кристаллические, твёрдые аморфные, жидкие и газовые). Это происходит благодаря способности отдельных волокон огибать инородные включения в процессе роста кристалла алмаза. Особенностью медленного послойного роста октаэдрических граней является то, что они, двигаясь в направлении, параллельном уже сформировавшимся поверхностям, «срывают» инородные примеси, в первую очередь, обладающие малой вязкостью. В связи с этим в алмазах с послойно октаэдрическим строением полифазные ультрамикровключения практически отсутствуют, а твёрдые сингенетические вклю-

Данные рамановской спектроскопии и ИК-спектроскопии также свидетельствуют о наличии в алмазах примесей силикатов (слюды) и карбонатов и, кроме того, воды,  $\text{CO}_2$  и углеводородных метиленовых групп –  $\text{CH}_2$ . С помощью рентгенографии в алмазах обнаружено более 30 кристаллических фаз, среди которых преобладают биотит, флогопит, Fe-флогопит, гидрослюды, хлориты, минералы группы монтмориллонита, галлуазит, серпентин, глауконит, апатит, брусит, магнетит, гематит, ильменит, хромит, циркон, цеолит и другие минералы. Минералы группы карбонатов в подавляющем большинстве кристаллов алмаза не найдены. На основании этого нами сделано заключение, что карбонаты присутствуют во включениях в виде аморфной фазы или растворённой в воде форме.

Относительно происхождения вещества ультрамикровключений в кристаллах алмаза с волокнистым строением существуют разные точки зрения. Одни исследователи [280, 320] полагают, что состав микровключений обусловлен взаимодействием водно-

чения относительно редки. Например, в трубках Якутии и Архангельской области на долю алмазов, содержащих сингенетические включения ультраосновной или эклогитовой ассоциаций, приходится обычно не более 5 %.

*Итак, специфической особенностью природных алмазов с волокнистым внутренним строением является наличие многочисленных ультрамелких включений карбонатно-силикатно-хлоридного состава, содержащих  $H_2O$  и  $CO_2$ . Эта особенность волокнистых алмазов обусловлена нормальным механизмом их роста.*

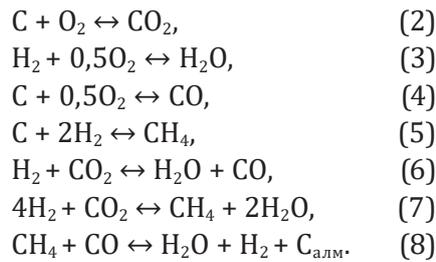
*В разных месторождениях состав микровключений в алмазах разнообразен (существенно карбонатный, существенно силикатный, карбонатно-силикатный, существенно хлоридный, хлоридно-карбонатный). Состав микровключений в волокнистых алмазах разных генераций на одном месторождении также может варьировать. Все эти изменения, по всей видимости, обусловлены тончайшим весьма неоднородным составом среды, в которой растут кристаллы алмаза.*

*Карбонаты – постоянный компонент включений в волокнистом алмазе. Это свидетельствует о большом значении карбонатного вещества в генезисе природных кристаллов алмаза.*

### 1.3. Газовые включения в алмазе

В отличие от многих прозрачных минералов природные алмазы обычно не содержат видимых газовой-жидких включений. Тем не менее, газохроматографические исследования кристаллов алмаза позволили выявить в них ряд примесей, которые при нормальных условиях представляют собой газы. Так, В. Кайзер и Л. Бонд [240] в результате графитизации при температуре около 2000 °С из кристаллов алмаза выделили азот. Его концентрация прямо коррелировала с интенсивностью пика около 1282 см<sup>-1</sup>, обусловленного структурной примесью азота в виде пары замещающих углерод атомов (А-центры). На основании этого названные авторы сделали вывод о том, что весь выделившийся в эксперименте азот присутствовал в структурно связанной форме. Однако в дальнейшем помимо азота из алмаза путём раскалывания в глубоком вакууме были выделены другие газы: диоксид углерода, пары воды, метан и аргон [270]. Это позволило предполагать, что, наряду с примесями, входящими в кристаллическую решётку, в алмазе существуют субмикроскопические фазовые неоднородности, содержащие флюидные компоненты.

Исследование африканских и южноамериканских кристаллов алмаза (раскалывание в вакууме при 200 °С) позволило расширить представления о газовых примесях в алмазе [268]. Кроме упомянутых выше диоксида углерода, паров воды, метана и аргона, в алмазах были обнаружены значительные количества молекулярного водорода (до 59 об. %), оксида углерода (до 45,8 об. %), а также небольшие содержания непредельных углеводородов – этена ( $H_2C=CH_2$ ) и пропена ( $H_2C=CH-CH_3$ ). При этом выявлена корреляция между газовым составом алмазов, типом внутреннего строения и габитусом кристаллов. Так, в октаэдрических кристаллах с послойным внутренним строением главные примеси представлены водородом, парами воды, метаном, оксидом и диоксидом углерода. В кубах с волокнистым внутренним строением резко преобладает  $H_2O$  (63,6 и 85,1 об. %), в подчинённом количестве присутствуют диоксид углерода и метан. С. Мелтон и А. Жиардини [268] считают, что рост алмаза в мантии происходил путём кристаллизации из газа или расплава. При этом включения газов в алмазах являются первичными, т. е. газы, выделенные из алмаза, – это компоненты среды кристаллизации, участвующие в процессе алмазообразования по реакциям:



Последующие исследования С. Мелтона и А. Жиардини [267, 269] позволили определить некоторые вариации в составе газов кристаллов алмаза различных алмазоносных провинций (табл. 1.1). Так, североамериканские алмазы (Арканзас) оказались сходными по распределению газовых примесей с африканскими. В отличие от них индийские кристаллы (из докембрийских конгломератов района Панна) имеют менее разнообразный газовый состав.

Табл. 1.1

В табл. 1.1 приведены усреднённые значения концентраций газов в кристаллах алмаза с различным типом внутреннего строения из разных алмазоносных провинций мира [269]. По мнению С. Мелтона и А. Жиардини (1981), важными характеристиками природных алмазов являются отношения концентраций отдельных компонентов в кристаллах:  $\text{H}_2 / \text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO} / \text{CO}_2$ . Как видно из таблицы, одни компоненты ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) типичны для большинства кристаллов, другие (непредельные углеводороды, спирты, Ar) – проявляются спорадически. Помимо аргона из алмаза были выделены и другие инертные газы

[307]. Исследованию газовых включений в алмазах Сибирской и Восточно-Европейской платформ посвящены работы З. В. Бартошинского с соавторами [25]. По сравнению с предшествующими исследователями [267, 268, 269] ими была проанализирована более представительная коллекция кристаллов – 44 алмаза из якутских трубок Мир, Сытыканская и некоторых сибирских россыпей. Установлено, что главной, преобладающей в количественном отношении примесью является азот, распространены также примеси воды, водорода, оксида и диоксида углерода, а также углеводородов. При этом примесные газовые компоненты по мере значимости образуют ряд:  $\text{N}_2 > \text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CO} > \text{CO}_2 > \text{CH}_4$ .

**Табл. 1.1. Среднее содержание газов (об. %), выделенных из алмазов разных провинций при  $T 200^\circ\text{C}$  в вакууме [269]**

Газовые компоненты	Арканзас	Африка	Индия
$\text{H}_2$	19,4	37,4	61,3
$\text{CH}_4$	3,7	6,5	7,0
$\text{H}_2\text{O}$	39,6	25	16,9
$\text{C}_2\text{H}_4$	0	1,1	0
$\text{N}_2$	15,9	0,3	0,7
CO	3,8	21,0	1,4
$\text{CH}_3\text{OH}$	1,0	0	0
$\text{CH}_3\text{CH}_2\text{OH}$	1,0	0,5	0
$\text{C}_3\text{H}_6$	0	0,3	0
Ar	0	0,4	0
$\text{CO}_2$	15,5	7,5	12,7

Главные газовые компоненты в алмазах из трубок месторождения им. Ломоносова Восточно-Европейской платформы (табл. 1.2) –  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , а CO не обнаружен [25]. Вслед за С. Мелтоном и А. Жиардини [269] З. В. Бартошинский с соавторами использовал отношение  $\text{CO} / \text{CO}_2$  в кристаллах для характеристики окислительно-восстановительных условий в среде алмазообразования. По данному параметру алмазы из трубок Центральной Якутии заметно отличаются от алмазов месторождения им. Ломоносова Архангельской области. Это, по мнению З. В. Бартошинского с соавторами, отражает окислительные условия кристаллизации последних по сравнению с алмазами Якутии.

Табл. 1.2

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что основными газовыми компонентами в алмазах из различных алмазоносных провинций мира являются  $\text{H}_2\text{O}$ , CO,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$

**Табл. 1.2. Состав газов (об. %), выделенных из кристаллов алмаза месторождения им. Ломоносова, по данным З. В. Бартошинского с соавторами [25]**

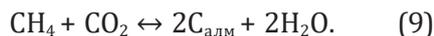
Газовые компоненты	Морфологические группы		
	Ряд октаэдр – додекаэдровид	Додекаэдровиды «уральского» типа	Ромбододекаэдровиды с блоковой скульптурой
H <sub>2</sub>	1,21	1,03	0
H <sub>2</sub> O	34,14	69,82	18,82
CO <sub>2</sub>	50,12	25,26	77,81
CH <sub>4</sub>	1,45	0,52	0,48
N <sub>2</sub>	13,08	3,37	2,89

и N<sub>2</sub>. Эти соединения, по-видимому, наиболее часто присутствуют в среде кристаллизации алмаза и могут участвовать в процессе алмазообразования.

Углублённое изучение содержащихся в алмазе газовых компонентов и их генетической информативности проведено С. Б. Тальниковой [28, 146]. Были проанализированы кристаллы алмаза из якутских трубок Удачная и Мир с включениями ультраосновной и эклогитовой ассоциаций, а также сравнивалось содержание газов в разных частях одного и того же кристалла – с минеральным включением и без него. Принципиально важным выводом, сделанным в работе [28], было существование зависимости содержания газов в алмазе от наличия минеральных включений. По данным, приведённым в этой работе, участки кристалла алмаза, содержащие первичные минеральные включения, обогащены газовыми примесями по сравнению с подобными участками без включений. Г. П. Буланова с соавторами [28] справедливо полагает, что данный эффект обусловлен дополнительным количеством газа, адсорбированного на поверхности минерального включения перед его консервацией кристаллом алмаза. Таким образом, речь идёт о газах, присутствующих в среде кристаллизации алмаза.

Существенно то, что алмазы с включениями эклогитовой ассоциации, кристаллизовавшиеся в среде базитового состава, значительно обогащены газовой составляющей по сравнению с алмазами ультраосновной ассоциации, сформировавшимися среди бедных летучими перидотитов. Газовые компоненты, выделенные из алмаза, присутствуют внутри кристаллов в разных формах: структурной (N-, N<sub>2</sub>-, N<sub>4</sub>-, C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>-центры и др.) и фазовой (первичные и вторичные включения различного состава). При термическом разрушении алмаза отдельные газовые компоненты, по-видимому, могут трансформироваться или вступать в химические реакции между собой. В этой связи наибольший интерес с генетической точки зрения представляют данные прямых определений состава флюидных включений в алмазе. В работе А. А. Томиленко с соавторами [149] сообщается о находке в якутских алмазах микроскопических флюидных включений размером от нескольких до 35 мкм. Они располагались внутри кристалла в залеченных трещинах, не выходящих на поверхность. Это позволяет считать, что при консервации включений процесс алмазообразования ещё не был окончательно завершён, т. е. состав включений отражает состав среды кристаллизации алмаза. Авторы данной публикации с помощью комплекса физико-химических методов провели прямые определения состава включений и выделили среди них три группы: углекислотно-азотно-углеводородные, углекислотно-азотные и углеводородные. Не исключается присутствие во включениях небольшого количества H<sub>2</sub>O. По мнению авторов, включения двух последних групп, находящиеся в пределах одной залеченной трещины, образовались в результате вскрытия включений первой группы.

Выявленные А. А. Томиленко с соавторами [149] включения содержат газы, необходимые для осуществления реакции алмазообразования по типу:



Включения, содержащие диоксид углерода и молекулярный азот (углекислотно-азотные) обнаружены в алмазах с послойным октаэдрическим внутренним строением [299].

Химически инертный азот либо является сопутствующим компонентом углеродсодержащих флюидов, либо при избытке углеводородов ( $\text{CH}_4$ ) в среде вступает в реакцию с метаном, как предполагалось ранее [22]:



Итак, в природных алмазах в составе микровключений присутствуют в различных соотношениях диоксид и оксид углерода, углеводороды, азот, водород,  $\text{H}_2\text{O}$ , в подчинённых количествах инертные газы.

Состав газов, включённых в алмаз, характеризует состав среды кристаллизации. На первичный характер газовых включений в алмазах указывают: нахождение включений внутри залеченных трещин в алмазе; прямая взаимосвязь между содержанием газов в кристалле и наличием в нём прото- и сингенетических минеральных включений; повышенное содержание газов в алмазе с включениями эклогитовой ассоциации по сравнению с алмазами с включениями ультраосновной ассоциации.

Самыми распространёнными газовыми компонентами, встречающимися во всех без исключения кристаллах алмаза, являются  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Избыток этих компонентов в среде алмазообразования объясняет преобладание воды и карбонатов в составе ультрамикровключений в алмазах с волокнистым внутренним строением.

Наличие в составе газов окисленной и восстановленной форм углерода свидетельствует о вероятном участии этих газов в процессе алмазообразования по реакции типа:



## 1.4. Структурные примеси и другие дефекты в кристаллической решётке алмаза

Несмотря на простой химический состав, реальная структура алмаза имеет многочисленные дефекты различной природы. В настоящее время известно более 50 дефектов.

Для кристаллической решётки алмаза весьма характерны непримесные (собственные) дефекты, к которым относятся вакансии в разных зарядовых состояниях, скопления вакансий, смещённые атомы углерода, точечные и протяжённые дислокации. Другая часть микродефектов – это примеси, представляющие собой отдельные чужеродные атомы (нейтральные или заряженные), несколько атомов и их объёмные образования. Взаимодействуя с вакансиями, структурные примеси формируют новые оптически активные центры.

Примеси и непримесные дефекты кристаллической решётки алмаза, с нашей точки зрения, наиболее информативны в генетическом аспекте. Многие из них возникают непосредственно в процессе кристаллизации алмаза. При этом концентрация структурных примесей, согласно теории роста кристаллов [175], определяется химическим составом среды, температурой и скоростью процесса. Всё это служит предпосылкой для использования примесей и непримесных дефектов кристаллической решётки алмаза в качестве чувствительных индикаторов условий природного алмазообразования.

### 1.4.1. Классификация структурных дефектов и методы их изучения

Дефекты непримесной природы представляют собой большое семейство центров от точечных вакансий и междоузельных атомов до дислокаций различного типа. Исследо-

вание точечных дефектов проводится с использованием облучения алмазов различными высокоэнергетическими частицами (электронами, нейтронами и др.) с последующим анализом их электронно-оптических характеристик. Присутствие подобных дефектов в природных алмазах свидетельствует о радиационном облучении кристаллов в процессе их роста или в эпигенетический период. Один из наиболее изученных и распространённых точечных дефектов – нейтральная вакансия, проявляющаяся в спектрах поглощения и люминесценции в виде GR-системы линий [204, 205].

Другая разновидность непримесных дефектов – дислокации, или одномерные нарушения структуры. В природных алмазах они представлены двумя основными типами: ростовыми и эпигенетическими. К эпигенетическим дислокациям, в частности, относятся широко распространённые пластические деформации, обуславливающие коричневую и дымчатую окраску кристаллов [131]. Ростовые дислокации имеют форму пучков, расходящихся от центра к поверхности. Концентрация таких дислокаций варьирует от единичных в кристаллах с совершенной структурой до многочисленных, когда пучки как бы пронизывают кристалл по всему его объёму.

В отличие от ростовых эпигенетические дислокации, связанные с пластической деформацией, локализованы вдоль плоскостей скольжения, обычно граней октаэдра. Взаимное пересечение двух систем пластических деформаций обуславливает характерное блоковое строение кристаллов. Повышенная плотность дислокаций в сочетании с блоковым строением кристаллов наиболее свойственна «безазотным» индивидам алмаза.

В природных алмазах из кимберлитов широко распространены пластинчатые дефекты в плоскости куба, получившие название «плейтлетс» (*platelets*), или В2 (В-центры). Линейные размеры этих образований составляют 5–100 нм, более редки «гигантские» пластинки до 10 мкм [224, 232]. Плейтлетс характерны лишь для азотсодержащих алмазов и существенно влияют на оптические и другие их свойства. При оценке концентраций этих дефектов, представленных основным максимумом поглощения 1358–1380 см<sup>-1</sup>, а также 1430 и 330 см<sup>-1</sup>, первостепенную роль играет метод ИК-спектроскопии. Волновые числа главной полосы данной системы находятся в обратной зависимости от размера пластинок, а интенсивность максимума 1358–1380 см<sup>-1</sup> взаимосвязана с содержанием структурного азота в кристалле. Это позволило Е. В. Соболеву предположить, что плейтлетс представлены пластинчатыми агрегациями структурно связанного азота в плоскости куба. Долгое время эта концепция доминировала в отечественной литературе, однако в последнее десятилетие была переосмыслена. Эксперименты по ионному легированию алмаза с заменой <sup>14</sup>N на <sup>15</sup>N не привели к какому-либо изменению в положении и конфигурации максимума 1358–1380 см<sup>-1</sup>, следовательно, азот не является главным «строительным» элементом, формирующим плейтлетс [328]. Согласно данным трансмиссионной электронной микроскопии, приведённым в работе [223], плейтлетс представлены преимущественно углеродными атомами, тогда как азот входит в их состав в подчинённом количестве. На основании этого было высказано предположение, что плейтлетс – пластинчатые образования интерстициального характера (рис. 1.2), обусловленные смещениями алмазной решётки [223].

Рис. 1.2

В результате термической обработки алмазов, содержащих структурную примесь азота, при температуре 2400–2700 °С и давлении ~9 ГПа плейтлетс распадаются с образованием дислокационных петель и воидитов (см. рис. 1.2) [223]. Концентрация плейтлетс в природных алмазах обнаруживает положительную корреляцию с содержанием азота в В-форме. В этой связи предполагается [219], что азотные В-центры в алмазе способствуют конденсации междоузельных атомов углерода, представляющих собой плейтлетс (рис. 1.3).

Рис. 1.3

Существует большая группа алмазов с волокнистым внутренним строением, которые в значительных количествах содержат азот в В-форме, но не имеют плейтлетс [242]. Эти кристаллы наиболее характерны для трубок Золотицкого поля Архангельской области

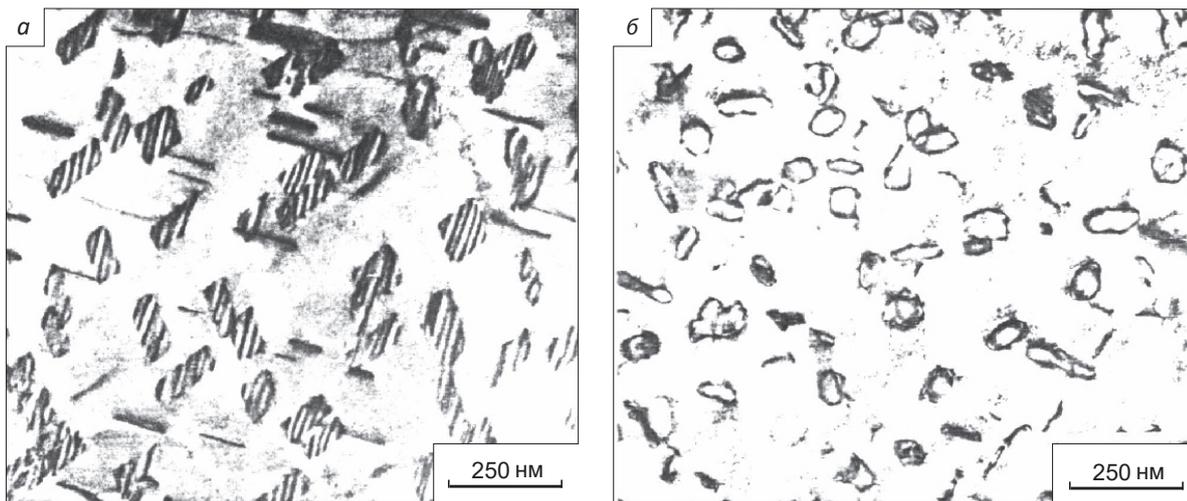


Рис. 1.2. Электронные микрофотографии плейтлетс (а), дислокационных петель и воидитов (б) в алмазах [223]

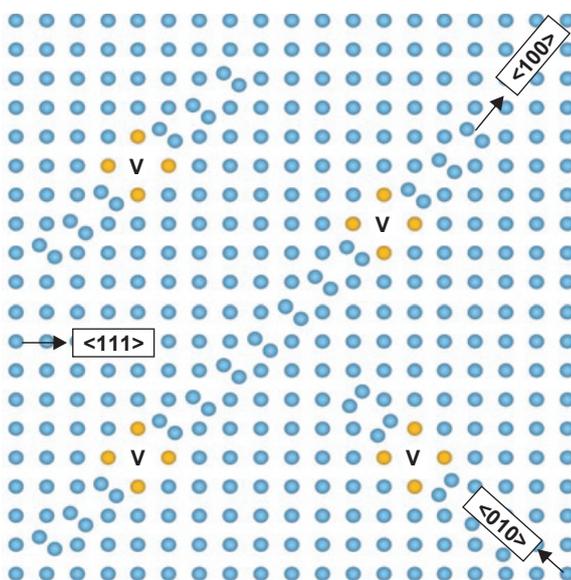


Рис. 1.3. Модель плейтлетс [219], представляющая собой две ближайшие плоскости (100), образованные междуузельным углеродом, окружающие В-дефекты. В-дефекты – вероятные центры конденсации междуузельных атомов углерода:

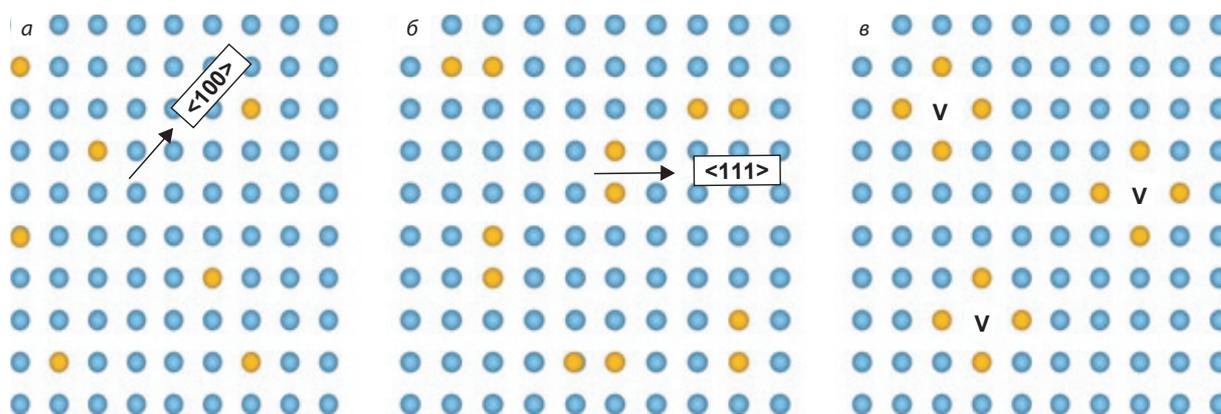
синий – атомы углерода, жёлтый – атомы азота в составе В-дефектов, V – центральная вакансия в В-дефектах; стрелками указаны определённые направления в кристаллической решётке алмаза

[174]. Из этого следует, что образование плейтлетс возможно лишь в кристаллах с послойно-октаэдрическим внутренним строением.

В лондейлитсодержащих алмазах из метеоритов и импактитов возникают дефекты, связанные с дислокационной структурой на границе кубической и гексагональной фаз, которые проявляются в ИК-поглощении (максимум около  $1219\text{ см}^{-1}$ ) и ЭПР-спектрах [75, 84, 92]. Концентрация этих дефектов, по данным ЭПР, составляет 1–60 at. ppm [92].

Другая группа структурных дефектов обусловлена примесями. Среди структурных примесей главную роль играет азот, изоморфно замещающий углеродные атомы в кристаллической решётке алмаза. Общее содержание структурной примеси азота в природных алмазах может достигать 5000 at. ppm [290]. Содержание структурной примеси азота в алмазах положено в основу физической классификации алмазов [289], которая позднее была детализирована. Кристаллы с концентрацией примеси  $\leq 20$  at. ppm, согласно этой классификации, относят к алмазам «безазотного» типа II, тогда как все остальные кристаллы – к алмазам спектрального типа I.

Несмотря на многообразие азотных центров в алмазах, они неравноценны по степени распространённости и концентрации. Азотные дефекты в природных и синтети-



**Рис. 1.4. Атомные модели основных азотных дефектов, по [219]:**

*a* – одиночный замещающий углерод (синий) атом азота (жёлтый); *б* – пара соседних замещающих углерод атомов азота; *в* – четыре замещающих углерод атома азота, сгруппированные вокруг вакансии (V)

Рис. 1.4

ческих алмазах обычно подразделяют на основные и производные. К основным относятся наиболее часто встречающиеся дефекты кристаллической решётки алмаза, которые могут присутствовать в кристалле самостоятельно без сопровождения других дефектов. К ним относятся N-, A-, B- (рис. 1.4), а также N3-центры. По основным азотным центрам алмазы разделяются на спектральные типы. Алмазы с индивидуальной системой поглощения, обусловленной N-центрами, относят к спектральному типу Ib. Если весь структурный азот в кристалле представлен исключительно A-центрами, то кристаллы этого спектрального типа обозначаются IaA. И, наконец, алмазы, содержащие только азот в форме B, принадлежат к типу IaB. Для алмазов смешанных типов, которые наиболее распространены среди природных кристаллов, приняты следующие обозначения: IaAB (комбинация A- и B-дефектов) и Iab (комбинация N- и A-дефектов). «Безазотные» алмазы с общим содержанием структурного азота  $\leq 20$  at. ppm относят к спектральному типу II. Производные дефекты присутствуют в кристаллах только в сочетании с основными. Значительная их часть образуется в результате взаимодействия примесных и собственных дефектов кристаллической решётки алмаза.

Наряду с азотом в природном алмазе были выявлены и другие примеси, но лишь некоторые из них содержатся в кристаллах в форме структурно связанных атомов (оптически активных центров). К последним, прежде всего, следует отнести водород и бор, вхождение которых в структуру алмаза достоверно установлено. В природных алмазах концентрация водорода достигает  $\sim 100$  at. ppm, бора – 2–3 at. ppm [260]. Следует также отметить, что в структуре алмазов с жёлтой окраской, относительно мало распространённых в кимберлитовых трубках, с помощью метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) зафиксирована примесь никеля в разных формах, а также предполагаются примеси кислорода и фосфора [147].

Методы изучения структурных дефектов в алмазах разнообразны. Экспериментальные данные по непримесным (собственным) дефектам в алмазе обобщены в работе [132].

Точечные собственные дефекты решётки алмаза – вакансии, группы вакансий, междоузельные атомы – индуцируются в результате радиационного облучения «безазотных» кристаллов типа II. Последующее исследование наведённых дефектов с применением комплекса спектроскопических методов, ЭПР и фотолюминесценции (ФЛ) позволяет расшифровать модели оптически активных центров. Характеристики некоторых из них и методов их изучения приведены в табл. 1.3.

Табл. 1.3

**Табл. 1.3. Дефекты кристаллической структуры алмаза и методы их регистрации [27, 48, 132, 190, 324]**

Дефекты		Методы	
Кристаллохимическая характеристика	Обозначения (модель, формула)		
Непримесные	Вакансия	V	Радиационное облучение + люминесценция
	Междоузельный атом	I <sub>c</sub>	Облучение электронами + ЭПР
	Плейтлетс	V <sup>1</sup> , B <sub>2</sub> , P	ИК-, УФ-спектроскопия, ФЛ, рентгенография, ТЭМ
	Дислокация	D	ТЭМ, рентгенотопография, поляризационно-оптический, ЭПР
Примесные	Азот, изоморфно замещающий углерод	A (N <sub>2</sub> )	ИК-, УФ-спектроскопия
		B, B <sub>1</sub> (N <sub>4</sub> +V)	ИК-, УФ-спектроскопия, ФЛ, рентгенография, ТЭМ
		C, N (N)	ЭПР, ИК-спектроскопия
		N <sub>3</sub> (N <sub>3</sub> +V)	ФЛ, УФ-спектроскопия, ЭПР
		H <sub>4</sub> (N <sub>4</sub> +2V)	ФЛ, ЭПР
		S <sub>1</sub> (N+V)	ФЛ, ЭПР
	Водород, химически связанный с углеродом	H(C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> )	ИК-спектроскопия
Бор, изоморфно замещающий углерод	(B)	ИК-спектроскопия, ЭПР	

Плейтлетс фиксируются в алмазах методами трансмиссионной электронной микроскопии (ТЭМ) в форме пластинок, параллельных граням куба (см. рис. 1.3), диффузного рассеяния рентгеновских лучей в виде своеобразных шипов вдоль (100), а также в спектрах люминесценции, ИК- и УФ-поглощения [131].

Дефекты, связанные с присутствием лонсдейлита в поликристаллических алмазах, возникающие на границе кубической и гексагональной фаз, проявляются на рентгенограммах неподвижных образцов (метод Лауэ), в спектрах фотолюминесценции, ЭПР и ИК-поглощения [20, 75, 76, 77, 84].

Ростовые и эпигенетические дислокации в кристалле алмаза наблюдаются с помощью прямых методов – электронной микроскопии и рентгенотопографии. Кроме того, в специально вырезанных алмазных пластинах дислокации могут быть зарегистрированы с использованием поляризационно-оптического метода и избирательного травления поверхности [47].

Г. А. Гуркиной было установлено, что часть кристаллов октаэдрической и округлой форм содержит относительно мало дислокаций [74], в то же время алмазы кубического габитуса характеризуются высокой плотностью дислокаций ( $> 10^5 \text{ см}^{-1}$ ). Плотность дислокаций  $> 10^6 \text{ см}^{-1}$  отмечается также в кристаллах различного габитуса, имеющих дымчатую, коричневую и розово-лиловую окраску. Также показано, что однотипные по форме кристаллы из трубок одного и того же алмазоносного района различаются по степени дефектности. Вместе с тем метод рентгенотопографии трудоёмок, требует длительной экспозиции (несколько часов) и тщательного соблюдения геометрии съёмки, существенно влияющей на качество топограмм. Поэтому он не может быть рекомендован для массовых исследований дефектности кристаллов алмаза, также как электронная микроскопия и поляризационно-оптический метод, характеризующиеся сложной пробоподготовкой, включающей изготовление ориентированных плоскопараллельных алмазных пластин.

К наиболее распространённым методам изучения примесных структурных дефектов относятся люминесцентные (прежде всего, фотолюминесцентный), электронный парамаг-

нитный резонанс и оптические абсорбционные (спектры ИК- и УФ-поглощения). В отличие от ЭПР и оптических абсорбционных люминесцентные методы, как правило, не являются количественными из-за тушения одних центров другими. Например, азотные А-центры «гасят» голубую фотолюминесценцию (центр N3).

Метод ЭПР считается одним из наиболее эффективных при изучении дефектов кристаллической решётки алмаза. Его преимущества – высокая чувствительность и большая информативность, основывающаяся на результатах анализа тонкой и сверхтонкой структур спектров. Недостаток метода заключается в том, что он фиксирует лишь те элементы реальной структуры алмаза, которые содержат неспаренные электроны. Так, из четырёх основных азотных центров в алмазе в спектрах ЭПР активны лишь два – N (одиночный замещающий углерод атом азота) и N3 (три замещающих углерод атома азота с вакансией). К числу достоинств метода относится его высокая чувствительность, на 2–3 порядка превышающая чувствительность оптических абсорбционных методов.

В результате массовых исследований спектров ЭПР природных алмазов Е. В. Солевым было показано, что в бесцветных индивидах концентрация азота в форме N- и N3-центров составляет 0,01–0,6 ат. ppm. При этом в жёлтоокрашенных разностях содержание одиночного парамагнитного азота существенно выше: до 600 ат. ppm в кристаллах из кимберлитов и, согласно данным работы [193], до 3500 ат. ppm в алмазах из метаморфических пород.

Наряду с азотными центрами, метод ЭПР фиксирует центры, связанные с бором в алмазах голубой окраски и никелем, вакансии в ионизированном состоянии и другие радиационные дефекты в алмазах с пятнами пигментации, оборванные связи на дислокациях в кристаллах с коричневой окраской.

В спектрах УФ-поглощения азотные центры проявляются характерными максимумами в области < 225 нм, что позволяет диагностировать каждый из азотных центров в отдельности. Однако при наличии в кристаллах азота в А-форме ( $N_A > 60$  ат. ppm) определение содержания В-центров невозможно из-за взаимного наложения полос поглощения А- и В-систем. Так как в большинстве природных кристаллов алмаза концентрация азота в форме А весьма значительна, то метод УФ-спектроскопии не может быть использован для количественной оценки содержания в них В-дефектов [74].

Из рассмотренных методов исследования структурных дефектов в алмазах преимуществом обладает метод ИК-спектроскопии. Он является количественным, универсальным (позволяет регистрировать семь наиболее распространённых оптически активных центров в алмазах различных генетических типов), практически не требует специальной

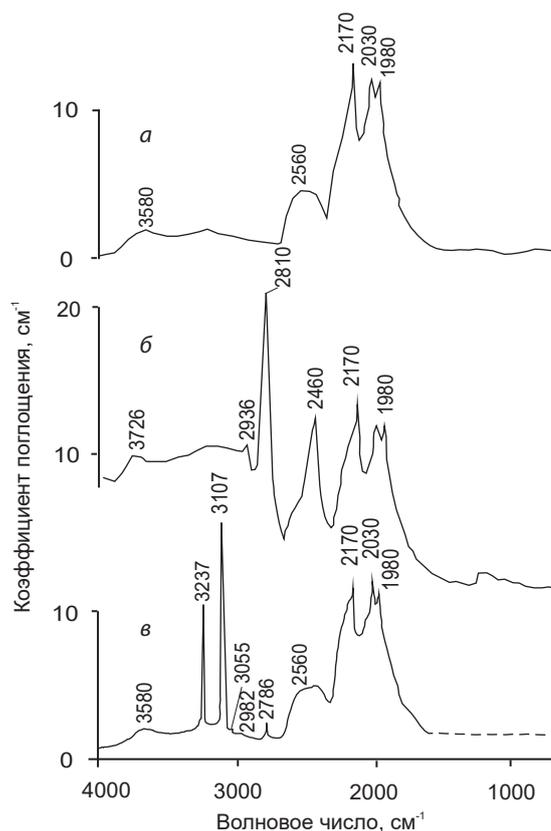


Рис. 1.5. ИК-спектры алмаза типов Ia (а), Ib (б) и алмаза с высоким содержанием водородных центров (в)

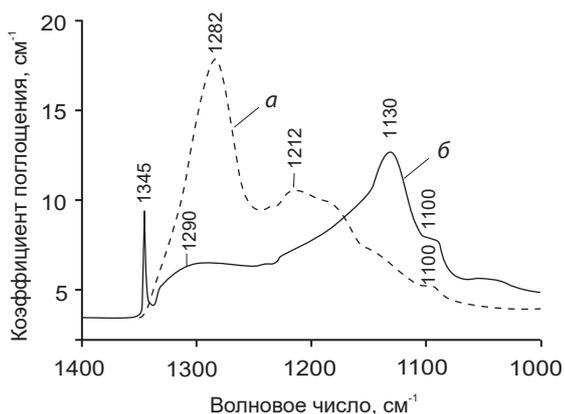


Рис. 1.6. Характерные ИК-спектры азотсодержащих кристаллов алмаза типов IaA (а) и Ib (б) [27]

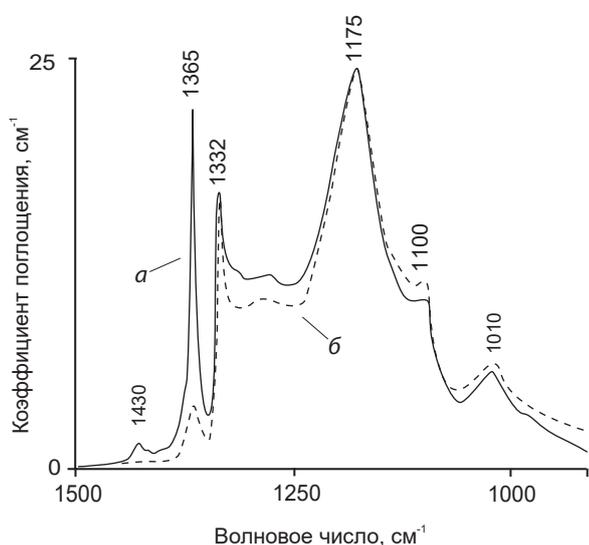


Рис. 1.7. Характерные ИК-спектры алмаза типа IaB, содержащего азотные В-центры и плейтлетс, до (а) и после (б) отжига [223]

турного азота, но могут быть встречены самостоятельно в алмазах типа Ia. Характерный ИК-спектр кристалла с высоким содержанием водородных центров приведён на рис. 1.5, в. Главный максимум системы «водородных» линий  $3107\text{ см}^{-1}$ , который используется для оценки содержания данной примеси, всегда сопровождается пиком  $1405\text{ см}^{-1}$  в однофононном диапазоне.

В отличие от алмазов типов Ia и Ib кристаллы, содержащие структурную примесь азота в различных формах, обнаруживают поглощение в однофононной области спектра, проявляющееся в виде систем характеристических линий и их комбинаций. На рис. 1.6 и 1.7 приведены ИК-спектры алмазов «чистых» типов Ib, IaA, IaB.

Следует отметить, что в природных алмазах В-центры (линии  $1010, 1100, 1175, 1332\text{ см}^{-1}$ ) часто сопровождаются плейтлетс (линии  $1365, 1430\text{ см}^{-1}$ ). Однако последние представляют собой самостоятельные дефекты, которые в отличие от В-центров разрушаются при высокотемпературной обработке кристаллов (см. рис. 1.7).

пробоподготовки и разрушения образца, отличается экспрессностью и достаточно высокой чувствительностью.

Теоретически для идеального беспримесного алмаза поглощение в ИК-области, обусловленное взаимодействием излучения с одним из колебаний решётки (фононом), является запрещённым. В результате этого алмаз типа Ia («безазотный», не содержащий бора) практически прозрачен в однофононной (волновые числа  $< 1600\text{ см}^{-1}$ ) области ИК-спектра (рис. 1.5, а). Вместе с тем для всех алмазов данного спектрального типа наблюдается поглощение в диапазоне  $1600\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ , связанное с одновременным взаимодействием двух фононов – продольных и поперечных оптических и акустических колебаний в разных сочетаниях [228].

«Безазотные» алмазы спектрального типа Ib содержат в кристаллической решётке атомы бора, изоморфно замещающие углерод. Примесь бора придаёт кристаллам характерную голубую окраску и полупроводниковые свойства. В двухфононном диапазоне в ИК-спектрах таких кристаллов обнаруживаются дополнительные линии  $2460, 2810, 2936\text{ см}^{-1}$ , главная из которых около  $2810\text{ см}^{-1}$  (см. рис. 1.5, б). Алмазы, содержащие бор, очень редки и найдены только в южноафриканской тр. Премьер.

Из других дефектов, проявляющихся главным образом в двухфононной части ИК-спектра, следует отметить водородные центры. Нередко они наблюдаются в кристаллах со значительным количеством струк-

Рис. 1.5

Рис. 1.6  
Рис. 1.7

С учётом ИК-спектров алмазов «чистых» типов можно идентифицировать азотные центры в исследуемых образцах, а по интенсивности соответствующих полос поглощения оценивать содержание различных дефектов в кристалле. Реальные кристаллы в большинстве случаев содержат одновременно несколько структурных дефектов, спектры которых перекрываются. В связи с этим для определения концентраций азота в различных формах необходимо предварительное разложение ИК-спектров алмаза.

#### 1.4.2. Азотные центры и их характеристика

В большинстве алмазов из кимберлитов доминирует азот в А-форме. Концентрация этой примеси достигает 3000 at. ppm. А-центры представляют собой пару смежных замещающих углерод атомов азота (см. рис. 1.4) [134, 207]. Они проявляются в ИК-спектрах алмазов в виде системы линий 480, 1100, 1212 и 1282  $\text{см}^{-1}$  (главный максимум). Кроме того, эти центры фиксируются в спектрах УФ-поглощения алмазов (линии 330,2 и 315,6 нм), а также в видимой области спектра. Если весь структурный азот в кристалле представлен лишь А-центрами, то концентрация азота прямо пропорциональна коэффициенту поглощения максимума 1282  $\text{см}^{-1}$  [185].

Азотные В-центры также широко распространены среди природных алмазов из кимберлитов. Однако они не характерны для алмазов из метаморфических и импактных пород. В-центры представляют собой тетраэдрически сгруппированные вокруг вакансии четыре атома азота (см. рис. 1.4). Эти центры регистрируются в спектрах люминесценции и поглощения в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях [190]. В ИК-спектрах они проявляются системой взаимосвязанных линий 1010, 1100, 1330  $\text{см}^{-1}$  и главным максимумом 1175  $\text{см}^{-1}$  [134]. Среди природных алмазов нередко фиксируются разновидности кристаллов, в которых весь структурный азот представлен В-центрами. В алмазах с индивидуальной системой линий В-центров концентрация азота вычисляется по методике, предложенной в работе [184]. По мнению некоторых зарубежных исследователей, пик поглощения около 1330  $\text{см}^{-1}$  ( $\sim 1324 \text{ см}^{-1}$ ) в ИК-спектре алмаза обусловлен самостоятельным D-дефектом, природа которого не выяснена [203, 324]. D-дефект проявляется всего одной линией малой интенсивности и встречается лишь в алмазах, содержащих значимые количества азота в В-форме. Не обсуждая правомерность выделения D-системы в качестве самостоятельной, отметим, что вклад её в суммарный спектр алмаза настолько мал, что им можно пренебречь при количественной интерпретации ИК-спектра.

N-центры – одиночные замещающие углерод атомы азота (см. рис. 1.4) – являются основной формой вхождения структурного азота в алмазы из метаморфических пород [15, 144] и в алмазы, синтезированные в условиях высоких температур и статических давлений [27]. В алмазах из кимберлитов их максимальная концентрация обычно на 2–3 порядка ниже по сравнению с содержанием азота в А-форме. Исключение составляют алмазы из кимберлитовых и лампроитовых тел, имеющие ярко-жёлтую и зеленовато-жёлтую окраску, в которых N- и А-центры представлены примерно в равной пропорции.

Концентрация азотных N-центров в алмазах из метаморфических пород достигает 2850–3500 at. ppm [193]. N-центры парамагнитны, проявляются в спектрах поглощения в УФ- и видимой областях, а также в ИК-спектрах в виде системы линий 1345, 1290, 1130 (главный максимум), 1100  $\text{см}^{-1}$  [131]. Концентрация N-центров в алмазах может быть определена как методом ЭПР, так и по интенсивности поглощения максимума 1130  $\text{см}^{-1}$  в ИК-спектре. Согласно работе [185], концентрация азота в форме N прямо пропорциональна коэффициенту поглощения максимума 1130  $\text{см}^{-1}$ .

Среди основных азотных центров для природных кристаллов алмаза весьма характерны также азотсодержащие дефекты N3, которые интерпретируют как три замещающих

углерод атома азота в комбинации с вакансией. N3-центры обуславливают поглощение в ультрафиолетовой (415 нм) и видимой областях спектра, а также проявляются в спектрах люминесценции [131]. Их предельная концентрация в кристаллах на 2–3 порядка ниже максимального содержания в алмазах одиночного замещающего азота (N-центр), а также азотных дефектов в агрегированной форме A- или B-центров.

Парамагнитные N3-центры сформированы двумя атомами азота и вакансией [207]. Эти дефекты были выявлены в природных пластически деформированных азотсодержащих кристаллах алмаза и являются, по мнению Е. В. Соболева [131], производными A-дефектов. С присутствием N3-центров связана жёлтая фотолюминесценция алмаза [27]. Известны также дефекты N4, включающие четыре изоморфно замещающих углерод атома азота в сочетании с двумя вакансиями, рассматривающиеся [131, 265] как производные от B-центров.

S1-центры являются производными N-центров и обуславливают жёлтую фотолюминесценцию. Модель этого дефекта, представляющего собой комбинацию одиночного азота с вакансией NV, установлена с помощью метода ЭПР [131].

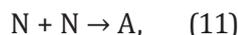
Представляют также интерес дефекты, содержащие никель в комбинации с двумя азотными атомами 2N-Ni, являющиеся производными A-дефектов. Эти центры были установлены в серо-голубых алмазах лампроитовой тр. Аргайл в Австралии [234].

### 1.4.3. Генетическая информативность азотных центров в кристаллах алмаза

Эксперименты по термической обработке природных алмазов в области их термодинамической стабильности при температурах  $> 1600$  °C и давлениях  $> 5,5$  ГПа позволили выявить трансформации азотных центров  $N \leftrightarrow A$  и  $A \leftrightarrow B$ . A-центры получены из N-центров при температуре отжига  $\sim 1600$  °C [202]. Обратный переход  $A \leftrightarrow N$  происходил при температуре  $> 1960$  °C. Увеличение температуры отжига до  $2200$  °C привело к агрегации A-центров с образованием центров N4, производных от B-дефектов [179]. Эти данные хорошо согласуются с результатами термической обработки синтетических алмазов [83], согласно которым при температуре отжига  $< 1950$  °C в кристаллах доминируют одно-трёхатомные азотные центры, при более высоких температурах – четырёхатомные (B, N4). Таким образом, экспериментальные данные по трансформациям азотных центров в кристаллах алмаза отчётливо показывают, что степень агрегации азота в алмазе возрастает с повышением температуры отжига. Эта закономерность находится в соответствии с результатами изучения природных алмазов из различных месторождений. Так, согласно существующим представлениям, среди природных кристаллов алмаза одними из самых «низкотемпературных» являются микрочастицы из метаморфических пород (например, месторождение Кумды-Коль, Казахстан). Именно они, в отличие от алмазов из кимберлитов и лампроитов, содержат преимущественно неагрегированный азот, или N-центры. В настоящее время систематически исследованы минеральные включения в алмазах из кимберлитов и лампроитов большинства месторождений мира, оценены температуры кристаллизации этих включений, а на их основе приближённые температуры алмазообразования. Как известно, яркими примерами наиболее глубоких и высокотемпературных алмазов служат кристаллы из тр. Аргайл и трубок и россыпей района Жуина. Подавляющее большинство алмазов из названных объектов содержат исключительно агрегированный азот в B-форме ( $N_B > 90\%$ ). Отметим, что основная масса кристаллов алмаза из кимберлитов и лампроитов характеризуется сочетанием B- и A-азотных центров при преобладании последних и одновременно ничтожной долей N-центров ( $\ll 1\%$  от общего содержания азота).

Изложенное выше указывает на возможность использования данных о распределении азотных центров в кристаллах алмаза для геотермометрии. Попытки количественной оценки температуры по общему содержанию азота и степени его агрегации предпри-

няты в работах [222, 314, 316]. В качестве моделей трансформаций азотных центров были взяты реакции по схеме:



Кинетика превращений азотных центров в работах [222, 314, 316] описывается с помощью константы реакции ( $K_2$ ) второго порядка. Например, для превращений  $N + N \leftrightarrow A$  можно записать:

$$\ln(K_2) = \ln[(N_0/N_t - 1) / (N_0 \cdot t)], \quad (13)$$

где:  $N_0$  и  $N_t$  – исходная и конечная концентрации азота в N-форме;  $t$  – продолжительность отжига в секундах. В данном случае  $N_0 = N_{tot}$ , так как изначально весь азот присутствовал в одной форме – N, а  $N_t = N$  – измеренной концентрации одиночного азота в кристалле. По уравнению Аррениуса:

$$\ln(K_2) = \ln A - E_a / RT, \quad (14)$$

где:  $T$  – температура реакции в К;  $R \approx 8,31$  Дж/моль – универсальная газовая постоянная;  $\ln A$  – постоянная реакции;  $E_a$  – энергия активации определяется экспериментально из графика линейной зависимости  $\ln(K_2)$  от температуры ( $1/T$ ).

Для построения графика берутся данные экспериментов по отжигу синтетических и природных кристаллов алмаза. Зная постоянную  $\ln A$ , а также энергию активации, можно рассчитать константу скорости реакции при любой температуре. Расчёты кинетики трансформаций  $N \rightarrow A$  проведены на основе экспериментов по отжигу нескольких десятков кристаллов алмаза (преимущественно синтетических) [314, 316]. В работе [314] предложены графики зависимости содержания  $\%N_{(A)}$  в алмазах смешанного типа Ib-IaA от времени термического воздействия при фиксированных значениях температуры и количества структурно связанного азота (рис. 1.8). Из рисунка следует, что в кристалле с концентрацией структурного азота 1000 at. ppm (в том числе 80 % в форме  $N_A$ ) превращение  $N \rightarrow A$  при 950 °C происходит за  $7 \cdot 10^6$  лет, при 1150 °C – за  $2,1 \cdot 10^3$  лет, при 1350 °C – за пять лет, при 1550 °C – за 0,044 года (полмесяца). Таким образом, главным фактором, влияющим на процесс агрегации азота, является температура. Повышение температуры на 600 °C равноценно сокращению продолжительности отжига на восемь порядков.

Рис. 1.8

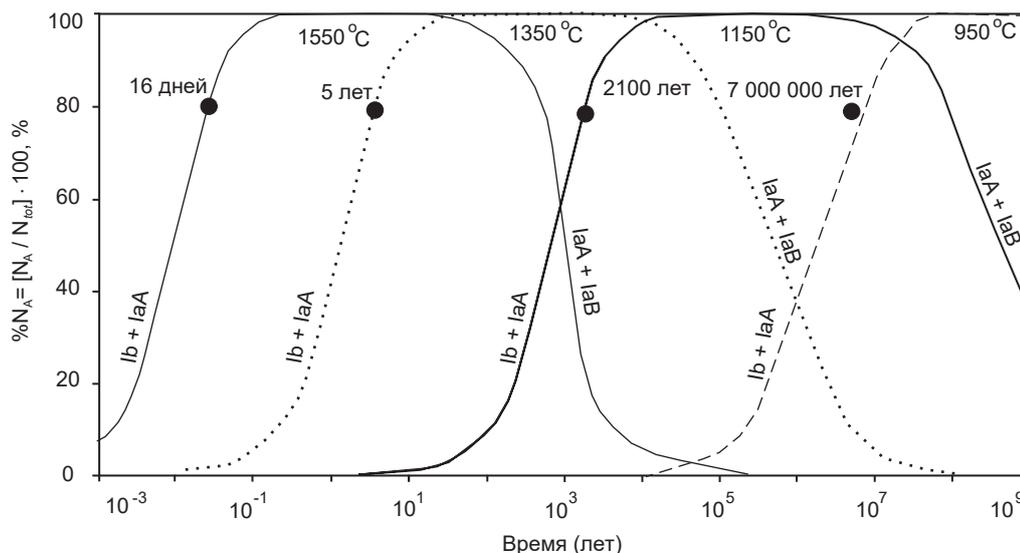
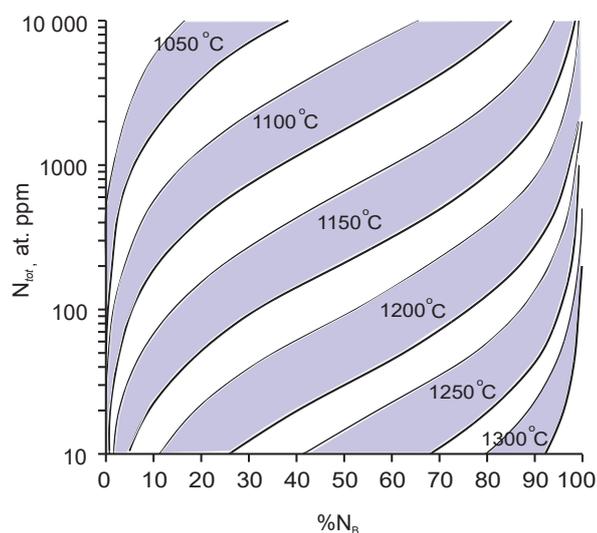


Рис. 1.8. Зависимость между содержанием  $\%N_{(A)}$  и  $N_{tot}$  1000 at. ppm в кристалле от времени и температуры [314]

Применительно к кристаллам алмаза из кимберлитов и лампроитов описана кинетика превращений  $A \leftrightarrow B$  [222, 316]. Расчёты основывались на данных экспериментов по отжигу ( $T > 2200$  °C), в ходе которых в кристаллах А-центры превращались в В-центры. В природных условиях, судя по составам минеральных включений в алмазах, температура трансформаций  $A \leftrightarrow B$  существенно меньше, а их продолжительность значительно больше. Например, для реакции превращения А-центров в В-центры в алмазах из трубок Аргайл (Австралия) и Финш (ЮАР) температура и продолжительность определялись по «минералам-узникам» и составили 1000–1300 °C и 1–3 млрд лет соответственно. Энергия активации реакции оценивалась значениями 6,88 eV [222] и 7,03 eV [316]. Вычисленная энергия активации использовалась В. Р. Тэйлором для построения диаграммы зависимости параметров распределения азота в кристаллах алмаза от температуры при фиксированном времени (1 и 3 млрд лет) трансформаций (рис. 1.9) [316, 313]. Диаграмма широко известна и используется многими исследователями для представления данных по распределению азота в кристаллах алмаза разных месторождений. Диаграмма на качественном уровне отражает взаимосвязь между общим содержанием структурного азота и степенью его агрегации в кристаллах в зависимости от температуры и продолжительности температурного воздействия.

Рис. 1.9

Следует подчеркнуть, что диаграммы (см. рис. 1.8, 1.9), дающие возможность сопоставлять различные группы кристаллов алмаза, не позволяют количественно оценивать температуру и время (длительность) процесса алмазообразования. Это обусловлено целым рядом причин. Прежде всего, в работе [314] показано, что в синтетических кристаллах в пирамидах роста октаэдра агрегация происходит значительно быстрее, чем в пирамидах роста куба. В результате энергия активации, вычисленная для одного и того же кристалла при постоянной температуре, в секторах роста  $\langle 100 \rangle$  и  $\langle 111 \rangle$  существенно различается и составляет соответственно  $6,0 \pm 0,2$  и  $4,4 \pm 0,3$  eV, что приводит к большим погрешностям при оценке температуры трансформации азотных центров. Эти данные свидетельствуют о том, что температура и продолжительность отжига – не единственные факторы,



**Рис. 1.9.** Соотношение содержания структурно связанного азота  $N_{tot}$  и степени его агрегации  $\%N_B$  в зависимости от температуры и «условного возраста» алмаза 1 и 3 млрд лет соответственно тонкая и жирная линии, по данным работы [313]

влияющие на трансформацию азота в кристаллах алмаза. Как показано в работе [108], доля агрегированного азота в А-форме зависит от скорости роста кристалла. При постоянной температуре медленно растущие синтетические кристаллы содержат преимущественно агрегированный азот (А-центры), а быстро растущие – в основном одиночные замещающие углерод атомы азота (N-центры). В данном случае степень агрегации азота в алмазе определяется кинетическим фактором – соотношением скоростей роста и агрегации азота на поверхности растущего кристалла. Другим фактором, влияющим на скорость превращений азотных центров в алмазе, является наличие вакансий в его кристаллической решётке. Так, при предварительном облучении алмазов электронами скорость превращений  $N \leftrightarrow A$  в кристаллах значительно возрастает [206].

По мнению авторов работы [27], результаты экспериментов по высокотемпературным трансформациям азотных центров в алмазах не соответствуют второму порядку реакции и могут быть более точно описаны с помощью уравнения кинетики распада пересыщенных твёрдых растворов [155].

Всё отмеченное выше относительно количественного описания кинетики превращений  $N \leftrightarrow A$  относится и к превращениям  $A \leftrightarrow B$ , но во втором случае ситуация более сложная. Во-первых, определение энергии активации и построение диаграммы, представленной на рис. 1.9, осуществляются на основе параметров алмаза, вычисленных по его «минералам-узникам». Если эти включения протогенетические, то параметры алмазообразования могут быть иными. Во-вторых, неизвестна основная форма первоначального вхождения азота в решётку алмазов типов IaA-IaB. Неясна и модель превращений: образуются ли B-центры из A-центров и N-центров или из каких-то других азотных центров – промежуточных продуктов реакции. Согласно господствующей отжиговой концепции, в кристалл первоначально встраиваются одиночные азотные атомы (N-центры), превращающиеся в дальнейшем в течение длительного времени в A-центры, которые, в свою очередь, объединяются, образуя B-центры.

Альтернативную точку зрения высказывали российские учёные Е. В. Соболев, Г. Б. Бокий с соавторами, Ю. Н. Пальянов с соавторами. Е. В. Соболев обосновывал первоначальное вхождение азота в алмаз в форме молекулы  $N_2$  с образованием A-центров [131]. Г. Б. Бокий с соавторами (1986), а также Ю. Н. Пальянов с соавторами (1997) полагали, что условия агрегации азота в алмазе соответствуют условиям роста кристалла. Иначе говоря, в каждый момент времени атомы азота встраиваются в узлы кристаллической решётки на растущей грани алмаза в той конфигурации (одиночные атомы, пары, тетраэдры) и в той пропорции различных конфигураций, которые энергетически выгодны при имеющихся *PT*-условиях. Подтверждением вышесказанного служат экспериментальные данные А. А. Ширяева с соавторами (2005). В алмазах, синтезированных в карбонатной среде при температуре 1600 °С и давлении 7 ГПа, в очень непродолжительном эксперименте (2–3 мин.) были обнаружены N- и A-центры в соизмеримых концентрациях (~ 480 и ~ 320 at. ppm соответственно). Столь значительное количество агрегированного азота в A-форме не могло образоваться практически «мгновенно» за счёт диффузии одиночных атомов азота в твёрдом кристалле. В связи с этим авторы работы [177] предполагают, что азот встраивался в алмаз в виде пары атомов. При этом нужно учитывать, что в синтезированных кристаллах алмаза центры A и N сосуществуют. Следовательно, надо принять предположение о вхождении азота в алмаз одновременно и в форме A, и в форме N.

Вопрос о механизме и последовательности появления разнообразных азотных центров в алмазе по сути сводится к следующему: являются ли азотные центры сингенетическими алмазу или их концентрации определяются условиями посткристаллизационного отжига. От этого зависит интерпретация температур, оценённых по распределению азота в кристаллах: идёт ли речь о температуре их роста или о температуре посткристаллизационного отжига.

Этот вопрос до настоящего времени не решён. Вместе с тем перечисленные ниже особенности распределения азота в объёме кристаллов алмаза с различным типом внутреннего строения [242] согласуются с представлениями о ростовой природе азотных центров и необъяснимы с позиций отжиговой концепции.

1. Длительный посткристаллизационный отжиг должен был привести к диффузии азота и его однородному распределению внутри кристалла алмаза. Однако из 50 кристаллов с разным внутренним строением около половины характеризовались резко неравномерным (контрастно-зональным) распределением структурной примеси азота ( $N_{tot}$ ).

2. Даже если диффузия азота в кристалле была ограничена отдельными зонами его роста, имеющими поверхности раздела, то температуры, оценённые в разных зонах кристалла, должны были быть одинаковыми и соответствовать температуре посткристаллизационного отжига. В крайнем случае, если допустить, что ядро кристалла «древнее» оболочки на 1–2 млрд лет, то измеренные температуры [313] в ядре должны быть несколько выше, чем, соответственно, в оболочке. Однако для кристаллов с волокнистым внутренним строением (кубы, тетрагексаэдрониды) наблюдается противоположная тенденция, когда измеренная температура для внешней зоны на 40–85 °С выше, чем в ядре [242]. Это, наиболее вероятно, связано с кинетическими факторами [108, 242].

*Таким образом, соотношения концентраций общего азота и его агрегированной формы в алмазах отражают температуру алмазообразования и могут использоваться для её полуколичественной оценки при сравнительной характеристике отдельных кристаллов и их групп. В то же время необходимы дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования трансформаций азотных центров в алмазе для количественной оценки условий природного алмазообразования в глубинах Земли.*

*Температура, оценённая по распределению азотных центров в кристалле, в большинстве случаев отражает температуру его роста. Лишь в однородных кристаллах (одинаковое распределение  $N_{tot}$  и температуры) можно допустить, что измеренные значения соответствуют температуре посткристаллизационного отжига.*

## 1.5. Изотопный состав углерода

Изотопный состав – одна из фундаментальных характеристик вещества, традиционно используемых для выяснения его генезиса и первичных источников. Для алмаза наиболее информативен изотопный состав углерода. Дополнительную информацию дают изотопные составы азота (главная структурная примесь в алмазе), водорода, благородных газов, а также серы и кислорода, содержащихся в сульфидных и силикатных «минералах-узниках» алмаза.

Углерод Земли представлен стабильными изотопами  $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$ . Соотношение их концентраций в природном веществе может характеризовать источник углерода. В качестве международного стандарта принято соотношение изотопов углерода в кальците раковины *Belemnite* *Americana*. В настоящее время изотопный состав углерода алмаза измеряют величиной  $\delta^{13}\text{C}$  – отношением  $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ , а точнее, относительной величиной отклонения (в промилле)  $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$  в конкретном веществе от  $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$  стандарта (0,0112372). Отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  указывают на обогащённость вещества по отношению к стандарту лёгким изотопом углерода, положительные – тяжёлым.

Изотопия углерода рассмотрена в монографии Э. М. Галимова [38]. В ней обобщены определения изотопного состава углерода разнообразных проб атмосферы, океанической воды и осадков, а также осадочных и магматических пород земной коры и вулканических газов. Усреднённые результаты определений, дополненные данными работ [69, 98], приведены на рис. 1.10.

Из рисунка видно, что углерод углеводородных веществ биогенного происхождения, а также горючих ископаемых является изотопно-лёгким:  $\delta^{13}\text{C}$  от –30 до –14 ‰. Вещества с окисленной формой углерода ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ), содержащиеся в атмосфере, мировом океане и осадочных породах земной коры, напротив, обогащены изотопно-тяжёлым угле-

Рис. 1.10

родом от +1,5 до -7 ‰. Среди приведённых данных особое место занимает изотопный состав углерода магматических газов (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) и CH<sub>4</sub>, выделенного из закрытых пор в щелочных породах. Все эти вещества имеют «утяжелённый» состав углерода с δ<sup>13</sup>C от -5,3 до -12,8 ‰. Сходство этих значений с соответствующими параметрами такого глубинного минерала, как алмаз, послужило обоснованием концепции «мантийного углерода Земли», характеризующегося относительно тяжёлым изотопным составом со средним значением δ<sup>13</sup>C ~ -5,5 ‰ [35, 38].

Систематическое изучение изотопии углерода алмазов с различными свойствами (окраска, форма кристаллов, содержание изоморфной примеси азота, состав «минералов-узников») началось с работ Э. М. Галимова и его соавторов [37, 40, 48] в 70-х годах прошлого столетия. На статистически представительном материале (главным образом по алмазам месторождений Якутии и Урала) впервые было показано, что изотопный состав углерода алмаза взаимосвязан с его минералогическими характеристиками и одновременно демонстрирует различие алмазов из разных кимберлитовых трубок и россыпей. В работе [48] подчёркивается корреляция между изотопным составом углерода алмаза и типом содержащихся в нём минеральных включений, относящихся к ультраосновной или эклогитовой ассоциации. По данным Э. М. Галимова и Ф. В. Каминского (1989), алмазы с включениями ультраосновной ассоциации из разных месторождений мира характеризуются величинами δ<sup>13</sup>C от -1 до -11 ‰, «укладывающимися» в диапазон «мантийных» значений. В отличие от них для алмазов с включениями эклогитовой ассоциации δ<sup>13</sup>C варьирует от +2 до -35 ‰. При этом большинство кристаллов (~ 65 % от общего количества) составляют индивиды с δ<sup>13</sup>C - 6 ± 2 ‰. Алмазы с аномально изотопно-лёгким составом углерода (δ<sup>13</sup>C от -35 до -11 ‰), относящиеся преимущественно к эклогитовой ассоциации, нередко имеют кубическую или округлую формы, а также жёлтую или серую окраску.

К настоящему времени выполнено несколько тысяч определений изотопного состава углерода алмаза, причём многие исследователи – П. Динс и др. [212–216], Ф. В. Каминский и др. [242–251], П. Картини и др. [191–197], Т. Штахель [301–306] – целенаправленно изучили углерод алмазов с «минералами-узниками» определённого состава. В основном в их работах были подтверждены результаты исследований Э. М. Галимова и Ф. В. Каминского (1989). Кроме того, дополнительно было обнаружено большое количество кристаллов с аномально лёгким изотопным составом углерода, что позволило уточнить общую картину распределения алмазов по содержанию в них изотопов углерода. В некоторых трубках, например Отрицательная (Якутия), Орапа (Ботсвана), доля изотопно-лёгких кристаллов превышает 30 %. По нашим данным, в тр. Коллиер-4 района Жуина алмазы с δ<sup>13</sup>C от -27 до -17 ‰ составляют примерно 35 %, а среди алмазов, извлечённых из пластов кимберлитового состава в районе Гуаниамо (Венесуэла), доля изотопно-лёгких кристаллов около

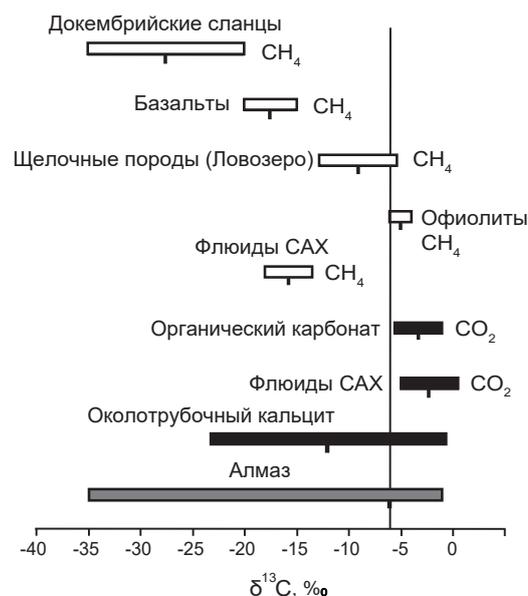


Рис. 1.10. Изотопный состав углерода CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub> различного генезиса [38, 45, 69, 98]:

САХ – Срединно-Атлантический хребет

90 % [244, 248]. Среди «минералов-узников» алмазов из этих пластов резко преобладают минералы эклогитовой ассоциации.

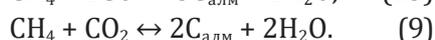
Подобная распространённость изотопно-лёгких алмазов позволила по-новому взглянуть на проблему источника углерода алмаза. Как отмечает Э. М. Галимов [37], наличие изотопно-лёгких кристаллов с  $\delta^{13}\text{C} < -10 \text{‰}$  необъяснимо с позиций изотопного фракционирования мантийного углерода в закрытой системе. По оценкам Э. М. Галимова, максимальная расчётная величина изотопного фракционирования углерода при температуре  $> 1000 \text{ °C}$  в закрытой системе  $\text{CO}_2 - \text{C}_{\text{алм}} - \text{C}_{\text{графит}} - \text{CH}_4$  при любой её химической эволюции составляет от 5 до 6 ‰. В экспериментах по синтезу алмаза ( $T \geq 1400 \text{ °C}$ ,  $P \geq 5,5 \text{ ГПа}$ ) величина изотопного фракционирования углерода зависит от состава среды [117]. При этом в системе металл – углерод происходит «утяжеление» углерода алмаза на 4,5 ‰ по сравнению с раствором углерода в расплаве металлов, а в карбонатной среде – «облегчение» на 2,6‰ по сравнению с углеродом карбонатного флюида.

Существование алмазов с аномально лёгким изотопным составом углерода Э. М. Галимов объясняет тремя причинами:

- наличием особого механизма фракционирования углерода в процессе алмазообразования;
- присутствием в мантии не одной, а двух (или более) концентрированных форм углерода – изотопно-лёгкой и изотопно-тяжёлой;
- привнесом в среду алмазообразования в результате субдукции изотопно-лёгкого органического углерода, содержащегося в земной коре.

На участие биогенного материала в процессе алмазообразования указывали В. В. Ковальский с соавторами [86], В. С. и Н. В. Соболевы [130], Ф. В. Каминский и Н. В. Соболев [78]. Наиболее детально геохимические и геодинамические аспекты этой концепции разработаны О. Г. Сорохтиным с соавторами [141]. Она базируется на том, что алмаз в мантии Земли образуется за счёт субдуцированного вместе с океанической корой экзогенного углерода при реакции оксида и диоксида углерода с углеводородами. Источниками экзогенного углерода в мантии являются карбонаты, органическое вещество и абиогенный метан морских отложений, затянутые на большие глубины совместно с ультраосновными и основными породами раннепротерозойской океанической коры. Под действием мантийных температур и давлений карбонаты разлагаются с выделением изотопно-тяжёлых CO и CO<sub>2</sub>, а органическое вещество – с образованием изотопно-лёгких ( $\delta^{13}\text{C}$  до  $-45 \text{‰}$ ) предельных углеводородов – CH<sub>4</sub> и его гомологов.

Образование алмаза в мантии с участием биогенного и абиогенного метана, по мнению О. Г. Сорохина с соавторами [141], осуществляется за счёт экзотермических реакций, основными из которых являются:



Именно смешением изотопно-тяжёлых и изотопно-лёгких форм углерода в процессе мантийного алмазообразования объясняется многообразие вариаций изотопного состава углерода алмаза.

Концепция субдукции на большие глубины толщ земной коры с разными формами углерода в настоящее время имеет многочисленных сторонников в России и за рубежом. Вместе с тем существуют разные модели, развивающие эту концепцию. Не рассматривая их особенности, следует отметить, что многие труднообъяснимые свойства алмазов и разные черты их геологии можно связать с процессами, сопровождающими субдукцию. Например, глубинные алмазоносные породы – эклогиты и перидотиты – являются продуктами метаморфизма базитов и гипербазитов океанической коры. Как показано выше, сре-

ди алмазов эклогитовой ассоциации в значительных количествах присутствуют изотопно-лёгкие индивиды, тогда как алмазы ультраосновной ассоциации – преимущественно изотопно-тяжёлые ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-2$  до  $-8$  ‰). Это объясняется тем, что в базитах океанической коры, послужившей исходной эклогитовой средой алмазообразования, присутствовали осадки с карбонатами и органическим веществом. Ультрабазиты океанической коры содержали преимущественно хемогенные карбонаты и метан, характеризующиеся более узким диапазоном вариаций и относительно тяжёлым по сравнению с органикой изотопным составом углерода.

Как отмечалось, аномально изотопно-лёгкие кристаллы преимущественно распространены среди алмазов с включениями эклогитовой ассоциации. При этом последние делятся на две группы: с обычным «мантийным» составом углерода и изотопно-лёгким  $\delta^{13}\text{C} < -11$  ‰. Интересно, что наличие двух групп алмаза эклогитовой ассоциации, различающихся по относительному содержанию тяжёлого изотопа углерода, нередко наблюдалось даже в одной и той же трубке. Например, по данным работы [229], в тр. Робертс Виктор (ЮАР) обнаружены две популяции алмаза с включениями эклогитовой ассоциации. Наиболее распространена популяция с «мантийным» изотопным составом углерода. Она характеризуется умеренным содержанием структурной примеси азота в кристаллах – 200–400 at. ppm. По распределению изотопов углерода и структурной примеси азота алмазы этой популяции близки к алмазам с включениями ультраосновной ассоциации из этой же трубки. Другая популяция представлена изотопно-лёгкими индивидами с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-20$  до  $-30$  ‰, которые относятся к «безазотному» спектральному типу IIa. Эти данные указывают на различия источников углерода алмаза в эклогитовом алмазоносном субстрате. В одном из них, очевидно, в избытке присутствовали углеводороды органического происхождения.

Вариации изотопного состава углерода прослеживаются иногда внутри отдельно взятого зонального кристалла [126, 127], в котором меняется механизм роста (куб – октаэдр, кубооктаэдр – октаэдр). При этом центральные части кристаллов, как правило, обогащены лёгким изотопом углерода по сравнению с периферическими зонами. В большинстве случаев диапазон вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  не превышает 7 ‰. Дискретность изотопного состава углерода в алмазах с включениями эклогитовой ассоциации, а также внутри отдельных кристаллов алмаза О. Г. Сорохтиным и его соавторами не рассматривалась [141]. Однако она также легко объяснима на основе концепции смешения при алмазообразовании двух форм углерода земной коры. В объёме одного кристалла встречаются и более значительные вариации  $\delta^{13}\text{C}$  в центральной и периферической зонах, составляющие порядка 10 ‰ [63]. Такие вариации, по мнению ряда исследователей [78, 130, 255, 294], могут отражать изменение роли корового (субдуцированного) или мантийного источника углерода в процессе роста алмаза. То есть в отличие от концепции О. Г. Сорохтина с соавторами изменение изотопного состава алмаза трактуется не как смешение двух разных коровых источников (например, карбонатов и биомассы), а как смешение одного корового и одного мантийного.

Следует отметить, что в редких случаях изотопно-лёгкие алмазы встречаются и среди индивидов с включениями ультраосновной ассоциации [152]. Это, по мнению Л. А. Тэйлора с соавторами, говорит о том, что одним из источников алмаза, который традиционно считают мантийным минералом, является биогенный углерод.

## 1.6. Изотопный состав азота и иных химических элементов

Дополнительную генетическую информацию можно получить при анализе изотопного состава других химических элементов, содержащихся в алмазе в виде структурных и фазовых примесей – газовых и твёрдых включений. Большинство этих примесей относят к сингенетическим или протогенетическим.

Помимо углерода исследуется изотопный состав входящего в алмаз азота, представленного изотопами  $^{14}\text{N}$  и  $^{15}\text{N}$  [29, 97, 186, 187, 192, 196]. Изотопный состав азота в алмазе менее изучен, чем углерода. По данным Д. С. Шелкова [29], в алмазах из трубок Якутии с включениями ультраосновной ассоциации  $\delta^{15}\text{N}$  варьирует от  $-34$  до  $+9,5$  ‰, а с включениями эклогитовой ассоциации – от  $-10,1$  до  $+23$  ‰. При этом установлено, что алмазы с включениями ультраосновной ассоциации, характеризующиеся  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-7,7$  до  $-3,6$  ‰ и  $\delta^{15}\text{N}$  от  $-5,9$  до  $+9,5$  ‰, относятся к одной генетической группе. Алмазы с включениями эклогитовой ассоциации образуют две группы. Одна из них по изотопному составу углерода и азота близка к алмазам ультраосновной ассоциации. Вторая характеризуется лёгким изотопным составом углерода и положительными значениями  $\delta^{15}\text{N}$ . По мнению авторов работы [29], эта группа алмазов образовалась за счёт углерода пород земной коры, субдцированных до глубин верхней мантии. Исследование зонального распределения изотопов азота и углерода внутри отдельных кристаллов в ряде случаев выявило значительную неоднородность изотопного состава: от положительных значений  $\delta^{15}\text{N}$  в центре до отрицательных – на периферии. Авторы предполагают, что на стадии зарождения алмазов вероятно участие корового азота. В процессе дальнейшего роста кристалла роль корового азота уменьшается. Аналогичное заключение о последовательной смене роли корового и мантийного источников делается по вариациям изотопов углерода внутри кристаллов алмаза в работах [130, 255, 292]. В алмазах из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль  $\delta^{15}\text{N}$  варьирует от  $+8,9$  до  $+25$  ‰ [97]. Это сближает кумдыкольские алмазы с алмазами из кимберлитов, содержащими включения эклогитовой ассоциации. При этом среднее значение  $\delta^{15}\text{N}$  для кумдыкольских алмазов составляет  $+10,9$  ‰, тогда как для алмазов из кимберлитовых трубок – около  $-2,1$  ‰. Таким образом, алмазы из метаморфических пород в целом существенно обогащены тяжёлым изотопом азота по сравнению с алмазами кимберлитов. Исходя из относительно лёгкого изотопного состава углерода алмазов из метаморфических пород, составляющего в среднем  $-17,2$  ‰, можно заключить, что одним из основных источников углерода кумдыкольских алмазов служили органические соединения земной коры. Этот вывод согласуется с данными Ю. А. Шуколюкова и А. М. Плешакова [97] по изотопному составу гелия кумдыкольских алмазов. Гелий, подобно азоту, обнаруживает утяжеление изотопного состава по мере облегчения изотопного состава углерода алмазов.

Итак, в целом в образовании алмазов из метаморфических пород роль органического вещества была более значительной, чем в образовании алмазов кимберлитов и лампроитов.

Кроме изучения изотопного состава углерода, азота и гелия в алмазе, рядом исследователей анализировался изотопный состав кислорода и серы в «минералах-узниках». Эти данные также информативны в генетическом плане, но необходимо учитывать, что «минералы-узники» могут быть протогенетическими или эпигенетическими. В этих случаях источники вещества минеральных включений могут быть иными по сравнению с источниками алмазного вещества.

В ряде трубок кимберлитов изотопный состав кислорода в минералах эклогитовой ассоциации, заключённых в алмазах, аналогичен составу кислорода в океанических базальтах [292]. Л. А. Тэйлор с соавторами [152], исследуя  $\delta^{18}\text{O}$  гранатов перидотитовой ассоциа-

ции в алмазах, обнаружил, что вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в гранатах находятся за пределами принятого «мантийного диапазона». Это указывает на то, что упомянутые эклогиты и перидотиты относились к породам океанической коры, субдуцированной в мантию.

В работе К. Эддрджа с соавторами [220] приведены сведения по изотопным отношениям серы и свинца сульфидных включений в алмазе из кимберлитовых трубок Африки. Данные по изотопии свинца свидетельствуют о привносе в глубинные области мантии корового материала, имевшего возраст 1–2 млрд лет.

*Таким образом, в результате массового изучения изотопного состава углерода алмазов, содержащих минеральные включения, была выделена большая группа аномально изотопно-лёгких индивидов, относящихся к эклогитовой ассоциации.*

*Данные изотопии углерода, азота алмаза, а также кислорода, включённых в алмаз минералов, свидетельствуют о наличии в среде кристаллизации алмаза корового вещества и его участия в процессе алмазообразования.*

## 2. Водородные центры в кристаллах алмаза и их генетическая информативность

---

Водородные центры проявляются в ИК-спектрах природных алмазов главным образом в виде узких линий 3107 и 1405 см<sup>-1</sup>, обусловленных колебаниями СН-связей. В отличие от азотных центров, в которых азот изоморфно замещает углеродные атомы, водород химически связан с углеродом алмазной решётки. Предполагаемые структурные модели водородных центров следующие: <sup>H</sup>>C=C<<sup>H</sup> [135] или >C=C<<sub>H</sub><sup>H</sup> [325]. Эти модели согласуются с данными экспериментов по обогащению кристаллов тяжёлым изотопом углерода, приводящему к закономерному сдвигу линий около 3107 и 1405 см<sup>-1</sup> в ИК-спектре алмаза [266]. В работе [225] предлагается иная модель водородных центров в алмазе, включающая азотные атомы в сочетании с вакансией (V) – HN<sub>3</sub>V. Однако она не соответствует результатам легирования алмазов тяжёлым изотопом азота <sup>15</sup>N, которое не повлияло на положение спектральных линий водородных центров 3107 и 1405 см<sup>-1</sup> [254]. По оценкам Е. В. Соболева, концентрация водородных центров достигает 100 at. ppm [131]. Водородные центры фиксируются как в кристаллах алмаза из кимберлитов, так и из метаморфических пород [15, 17]. В целом в большинстве алмазов из кимберлитовых месторождений отмечаются относительно невысокие содержания структурной примеси водорода. Исключение составляют кристаллы из трубок Золотицкого поля Архангельской области [241] и лампроитовой трубки Аргайл (Австралия) [290, 234].

### 2.1. Водородные центры – индикаторы механизма роста кристаллов алмаза и эволюции среды алмазообразования

---

Несмотря на то что водородные центры в природных алмазах известны уже более полувека, их природа, условия образования и влияние на рост кристаллов алмаза слабо изучены. Одним из путей решения этих вопросов является исследование закономерностей распределения водородных центров в объёме кристаллов алмаза различного габитуса.

#### 2.1.1. Вариации содержания водородных центров в морфологических разновидностях кристаллов алмаза

Вхождение водорода в структуру алмазов и корреляция содержания этой примеси с формами роста кристаллов свидетельствуют о том, что формирование водородных центров происходило непосредственно в процессе алмазообразования при определённых физико-химических параметрах среды. Подтверждением этого служит закономерное распределение водорода в морфологических разновидностях кристаллов алмаза, сформировавшихся за счёт тангенциального (послойного) и нормального роста, а также их комбинаций [17].

Как показано в работе [27], наиболее типичные формы роста кристаллов природного алмаза – грани октаэдра. Это следует из распространённости кристаллов алмаза октаэдр-

рического габитуса в трубках кимберлитов и лампроитов разных алмазоносных провинций мира. Октаэдрические грани, как правило, формируются в результате тангенциального послойного роста. Тангенциальный механизм роста реализуется посредством двумерного зародышеобразования или с помощью винтовых дислокаций [175].

Более редкие в кимберлитовых и лампроитовых трубках алмазы кубического габитуса возникли преимущественно за счёт нормального механизма роста. Эти кристаллы обладают волокнистым строением, при котором направление роста и оси волокон совпадают [278]. При этом концентрическая зональность, параллельная сторонам куба, объясняется не послойным ростом в направлении  $\langle 100 \rangle$ , а фронтом кристаллизации столбчатой структуры, иногда имеющим волнистую извилистую форму. При нормальном (непрерывном) росте присоединение частиц алмазного вещества к грани происходит равномерно в любой её точке [175].

Внешняя форма кристаллов, как и концентрация водородных центров, отражает физико-химические условия среды алмазообразования. В этом случае можно ожидать наличия корреляции между морфологическими характеристиками кристалла и содержанием в нём структурной примеси водорода.

Проведённые нами исследования около двух тысяч кристаллов алмаза из разных кимберлитовых трубок и россыпей Сибирской и Восточно-Европейской платформ позволили выявить определённые тенденции распределения водородных центров в морфологических разновидностях кристаллов. Оказалось, что минимальные концентрации водорода (обычно не более 2 усл. ед.) типичны для октаэдров с тригональной формой граней, а максимальные (6–8 усл. ед. и более) – для кубов, кубоидов и тетрагексаэдров. При этом для кристаллов кубического габитуса характерен значительно больший разброс содержаний водородных центров по сравнению с октаэдрическими индивидами. В октаэдрах с дитригональной формой граней, додекаэдроидах, комбинационных кристаллах ряда октаэдр – додекаэдровид предельная концентрация водорода несколько выше, чем в октаэдрах с тригональной формой граней, но ниже, чем в кристаллах кубического габитуса (рис. 2.1).

Рис. 2.1

Важно отметить, что одинаковые по форме кристаллы алмаза из разных месторождений могут отличаться по распределению водородных центров. Например, в Архангельской области в тр. им. Карпинского-1 они содержат значительно больше водородных центров, чем аналогичные по форме кристаллы из тр. им. Гриба (табл. 3.4).

Таким образом, между морфологией кристаллов алмаза и содержанием в них водородных центров существует взаимосвязь, но

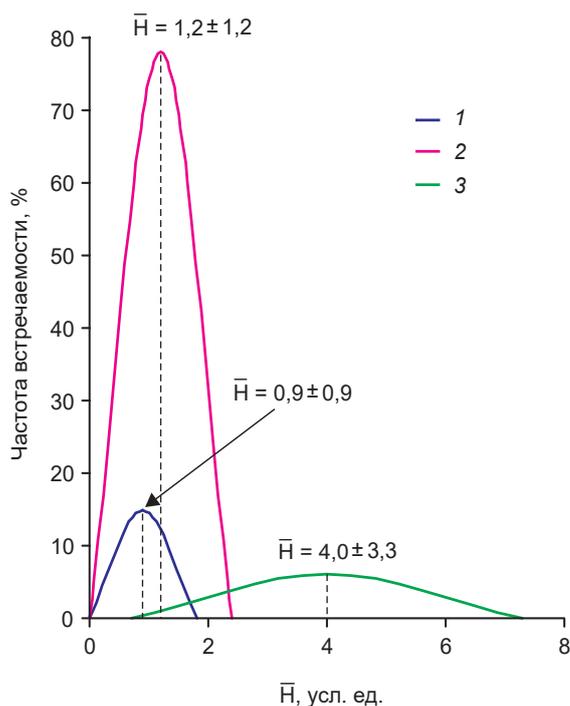


Рис. 2.1. Средние содержания водородных центров и их среднеквадратические отклонения ( $\bar{H}$ ) в кристаллах алмаза (1680 шт.) различного габитуса из месторождений Сибири и Архангельской области:

1 – октаэдры с тригональной формой граней; 2 – октаэдры и кристаллы ряда октаэдр – додекаэдровид с дитригональной формой граней; 3 – кубы, кубоиды и тетрагексаэдровиды. На оси ординат – доля каждой из морфологических групп в выборке

не прямая, так как она определяется рядом факторов. С одной стороны, разное распределение водорода в одинаковых по форме кристаллах может быть обусловлено разнообразной историей их роста и, соответственно, специфическим внутренним строением. С другой стороны, естественно ожидать, что содержание водорода в среде кристаллизации алмазов разных месторождений было различным, а также могло изменяться в процессе роста алмаза. Об этом свидетельствует распределение структурных примесей внутри отдельных кристаллов по зонам их роста.

### **2.1.2. Неоднородное распределение структурного водорода в объёме кристаллов алмаза**

Впервые распределение водородных центров в объёме кристалла рассмотрено нами на примере пяти алмазных пластин в работе [17]. Их внутреннее строение было предварительно исследовано Г. А. Гуркиной методами рентгенотопографии, поляризационной микроскопии и фотолюминесценции. Установлено, что в пирамидах роста граней октаэдра, имеющих послойное строение, содержание водородных центров существенно ниже, чем в пирамидах роста куба с волокнистым строением. Кроме того, центральные области всех изученных кристаллов обогащены водородом по сравнению с периферическими. Позднее данные о неоднородности распределения азота и водорода в алмазе были дополнены в результате изучения более представительных коллекций специально подобранных кристаллов из месторождений разных регионов мира [167, 169, 170, 172, 174, 242].

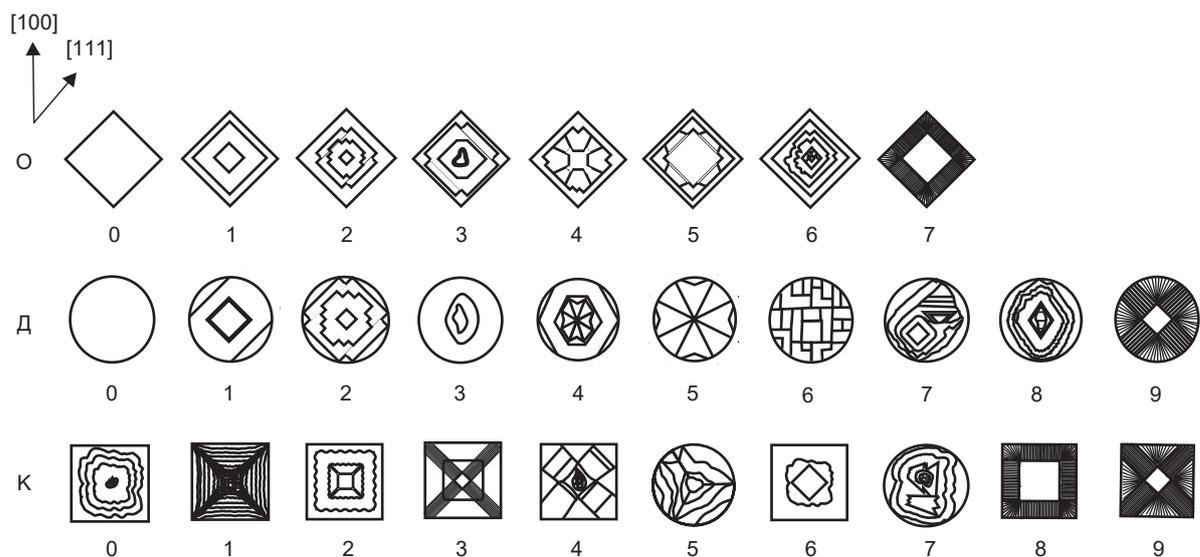
Для выяснения закономерностей распределения водородных центров по зонам роста кристаллов предварительно описывались внутреннее строение и механизм роста кристаллов. Исследования внутреннего строения проводились на плоскопараллельных пластинах, вырезанных из целого кристалла в определённых кристаллографических направлениях. Такие исследования имеют ограничения, так как предполагают разрушение кристаллов алмаза и сложную подготовку образцов.

Анализируемые нами зональные алмазы отбирались из разных месторождений Якутии (трубки Мир, им. XXIII съезда КПСС, Юбилейная, Прогнозная, Удачная), Архангельской области (трубки им. Гриба, им. Ломоносова, им. Карпинского-1, Поморская), Присяня (россыпи Удинского и Туманшет-Бирюсинского районов), Северного Урала (россыпи Вишерского района), Конго (трубка Мбужи-Майи). Большая часть образцов (50 шт.) взята из коллекции ЦНИГРИ, остальные предоставлены Г. П. Кудрявцевой и В. К. Гараниным (МГУ им. М. В. Ломоносова) и М. Копыловой (Университет Британской Колумбии, Ванкувер). Образцы представляли собой пластины, вырезанные из кристаллов октаэдрического, округло-ромбододекаэдрического и кубического габитусов. Всего изучено 94 кристалла, среди которых 25 октаэдров, 48 додекаэдров, 21 куб + тетрагексаэдр.

Внутреннее строение кристаллов изучалось с помощью методов цветной катодолюминесценции и поляризационно-оптического (небольшая часть кристаллов). Анализ картин катодолюминесценции и аномального двупреломления кристаллов алмаза, наиболее типичные из которых приведены на рис. 3.13, позволил выделить основные типы внутреннего строения образцов (рис. 2.2). Подобная типизация проведена для удобства сопоставления большого объёма данных по распределению водорода и других структурных дефектов по зонам роста кристаллов алмаза. Выделенные 28 типов не охватывают всего многообразия внутреннего строения природных алмазов, а характеризуют лишь рассмотренные нами кристаллы. При этом многие из типов соответствуют определённым ранее в работах [47, 64].

Изученные кристаллы (см. рис. 2.2) обладают разным внутренним строением: однородным или квазиоднородным, концентрически-зональным, секториальным и зонально-

Рис. 2.2



**Рис. 2.2. Основные типы внутреннего строения кристаллов алмаза:**

*октаэдр*: О-0 – квазиоднородный, О-1 – с послойно замкнутой зональностью, О-2 – с послойно незамкнутой зональностью, О-3 – с центральной кубоидной областью, О-4, 5 – с центральной секториальной структурой, О-6 – с чередованием зон с послойным и нормальным механизмами роста, О-7 – с оболочкой волокнистого строения; *додекаэдр*: Д-0 – квазиоднородный, Д-1 – с послойно замкнутой октаэдрической зональностью, Д-2 – с послойно незамкнутой октаэдрической зональностью, Д-3 – с волокнистым строением и волнистой границей фронта роста, Д-4, 5 – с секториально-зональным и секториальным строением соответственно, Д-6 – с блоковым строением, Д-7 – с преимущественно послойным полицентрическим строением, Д-8 – с чередованием зон с послойным и нормальным механизмами роста и центральным включением обломка алмаза, Д-9 – с полупрозрачной волокнистой оболочкой и октаэдрическим ядром; *кубы, кубоиды, тетрагексаэдр*: К-0, 1, 2 – с волокнистым зональным строением, К-3 – со сменой послойного механизма роста на нормальный, К-4 – со сменой нормального механизма роста на смешанный, К-5 – с секториальным строением, К-6 – с чередованием послойного и нормального механизмов роста, К-7 – с включениями «алмаз в алмазе», К-8, 9 – в оболочке соответственно с кубическим и октаэдрическим ядрами

секториальным. Для части образцов (квазиоднородных, концентрически-зональных) отмечается соответствие между внешней формой и их внутренним строением. Характеристика выделенных типов внутреннего строения кристаллов основных габитусных групп – октаэдров (О-0–О-7), ромбододекаэдров (Д-0–Д-9) и кубов + тетрагексаэдров (К-0–К-9) дана в подрисуночной подписи к рисунку и в табл. 2.1, а детальное описание большинства из этих типов – в работе [242].

Табл. 2.1

Неоднородность строения кристаллов алмаза, отражающая изменения условий их роста, сопровождается изменениями концентрации примесных азотных и водородных центров в разных зонах кристалла. Концентрации азотных и водородных центров, а также плейтлетс в объёме кристаллов приведены в табл. 2.1. Как видно из таблицы, общее содержание азота и водорода в алмазах частично различается в образцах одинакового габитуса, но принадлежащих к тому или иному месторождению. Например, октаэдр № К1 типа О-1 из тр. им. Карпинского-1 характеризуется пониженным содержанием  $N_{tot}$  и более высокой концентрацией водорода по сравнению с октаэдрами того же типа из тр. Мир (№№ М1, М2). Додекаэдровиды №№ Р1 и L1 (типы Д-1 и Д-2 соответственно) из трубок Архангельской области в целом более обогащены азотом и водородом по сравнению с додекаэдроидами №№ NU1–NU11 этих же типов из россыпей Северного Урала. Эти данные дополнительно подтверждают точку зрения о том, что концентрации оптически активных центров в алмазах служат типоморфной характеристикой алмазов из различных месторождений [241].

**Табл. 2.1. Распределение структурных дефектов в объёме кристаллов алмаза с различным внутренним строением**

Номера образцов	Характеристика кристалла и его участков						Трубка, россыпь	
	Внутреннее строение		Содержание примесей и дефектов					
	Тип	Зона, пирамида роста	$N_{tot}, \text{at. ppm}$	$\%N_B$	Плейтлетс, $\text{см}^{-1}$	$H, \text{см}^{-1}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	
<i>Октаэдры</i>								
M1	0-1	Центр <111>	1008	39	15,8	0,6	Мир, Якутия	
		Край <111>	1018	24	3,3	0		
M2	0-1	Центр <111>	555	18	9,5	0,6		
		Край <111>	528	20	8,4	0,2		
M3	0-2	Центр <111>	808	43	18,9	-		
		Край <111>	390	32	2,8	-		
M4	0-3	Центр <111>	491	31	6,6	1,7		
		Край <111>	827	20	2,4	0,1		
M5	0-4	Центр <111>	-	-	-	-		
		Центр <100>	812	23	2,3	2		
		Край <111>	696	23	5,1	0		
X1	0-1	Центр <111>	51	50	0	0		им. XXIII съезда КПСС, Якутия
		Край <111>	448	5	1,5	0,2		
U1	0-1	Центр <111>	285	67	12,7	0,2		Удачная, Якутия
		Край <111>	64	33	1	0,3		
U2	0-4	Центр <111>	-	-	6,6	1		
		Центр <100>	852	33	7,7	13,7		
		Край <111>	845	30	2	0,3		
U3	0-5	Центр <111>	1257	39	13,9	1,1		
		Центр <100>	29	7	5,9	-		
		Край <111>	1141	24	9,5	0,3		
A1	0-1	Центр <111>	382	27	9,2	0,1	Айхал, Якутия	
		Край <111>	345	25	3,3	0		
K1	0-1	Центр <111>	499	96	16,6	-	им. Карпинского-1, Архангельская область	
		Край <111>	131	82	4	4,7		
K2	0-1	Центр <111>	1711	20	2,6	0,8		
		Край <111>	1276	14	1,6	0,5		
K3	0-1	Центр <111>	137	-	1,9	0,2		
		Край <111>	29	-	0	0,2		
MM1	0-7	Центр <111>	444	18	4,4	0,2	Мбужи-Майи, Конго	
		Край <100>	440	0	0	0,8		
G1	0-0	Центр <111>	413	34	6,8	0,6	им. Гриба, Архангельская область	
		Край <111>	361	36	5,9	0,4		
G2	0-6	Край <111>	1443	21	2	0,4		
		Центр <111>	325	34	8,6	0		
G3	0-5	Центр <100>	195	23	1,5	0		
		Центр <111>	254	39	8,6	0,1		
G4	0-1	Край <111>	79	14	1,6	0,2		
		Центр <111>	347	35	8,4	0,3		
G5	0-1	Край <111>	211	42	8,7	0,3		
		Край <111>	239	28	6,6	0,2		
G7	0-6	Край <111>	799	57	20,3	-		
		Промежуточная <100> + <111>	1387	52	13	5,5		
		Край <111>	448	28	6,6	0,5		

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8
G8	0-5	Промежуточная <100> + <111>	1387	77	35,1	2,2	им. Гриба, Архангельская область
G9	0-1	Центр <111>	204	6	0,8	0	
G10	0-4	Центр <100> + <111>	606	34	10,9	1,2	
		Промежуточная <111>	207	18	5,2	0,3	
		Край <111>	147	10	0,8	0,3	
G11	0-6	Край <111>	235	14	1,9	0,4	
<i>Додекаэдронды</i>							
U4	Д-1	Центр <111>	482	72	18,2	0,4	Удачная, Якутия
		Край <111>	238	67	9	1,5	
Yu1	Д-1	Центр <111>	710	13	0	0,2	Юбилейная, Якутия
		Край <111>	853	8	0	0,8	
Pr1	Д-2	Центр <111>	343	88	22,5	0,3	Прогнозная, Якутия
		Край <111>	57	61	0,9	0,4	
Pr2	Д-2	Центр <111>	576	77	24,1	0	
		Край <111>	135	44	5,5	0,8	
NU1	Д-1	Центр <111>	507	41	13,4	1,6	россыпи Северного Урала
		Край <111>	549	42	14,6	1,3	
NU2	Д-1	Центр <111>	903	16	11	0	
		Край <111>	390	3	5,8	0	
NU3	Д-1	Центр <111>	213	17	2,8	0,2	
		Край <111>	528	15	2,7	0	
NU4	Д-1	Центр <111>	396	27	7	0,7	
		Край <111>	958	13	5,5	0	
NU5	Д-1	Центр <111>	500	65	15,6	1,3	
		Край <111>	570	32	15,7	0,5	
NU6	Д-1	Центр <111>	421	18	3	0,5	
		Край <111>	431	14	2,5	0,3	
NU7	Д-2	Центр <111>	368	38	11,7	0,6	
		Край <111>	340	38	10,8	0,5	
NU8	Д-2	Центр <111>	37	6	4,1	-	
		Край <111>	-	-	-	2,7	
NU9	Д-2	Центр <111>	332	49	9	0	
		Край <111>	476	29	11	0	
NU10	Д-2	Центр <111>	531	17	7,1	0,5	
		Край <111>	539	10	5,1	0	
NU11	Д-0	Центр <111>	89	70	2,8	0	
		Край <111>	46	54	1,8	0	
NU12	Д-4	Центр <111>	1069	30	13,4	3,6	
		Центр <100>	-	-	-	-	
		Край <111>	182	34	2,6	0,8	
NU13	Д-3	Центр <hhl>?	509	28	7,5	1,5	
		Край <100>	633	30	7,4	1,6	
		<hhl>					
		<hhl>					
NU14	Д-5	Центр <111>	1040	18	11,7	4,7	
		Центр <100>	658	20	2,6	9,4	
		Край <111>	260	25	2,3	0,9	

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	
NU15	Д-5	Центр <111>	1581	21	11,4	0,9	россыпи Северного Урала	
		Центр <100>	–	–	–	–		
		Край <111>	886	42	4	0,2		
NU16	Д-6	Центр?	101	43	2,1	0		
		Край?	82	40	1,9	0		
NU17	Д-6	Центр?	44	75	0	0		
		Край?	69	72	0	0,2		
NU18	Д-6	Центр?	430	18	3,9	0		
		Край?	437	14	2,4	0,3		
NU19	Д-3	Центр <100>	160	44	0	0		
		Край <100>	125	23	2,7	0		
L1	Д-2	Центр <111>	878	22	2,2	7,6		им. Ломоносова, Архангельская область
		Край <111>	721	22	1,8	6,5		
L2	Д-5?	Центр <111> + <100>	1373	24	15,4	15		
		Край <111>	1222	23	12	10		
K4	?	Центр?	1151	20	10,9	4,9	им. Карпинского-1, Архангельская область	
		Край?	531	16	7,1	0		
K5	Д-6	Центр?	293	17	4,5	0		
		Край?	209	13	2,3	0		
K6	Д-8	Центр <111>	2217	24	6,4	1,3		
		Край <111> + <100>	2221	18	3,3	1		
K7	Д-7	Центр <111>	1604	38	1	–		
		Край <100>	1253	0	0	0,7		
K8	Д-5	Центр <hhl> <111>?	1111	11	2,5	0		
		Край <hhl> <111>?	971	10	2	0,1		
K9	Д-2	Центр <111>	1446	23	1,8	1,2		
		Край <111>	675	0	2,5	0		
K10	Д-7	Центр <111>	1676	21	1,7	2,2		
K11	Д-0	Центр <111>	265	10	4,7	0,1		
		Край <111>	251	12	4	0		
K12	Д-1	Центр <111>	1264	23	2,7	0,6		
		Край <111>	1153	17	2,4	0,3		
K13	Д-0	Центр <111>	268	13	3,2	0		
		Край <111>	234	13	3	0		
K14	Д-7	Центр <111>	1692	20	3,3	–		
K15	Д-3	Центр <100>	1137	0	0	0,5		
		Край <100>	987	0	0	0,3		
K16	Д-3	Центр <100>	1411	0	0	5,4		
		Край <100>	1599	20	0	4,4		
K17	Д-3	Центр <100>	1404	0	0,7	–		
P1	Д-1	Центр <111>	1491	46	19,5	1	Поморская, Архангельская область	
		Край <111>	916	36	17,1	6,7		
S1	Д-6	Центр?	39	39	1,3	0,6	россыпь Присяные	
		Край?	70	39	0	0		
V3	Д-1	Центр <111>	743	39	20,9	0,5	Нет данных	
		Край <111>	713	41	14,9	0,9		
V61	Д-2	Центр <111>	460	10	0,3	0		
		Край <111>	556	13	0,4	0		
V68	Д-1	Центр <111>	804	31	11	0		
		Край <111>	765	29	10,3	0		

1	2	3	4	5	6	7	8	
MM2	Д-9	Центр <111>	390	32	6,6	0,5	Мбужи-Майи, Конго	
		Край <100>	861	11	≤ 3,9	≤ 0,5		
MM3	Д-9	Центр <111>	2000	0	≤ 4,3	1,2		
		Край <100>	1200	0	0	0,7		
MM4	Д-9	Центр <111>	2300	0	4	0,8		
		Край <100>	728	2	0	0,6		
G12	Д-1	Центр <111>	458	47	11	0,1		им. Гриба, Архангельская область
		Край <111>	425	47	8	0		
<i>Кубы, кубоиды, тетрагексаэдриды</i>								
U5	К-1	Центр <100>	439	5	0	2,3		Удачная, Якутия
		Край <100>	142	12	0 1	-		
U6	К-1	Центр <100>	1033	30	1,1	2,2		
		Край <100>	692	27	2,9	4,6		
U7	?	Центр <100>	1102	0	1,5	3,2		
		Край <100>	643	26	0	2,6		
U8	К-4	Центр <hhl> <111>?	566	0	2,2	2		
		Край <100>	741	42	2,7	0		
L3	К-2	Центр <100>	1090	9	1,4	5,6	им. Ломоносова, Архангельская область	
		Край <100>	757	12	0	0		
K18	К-3	Центр <111>	1439	5	0	0	им. Карпинского-1, Архангельская область	
		Край <100>	540	6	0	0		
K19	К-5	Центр <hhl>	1046	11	0	2,4		
		Край <hhl>	596	11	0	3		
K20	К-6	Центр <111>	2605	20	1,7	2,1		
		Край <100>	2193	18	0,3	1,3		
K21	К-5	Центр <hhl> или <100>	1208	0	0	4		
		Центр <hhl> или <100>	1469	20	0	4,2		
K22	К-7	Центр 1 <100>	1460	0	0	3,9		
		Центр 1 <111>	1122	20	4,8	2		
		Центр 2 <111>	1543	19	2,8	1,4		
		Край <100>	1438	0	0	1,5		
K23	К-5	Центр <100>	1372	22	0	5,5		
MM5	К-8	Центр <100>	563	6	≤ 2,4	1,6	Мбужи-Майи, Конго	
		Край <100>	474	18	≤ 2,7	≤ 0,5		
MM6	К-9	Центр <111>	449	55	6,9	1,3		
		Край <100>	415	13	≤ 2,5	0,5		
MM7	К-9	Центр <111>	969	23	≤ 0,6	0,6		
		Край <100>	374	14	≤ 2,0	0		
MM8	К-8	Край <100>	547	45	≤ 4,4	≤ 0,7		
		Центр <111>	1647	30	≤ 0,6	1,3		
MM9	К-9	Край <100>	2579	32	0	1,9		
		Центр <100>	1069	0	0	0,9		
MM10	К-8	Край <100>	1009	0	0	0,5		
		Центр <111>	635	22	2,3	0		
MM11	К-9	Край <100>	890	0	0	0,9		
		Центр <100>	560	9	≤ 2,4	0,7		
MM12	К-8	Край <100>	819	0	0	0		
		Центр <111>	565	28	7,8	0,5		
MM13	К-9	Край <100>	768	3	0	0,5		
		Край <100>	540	0	0,7	0		
G13	К-1	Край <100>	540	0	0,7	0	им. Гриба, Архангельская область	

В кристаллах октаэдрического габитуса концентрация водорода изменяется от 0 до  $13,7 \text{ см}^{-1}$ , при этом в зональных кристаллах она ниже, чем в зонально-секториальных (см. табл. 2.1). В кристаллах типов О-0–О-2, сформировавшихся исключительно за счёт тангенциального роста, содержание водородных центров в  $\langle 111 \rangle$ , как правило, не превышает 0,6 усл. ед. Исключение составляет лишь октаэдр № К1 из тр. им. Карпинского-1 ( $N = 4,7$  усл. ед.). Низкие концентрации водородных центров ( $< 0,5$  усл. ед.) присущи также внешним октаэдрическим зонам кристаллов других типов – О-3 (№ М4), О-4 (№№ М5, U2, G10), О-5 (№ U3), О-6 (№ G7), центральные зоны которых сформировались за счёт нормального или смешанного механизмов роста. Кроме того, центральные зоны кристаллов данных типов, прежде всего, пирамиды роста  $\langle 100 \rangle$ , имеющие волокнистое строение, обладают аномально высокими концентрациями структурной примеси водорода (до  $13,7$  усл. ед.). Например, в центральной части кристалла № U2 концентрация водорода в  $\langle 111 \rangle$  примерно на порядок ниже, чем в  $\langle 100 \rangle$ . Во внешней октаэдрической зоне этого же кристалла концентрация водорода составляет 0,3 усл. ед., т. е. ниже, чем в центральной части кристалла. Содержание водорода в додекаэдроидов изменяется от 0 до  $15 \text{ см}^{-1}$ , что в среднем приближается к соответствующим значениям этой величины в октаэдрах. По характеру распределения оптически активных центров в кристаллах додекаэдроиды довольно схожи с октаэдрами. Додекаэдроиды с зональным внутренним строением (типы Д-0–Д-2, Д-6), как правило, содержат относительно небольшое количество водородных центров, обычно не более 1,5 усл. ед. Исключением являются несколько кристаллов из трубок Архангельской области и кристалл № NU8 из россыпей Северного Урала. Концентрация водорода в них варьирует от 1 до 7,6 усл. ед. В целом в додекаэдроидов с центральной кубоидной (тип Д-3) и кубооктаэдрической зонами (типы Д-4, Д-5) концентрация водородных центров выше, чем в послонно-октаэдрических индивидах (типы Д-0–Д-2). Например, в кристалле № NU14 (тип Д-5) она составляет 9,4 усл. ед. Для додекаэдроидов, прежде всего, типов Д-4, Д-5, как и для соответствующих октаэдров (О-4, О-5), намечается тенденция к обеднению водородом внешней оболочки по сравнению с внутренними частями кристалла (см. табл. 2.1).

Особую группу составляют относительно низкоазотные ( $N_{tot} 50\text{--}450 \text{ at. ppm}$ ) кристаллы типа Д-6. Им свойственны крайне низкие концентрации водородных центров, не превышающие 0,3 усл. ед. Это, по-видимому, отражает корреляцию между содержанием азота и водорода в алмазе, обнаруженную нами ранее [22]. Алмазы в оболочке типа Д-9 характеризуются относительно невысокими содержаниями водорода (не более 2 усл. ед.) как в октаэдрическом центре, так и в волокнистой оболочке (см. табл. 2.1). В целом для додекаэдроидов, как и для октаэдров, типично преимущественное вхождение водорода в пирамиды роста куба в центральной секториальной структуре кристалла.

По содержанию оптически активных центров кубы и тетрагексаэдроиды заметно отличаются от октаэдров и зональных додекаэдроидов. Многие кубы и тетрагексаэдроиды характеризуются повышенным ( $\geq 2$  усл. ед.) содержанием водородных центров (см. табл. 2.1). Кроме того, особенностью кристаллов алмаза кубического габитуса, имеющей индикаторное значение, является резко пониженное содержание в них плейтлетс: во многих образцах (№№ К18, К19, К21, ММ10) этот структурный дефект не зафиксирован. Важно отметить, что максимальное содержание плейтлетс ( $2,7 \text{ см}^{-1}$ ) среди всех изученных нами кристаллов кубического габитуса выявлено в образце № U8, сформировавшемся, как показано выше, за счёт смешанного (нормального + тангенциального) механизма роста (см. рис. 3.14, *n*; табл. 2.1). Иначе говоря, плейтлетс сопровождают тангенциальный механизм роста кристалла. Кристаллы кубического габитуса, подобно октаэдрам и додекаэдроидам, обнаруживают тенденцию к обеднению внешней зоны кристаллов водородом. Значимые вариации содержания водорода установлены в образцах №№ U8, L3, K22.

Полученные данные (см. табл. 2.1), как показало обобщение, согласуются с результатами более ранних наших исследований [17]. Несмотря на многообразие типов внутреннего строения природных кристаллов алмаза, распределение в них водородных центров носит закономерный характер, проявляющийся двумя важными тенденциями:

1. В кристаллах алмаза структурная примесь водорода предпочтительнее входит в пирамиды роста, сформировавшиеся по нормальному механизму, по сравнению с таковыми, образовавшимися по тангенциальному (послойному) механизму.

2. Независимо от механизма роста, в объёме отдельных кристаллов наблюдается уменьшение содержания структурной примеси водорода от центра к периферии.

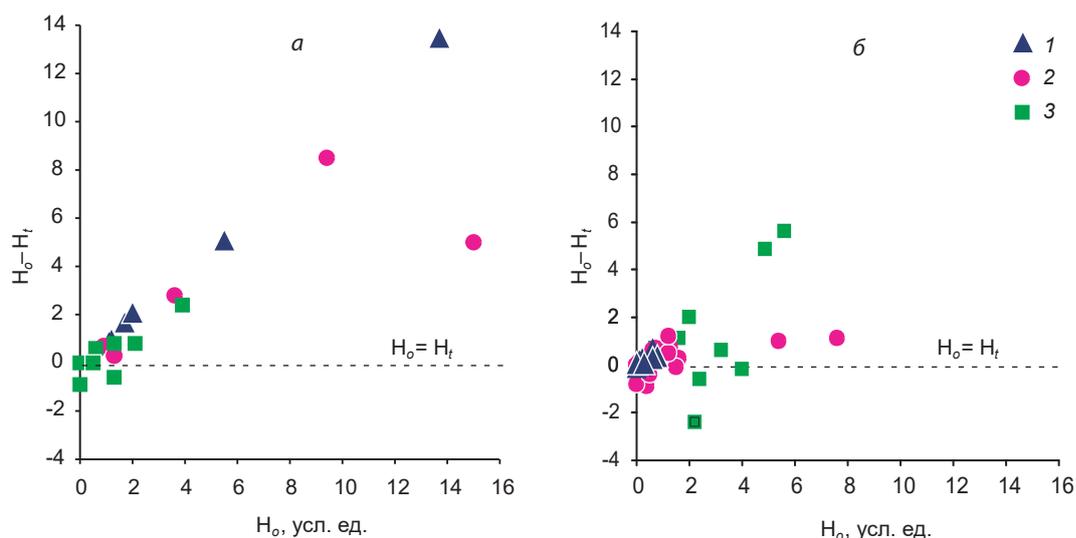
Первая тенденция подтверждается тем, что в отдельных кристаллах при смешанном механизме роста концентрация структурного водорода в  $\langle 100 \rangle$ , как правило, существенно больше, чем в  $\langle 111 \rangle$ . Кроме того, самые низкие содержания водородных центров (обычно не более 2 усл. ед.) отмечаются в послойно-октаэдрических зонах октаэдрических и ромбододекаэдрических кристаллов. Сходными, но несколько более высокими содержаниями водорода характеризуются пирамиды роста октаэдрических граней в кристаллах с центральной секториальной структурой (типы О-4, О-5, Д-4). Зоны с волокнистым внутренним строением в октаэдрах (типы О-7, О-8), додекаэдроидов (типы Д-3, Д-7–Д-9), тетрагексаэдроидов (типы К-5, К-7) и кубов (типы К-1–К-4, К-6, К-8, К-9) обладают повышенными концентрациями водорода (преимущественно 1,8–5,8 усл. ед.). Максимально высокая концентрация водородных центров, достигающая 9–16 усл. ед., типична для пирамид роста куба в центральной секториальной структуре.

Вторая тенденция подтверждается уменьшением концентраций водорода от центра к периферии кристаллов разных габитусов и типов внутреннего строения, независимо от механизма роста кристалла. Особенно отчётливо это прослеживается для кристаллов со сменой механизма роста. Примерно в 90 % таких кристаллов обнаруживается уменьшение содержания водородных центров от центра к периферии (см. табл. 2.1). В кристаллах без признаков смены механизма роста соответствующее снижение концентрации водорода наблюдается в большинстве случаев (> 70 % от общего количества). Тенденцию к снижению концентрации структурной примеси водорода от центра кристалла ( $N_o$ ) к его периферии ( $N_t$ ) наглядно демонстрирует рис. 2.3.

Рис. 2.3

Из рисунка видно, что наиболее контрастное уменьшение концентраций водорода ( $N_o - N_t$ ) прослеживается в кристаллах октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов со сменой механизма роста: нормального на тангенциальный и смешанного на тангенциальный (см. рис. 2.3, а). Тренд уменьшения содержания структурной примеси водорода  $N_o > N_t$  фиксируется даже для кристаллов со сменой тангенциального механизма роста на нормальный. Эти данные подтверждаются детальными исследованиями С. Ю. Скузоватова с соавторами [126, 127]. Так, в кристаллах, сформировавшихся в результате смены механизма роста октаэдр – куб и кубоид – октаэдр, центральная область (октаэдрическая или кубоидная), как правило, обогащена структурным водородом по сравнению с внешней. Вместе с тем содержание этой примеси в кубоидной центральной зоне в несколько раз больше, чем в соответствующей октаэдрической.

В кристаллах с однородным зональным послойно-октаэдрическим или волокнистым внутренним строением содержание структурной примеси водорода также уменьшается от центра к периферии (см. рис. 2.3, б). Однако разброс концентраций водорода  $N_o - N_t$  в них меньше, чем в кристаллах со сменой механизма роста. Таким образом, максимальное вхождение водорода в структуру алмаза на начальном этапе роста кристалла, вероятно, отражает эволюцию состава среды алмазообразования: постепенное обеднение её водородом от момента зарождения кристалла до завершающего этапа роста.



**Рис. 2.3. Распределение водородных центров в объеме кристаллов алмаза октаэдрического (1), ромбододекаэдрического (2) и кубического (3) габитусов со сменой (а) и без смены (б) механизма роста:**

$H_o$  и  $H_t$  – концентрации структурной примеси водорода в центральной и внешних зонах кристалла соответственно

Принимая за основу реакцию (9), можно предположить, что водородные центры формируются за счёт алмазообразующих углеводородов, концентрация которых в среде на этапе зарождения кристалла алмаза максимальна и уменьшается со временем, в результате чего реакция затухает.

## 2.2. Факторы, влияющие на содержание водородных центров в алмазе

Помимо общих закономерностей в распределении водородных центров в кристаллах алмаза, между кристаллами из разных месторождений существуют различия, что свидетельствует о множественности факторов, влияющих на содержание водородных центров в алмазе.

*Механизм роста кристалла алмаза.* Как показано выше, содержание водородных центров коррелирует с формой и механизмом роста кристаллов. При прочих равных условиях минимальные концентрации водородных центров наблюдаются в пирамидах роста октаэдра, сформировавшихся в результате тангенциального роста, а максимальные – в пирамидах граней куба, образовавшихся по нормальному механизму роста. Подобная закономерность объяснима с позиций теории роста кристаллов [175]. В процессе послойного роста кристалла примесь водорода, химически адсорбированная гранью октаэдра, может блокировать её послойное разрастание вплоть до полного прекращения [17]. Кроме того, грани алмаза <100>, возникшие в результате нормального механизма роста, в большей степени способны захватывать структурный водород. Это обусловлено тем, что их наращивание происходит иным способом, чем в послойно-октаэдрических индивидах. При нормальном росте частицы алмазного вещества присоединяются равновероятно в любой точ-

ке грани, причём волокна способны как бы огибать инородные примеси. Иначе говоря, высокая концентрация водорода в среде может повлиять на механизм роста кристалла, а механизм роста кристалла, в свою очередь, «лимитирует» количество водородных атомов, входящих в структуру алмаза. При этом существует некоторая предельная концентрация водородных центров, характерная для кристаллов с послойно-октаэдрическим ( $C_T$ ) и волокнистым ( $C_N$ ) строением, причём  $C_T \leq C_N$ .

*Содержание водорода в среде.* Выявленная тенденция к снижению содержания водорода в кристалле от его центра к периферии, с нашей точки зрения, отражает уменьшение концентрации (химического потенциала) водорода от момента зарождения кристалла до завершения его роста. Поскольку наиболее вероятным источником структурной примеси водорода в алмазе (см. далее) являются алмазообразующие углеводороды, можно говорить об их исчерпании в среде кристаллизации на завершающем этапе роста алмаза. Именно это, по-видимому, и служит причиной затухания реакции алмазообразования.

Как показано выше, сходные по форме и внутреннему строению кристаллы из разных пространственно разобщённых месторождений могут значительно различаться по содержанию водородных центров. Например, морфологические разновидности алмаза из тр. им. Карпинского-1 существенно обогащены водородными центрами по сравнению с соответствующими разновидностями кристаллов из тр. им. Гриба (см. табл. 2.1, 3.4). Из табл. 3.4 видно, что в ряду октаэдр с тригональной формой граней – октаэдр с дитригональной формой граней – куб (тетрагексаэдр) увеличиваются содержания водорода в алмазах из сопоставляемых трубок. При этом алмазы всех морфологических групп тр. им. Карпинского-1 обогащены водородными центрами (примерно в 2,5–3 раза больше) по сравнению с алмазами соответствующих групп из тр. им. Гриба. Более детально сравнение кристаллов из двух названных трубок проведено с учётом внутреннего строения морфологических разновидностей алмаза. Для этого подбирались кристаллы с одинаковым типом внутреннего строения, сходным распределением азотных центров, но с разным содержанием водородных центров. Для примера взяты октаэдрические кристаллы с послойным внутренним строением (тип О-1) из трубок им. Карпинского-1 (№ К1) и им. Гриба (№ G5) (см. табл. 2.1). Данные кристаллы сходны между собой по распределению азотных центров. При этом кристалл № К1 в несколько раз больше обогащён водородными центрами по сравнению с кристаллом № G5.

Подобные отличия кристаллов алмаза из пространственно разобщённых трубок, имеющих одинаковые механизм и историю роста, а также сходный температурный режим формирования, с большой долей вероятности обусловлены особенностями химизма среды алмазообразования. При этом среда кристаллизации алмазов из тр. им. Карпинского-1 была относительно обогащена водородом (углеводородами) по сравнению с алмазами из тр. им. Гриба.

*Температура.* Температура среды также играет определённую роль при образовании и разрушении примесных дефектов в структуре алмаза. По экспериментальным данным [96], отжиг в течение двух часов при температуре от 1800 до 2000 °С и стабилизирующем давлении 7 ГПа приводит к разрушению или трансформации водородных центров в коричневых кристаллах алмаза с пластической деформацией. При этом водородные центры в бесцветных недеформированных кристаллах в тех же экспериментах остаются неизменными. В природных условиях температура и условия разрушения водородных центров могут быть иными, так как время температурного воздействия на кристалл может быть очень значительным. За счёт длительного воздействия температура разрушения центров может быть существенно ниже 1800 °С. С другой стороны, повышение температуры, по данным работы [27], стабилизирует октаэдрическую форму роста кристалла алмаза,

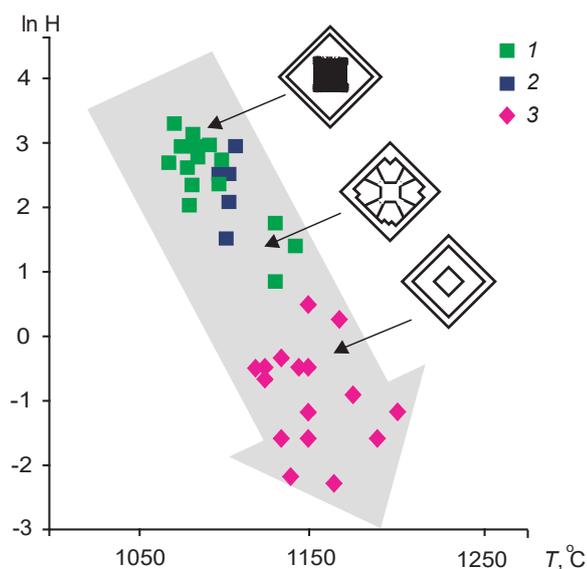


Рис. 2.4. Соотношение относительного содержания водородных центров ( $\ln H$ ) во внутренних зонах кристаллов с волокнистым (1), секториальным (2), послойным (3) строением и температуры алмазообразования по модели [313] для условного возраста алмаза 1 млрд лет

т. е. с увеличением температуры алмазообразования доля октаэдрических кристаллов по отношению к кубическим возрастает. В свою очередь, октаэдрические кристаллы, образовавшиеся преимущественно за счёт послойного (тангенциального) механизма роста, в меньшей степени способны захватывать примесь водорода по сравнению с кубическими кристаллами, сформировавшимися при нормальном механизме роста. Это наглядно иллюстрирует диаграмма, отражающая корреляцию содержания водорода ( $\ln H$ ) и температуры алмазообразования, оценённой, согласно модели [313], в кристаллах алмаза с различным типом внутреннего строения и условным возрастом 1 млрд лет (рис. 2.4).

Рис. 2.4

На диаграмме каждая точка отвечает локальным измерениям содержания водорода и азота в центральной части алмазной пластины. Центральные области кристаллов взяты в качестве примера, поскольку содержание водорода в них максимальное,

а его вариации наиболее значимые. Во внешних зонах кристаллов алмаза концентрация водорода, как правило, низкая (близка к пороговой чувствительности метода).

Для кубоидных ядер в октаэдрических кристаллах, с учётом данных [127], и пирамид роста куба в центральной секториальной структуре выявлена тенденция к уменьшению содержания водородных центров в кристаллах по мере увеличения температуры (см. рис. 2.4). Отмеченная тенденция может быть обусловлена посткристаллизационным термическим разрушением водородных центров в природных алмазах, подобным наблюдаемому в экспериментах [96]. На основе рис. 2.4 можно предположить, что в природных условиях центры разрушаются при более низких температурах, чем в экспериментах (около 1170 °C при условном возрасте кристаллов 1 млрд лет). Во внутренних зонах кристаллов с послойно-октаэдрическим строением содержание водородных центров невелико, что определяется тангенциальным механизмом роста кристаллов. При этом оно также уменьшается с увеличением температуры при большем разбросе результатов измерений.

### 2.3. Соотношение концентраций структурных примесей водорода и азота в алмазе

Несмотря на разную кристаллохимическую сущность примесей водорода и азота, в природных кристаллах алмаза они почти всегда сосуществуют. «Безазотные» алмазы спектрального типа IIa, как правило, имеют незначительные концентрации водородных центров, которые в большинстве случаев не удаётся зарегистрировать с помощью метода ИК-

спектроскопии. В высокоазотных алмазах с суммарной концентрацией структурного азота  $> 1000$  at. ppm содержание водорода может варьировать от 0 до 20 усл. ед. и более. Таким образом, часть высокоазотных кристаллов обладает значительными концентрациями водорода, тогда как для «безазотных» индивидов это не столь характерно.

При рассмотрении вопроса об источниках азота в мантии Земли (области термодинамической стабильности алмаза) высказывается предположение, что азот, как и водород, находился в древние эпохи в составе ювенильных флюидов. Однако геохимические данные по распределению азота в оболочках Земли, в породах и отдельных минералах мантии не вполне согласуются с этим предположением. С одной стороны, в составе древних глубинных минералов азот очень редок или присутствует в ничтожных количествах. В перидотитовых ксенолитах, оливине, клинопироксене из этих ксенолитов разных регионов мира содержание азота не превышает  $0,1-0,8$  at. ppm [327]. С другой стороны, азот – типичный элемент атмосферы, гидросферы и биосферы [68], а в кристаллах алмаза из кимберлитов и лампроитов концентрация структурной примеси азота достигает  $3000-5000$  at. ppm. Это позволяет допускать наличие экзогенного азота в среде алмазообразования.

Особенности распределения азота и водорода в отдельных кристаллах из трубок Юбилейная (Якутия) и им. Карпинского-1 в Архангельской области (рис. 2.5) показывают, что положительная корреляция между азотом и водородом в природных кристаллах алмаза имеет довольно сложный нелинейный характер [161, 173]. Если же анализировать распределение средних содержаний азота и водорода в выборках ( $> 30$  шт.) алмазов из разных месторождений, то между ними наблюдается вполне отчетливая положительная корреляция. Она впервые обнаружена Г. К. Хачатрян на примере алмазов из 13 трубок Якутии и Архангельской области [22].

Новые фактические материалы позволили подтвердить и детализировать ранее полученные данные (рис. 2.6). Так, алмазы из месторождений, где преобладают округлые кристаллы, характеризуются более высокими средними концентрациями водорода по сравнению с алмазами из месторождений с преимущественно октаэдрическими кристаллами. Таким образом, зависимость между усредненными концентрациями азота и водорода в кристаллах алмаза из разных месторождений как бы распадается на две ветви. Эти различия в распределении азота и водорода в кристаллах в зависимости от их формы указывают, вероятнее всего, на разные условия образования округлых и плоскогранных октаэдрических кристаллов алмаза. Следовательно, формирование округлых алмазов не является результатом простого растворения плоскогранных октаэдров, а зависит от истории роста кристалла. К аналогичному заключению ранее пришёл В. В. Бескрованов [13].

Рис. 2.5

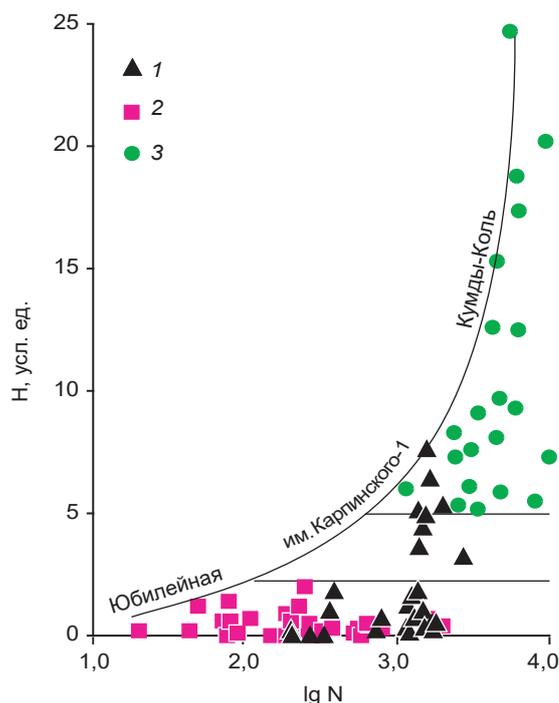
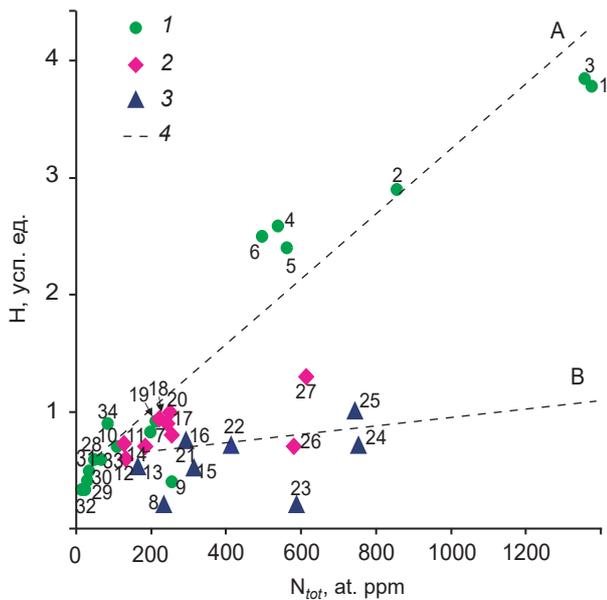


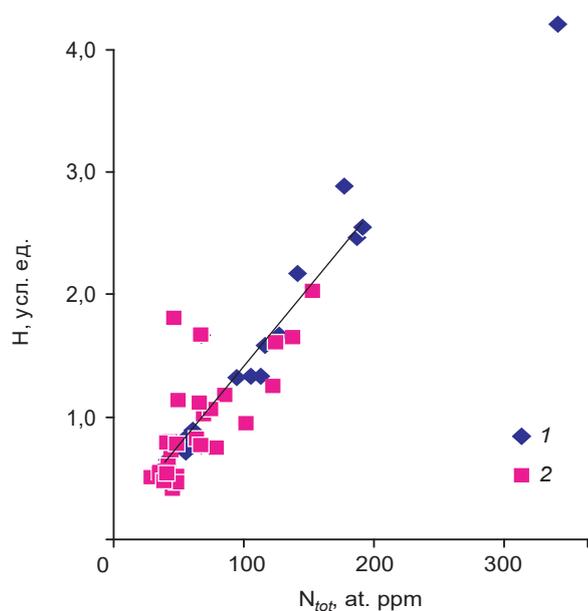
Рис. 2.5. Соотношения общего содержания азота ( $\lg N$ ) и водорода ( $H$ , усл. ед.) в кристаллах алмаза из трубок им. Карпинского-1 (1), Юбилейная (2) и метаморфических пород месторождения Кумды-Коль (Казахстан) (3)

Рис. 2.6



**Рис. 2.6. Усреднённые содержания азота и водорода в выборках алмаза (30–100 шт.) из трубок разных регионов:**

Архангельская область: Поморская (1), им. Карпинского-1 (2), Архангельская (3), Снегурочка (4), Первомайская (5), Кольцовская (6), им. Ломоносова (7), им. Гриба (8); Якутия: Заполярная (9), Поисковая (10), Дальняя (11), Айхал (12), Сытыканская (13), Удачная (14), Юбилейная (15), Молодость-1 (16), Комсомольская (17), Прогнозная (18), Зарница (19), Краснопресненская (20), Ленинград (21), Мир (22), Спутник (23), им. XXIII съезда КПСС (24), Интернациональная (25), Малокуонапская (26); Канада: ДО-27 (27); Бразилия: Пандреа-1, 2, 3, 6, 7 (28, 29, 30, 31, 32 соответственно), Арипуана (33), Коллиер-4 (34); доминантная форма кристаллов в трубках: 1 – округлые додекаэдровиды, 2 – слоистые ромбододекаэдровиды, 3 – октаэдровиды; 4 – линии трендов А и В



**Рис. 2.7. Линейная корреляция общего содержания азота и водорода в кристаллах алмаза из трубок Пандреа-2 (1) и Пандреа-6 (2)**

Линейная положительная корреляция концентраций азотных и водородных центров в кристаллах отмечается лишь в отдельных случаях. Примером служат данные по алмазам из трубок района Жуина в Бразилии, а также из австралийской трубки Аргайл [234, 244]. Прямая линейная корреляция концентраций азота и водорода обнаружена нами в алмазах из некоторых трубок кластера Пандреа района Жуина (рис. 2.7). Подобная корреляция свидетельствует о том, что азот и водород являются сопутствующими компонентами в среде кристаллизации алмаза, непосредственно участвующими в реакции алмазообразования (10) или находящимися в составе одного химического соединения. С учётом биогенной природы источника части природных алмазов и сложных соотношений концентраций азота и водорода в кристаллах можно предположить, что азот и водород могли входить как в состав азотсодержащей органики, так

Рис. 2.7

и ассоциирующим с ней солей аммония. Редкость линейной корреляции между концентрациями азота и водорода в кристаллах можно объяснить тем, что не все органические вещества в среде алмазообразования содержали азот.

## 2.4. Примеси органического вещества в алмазах и его роль в образовании водородных центров

Как отмечено в главе 1, углеводороды (метан, реже его гомологи, этилен и др.) в составе субмикроскопических флюидных включений в алмазе найдены совместно с широко распространёнными примесями  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $N_2$  [3, 146, 269, 270]. В алмазах из кимберлитов прямыми наблюдениями установлены углекислотно-азотно-углеводородные [149] и углекислотно-азотные [298, 299] включения. Наличие в кристаллах включений с окисленной ( $CO_2$ ) и восстановленной ( $CH_4$  и его гомологи) формами углерода служит предпосылкой вывода о возможности окислительно-восстановительной реакции, приводящей к образованию алмаза:



При этом одни исследователи [226] считают, что углеродсодержащие флюиды, образующие алмаз, имели первично эндогенную природу, другие [141, 295] главную роль отводят первично экзогенным (биогенным) источникам, погружённым на глубину при субдукции совместно с толщами земной коры. С обеих позиций можно утверждать, что метан и его гомологи не только присутствовали в среде алмазообразования, но и были одним из источников углерода алмаза.

В отличие от метана примеси других более сложных органических веществ (ОВ) в кристаллах алмаза относительно редки и мало изучены. Это объясняется их неустойчивостью в обстановке термодинамической стабильности алмаза и крайне небольшими концентрациями примесей ОВ в алмазе. Публикаций, посвящённых изучению примесей органического вещества в алмазе и ассоциирующих с ним минералах, крайне мало. Полиароматические углеводороды (ПАУ) во включениях в минералах-спутниках алмаза – оливине, гранате и цирконе – описаны В. К. Гараниным [42]. Наличие ПАУ в карбонадо и монокристаллах алмаза из кимберлитов рассматривалось в работах Ф. В. Каминского с соавторами [75–77].

Тем не менее примеси ОВ, с нашей точки зрения, играют важную роль в решении проблемы генезиса алмаза и входящих в его структуру водородных центров [162, 163]. Присутствие ОВ в кристалле алмаза в сочетании с изотопно-лёгким составом углерода говорит в пользу участия биогенных углеводородов в алмазообразовании. При этом обратная корреляция между содержаниями ОВ и структурной примесью водорода в кристаллах указывает на то, что алмазообразующие углеводороды одновременно служат источником водородных центров в алмазе.

Чувствительный метод, позволяющий фиксировать ОВ в алмазе, – ИК-спектроскопия. В ИК-спектрах природных алмазов нередко проявляется характеристическая система полос поглощения около 2850, 2920 и 2960  $см^{-1}$ , которая, согласно работе [71], связана с колебаниями  $CH_3$ - и  $CH_2$ - групп алифатических структур (предельные углеводороды или их фрагменты).

### 2.4.1. Алмаз кимберлитов

Многолетние исследования кристалломорфологических разновидностей алмаза из разных месторождений мира, выполненные Г. К. Хачатрян, показали, что  $CH_3$ - и  $CH_2$ -группы наиболее характерны для алмазов серой, чёрной, бурой окрасок, относящихся к V и VII разновидностям, по Ю. Л. Орлову [106]. Тёмная окраска алмазов обусловлена многочисленными включениями графита и углеродистого вещества [65]. Спецификой большинства таких алмазов является аномально изотопно-лёгкий состав углерода ( $\delta^{13}C < -20 ‰$ ),

что, по-видимому, говорит об их кристаллизации с участием углеводов биогенного происхождения. Помимо кристаллов этих разновидностей, линии поглощения  $\text{CH}_3$ - и  $\text{CH}_2$ -групп обнаружены нами в «алмазах в оболочке» из трубок Конго, при этом не исключено, что соответствующие углеводороды вторичного происхождения [259].

Объектами детального исследования послужили два кристалла алмаза ромбододекаэдрического габитуса, в ИК-спектрах которых отмечались характеристические полосы поглощения в области  $2850\text{--}2960\text{ см}^{-1}$ , обусловленные углеводородными примесями [162, 163]. Кристаллы из кимберлитовой тр. Юбилейная (коллекция В. К. Гаранина) и из россыпи района Жуина (коллекция В. П. Афанасьева) имели чётко выраженную зональность: прозрачное бесцветное ядро и тёмно-серую полупрозрачную оболочку, переполненную включениями графита. Характерная особенность обоих кристаллов – относительно лёгкий изотопный состав углерода:  $\delta^{13}\text{C}$   $-9,6$  и  $-22,0$  ‰.

*Алмаз из кимберлитовой тр. Юбилейная.* По данным ИК-спектроскопии ОВ фиксировалось только в оболочке кристалла. Ядро представлено почти чистым алмазом, содержащим структурные примеси азота в А-форме (главная линия  $\sim 1280\text{ см}^{-1}$ ), В-форме (главная линия  $\sim 1175\text{ см}^{-1}$ ) и водородные центры (главная линия  $\sim 3107\text{ см}^{-1}$ ). При этом общее содержание азота  $N_{tot}$  составляло  $700\text{--}900\text{ ат. ppm}$ , доля азота в агрегированной форме  $\%N_{(B)} \sim 65$ , водородных центров  $9\text{--}16$  усл. ед. При сходном общем содержании азота в разных частях кристалла во внешней его зоне, обладающей тёмной окраской, существенно уменьшается доля агрегированного азота:  $\%N_{(B)} \sim 45$ . Кроме того, обнаруживается тенденция к уменьшению содержания водородных центров –  $2\text{--}12$  усл. ед. Согласно модели В. Р. Тэйлора и Х. Дж. Милледж (1995), при одинаковом «возрасте» отдельных зон кристалла алмаза уменьшение степени агрегации азота в оболочке свидетельствует о снижении температуры кристаллизации по сравнению с центральной областью.

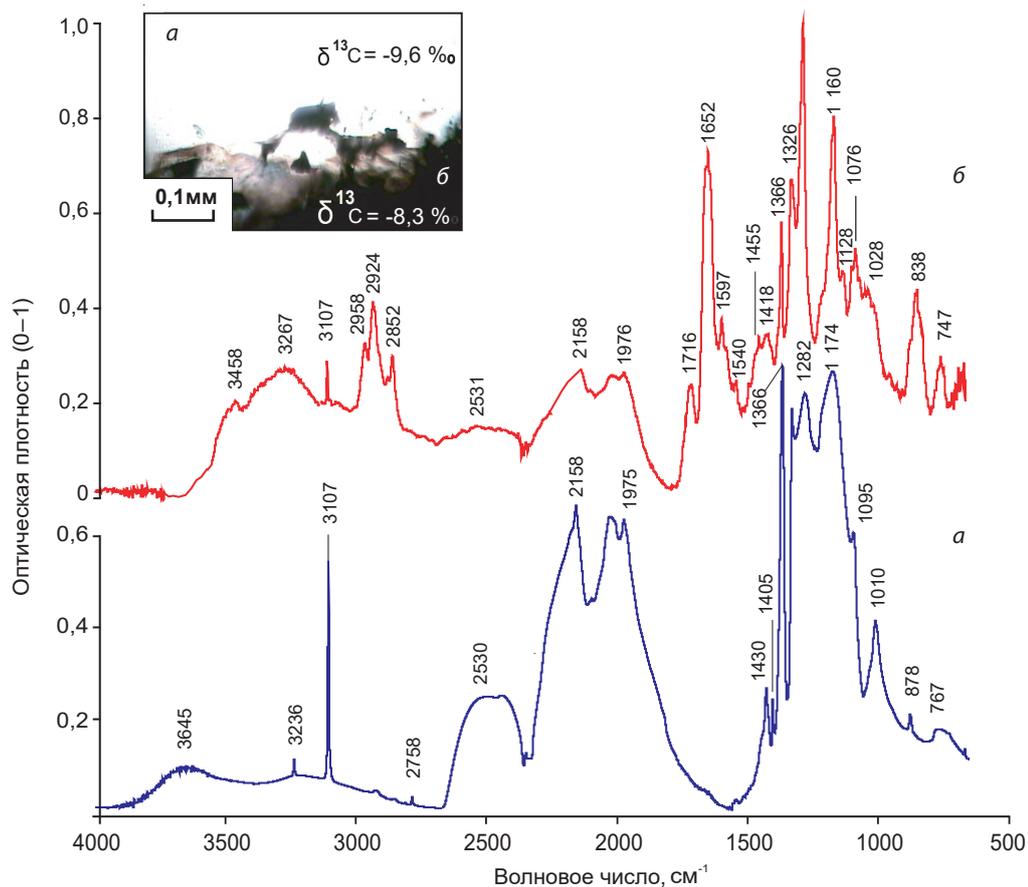
Наличие ОВ в оболочке изученного кристалла подтверждается присутствием интенсивных линий поглощения с максимумами  $\sim 2850$  и  $2920\text{ см}^{-1}$ , а также более слабых линий  $\sim 2870$  и  $2960\text{ см}^{-1}$ , связанных с колебаниями метиленовых  $\text{CH}_2$ - и метильных  $\text{CH}_3$ -групп в алифатических структурах, соответствующих предельным углеводородам (рис. 2.8). Данные спектральные линии обладают специфической конфигурацией, позволяющей судить о химическом составе и строении углеводородных группировок. В области  $1350\text{--}1460\text{ см}^{-1}$  располагаются линии деформационных колебаний метиленовых и метильных групп, которые частично перекрываются линиями  $1350\text{--}1380\text{ см}^{-1}$ , обусловленными наличием плейтлетс, т. е. интерстициальных пластинчатых образований [223], а также линиями  $1420\text{--}1460\text{ см}^{-1}$ , типичными для карбонатов.

Рис. 2.8

После проведённого исследования кристалл был раздроблен. Из отобранных бесцветных и окрашенных осколков анализировались те, которые содержали в ИК-спектрах линии  $\sim 2850 + 2920$  и  $\sim 2870 + 2960\text{ см}^{-1}$ . Относительные интенсивности линий  $\sim 2850$  и  $2920\text{ см}^{-1}$ , а также  $\sim 2850$  и  $2960\text{ см}^{-1}$  значительно коррелируют между собой (рис. 2.9, а, б). Соответствующие коэффициенты корреляции составляют  $0,97$  и  $0,88$ . Кроме того, отмечается линейная корреляция ( $R^2 = 0,64$ ) между интенсивностями линий  $2920$  и  $\sim 1560\text{ см}^{-1}$  (см. рис. 2.9, в). Из этого следует, что последняя относится к линии, соответствующей колебаниям групп атомов, входящих в состав ОВ.

Рис. 2.9

Визуально примесь ОВ в осколках алмаза наблюдается в виде тонких буроватых или коричневатых плёнок. Помимо линий, обусловленных примесью ОВ, в ИК-спектрах чёрной оболочки кристалла присутствуют полосы  $3600\text{--}3690\text{ см}^{-1}$ , а также полоса  $\sim 3200\text{--}3300\text{ см}^{-1}$ , сопряжённая с линией  $\sim 1610\text{--}1640\text{ см}^{-1}$ . Все они соответствуют колебаниям ОН-групп, входящих в структуру минералов или состав адсорбированной воды. Кроме того, в спектрах осколков алмаза часто фиксируются линии  $950\text{--}970$ ,  $850\text{--}890$  и  $740\text{--}770\text{ см}^{-1}$ .



**Рис. 2.8.** ИК-спектры алмаза из тр. Юбилейная:

а – прозрачное ядро; б – чёрная оболочка

Расшифровать полученные спектры удалось благодаря находке тончайших частиц и плёнок бурого цвета, содержащих ОВ (рис. 2.10). В спектрах плёнок полосы, связанные с алмазом, практически не проявлены. Выяснить точный состав ОВ только по данным ИК-спектроскопии сложно. Однако по набору и относительной интенсивности линий спектры ОВ наиболее близки к таковым солей карбоновых кислот – пропионовой, масляной

Как видно из рисунка 2.11, ОВ часто ассоциирует с водным карбонатом – бруньятеллитом ( $Mg_6Fe(CO_3)(OH)_{13} \cdot 4H_2O$ ). Этот карбонат идентифицирован с помощью электронной библиотеки спектров *HR-Minerals*, прилагающейся к программе *OMNIC*. Правильность такой интерпретации подтверждается линейной положительной корреляцией ( $R^2 = 0,68$ ) относительных интенсивностей линий  $\sim 3680$  и  $\sim 951$   $cm^{-1}$  (см. рис. 2.9, з). Обе линии характерны для бруньятеллита (см. рис. 2.11). В проанализированных образцах бруньятеллит ассоциирует с органическим веществом, которое иногда представляет собой самостоятельную фазовую примесь в алмазе. Между концентрациями ОВ и бруньятеллита существует прямая линейная положительная корреляция ( $R^2 = 0,54$ ) (см. рис. 2.9, д). Концентрация структурной примеси водорода (линия  $3107$   $cm^{-1}$ ) в алмазе находится в обратной линейной зависимости ( $R^2 = 0,56$ ) от относительного содержания ОВ (см. рис. 2.9, е), что указывает на первичный характер и генетическую информативность фазовых примесей органического вещества.

Алмаз из россыпи района Жуина. Мелкие осколки образца неоднородны по цвету (от бесцветных до чёрных), прозрачности и содержанию ОВ (рис. 2.12). Как и в кристалле из тр. Юби-

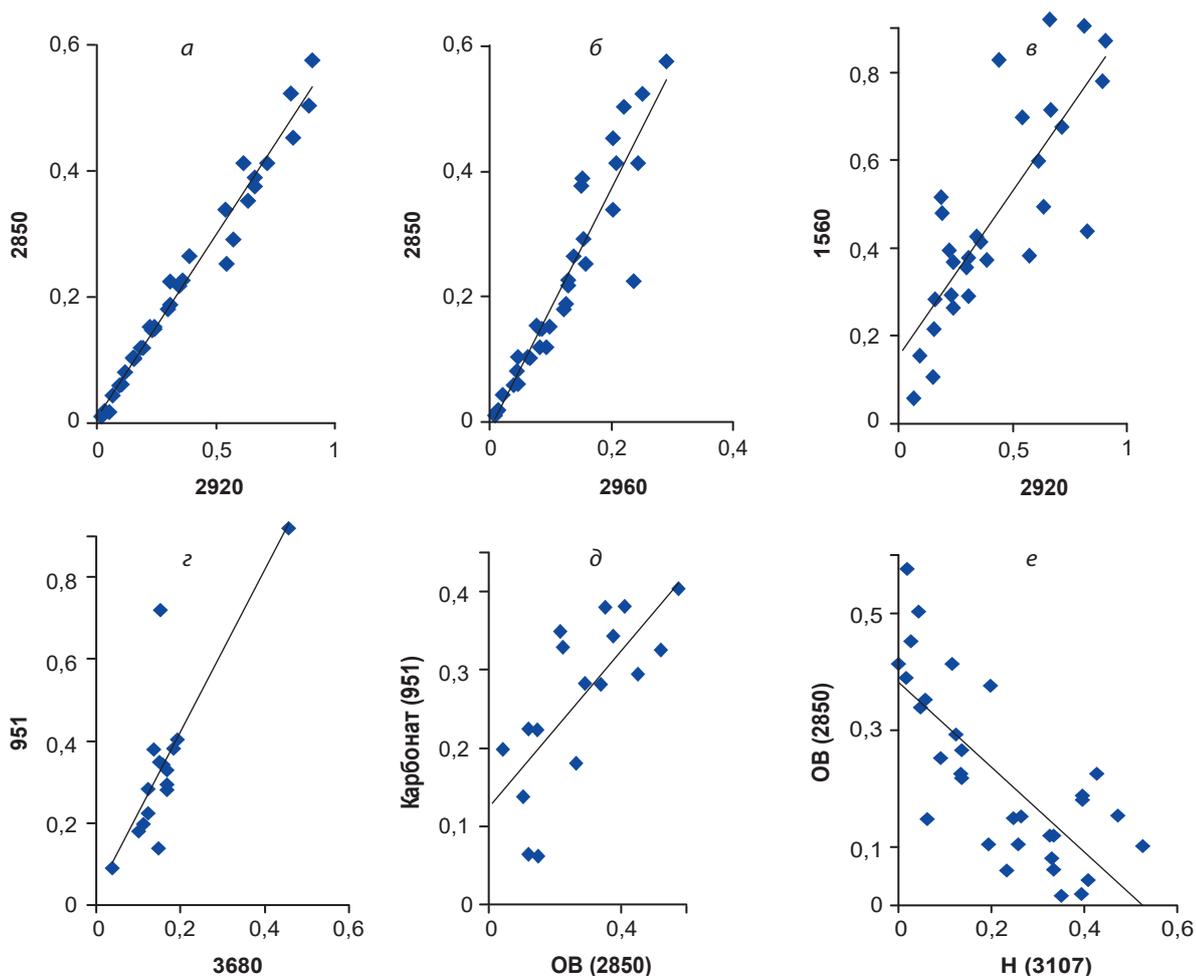
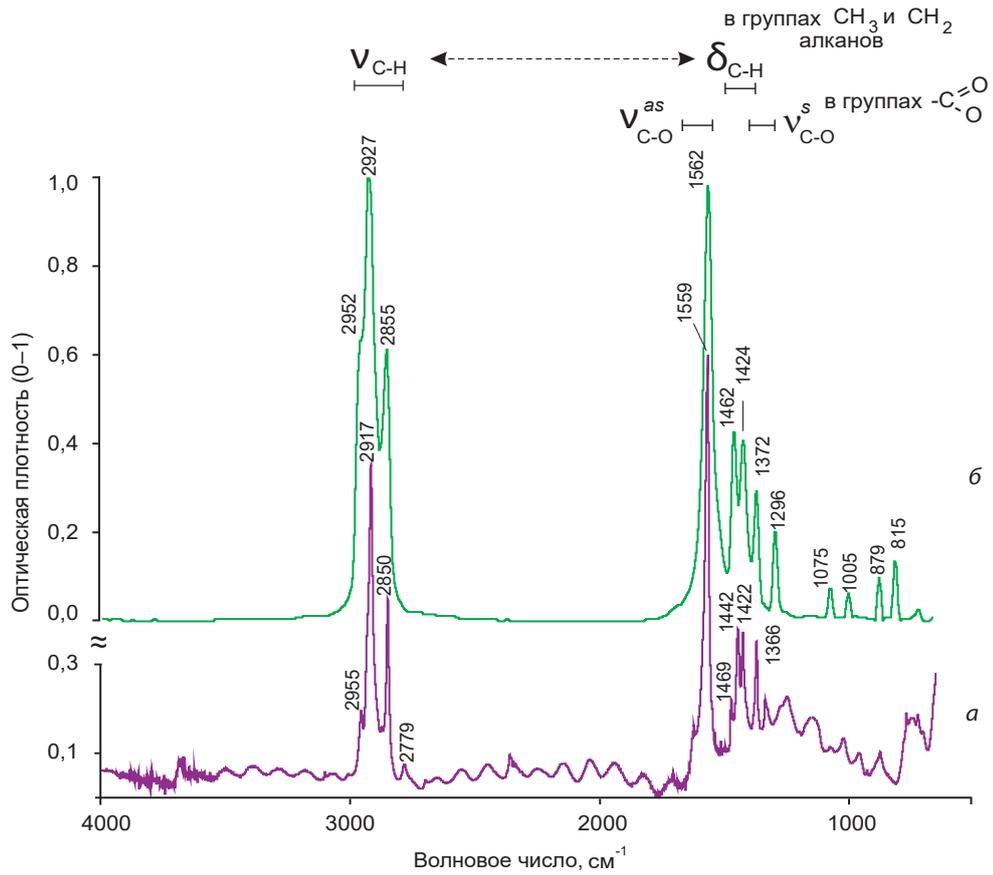


Рис. 2.9. Корреляция оптических плотностей (0–1) линий 951, 1560, 2850, 2920, 2960, 3107 и 3680  $\text{см}^{-1}$  в ИК-спектре алмаза из тр. Юбилейная

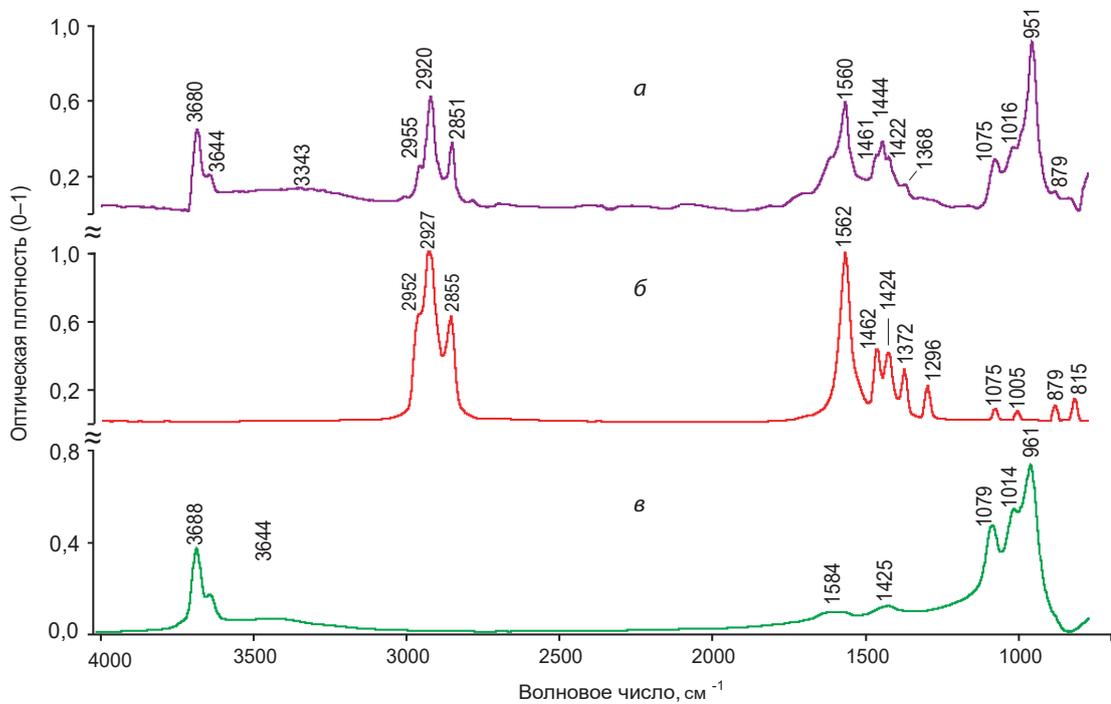
лейная, присутствие ОВ в алмазе из данной россыпи подтверждается наличием в ИК-спектре интенсивных полос поглощения с максимумами  $\sim 2850\text{--}2920 \text{ см}^{-1}$  и их характерной конфигурацией. Полосы обусловлены колебаниями групп  $\text{CH}_2$  в алифатических структурах. Кроме того, фиксируется слабая линия  $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$ , которая связана с группами  $\text{CH}_3$  в алифатических структурах. При этом, помимо фазовой примеси ОВ, отмечается фазовая примесь  $\text{H}_2\text{O}$  (полосы 3284 и 1648  $\text{см}^{-1}$ ). В целом спектры ОВ алмазов из россыпи района Жуина и тр. Юбилейная имеют сходные полосы поглощения  $\sim 2960, 2920, 2850$  и 1550  $\text{см}^{-1}$ . Однако ОВ алмаза из бразильской россыпи, судя по набору спектральных линий и соотношению их интенсивностей, несколько отличается от ОВ алмаза якутской трубки. В алмазе из россыпи района Жуина практически отсутствуют водные карбонаты (линии 3680 и  $\sim 951 \text{ см}^{-1}$ ).

Распределение ОВ и структурных примесей азота и водорода внутри одного и того же кристалла неоднородно. Среди осколков кристалла обнаружены фрагменты «безазотного» алмаза (тип IIa), содержащие ОВ и без него (см. рис. 2.12, а, б). Среди фрагментов центральной части кристалла найдены осколки без ОВ с высоким содержанием структурных примесей азота (преимущественно в В-форме) и водорода (см. рис. 2.12, в). В кристалле из россыпи района Жуина, как и в алмазе из тр. Юбилейная, прослеживается тенденция к взаимосвязанному распределению ОВ и водородных центров. Максимальное содержание водородных центров ( $\text{H} \sim 10\text{--}20$  усл. ед.) отмечается в центральной прозрачной области кри-



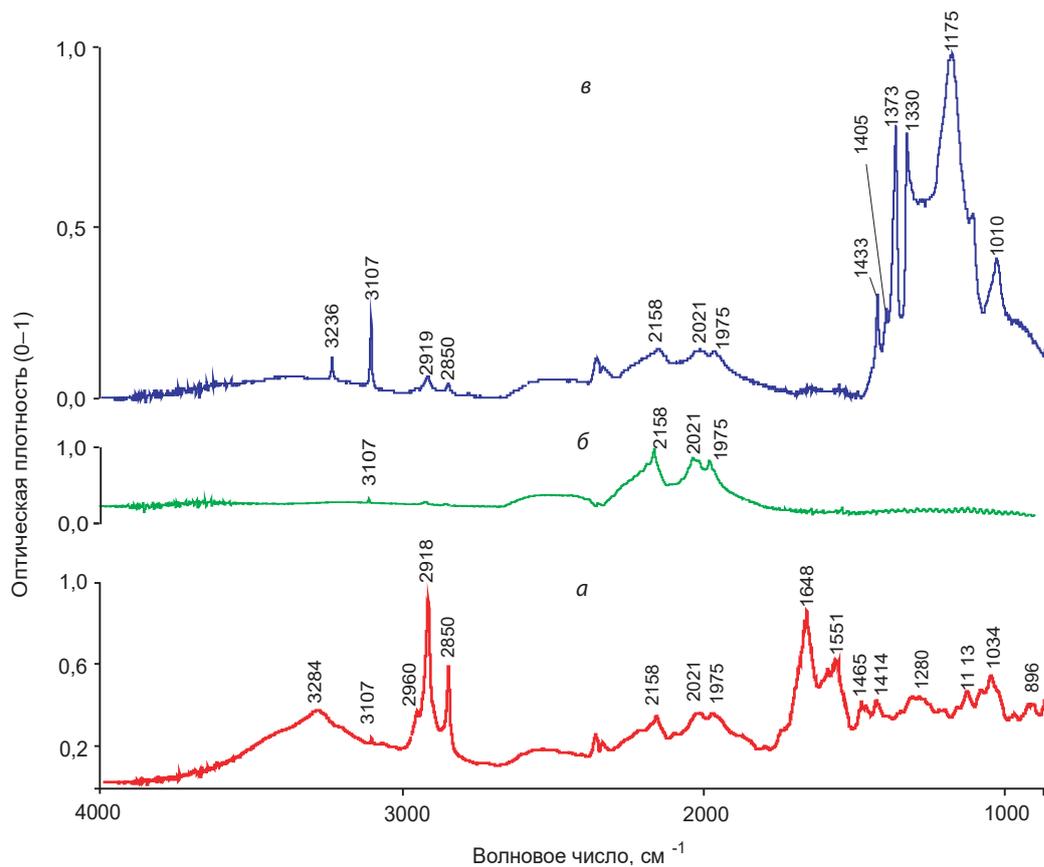
**Рис. 2.10. Интерпретация ИК-спектров фрагмента алмаза из тр. Юбилейная (а) и соли пропионовой кислоты (б):**

$\nu$  – валентные,  $\delta$  – деформационные колебания молекулярных групп,  $s$  – симметричные,  $as$  – асимметричные



**Рис. 2.11. Расшифровка состава примесных фаз в алмазе из тр. Юбилейная по ИК-спектрам:**

*a* – суммарному; *б* – соли пропионовой кислоты, *в* – бруньятеллита



**Рис. 2.12.** ИК-спектры фрагментов кристалла алмаза из россыпи района Жуина:

*a* – серый осколок из внешней зоны с примесью ОВ; *б* – бесцветный осколок из внешней зоны; *в* – бесцветный осколок из центральной зоны

сталла с высокой концентрацией структурного азота ( $N_{tot} \sim 1000$  at. ppm). В «безазотном» фрагменте кристалла, без ОВ, концентрация водородных центров несколько ниже ( $\sim 3,5$  усл. ед.), а во фрагменте, содержащем ОВ, ещё ниже ( $\sim 1,2$  усл. ед.).

Обратная корреляция между содержаниями фазовых примесей органического вещества и структурной примеси водорода в изученных кристаллах указывает на первичную природу ОВ и его участие в формировании водородных центров в алмазе. Иначе говоря, водородные центры образуются за счёт расходования органического вещества.

Изотопия углерода исследованных образцов свидетельствует об участии изотопно-лёгких (биогенных) органических веществ в алмазообразовании.

Алмаз из россыпи района Жуина, обогащённый лёгким изотопом углерода ( $\delta^{13}C = -22,0$  ‰), образовался преимущественно за счёт биогенных углеводов, присутствующих в избытке в среде кристаллизации. В алмазе из тр. Юбилейная ( $\delta^{13}C = -9,6$  ‰) доля биогенного ОВ по отношению к  $CO_2$  карбонатов была менее значительна. Это предположение подчёркивается фазовым составом включений в сопоставляемых кристаллах. В алмазе из россыпи, сформировавшемся при избытке ОВ, карбонат не обнаружен, а в алмазе из трубки включения представлены ОВ и карбонатом. Необходимо при этом заметить, что состав примесей ОВ и ассоциирующего с ним карбоната в алмазе из трубки мог трансформироваться при эпигенезе. То есть состав примесных фаз в алмазе на момент его кристаллизации, вероятнее всего, отличался от современного.

Общей чертой генезиса кристаллов является смена  $P$ - $T$  параметров в процессе роста алмаза. На раннем этапе кристаллизация проходила в области термодинамической стабильности алмаза, а на завершающем – при равновесии графит–алмаз. На раннем этапе углеводородный компонент реакции (9) полностью расходовался с образованием алмаза и водородных центров. На заключительном этапе роста при снижении давления и температуры кристаллизации алмаза возник графит-алмазный агрегат с реликтами органического вещества и карбоната.

В качестве модели образования водородных центров в алмазе можно рассматривать процесс  $HPT$ -облагораживания (высокие давления и температуры) тёмноокрашенных алмазов [318]. В результате этого происходит обесцвечивание кристалла в связи с превращением графита в алмаз с появлением большого количества водородных центров за счёт многочисленных углеводородных групп, частично входивших в структуру графита.

Итак, результаты изучения органического вещества в алмазах из кимберлитовых источников служат одним из аргументов в пользу участия биогенной органики в образовании кристаллов алмаза и содержащихся в них водородных центров.

#### 2.4.2. Алмаз метаморфических пород

ИК-спектроскопическое изучение распределения структурных и фазовых примесей в микроалмазах из метаморфических толщ месторождения Кумды-Коль позволяет выявить механизм и оценить температурный режим формирования водородных центров в этих кристаллах. Было исследовано несколько десятков микрокристаллов размером от 50 до 100 мкм, разнообразных по форме (от октаэдров и кубооктаэдров к кубам и скелетным кристаллам), окраске (жёлтая, зеленовато-жёлтая, серовато-зелёная) и степени прозрачности (прозрачные и полупрозрачные) (рис. 2.13).

Рис. 2.13

Проведённые исследования микроалмазов месторождения Кумды-Коль позволили обнаружить фазовые примеси ОВ (рис. 2.14). В ИК-спектрах части проанализированных кристаллов помимо линий, обусловленных присутствием адсорбированной воды, структур-

Рис. 2.14

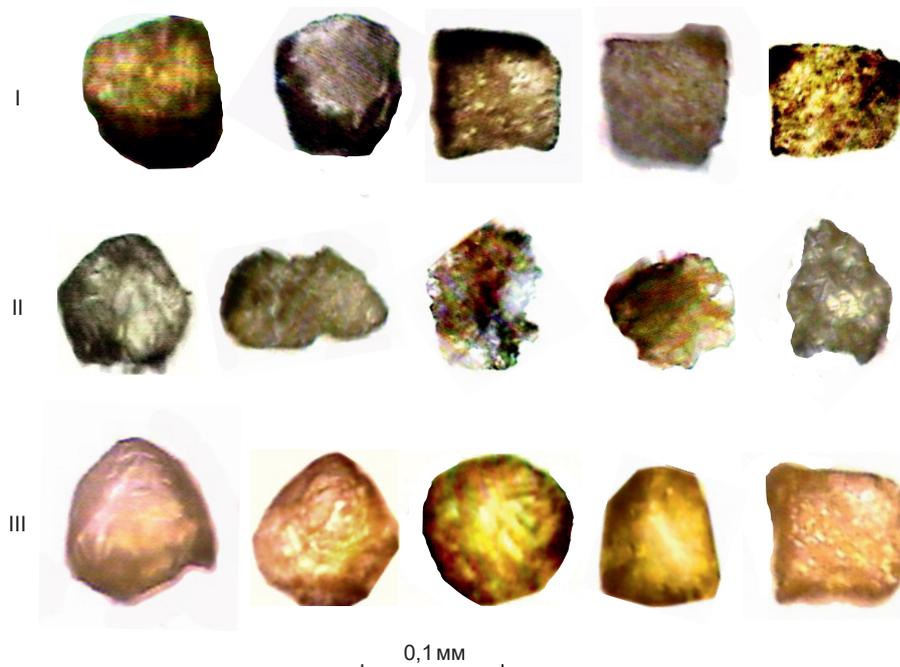
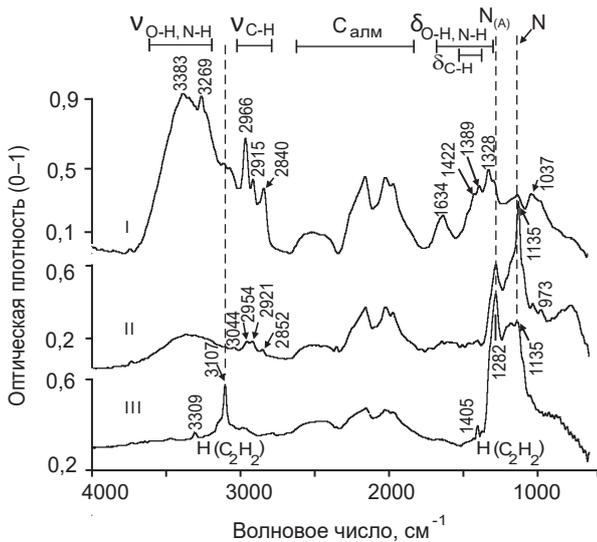


Рис. 2.13. Внешний вид микрокристаллов алмаза (группы I–III) из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль. Фото под ИК-микроскопом



**Рис. 2.14.** ИК-спектры микрокристаллов алмаза групп I-III из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль

в производных аммиака – растворах солей аминов). Близким аналогом кумдыкольских кристаллов являются метаморфогенные алмазы дайки Аклуилак в Канаде [192].

По внешнему облику (рис. 2.13) и характеру ИК-спектров среди изученных кристаллов размером 0,05–0,1 мм выделяются три группы (см. рис. 2.14). Первая группа – серозелёные и серовато-жёлтые полупрозрачные индивиды кубического габитуса и неопределённой формы. Её особенность – наличие в кристаллах значимых концентраций фазовых примесей воды, ОВ и пониженное содержание структурного азота преимущественно в форме N-центров (спектральный тип Ib). Структурный водород в алмазах не зафиксирован.

Вторая группа – главным образом полупрозрачные скелетные кристаллы жёлтого цвета. Отличается от первой более значительной концентрацией азотных центров в алмазе и более низким содержанием фазовых примесей, представленных в основном предельными углеводородами. Водородные центры в кристаллах не обнаружены.

Третья группа состоит из прозрачных жёлтых кубических, октаэдрических и комбинационных кристаллов. Алмазы принадлежат к смешанному спектральному типу Ia<sub>b</sub> и содержат структурные примеси азота в A- и N-формах ( $N_A > N$ ) и водорода ( $C_2H_2$ ) при отсутствии значимых концентраций фазовых примесей органического вещества (см. рис. 2.14).

Согласно данным работы [314], температура формирования кристаллов упомянутых групп последовательно увеличивается от первой к третьей. При минимальных температурах, предположительно недостаточных для образования водородных центров, ОВ захватывается кристаллами преимущественно в форме фазовых примесей. По мере увеличения температуры ОВ полностью преобразуется в алмаз и содержащиеся в нём структурные примеси водорода и азота. При этом водород входит в структуру кристаллов при максимальной температуре, соответствующей массовому образованию азотных пар – A-центров [160]. Совместное образование водородных и азотных A-центров в микроалмазах из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль подтверждается прямой линейной корреляцией ( $R^2 = 0,73$ ) между концентрациями этих структурных примесей в кристаллах (рис. 2.15).

ных примесей азота и водорода, выявлен ряд дополнительных полос поглощения  $\sim 3380, 3270, 2965, 2920, 2850-2840, 1430, 1360, 1320 \text{ см}^{-1}$ . Комбинации этих пиков в спектрах кумдыкольских алмазов, согласно литературным данным [71], обусловлены фазовыми примесями органических веществ. Одна группа линий ( $\sim 2965, \sim 2920, 2850-2840, 1430, 1360 \text{ см}^{-1}$ ) связана с колебаниями метильной  $CH_3$ - и метиленовой  $CH_2$ -групп в предельных углеводородах. Подобные полосы нередко встречаются в алмазах кимберлитового типа с волокнистой структурой (II-IV разновидности, по Ю. Л. Орлову). Другая группа линий ( $\sim 3380, \sim 3270, \sim 1320 \text{ см}^{-1}$ ) может быть связана как с валентными (v) и деформационными ( $\delta$ ) колебаниям ОН-групп, так и с соответствующими колебаниями N-H-групп (например,

Рис. 2.15

Приведённые данные свидетельствуют о присутствии ОВ в среде кристаллизации алмаза из метаморфических пород, его участии в формировании алмаза и содержащихся в нём азотных и водородных центров. Эти особенности алмазогенеза сближают алмазы из метаморфических пород и кимберлитов и находятся в соответствии с моделями алмазообразования, связанными с погружением в земные недра древних толщ земной коры, содержащих биогенные органические вещества [9, 141]. При этом по сравнению с алмазами из кимберлитов алмазы из метаморфических пород характеризуются более низкими температурами образования, преимущественно эклогитовым составом среды, обогащённой ОВ, что проявляется в изотопно-лёгком составе углерода алмаза ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-12$  до  $-20$  ‰).

Можно предположить, что механизм возникновения водородных центров, представленных группировками  $^{\text{H}}>\text{C}=\text{C}^{\text{H}}$  и  $>\text{C}=\text{C}^{\text{H}}$ , в алмазах из кимберлитов и метаморфических пород обусловлен окислением  $\text{CH}_4$  и его гомологов и взаимодействием образующихся свободных радикалов  $-\text{CH}_2$  с углеродом алмаза.

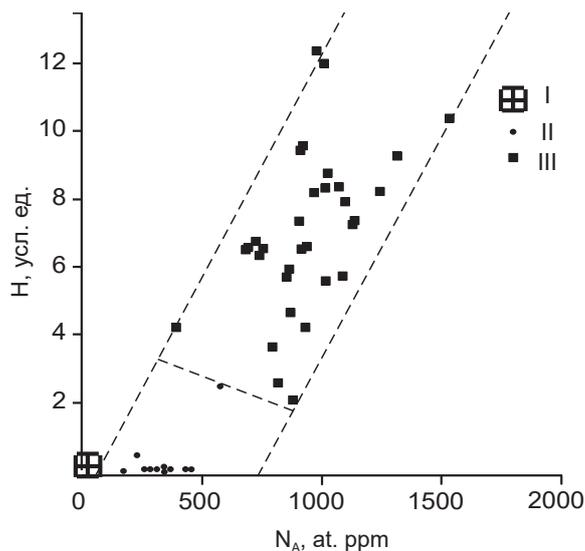
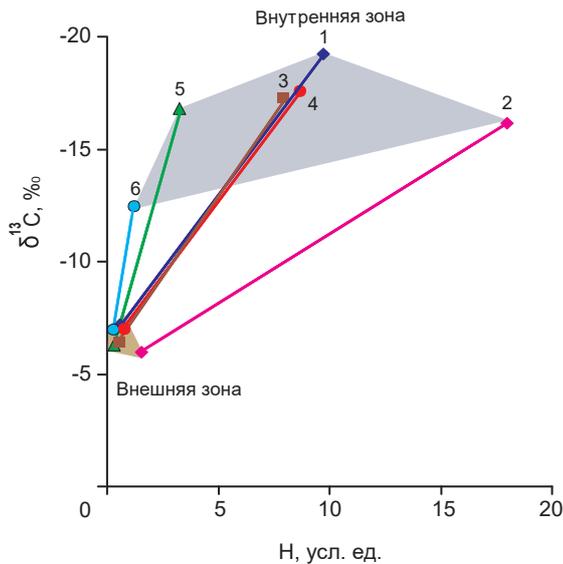


Рис. 2.15. Корреляция содержаний азота в А-форме и водорода в алмазах групп I–III из метаморфических пород месторождения Кумды-Коль

## 2.5. Взаимосвязь распределения водородных центров и изотопов углерода в объёме кристаллов алмаза – свидетельство участия биогенных углеводородов в реакции алмазообразования

Изотопный состав углерода алмаза – один из важных критериев, позволяющих судить о природе источников вещества этого минерала. Как отмечалось в главе 1, среди природных алмазов нередко встречаются индивиды с аномально низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  ( $< -15 \dots -20$  ‰), происхождение которых может быть связано с изотопно-лёгким углеродом органического вещества осадков, погружённых совместно с толщами океанической коры на большие глубины, где происходило алмазообразование [130].

При решении вопроса об источниках углерода алмаза особый интерес представляют тонкие исследования распределения изотопов углерода в объёме отдельно взятого кристалла. Обычно кристаллы природных алмазов относительно однородны по изотопному составу углерода, однако имеются исключения. В большинстве случаев неоднородность изотопного состава отмечается у кристаллов с контрастной зональностью, обусловленной наличием в одном кристалле двух и более генераций алмаза. Как показали исследования [126, 127, 292, 294], внутри одного и того же кристалла алмаз ранней генерации часто обогащён лёгким изотопом углерода по сравнению с алмазом поздней генерации. Иначе говоря, на ранних этапах алмазообразования содержание биогенного ОВ в среде было больше, чем на заключительных. Выше (раздел 2.1.2) было показано, что распределение водород-



**Рис. 2.16. Соотношение содержания водородных центров и изотопного состава углерода в объёме кристаллов алмаза из тр. Сытыканская. Данные заимствованы из работы [126]:**

1-6 – номера кристаллов

тия), шесть имеют лёгкий изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  до  $-19,7$  ‰). В них лёгким изотопом богаты лишь октаэдрические ядра, а волокнистые оболочки имеют  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-5,9$  до  $-7,2$  ‰. При этом октаэдрические ядра кристаллов содержат примерно на порядок больше водородных центров по сравнению с оболочками. Относительное содержание водорода в ядрах составляет  $2,7$ – $18,5$  усл. ед., в оболочках –  $0,4$ – $1,6$  усл. ед. Таким образом, между содержанием водородных центров и изотопным составом углерода намечается корреляция.

Приведённые данные свидетельствуют о том, что кристаллизация изучаемых алмазов началась с формирования внутренней октаэдрической области в условиях избытка изотопно-лёгких углеводородов биогенного происхождения, которые послужили источником водородных центров. Смена механизма роста кристалла (обрастание октаэдрического ядра волокнистой оболочкой), по-видимому, сопровождалась исчерпанием биогенных углеводородов в среде алмазообразования. Очень высокая концентрация водородных центров в ядрах кристаллов, несмотря на их послойный механизм роста, препятствующий вхождению водорода в структуру алмаза, дополнительно указывает на экстремально высокое содержание этой примеси в среде на начальном этапе роста кристалла. Более поздняя генерация алмаза обладает относительно низкой концентрацией водородных центров, несмотря на нормальный механизм роста, способствующий захвату растущим кристаллом водородных атомов.

Корреляция между содержанием водородных центров и изотопным составом углерода в алмазе прослеживается и в послойно-октаэдрических кристаллах алмаза с центральной кубоидной зоной, отобранных из тр. Интернациональная (Якутия) [127]. Кубоидные ядра кристаллов значительно обогащены водородными центрами ( $4,6$ – $48,6$  усл. ед.) по сравнению с периферическими частями ( $0$ – $2,3$  усл. ед.). Изотопный состав углерода также становится более тяжёлым от центра к периферии. Однако разница значений  $\delta^{13}\text{C}$  в ядре и обо-

ных центров в кристаллах алмаза с контрастным внутренним строением также неоднородно. Центральные области кристаллов, относящиеся к более ранней генерации, независимо от механизма роста обогащены структурной примесью водорода по сравнению с периферическими (см. табл. 2.1). Причиной этого является снижение концентрации углеводородов в среде на заключительной стадии алмазообразования. Важно, что этот эффект зафиксирован двумя независимыми друг от друга методами. В дополнение к этому изотопия углерода алмаза указывает на биогенную природу алмазообразующих углеводородов.

На основе литературных данных [126, 127] рассмотрены вариации изотопного состава углерода и концентрации водородных центров по зонам роста отдельных кристаллов. Согласно работе С. Ю. Скузоватова с соавторами [126], из девяти «алмазов в оболочке» (разновидность IV, по Ю. Л. Орлову), отобранных из тр. Сытыканская (Яку-

Рис. 2.16

лочке, составляющая лишь 2–3 ‰, не так велика, как в алмазах из тр. Сытыканская. При этом все значения  $\delta^{13}\text{C}$ , измеренные внутри кристаллов, соответствуют «нормальным мантийным». В данном случае кристаллизация кубоидного ядра и октаэдрической оболочки, вероятно, происходила в существенно карбонатной среде, несколько обогащённой ОВ в начальный период роста. Высокая концентрация водородных центров в центральной кубоидной зоне кристаллов соответствует нормальному механизму его роста, который способствует захвату примесей.

## 2.6. Основные источники вещества природного алмаза, их оптимальные пропорции и изотопный состав углерода алмаза

Относительно источника химических элементов, входящих в кристаллы алмаза, нет единой точки зрения. Большинство гипотез опирается на представления о флюидах, мигрирующих в мантии с очень больших глубин, как главном источнике углерода и заключённых в алмазе водорода, азота, сульфидов [226]. Основным доводом для таких утверждений служат представления о весьма больших давлениях, необходимых для кристаллизации алмаза, и достаточно узкий интервал изотопного состава углерода подавляющей массы алмазов, не свойственный ни карбонату, ни органике. Такой углерод получил название «мантийный». При наличии вариаций изотопного состава он характеризуется резким пиком (модой) в области  $\delta^{13}\text{C}$  от –4 до –6 ‰ [48]. При рассмотрении концепции природы углерода как результата мантийной дегазации недостаточно внимания уделялось присутствию азота и водорода в кристаллах алмаза.

В последние десятилетия всё большее число исследователей обосновывают другую концепцию, согласно которой одним из основных источников алмаза являются углеводороды и минералы группы карбонатов, присутствовавшие в толщах земной коры, субдуцированных в архее и раннем протерозое на уровень современного фундамента платформ [141, 295], что представляется вполне обоснованным. Как отмечалось выше, общее содержание структурного азота в алмазе кимберлитов и лампроитов может достигать нескольких десятых долей (0,1–0,3) процента, а в алмазах из метаморфических пород – 0,5 ‰. Такие большие концентрации азота в глубинах Земли трудно представить без участия биогенной массы. Не противоречит этому и весьма распространённое присутствие сульфидов в кристаллах алмаза. Как известно, современному накоплению сульфидов глубоко на дне океанов сопутствует развитие колоний животных.

Косвенным свидетельством органического источника вещества алмазов из кимберлитов и лампроитов является весьма неравномерное распределение или практически полное отсутствие алмазов в трубках. Как известно, число трубок с промышленным содержанием алмазов составляет лишь около 2 ‰. Даже рядом расположенные трубки в соседних кустах, сложенные петрохимически сходными кимберлитами, резко различаются алмазностью: например, тр. Айхал (Якутия) – крупное месторождение, а соседние трубки (Заря, Подтрапповая) практически пусты [32]. Такая неоднородность может быть обусловлена колониальным распределением биомассы в алмазоносном протолите. Более широкое распространение азота и водорода в алмазах, связанных с обогащёнными органикой метаморфизованными осадочными толщами (месторождение Кумды-Коль), служит ещё одним обоснованием заимствования этих элементов из биогенной массы.

Широкое распространение органического вещества в докембрийских осадочных породах обосновано в трудах С. А. и А. В. Сидоренко [123]. Роль биомассы в древнейших породах

особо акцентирована А. Э. Конторовичем в связи с эволюцией нафтидогенеза [89]. Опираясь на фундаментальные работы по биохимии, А. Э. Конторович отмечает, что весьма лёгкий изотопный состав углерода в докембрийских толщах обусловлен тем, что живое вещество избирательно концентрирует  $^{12}\text{C}$  и поэтому обогащено им.

Важно, что вблизи Якутской алмазоносной провинции, а именно на Алданском щите, в иенгрской графитоносной серии выявлено ~ 2000 растительных и животных микроорганизмов, не имеющих аналогов в современном микромире (синезелёные водоросли, перидинеи, жгутиконосцы, тинтиноидеи и др.) [91]. Нередко в породах встречаются многоклеточные организмы размером до нескольких сотен микрометров. Одна их часть мумифицирована при очень медленном обезвоживании, другая – сульфидизирована или графитизирована. Изотопный состав метаморфических графитов  $\delta^{13}\text{C} = -25-26 \text{ ‰}$  может указывать на образование их за счёт биогенной органики. Изотопный возраст иенгрской серии, представленной породами гранулитовой фации, определён Pb-Sr и Th-Pb методами и составляет около 4 млрд лет.

Наличие в архейских и нижнепротерозойских толщах азотсодержащей органики (нитратных цианобактерий, или синезелёных водорослей), замещённой железными рудами, отмечается на Курской магнитной аномалии и Кольском полуострове, а также в породах комплекса Исуа с возрастом 3,8 млрд лет [125].

Проблема состава углеводородов в мантии ранее обсуждалась на основе непосредственного анализа их включений в алмазах и минералах-спутниках, а также экспериментальных и теоретических данных. Так, И. И. Кулакова с соавторами [94] рассматривала полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования. Ф. В. Каминский с соавторами [76] выявил содержание полициклических ароматических углеводородов в карбонадо и алмазе. В. С. Зубков [66, 67] отмечал наличие битумов (от асфальтитов до мальты) в кимберлитах Сибирской платформы (трубки Удачная, Мир и др.). Кроме того, он со ссылкой на М. В. Шестопалова [176] приводил пример неопротерозойских офиолитов Оспинско-Китойского района (Восточный Саян), среди которых в углеродизированных зонах (мощностью до 15 м, протяжённостью до сотни метров) обнаружены алмазы. Там же присутствуют магнетит, хромшпинелиды, ильменит, рутил, циркон, апатит, пирит, ряд самородных металлов (Fe, Zn, Cu, Ag, Pb), т. е. те образования, которые встречаются в разных обстановках в кристаллах алмаза.

В. С. Зубков, И. К. Карпов с соавторами [67, 79] на основе термодинамических расчётов компонентного состава системы C-H показали, что в *PT*-условиях верхней мантии устойчивы в основном тяжёлые алканы (ациклические углеводороды  $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$ ). В зоне перехода к нижней мантии они сменяются полициклическими ароматическими углеводородами.

Результаты исследования распределения структурной примеси водорода в природных алмазах позволяют заключить, что часть из них сформировалась с участием экзогенного углерода, одним из источников которого послужили биогенные ОВ. Это подтверждает выводы, сделанные ранее В. В. Ковальским с соавторами [86], В. С. и Н. В. Соболевыми [130], Ф. В. Каминским и Н. В. Соболевым [78], Л. А. Тэйлором с соавторами [152] и др.

Полученные нами данные показывают, что природные алмазы из кимберлитов, лампроитов и связанных с ними россыпей сформировались с участием экзогенных органических веществ. Следует также отметить, что сам по себе изотопно-тяжёлый «мантийный» состав углерода алмаза не исключает его происхождение за счёт углерода экзогенных источников. Действительно, в земной коре углерод присутствует в двух основных формах – углеводородной (изотопно-лёгкой) и карбонатной (изотопно-тяжёлой). В итоге состав алма-

за, образовавшегося из смеси карбоната и углеводорода, будет зависеть от пропорций смешения соответствующих компонентов.

Изотопный состав углерода алмаза, образующегося по реакции (9), определяется составом компонентов реакции:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{алмаз}} = 0,5 \delta^{13}\text{C}_{\text{метан}} + 0,5 \delta^{13}\text{C}_{\text{карбонат}} \quad (16)$$

Если принять  $\delta^{13}\text{C}$  для  $\text{CH}_4$  равным  $-25 \text{‰}$ , что соответствует изотопному составу метаморфических графитов, развитых по древней биомассе на Алданском щите [90], а для  $\text{CO}_2$   $-0 \text{‰}$ , что отвечает изотопному составу экзогенных карбонатов [291], то при указанных процентных соотношениях в смеси углеродсодержащих газов  $\delta^{13}\text{C}$  алмаза составит около  $-12,5 \text{‰}$ . Однако в реальности в связи с колониальным размещением биогенного ОВ (основного источника метана) реакция (9), по-видимому, протекает при его недостатке и избытке диоксида углерода. Не исключено, что пропорции смешения  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в природном алмазообразовании были близки к соотношению объёмов метана и диоксида углерода (соответственно 30 и 70 %), при которых в экспериментах А. П. Руденко [94, 95] и И. И. Кулаковой скорость наращивания алмаза по реакции (9) была максимальной [93]. Подобное соотношение метана и диоксида углерода приводит к образованию алмазов с  $\delta^{13}\text{C}$  порядка  $-7,5 \text{‰}$ . Это соответствует интервалу значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 0 до  $-10 \text{‰}$ , характеризующему подавляющее большинство алмазов из кимберлитов [42].

Таким образом, природные алмазы из кимберлитов, лампроитов и связанных с ними россыпей, а также из метаморфических пород образовались с участием коровых карбонатов и органического вещества, которое, в свою очередь, служит источником азотных и водородных центров в кристаллах алмаза.

# **3. Распределение азотных центров в кристаллах алмаза из кимберлитов и лампроитов, типы алмазных популяций**

---

Как показано в главе 1, распределение азотных центров в алмазе – один из важнейших индикаторов его генезиса. Соотношение между долей азота в В- или А-форме и общим содержанием этой примеси в кристалле зависит от температуры алмазообразования и может быть использовано при сравнительной характеристике групп алмазов из различных месторождений. Обобщение и анализ данных по распределению азота в алмазах из разных месторождений земного шара дают материал для выявления общих закономерностей природного алмазообразования, а также обоснования тех типоморфных свойств алмаза, которые можно использовать при решении прогнозно-поисковых задач.

Систематизация кристаллов по распределению в них азота была начата автором в 2001 г. на основе результатов собственных исследований коллекций алмаза из 32 месторождений Сибири, Архангельской области, Канады и Южной Америки. Однако дальнейшее сопоставление этих данных с фактическим материалом по азоту в алмазе, имеющимся в зарубежной литературе, оказалось затруднительным из-за отсутствия единой методики оценки концентраций азотных центров. В связи с этим возникла необходимость разработки унифицированной взаимно согласованной методики.

## **3.1. Унифицированная методика определения концентраций азотных центров в алмазе**

---

Как отмечалось в предыдущей главе, основным и наиболее информативным методом при исследованиях структурных дефектов в алмазе, практически «вытеснившим» другие электронно-оптические методы, является ИК-спектроскопия. Этот метод не требует специальной пробоподготовки и позволяет количественно оценивать концентрации азотных А-, В-, N-центров, структурных примесей водорода, бора и плейтлетс. Длительность анализа с помощью ИК-Фурье спектрометра, оснащённого микроскопом, как правило, не превышает нескольких минут, что позволяет использовать ИК-спектроскопию для массовых исследований алмазов. В последние годы благодаря появлению ИК-Фурье спектрометров, совместимых с компьютером, появилась возможность автоматического получения спектров и их математической обработки с последующим занесением результатов в базу данных.

В конце прошлого столетия наметился значительный прогресс в изучении оптически активных центров в алмазе. В работах [184, 185] были уточнены аналитические зависимости, предназначенные для расчёта концентраций азота в алмазах «чистых» типов Ib, IaA и IaB. Утвердились новые представления о природе и строении В-дефектов [190] и плейтлетс (центр В2) [223]. Однако все эти данные в своё время не нашли отражения в большинстве отечественных публикаций, что привело к несопоставимости результатов, полученных

разными авторами. В связи с этим возникла необходимость согласования разных методик определения концентраций азота в алмазе и выбора единого оптимального способа расчёта содержания азотных центров.

В основе определения концентраций азота в алмазах «чистых» типов Ib, IaA и IaB лежит линейная зависимость содержания примеси от коэффициента поглощения соответствующих спектральных максимумов. Согласно уточнённым данным [184, 185], она выражается в виде уравнений:

$$N_A = K_A \cdot \mu_{A1282} = [16,5 \pm 1 \text{ at. ppm/cm}^{-1}] \cdot \mu_{A1282}, \quad (17)$$

$$N_B = K_B \cdot \mu_{B1282} = [79,4 \pm 8 \text{ at. ppm/cm}^{-1}] \cdot \mu_{B1282}, \quad (18)$$

$$N_N = K_N \cdot \mu_{N1132} = [25 \pm 1 \text{ at. ppm/cm}^{-1}] \cdot \mu_{N1132}, \quad (19)$$

где:  $N_A$ ,  $N_B$ ,  $N_N$  – концентрации азота в формах А, В, N соответственно в at. ppm;  $\mu_{A1282}$ ,  $\mu_{B1282}$ ,  $\mu_{N1132}$  – коэффициенты поглощения индивидуальных А-, В-, N-систем в максимумах 1282 и 1132  $\text{cm}^{-1}$  соответственно.

Для сравнения отметим, что предложенные Е. В. Соболевым коэффициенты пропорциональности, которые ранее использовались в отечественных разработках, заметно отличаются от приведённых выше:  $K_N = 20 \text{ at. ppm/cm}^{-1}$ ,  $K_A = 33,1 \text{ at. ppm/cm}^{-1}$  [74, 132].

По определению, коэффициент поглощения  $\mu$  равен оптической плотности  $D = \ln(I_0/I)$ , нормированной к толщине образца ( $d$ , см), причём  $I_0$  и  $I$  – излучение до и после прохождения через кристалл алмаза. Значения  $D$  определяются непосредственно ИК-Фурье спектрометром, а толщину кристалла необходимо измерять в каждом эксперименте. Эта задача решается с помощью специального приёма, позволяющего оценить некую усреднённую эффективную толщину кристаллов, так как многие из них неправильной формы. Эффективная толщина образца определяется путём нормирования оптических плотностей, измеренных в ИК-спектре полос алмазной решётки около 3580, 2560, 2430, 2170, 2030 и 1980  $\text{cm}^{-1}$ , к коэффициентам их поглощения  $\mu_{\text{алм}}$  (табл. 3.1), имеющимся в литературе [27].

Табл. 3.1

**Табл. 3.1. Интенсивности полос собственного поглощения алмазов в ИК-области, по [27]**

Волновые числа, $\text{cm}^{-1}$	Коэффициенты поглощения $\mu_{\text{алм}}$ , $\text{cm}^{-1}$
3580	$1,7 \pm 0,3$
2560	$4,6 \pm 0,3$
2430	$4,6 \pm 0,3$
2170	$12,8 \pm 0,3$
2030	$12,8 \pm 0,3$
1980	$12,8 \pm 0,3$

### 3.1.1. Азотные центры в алмазах смешанного типа IaAB

Большинство алмазов из кимберлитов и лампроитов, согласно физической классификации минерала, представляют собой непрерывный ряд от типа IaA до типа IaB, т. е. относятся к смешанному типу IaAB. В соответствии с этим суммарная концентрация структурной примеси азота ( $N_{\text{tot}}$ ) в таких алмазах практически на 100 % определяется содержаниями азота в формах А и В – соответственно  $N_A$  и  $N_B$ :

$$N_{\text{tot}} = N_A + N_B. \quad (20)$$

Методика определения концентраций азота в алмазе разработана в 70-х годах прошлого столетия Е. В. Соболевым и Ю. А. Ключевым с соавторами. В работе [27] для расчёта спектров алмаза смешанного IaAB типа применяется предварительное разложение суммарного ИК-спектра с выделением контуров, соответствующих А- и В-системам полос. При этом предлагаются упрощённые формулы для расчёта коэффициентов поглощения  $\mu_{A1282}$ , отвечающего индивидуальной А-системе, и  $\mu_{B1175}$ , соответствующего В-системе:

$$\text{для А-системы } \mu_{A1282} = 1,2 \cdot \mu_{1282} - 0,49 \cdot \mu_{1175}, \quad (21)$$

$$\text{для В-системы } \mu_{B1175} = 1,2 \cdot \mu_{1175} - 0,51 \cdot \mu_{1282}, \quad (22)$$

где:  $\mu_{1282}$  и  $\mu_{1175}$  – коэффициенты поглощения полос 1282 и 1175  $\text{cm}^{-1}$  соответственно.

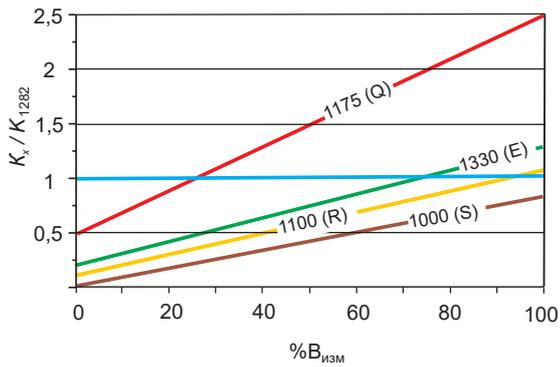


Рис. 3.1. ИК-характеристики алмаза типа IaAB (ряда IaA-IaB), по [271]:

$K_x / K_{1282}$  – отношение коэффициентов поглощения полос спектра 1175, 1330, 1100 и 1000  $\text{см}^{-1}$ , нормированных к 1282  $\text{см}^{-1}$ ;  $\%B_{\text{изм}}$  – процентное содержание В-агрегаций

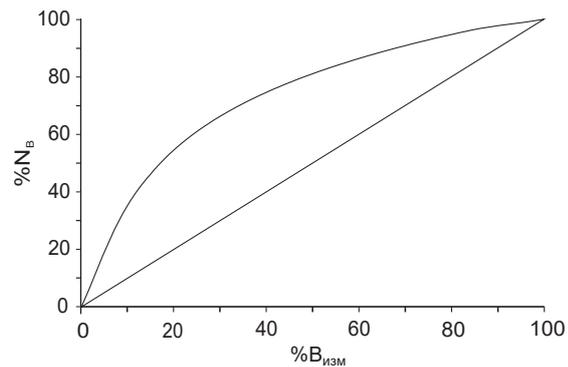


Рис. 3.2. Зависимость относительного содержания азота в В-форме от содержания агрегаций  $\%B_{\text{изм}}$ , по [104]

Для последующего расчёта концентраций азота в А- и В-формах в отечественных работах вслед за Е. В. Соболевым [131] использовались коэффициенты  $K_A \sim 33,1 \text{ at. ppm}/\text{см}^{-1}$  [240] и  $K_B \sim 43,3 \text{ at. ppm}/\text{см}^{-1}$ .

Зарубежными авторами для вычисления концентраций азота в формах А и В применяется методика, изложенная в работе [271]. Согласно данной методике, по соотношению измеренных в ИК-спектре оптических плотностей в максимумах 1282, 1175, 1100 и 1000  $\text{см}^{-1}$  (рис. 3.1) оценивается процентное содержание В-агрегаций ( $\%B_{\text{изм}}$ ). Наряду с коэффициентом поглощения ( $\mu_{1282}, \text{см}^{-1}$ ), эта величина в дальнейшем используется для вычисления суммарной концентрации азота ( $N_{\text{tot}}, \text{at. ppm}$ ) по формуле:

$$N_{\text{tot}} = \mu_{1282} \cdot [K'_A + (K'_A - K'_B) / 100 \% \cdot \%B_{\text{изм}}], \quad (23)$$

где:  $K'_A = 16 \text{ at. ppm}/\text{см}^{-1}$ , а  $K'_B = 76 \text{ at. ppm}/\text{см}^{-1}$ .

Затем с помощью графика (рис. 3.2), приведённого в работе [104], по  $\%B_{\text{изм}}$  определяется процентное содержание азота в форме В ( $\%N_B$ ). С учётом суммарного содержания азота  $N_{\text{tot}}$  в образце рассчитывается концентрация азота в форме В ( $N'_B$ ). Далее из уравнения (20) несложно вычислить концентрацию азота в форме А ( $N'_A$ ).

Особенность приведённых построений в том, что концентрации азота и в А-, и В-формах оцениваются по коэффициенту поглощения полосы 1282  $\text{см}^{-1}$ , являющейся главной спектральной линией А-системы. Это отличает рассмотренную выше методику от способа расчёта спектров, предложенного ранее Ю. А. Клюевым с соавторами [27]. Для проверки соответствия данных, получаемых с применением двух методик, нами на представительном материале (> 500 кристаллов из разных месторождений) проведено сопоставление результатов, рассчитанных разными способами (рис. 3.3).

На рис. 3.3 видна хорошая корреляция между результатами двух методик, которая выражается линейными зависимостями:

$$N_A = 1,99N'_A + 32,3 \quad (R^2 = 0,94), \quad (24)$$

$$N_B = 1,84N'_B + 9,5 \quad (R^2 = 0,87), \quad (25)$$

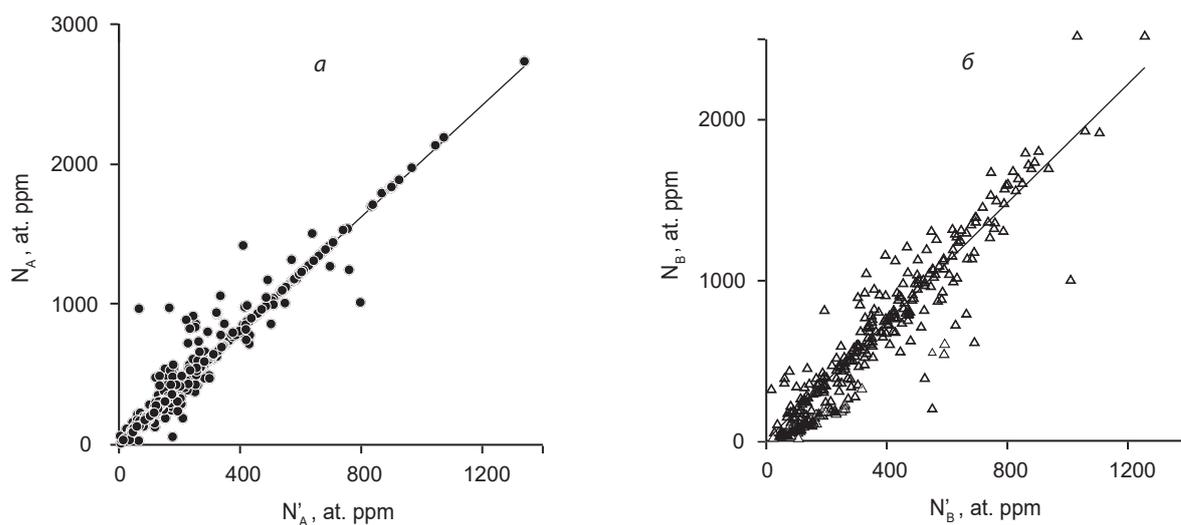
где:  $N'_A$  и  $N'_B$  – расчётные концентрации азота в А- и В-формах по методике [271];  $N_A$  и  $N_B$  – то же, по методике [27, 131].

В то же время, соответствующие концентрации азота в А- и В-формах, оценённые с помощью сопоставляемых методик, отличаются друг от друга примерно вдвое. Это рас-

Рис. 3.1

Рис. 3.2

Рис. 3.3



**Рис. 3.3. Корреляция содержаний азота в алмазе, рассчитанных по разным методикам:**

$N_A, N_B$  – азот в А- и В-формах, по [27] (а);  $N'_A, N'_B$  – по [271] (б)

хождение обусловлено уточнением коэффициента пересчёта  $K_A$  в уравнении  $N_A = K_A \cdot \mu_{1282}$ :  $\sim 16,5$  at. ppm/cm<sup>-1</sup> [184, 185] вместо  $\sim 33,1$  at. ppm/cm<sup>-1</sup> [240]. Таким образом, сопоставимость аналитических данных по содержанию азота в кристаллах алмаза обеспечивается корректировкой коэффициентов  $K_A$  и  $K_B$ , с учётом которой получаются значения 16,5 и 21,6 at. ppm/cm<sup>-1</sup> соответственно [165, 166].

### 3.1.2. Азотные центры в алмазах типа Ib-IaA

В алмазах из метаморфических пород, а также в алмазах, синтезированных в условиях высоких температур и давлений, структурный азот представлен N- и А-центрами. Азот в агрегированной форме (В-центры) для них не характерен. Как правило, рассматриваемые кристаллы принадлежат к смешанному типу Ib-IaA. Методика оценки концентраций азота в таких алмазах изложена в работе [314]. Для определения общего содержания азота в алмазах смешанного типа в работе [314] предлагается следующее уравнение:

$$N_{tot} = \{25 / [m \cdot x(C) + k]\} \cdot \mu, \quad (26)$$

где:  $\mu$  – коэффициент поглощения любого из максимумов 1132, 1282, 1343 или 1234 см<sup>-1</sup>;  $x(C)$  – относительное содержание в алмазе азота в форме N-дефектов от 0 до 1;  $m$  и  $k$  – параметры ИК-спектра, приведённые в табл. 3.2, 25 – коэффициент пропорциональности из формулы (19) [at.ppm/cm<sup>-1</sup>].

Табл. 3.2

Для расчетов  $x(C)$  воспользуемся коэффициентами поглощения главных линий N- и А-систем 1132 и 1282 см<sup>-1</sup> соответственно:

$$\mu_{1282} / \mu_{1132} = [1,56 - 1,222 \cdot x(C)] / [0,34 + 0,66 \cdot x(C)], \quad (27)$$

$$\text{откуда } x(C) = (1,56 - 0,34 \cdot \mu_{1282} / \mu_{1132}) / (1,222 + 0,66 \cdot \mu_{1282} / \mu_{1132}). \quad (28)$$

Определив  $x(C)$  и общее содержание азота, можно вычислить концентрацию азота в формах А ( $N'_A$ ) и N ( $N'_N$ ).

Для взаимного сравнения данных нами дополнительно проведён расчёт тех же ИК-спектров по методике, используемой ранее отечественными исследователями [27], но с уточнёнными коэффициентами [184,

**Табл. 3.2. Значения параметров  $m$  и  $k$  для разных волновых чисел ИК-спектра алмаза типа Ib-IaA, по [314]**

Параметры	Волновые числа, см <sup>-1</sup>			
	1132	1282	1343	1234
$m$	0,660	-1,222	-0,466	-0,405
$k$	0,340	1,560	0,770	0,751

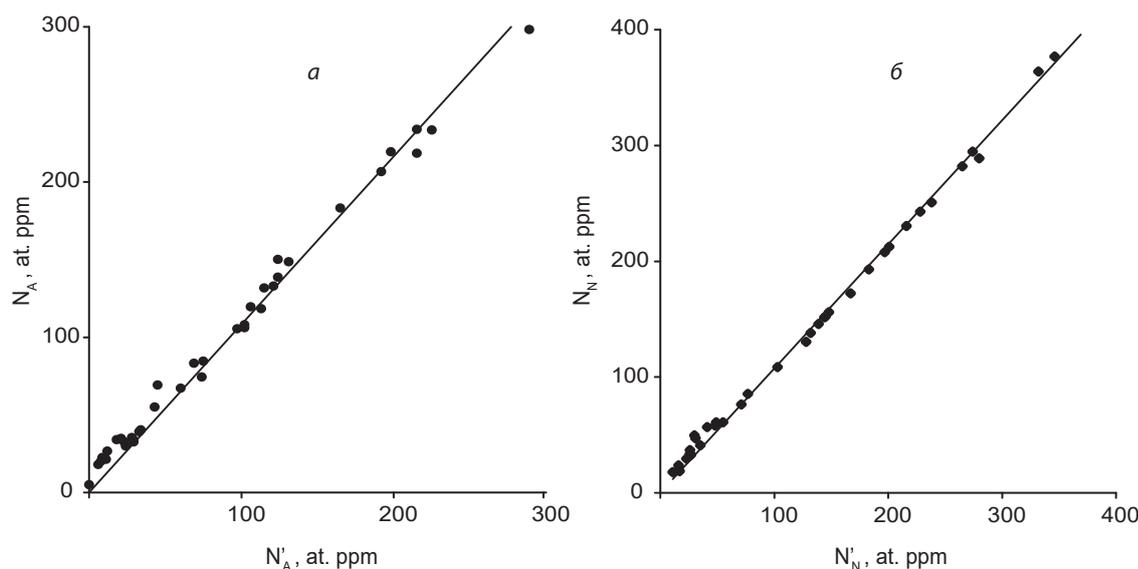
185, 187]:  $K_A = 16,5 \pm 1$  ат. ppm/см<sup>-1</sup> и  $K_N = 25 \pm 1$  ат. ppm/см<sup>-1</sup>. Согласно методике Ю. А. Ключева с соавторами [27], коэффициенты поглощения спектральных линий, соответствующие индивидуальным системам А ( $\mu_{A1282}$ ) и N ( $\mu_{N1132}$ ), вычисляются по формулам:

$$\text{для А-системы } \mu_{A1282} = 1,1 \cdot \mu_{1282} - 0,3 \cdot \mu_{1132}, \quad (29)$$

$$\text{для N-системы } \mu_{N1132} = 1,2 \cdot \mu_{1132} - 0,2 \cdot \mu_{1282}, \quad (30)$$

где:  $\mu_{1282}$  и  $\mu_{1132}$  – коэффициенты поглощения максимумов 1282 и 1132 см<sup>-1</sup> соответственно.

На рис. 3.4 видно соответствие результатов, полученных с применением двух различных методик, что позволяет использовать любую из них в исследованиях. Рис. 3.4



**Рис. 3.4. Корреляция содержаний азота в алмазе, рассчитанных по разным методикам:**

$N_A, N_N$  – азот в А- и N-формах, по [27] (а);  $N'_A, N'_N$  – по [314] (б)

### 3.1.3. Другие структурные дефекты

Из-за отсутствия методических разработок по количественной оценке концентраций водородных центров и плейтлетс в настоящей работе предлагается определять только их относительные содержания. Эти величины также являются информативными числовыми характеристиками, позволяющими сравнивать алмазы между собой. В соответствии с законом Ламберта-Бугера [71], определив эффективную толщину алмаза и оптическую плотность максимума, связанного с тем или иным структурным дефектом, можно оценить его относительную концентрацию, которая будет выражаться коэффициентом поглощения соответствующей спектральной линии. На основании этого концентрации плейтлетс и водорода предлагается оценивать по коэффициентам поглощения главных спектральных линий Р (В2)- и Н-системы около 1365 и 3107 см<sup>-1</sup> соответственно.

## 3.2. База данных по распределению азотных и водородных центров в кристаллах алмаза из кимберлитов и лампроитов

Для обобщения и систематизации авторских и литературных материалов по содержанию структурного азота в природных кристаллах алмаза была создана база данных, способствующая решению ряда геологических задач. К их числу относятся: выявление групп кристаллов, сходных между собой по распределению азотных центров и, следовательно, по термодинамическим условиям алмазообразования; изучение пространственного размещения алмазов этих групп; определение типоморфных свойств алмазов из разных месторождений, полей, районов и провинций; идентификация кристаллов алмаза из россыпей, коренные источники которых не известны.

### 3.2.1. Разработка рациональной структуры базы данных

База данных обеспечивает возможность сбора, хранения и обработки информации, необходимой для решения геолого-генетических и прогнозно-поисковых задач с помощью имеющихся математических методов. Главным её структурным элементом является объект исследования – кристалл алмаза. Структура базы данных включает 13 полей, характеризующих свойства алмаза и объединяющих три группы признаков.

*Первая группа* признаков характеризует геологическую позицию изученного кристалла алмаза. Разномасштабные группировки алмазоносных пород образуют различные минерогенетические таксоны, иерархическая система которых остаётся до настоящего времени дискуссионной и отличается от системы, разработанной в рамках классической рудной геологии, отражая специфику формирования алмазных месторождений.

Для обозначения геологической позиции кристалла алмаза при разработке структуры базы данных использованы главным образом общепринятые или исторически сложившиеся характеристики. К их числу принадлежат: алмазоносная провинция, которая сопоставляется с древней платформой [31], алмазоносный район, алмазоносное поле, коренное или россыпное проявление или месторождение.

Как известно, месторождения алмаза кимберлитового типа приурочены к территориям древних платформ. Алмазоносные кимберлиты или лампроиты в настоящее время выявлены на всех древних платформах мира. Понятию «древняя платформа» эквивалентно понятие «алмазоносная провинция». Насчитывается всего восемь алмазоносных провинций.

К алмазоносным провинциям традиционно относятся Сибирская, Восточно-Европейская, Африканская, Индостанская, Хино-Корейская, Северо-Американская, Южно-Американская и Австралийская. Часто употребляемый термин «Архангельская алмазоносная провинция» не вполне корректен, так как относится лишь к части Восточно-Европейской платформы. Её правомерно относить к рангу алмазоносная область.

Под термином «алмазоносный район», как правило, понимают обособленные территории, включающие коренные, россыпные месторождения, проявления, единичные находки алмазов и его минералов-спутников, сформировавшиеся в близких геологических обстановках и обладающие общностью характеристик кимберлитов по возрастным, петрологическим, а также минералогическим свойствам и признакам.

Алмазоносное поле – естественная группировка пространственно сближенных кимберлитовых тел, связанных происхождением в единой вертикальной «стволовой» зоне повышенной проницаемости (флюидно-магматической колонне).

Месторождение сопоставляется с промышленно значимыми отдельной или группой сближенных трубок, россыпями. Как показано ранее [74], алмазы каждого коренного ме-

сторождения обладают характерным распределением в них структурных дефектов. Эти свойства алмазов могут играть важную роль при прогнозе алмазоносных территорий и поисках месторождений. Россыпи алмазов могут формироваться за счёт одного или нескольких коренных источников.

Выборки алмазов по платформам далее сгруппированы в соответствии с традиционной таксономией: алмазоносный район, поле, месторождение. В базе данных название месторождения сопровождается указанием его типа (коренное или россыпное).

По мнению большинства исследователей, кимберлиты и лампроиты рассматриваются в качестве магматических образований, транспортирующих алмазы к земной поверхности. При этом свойства кристаллов алмаза из кимберлитов и лампроитов очень близки, отличаются лишь в небольших деталях [150]. Тем не менее, в соответствии с общепринятой геолого-генетической классификацией коренных месторождений [158] алмазы из кимберлитовых и лампроитовых проявлений относят к разным типам.

*Вторая группа* признаков в базе данных включает описание внешних легко диагностируемых особенностей алмаза: размер или класс крупности; форма кристаллов и агрегатов; окраска.

Размер кристаллов – одна из важных характеристик алмазов кимберлитового и лампроитового типов. Детальное сравнение морфологических особенностей мелких (< 1 мм) и более крупных кристаллов в пределах отдельно взятой кимберлитовой или лампроитовой трубки Сибири, Архангельской области и Австралии показало, что сопоставляемые группы кристаллов обычно отличаются друг от друга по габитусу и физическим свойствам [61, 81, 150].

Как известно, форма, или габитус, кристаллов алмаза отражает условия заключительного этапа их формирования. Октаэдрическая форма, как принято считать, свидетельствует о медленной кристаллизации алмаза в области термодинамической стабильности, кубическая – о быстром росте в неравновесных условиях [82]. Округлые кристаллы образуются как в результате растворения, так и при росте в относительно неравновесных условиях [47]. В связи с этим наблюдается взаимосвязь между морфологическими особенностями кристаллов и распределением в них структурных дефектов [16, 17, 252, 253]. На основе морфологических особенностей кристаллов разработано несколько различных классификаций природных алмазов. В наши дни среди исследователей предпочтение отдаётся классификации Ю. Л. Орлова [106]. В то же время, более детальной является минералогическая классификация З. В. Бартошинского [2], основанная на внешних характеристиках кристаллов и некоторых их физических свойствах. С учётом этой классификации нами выделены по внешней форме 11 групп алмазов, семь из которых относятся к монокристаллическим индивидам, а четыре – к поликристалльным (сростки и агрегаты) (рис. 3.5). Ниже приводится краткая характеристика этих групп:

Рис. 3.5

- I – октаэдры с острыми и слегка притуплёнными рёбрами;
- II – комбинационные кристаллы ряда октаэдр – ромбододекаэдр с тригональной формой граней {111};
- III – полуокруглые комбинационные кристаллы ряда октаэдр – ромбододекаэдр с дитригональной формой граней {111};
- IV – округлые алмазы (додекаэдрониды);
- V – псевдогемиморфные кристаллы, одна половина которых округлой формы, другая – октаэдрической;
- VI – кристаллы кубического габитуса и тетрагексаэдрониды;
- VII – бесформенные кристаллы и индивиды с неясной формой;
- VIII – поликристалльные сростки и агрегаты из хорошо различимых индивидов;

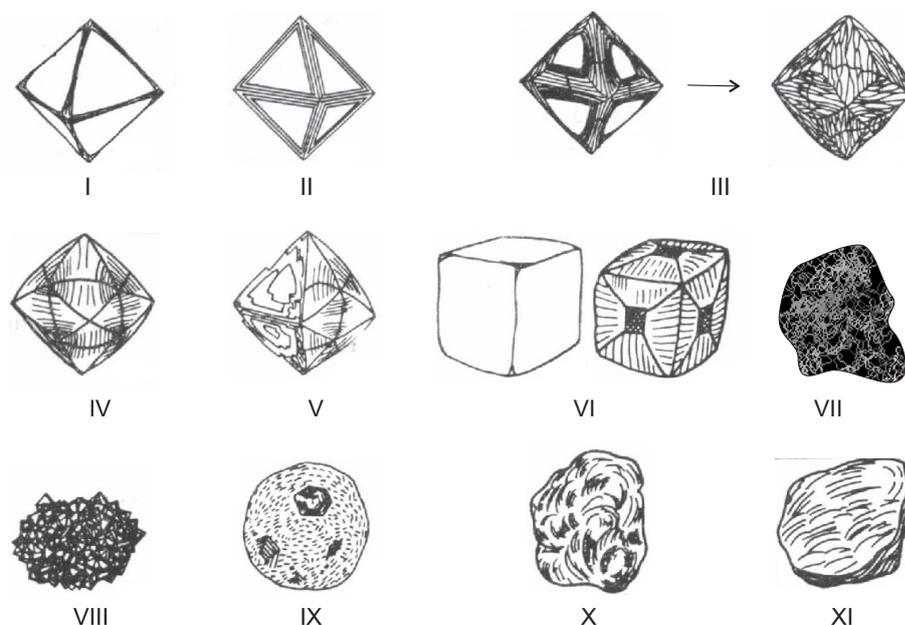


Рис. 3.5. Типы кристаллов алмаза и его агрегатов, охарактеризованные в разработанной базе данных, по З. В. Бартошинскому [2]

IX – шаровидные агрегаты со слабо выраженной радиально-лучистой текстурой (баллас);  
 X – криптокристаллические шлакоподобные бесформенные зёрна (карбонадо);  
 XI – криптокристаллические уплощённые и таблитчатые зёрна (импактные алмазы, или якутиты).

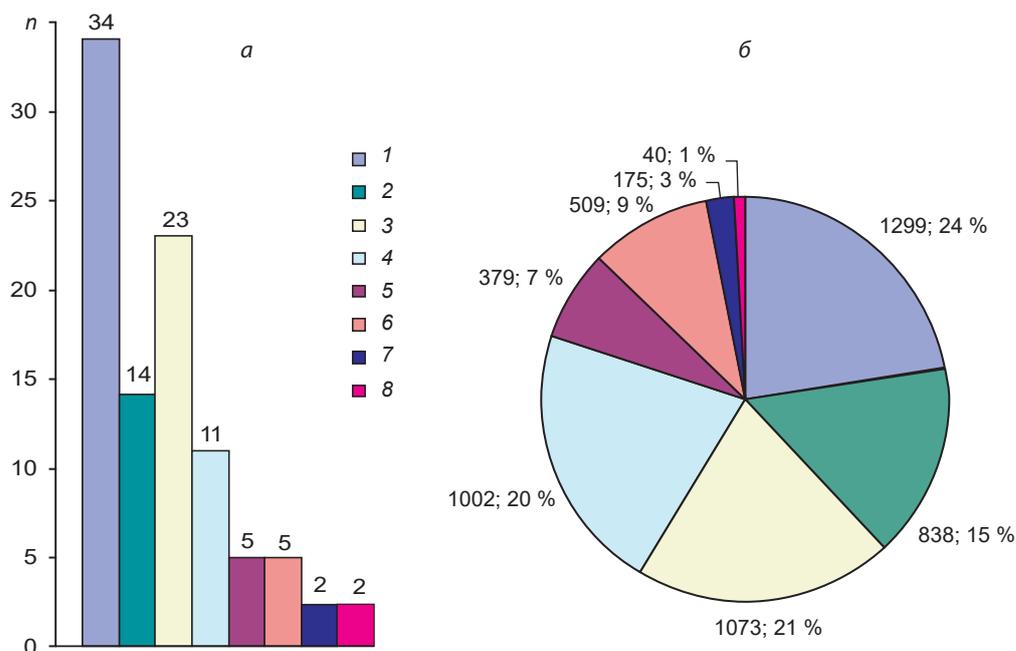
Перечисленные группы алмаза, за исключением группы XI, типичны для кимберлитовых и лампроитовых проявлений.

Окраска алмазов, как правило, обусловлена различными дефектами структуры кристалла. Так, ярко-жёлтая и жёлто-зелёная связывается с изолированными, замещающими углерод атомами азота, голубая – с изоморфной примесью бора, розовая, дымчато-коричневая и бурая – с пластической деформацией [132].

Третья группа признаков включает сведения по содержанию дефектов в алмазах. Типы дефектов, характеризующиеся в базе данных, должны удовлетворять следующим критериям: распространённость; возможность количественного или полуквантитативного определения концентраций структурных дефектов; значимые концентрации дефектных центров, находящиеся в пределах спектральной чувствительности применяемого метода; генетическая информативность. Применительно к алмазам из кимберлитов и лампроитов этим требованиям, в первую очередь, соответствуют структурные примеси азота в А- и В-формах. Помимо них информативными признаками кристаллов являются плейтлетс, водородные и азотные N-центры, без которых характеристика алмазов была бы неполной.

Так, в трубках и россыпях встречаются кристаллы ярко-жёлтой окраски (разновидность II, по Ю. Л. Орлову), содержащие значительное количество «одиночного» азота (N-центры). При этом в некоторых месторождениях, таких как им. Ломоносова в Архангельской области, кристаллы разновидности II весьма распространены. В связи с этим одиночный азот в N-форме необходимо учитывать в структуре базы данных.

В алмазах из кимберлитов и лампроитов плейтлетс и водородные центры не уступают по распространённости структурной примеси азота в А- и В-формах, при этом они являются чувствительными индикаторами условий и скорости механизма роста кристаллов алмаза.



**Рис. 3.6. Характеристика базы данных по распределению структурных дефектов в алмазе:**

*a* – по числу объектов – трубок или россыпей (*n*); *б* – по числу кристаллов алмаза и их доле (в %) от общего числа образцов; платформы: 1 – Сибирская, 2 – Восточно-Европейская, 3 – Южно-Американская, 4 – Африканская, 5 – Австралийская, 6 – Северо-Американская, 7 – Хино-Корейская, 8 – Индостанская

### 3.2.2. Общая характеристика базы данных

Разработанная база данных (рис. 3.6) содержит описание 5435 образцов алмаза кимберлитового и лампроитового типов из 96 трубок и россыпей Сибирской, Восточно-Европейской, Южно-Американской, Северо-Американской, Африканской, Австралийской, Индостанской и Хино-Корейской платформ. В базе данных наиболее полно представлены алмазы из трубок и россыпей Сибирской (1299 кристаллов из 34 объектов), Восточно-Европейской (Урал и Архангельская область – 838 кристаллов из 14 объектов), Южно-Американской (1073 кристалла из 23 объектов) платформ.

Рис. 3.6

Данные по большинству алмазов получены Г. К. Хачатрян в ЦНИГРИ. Регистрация ИК-спектров проводилась на спектрофотометре Specord M-80 фирмы Carl Zeiss, Jena и на ИК-Фурье спектрометре Nicolet 380 с микроскопом Centaurus компании THERMO Scientific. В ИК-спектрах образцов определялись концентрации азотных центров N, A, B, водорода, плейтлетс. Концентрации структурных примесей и дефектов оценивались с использованием унифицированной методики, изложенной выше (раздел 3.1). Остальные данные (около 40 % от общего количества) по месторождениям Северо-Американской, Африканской, Австралийской, Индостанской, Хино-Корейской платформ заимствованы преимущественно из литературы, опубликованной за период с 1979 г. по настоящее время. Характеристика алмазов всех объектов приведена в табл. 3.3.

Табл. 3.3

Природный алмаз – редкий и уникальный по свойствам минерал. Так, доля промышленно алмазоносных трубок составляет лишь около 2 % от общего числа кимберлитовых и лампроитовых тел [45]. Не всегда исследователи располагают представительными выборками кристаллов, всесторонне характеризующими алмазы того или иного объекта. Это нашло отражение и в разработанной базе данных, в которой кристаллы одних месторождений насчитывают сотни образцов, других – лишь первые десятки. С этой точки зрения важ-

Табл. 3.3. Характеристика и типы популяций алмаза в трубках и россыпях

Районы, поля	Объект (тр. – трубка, р. – россыпь/россыпи)	<i>n</i>	<i>N</i> <sub>tot</sub> , at. ppm	%N <sub>B</sub>	Ассоциация	Тип
1	2	3	4	5	6	7
<i>Восточно-Европейская платформа</i>						
Средний Урал	р. Койво-Вижайского района	44	958 ± 99	26 ± 10		IV
			474 ± 61	52 ± 18		VI
Северный Урал	р. Вишерского района	32	826 ± 143	33 ± 10	Э + У <sup>[62]</sup>	IV
Зимний берег, Золотицкое поле	тр. Кольцовская	42	561 ± 125	49 ± 7		VI
	тр. Снегурочка	36	547 ± 123	50 ± 8		VI
	тр. им. Ломоносова	102	186 ± 132	32 ± 20	У <sup>[60]</sup>	III
			892 ± 159	19 ± 11	Э	(IV)
	тр. им. Карпинского-1	77	599 ± 120	38 ± 21	У > Э <sup>[60]</sup>	IV
			1365 ± 145	23 ± 8		(V)
	тр. Архангельская	39	1402 ± 162	22 ± 12	Э <sup>[60]</sup>	V
тр. Поморская	159	1396 ± 170	25 ± 11	Э <sup>[60]</sup>	V	
тр. Первомайская	62	539 ± 140	50 ± 6		VI	
Зимний берег, Верхотинское поле	тр. Волчья	57	859 ± 168	26 ± 19		IV
			70 ± 47	43 ± 31		(III)
	тр. им. Гриба	78	233 ± 133	32 ± 16	У <sup>[107]</sup>	III
			857 ± 142	30 ± 12		IV
Зимний берег, Кепинское поле	тр. Юраская	30	33 ± 8	78 ± 37		(II)
			тр. Степная	49		112 ± 89
Терский берег	тр. Ермаковская-7	31	907 ± 281	30 ± 18		IV
<i>Сибирская платформа</i>						
Нижнеленский	р. Булкур	30	1472 ± 91	29 ± 6	Э <sup>[65]</sup>	V
			543 ± 183	50 ± 9		(VI)
	р. Усат-Хая	30	404 ± 211	50 ± 14	Э <sup>[65]</sup>	VI
			1315 ± 214	28 ± 6		(V)
	р. Ольховый	33	462 ± 163	48 ± 13	Э <sup>[65]</sup>	VI
Приленский	р. Конгломератовый	32	254 ± 141	23 ± 11	У <sup>[65]</sup>	III
	р. Верхнее Молодо	31	156 ± 109	39 ± 22	У <sup>[65]</sup>	III
573 ± 93			47 ± 15	(VI)		
Анабарский	р. Холомолоох	17	1600 ± 164	25 ± 4		V
	р. Верхний Биллях	19	503 ± 101	48 ± 12	У <sup>[65]</sup>	VI
	р. Верхний Маят	57	959 ± 139	27 ± 4		IV
			430 ± 120	51 ± 15		VI
	р. Средний Маят	81	1446 ± 278	30 ± 11		(V)
			456 ± 157	33 ± 14		IV
	р. Хас-Сарара	32	1547 ± 201	29 ± 18		(V)
417 ± 199			37 ± 20	IV		
р. Кычкын	36	1380 ± 240	29 ± 10		(V)	
	тр. Малокуонапская	60	732 ± 111	19 ± 15		IV
Мало-Ботуобинский	тр. им. XXIII съезда КПСС	62	752 ± 118	19 ± 5	У + Э <sup>[65,44]</sup>	IV
	тр. Спутник	34	589 ± 110	26 ± 10	У + Э <sup>[65]</sup>	IV
	тр. Интернациональная	57	743 ± 114	24 ± 4	У <sup>[65]</sup>	IV
	тр. Мир	30	413 ± 75	35 ± 11	У + Э <sup>[65,44]</sup>	IV
	р. Солур	30	402 ± 108	26 ± 15		IV
	р. Ирелях	30	415 ± 157	15 ± 8		IV
Далдыно-Алакитский	тр. Зарница	36	203 ± 123	31 ± 19	У <sup>[65]</sup>	III
			587 ± 81	32 ± 15		(IV)

Продолжение табл. 3.3

1	2	3	4	5	6	7
Далдыно-Алакитский	тр. Удачная	39	172 ± 93	42 ± 17	у <sup>[65]</sup>	III
			688 ± 131	28 ± 14		(IV)
	тр. Айхал	35	133 ± 44	38 ± 10	у <sup>[65]</sup>	III
	тр. Молодость-I	30	128 ± 93	72 ± 8	у <sup>[65]</sup>	II
			167 ± 98	29 ± 16		(III)
	тр. Сытыканская	32	184 ± 104	38 ± 18	у <sup>[65]</sup>	III
	тр. Дальняя	35	122 ± 70	41 ± 19		III
	тр. Прогнозная	40	223 ± 80	50 ± 21	у <sup>[65]</sup>	III
	тр. Краснопресненская	43	259 ± 147	41 ± 13	у > э <sup>[65]</sup>	III
тр. Комсомольская	39	242 ± 103	40 ± 17	у >> э <sup>[65]</sup>	III	
тр. Юбилейная	90	105 ± 74	38 ± 23	у <sup>[65]</sup>	III	
		486 ± 187	25 ± 20		(IV)	
Среднеолёнёкский	тр. Ленинград	28	280 ± 150	27 ± 18	у <sup>[65]</sup>	III
Муно-Тюнгский	р. Средняя Муна	30	221 ± 96	41 ± 34	у <sup>[65]</sup>	III
	р. Тюнг	30	114 ± 76	33 ± 14	у <sup>[65]</sup>	III
			515 ± 100	33 ± 19	у <sup>[65]</sup>	(IV)
	тр. Заполярная	31	95 ± 52	29 ± 19	у <sup>[65]</sup>	III
	тр. Поисковая	30	71 ± 33	66 ± 17	э > у <sup>[65]</sup>	II
<i>Африканская платформа</i>						
Ботсвана	тр. Орапа <sup>[214]</sup>	118	175 ± 88	66 ± 10	э >> у <sup>[214]</sup>	II
			919 ± 98	13 ± 10	э <sup>[214]</sup>	(IV)
	тр. Джваненг <sup>[196]</sup>	40	284 ± 168	71 ± 21	э <sup>[196]</sup>	II
850 ± 200			24 ± 12	(IV)		
Поле Венеция, ЮАР	тр. Венеция <sup>[317]</sup>	271	175 ± 125	66 ± 21	у >> э <sup>[317]</sup>	II
			919 ± 121	13 ± 10	э <sup>[317]</sup>	(IV)
Поле Претория, ЮАР	тр. Премьер <sup>[212, 216]</sup>	131	105 ± 101	47 ± 22	э, у <sup>[212, 216]</sup>	III
			801 ± 210	35 ± 17	э <sup>[212, 216]</sup>	(IV)
Поле Постмасбург, ЮАР	тр. Финш <sup>[212, 216]</sup>	89	59 ± 27	34 ± 12	у >> э <sup>[212, 216]</sup>	III
Поле Ягерсфонтейн, ЮАР	тр. Робертс Виктор <sup>[213]</sup>	99	66 ± 36	36 ± 13	у > э <sup>[213]</sup>	III
	тр. Ягерсфонтейн <sup>[215]</sup>	65	123 ± 107	68 ± 24	э > у <sup>[215]</sup>	II
			114 ± 109	39 ± 29	у <sup>[215]</sup>	(III)
тр. Коффифонтейн <sup>[215]</sup>	61	76 ± 45	68 ± 34	у > э <sup>[215]</sup>	II	
Гана	р. Биррим <sup>[302]</sup>	99	102 ± 33	36 ± 15	у <sup>[302]</sup>	III
Намибия	р. Намибии <sup>[197]</sup>	56	865 ± 173	23 ± 10	э >> у <sup>[197]</sup>	IV
			752 ± 235	75 ± 11		VI
			252 ± 96	26 ± 14		III
Гвинея	р. Канкан <sup>[303, 304, 305]</sup>	91	25 ± 20	81 ± 23	СГМ, э ≈ у <sup>[303, 304, 305]</sup>	II
<i>Австралийская платформа</i>						
Северные Территории	тр. Эктор <sup>[99]</sup>	47	148 ± 80	32 ± 21		III
Новый Южный Уэльс	р. Веллингтон <sup>[208, 209]</sup>	112	687 ± 214	60 ± 29	у > э <sup>[208, 209]</sup>	VI
	р. Бингара <sup>[208, 209]</sup>	75	399 ± 242	60 ± 34	э > у <sup>[208, 209]</sup>	VI
	р. Коуптон <sup>[208, 209]</sup>	31	141 ± 42	29 ± 20	э > у <sup>[208, 209]</sup>	III
Западная Австралия	тр. Аргайл <sup>[234]</sup>	114	250 ± 202	88 ± 41	э >> у <sup>[234]</sup>	I
<i>Северо-Американская платформа</i>						
Северо-Западные Территории	тр. ДО-27	186	661 ± 122	39 ± 20	э > у <sup>[306]</sup>	IV
			280 ± 153	51 ± 14		(III)

1	2	3	4	5	6	7
Северо-Западные Территории	тр. Панда <sup>[194]</sup>	105	41 ± 23	34 ± 19	У >> Э <sup>[194]</sup>	III
			363 ± 215	85 ± 39		(II)
	тр. Пойнт-Лейк <sup>[315]</sup>	68	194 ± 109	61 ± 29		II
			811 ± 99	11 ± 3		(IV)
Онтарио	Вулканиды Вава <sup>[218]</sup>	37	102 ± 30	51 ± 40	Э > У <sup>[218]</sup>	III
			419 ± 30	24 ± 30		(IV)
Альберта	тр. К-252 <sup>[181]</sup>	113	122 ± 95	79 ± 55	Э >> У <sup>[181]</sup>	II
			1504 ± 236	29 ± 13		(V)
<i>Южно-Американская платформа</i>						
Коромандель, Бразилия	р. Криминоза	32	504 ± 119	57 ± 9	У >> Э <sup>[251]</sup>	VI
	р. Эспирито Санто	32	535 ± 89	51 ± 12	У >> Э <sup>[251]</sup>	VI
	р. Грота до Пимпим	34	532 ± 139	55 ± 11	У >> Э <sup>[251]</sup>	VI
	р. Имбе	32	504 ± 131	63 ± 11	У >> Э <sup>[251]</sup>	VI
Южная Диамантина, Бразилия	р. Жекититонья, Абаете <sup>[199]</sup>	65	436 ± 149	24 ± 14		IV
			72 ± 36	35 ± 19		(III)
Северная Диамантина, Бразилия	р. Каете-Мирим <sup>[199]</sup>	12	521 ± 189	19 ± 8		IV
Лос-Кокитос, Венесуэла	р. Лос-Кокитос	52	778 ± 143	67 ± 12	Э >> У <sup>[249]</sup>	VI
Гуаниамо, Венесуэла	«Силлы» Гуаниамо	51	768 ± 180	69 ± 19	Э >> У <sup>[248]</sup>	VI
	р. Сентелья	40	601 ± 172	73 ± 8	Э >> У <sup>[248]</sup>	VI
	р. Чиуауа	33	772 ± 58	72 ± 10	Э >> У <sup>[248]</sup>	VI
	р. Кебрада-Гранде	40	802 ± 70	70 ± 8	Э >> У <sup>[248]</sup>	VI
	р. Ринхи-Ринхи	33	692 ± 67	63 ± 3	Э >> У <sup>[248]</sup>	VI
Жуина, Бразилия	р. Цикора	34	51 ± 25	92 ± 19	СГМ <sup>[247]</sup>	I
	р. Сорисо <sup>[231]</sup>	36	31 ± 15	87 ± 11	СГМ <sup>[231]</sup>	I
	р. Сан-Луис	31	93 ± 21	92 ± 12	СГМ <sup>[247]</sup>	I
	р. Вермельо	33	111 ± 29	90 ± 21	СГМ <sup>[247]</sup>	I
	тр. Пандреа-1	59	65 ± 55	92 ± 14	СГМ <sup>[244]</sup>	I
	тр. Пандреа-2	106	61 ± 45	91 ± 12	СГМ <sup>[244]</sup>	I
	тр. Пандреа-3	53	53 ± 35	90 ± 14	СГМ <sup>[244]</sup>	I
	тр. Пандреа-6	85	56 ± 38	89 ± 13	СГМ <sup>[244]</sup>	I
	тр. Пандреа-7	60	47 ± 36	90 ± 17	СГМ <sup>[244]</sup>	I
	тр. Коллиер-4	60	78 ± 35	67 ± 19	СГМ <sup>[244]</sup>	II
	тр. Арипуана-1	60	69 ± 44	85 ± 12	СГМ <sup>[244]</sup>	I
<i>Индостанская платформа</i>						
Южная Индия	тр. группа Вайракарур	26	439 ± 82	30 ± 11		IV
			108 ± 60	47 ± 15		(III)
Восточная Индия	тр. группа Бехардих	16	669 ± 197	36 ± 8		IV
<i>Хино-Корейская платформа</i>						
Мьянма	р. Момейк и Зейндо <sup>[323]</sup>	114	736 ± 136	32 ± 19	У >> Э <sup>[323]</sup>	IV
Фусянь	тр. № 50 <sup>[191]</sup>	61	383 ± 129	70 ± 14	У <sup>[191]</sup>	VI

Примечание.  $n$  – число образцов;  $N_{tot}$  – среднее общее содержание азота и его среднеквадратическое отклонение в кристаллах данной популяции;  $\%N_B$  – среднее относительное содержание азота в В-форме и его среднеквадратическое отклонение; в графе «Тип» указаны главные и второстепенные (в скобках) популяции; СГМ – «сверхглубинные» минералы; Э и У – эклогитовая и ультраосновная ассоциации соответственно.

но рассмотреть вопрос о представительности коллекций алмазов, включённых нами в разработанную базу данных. Безусловно, она зависит от тех задач, которые предполагается решить на основе базы данных. Среди них одна из главных – общая характеристика алмазов конкретного месторождения по распределению в них азотных и водородных центров. На основе характеристики и сопоставления алмазов из разных месторождений можно выявить их типоморфные свойства, учитываемые при решении прогнозно-поисковых задач. Как известно, распределение структурных дефектов в статистически представительных выборках алмазов индивидуально для кристаллов каждого из месторождений, что позволяет идентифицировать алмазы кимберлитовых трубок и россыпей [133, 165, 166, 241]. Ранее Ю. А. Ключевым с соавторами [27] было экспериментально установлено, что представительной является случайная выборка из 50–100 кристаллов определённого месторождения. При дальнейшем увеличении числа образцов характер распределения структурных дефектов в алмазах существенно не меняется. На практике, особенно на ранних этапах геологоразведочных работ, исследователи не всегда располагают таким количеством кристаллов. Нами было показано [74], что воспроизводимые результаты по распределению структурных дефектов в алмазах какого-либо месторождения могут быть получены на основе анализа 30 случайных образцов.

В ряде публикаций авторы изучали не случайную выборку алмазов, а подбирали образцы по определённому принципу: по крупности, окраске, наличию сингенетических включений. Выбранные образцы не характеризуют объект в целом, т. е. распределение структурных дефектов в такой выборке не может рассматриваться в качестве типоморфного признака алмазов месторождения. Тем не менее, крупность, окраска, прозрачность, наличие включений служат важнейшими геммологическими характеристиками кристаллов и могут использоваться как базовые параметры для оценки качества алмазов.

Ранее на примере якутских алмазов было сделано заключение об отсутствии зависимости распределения азотных центров в алмазах от их крупности [27, 85]. Однако позднее проведённые нами исследования [19] показали, что концентрация азота в мелких (-1+0,5 мм) алмазах из трубок Архангельской области в среднем в 2–3 раза ниже, чем в более крупных индивидах. Сходная тенденция к увеличению содержания азота с ростом размерности кристаллов отмечается и для алмазов классов крупности -2+1 и -4+2 мм из тр. Мир Мало-Ботуобинского района Якутии [165, 166]. С другой стороны, в трубках Юбилейная, Комсомольская, Айхал Далдыно-Алакитского района Якутии более крупные индивиды (-4+2 мм) обеднены азотом по сравнению с алмазами класса крупности -2+1 мм [65]. Поэтому при сравнительном анализе алмазов из различных месторождений необходимо учитывать их крупность.

Другой внешний признак кристалла алмаза, взаимосвязанный с составом и концентрацией структурных примесей в кристаллах, – окраска. Например, в серо-голубых кристаллах алмаза из тр. Аргайл (Австралия) наблюдаются экстремально высокие содержания водородных центров [234], примерно на порядок превышающие среднюю концентрацию водорода в коричневых алмазах, доминирующих в этом месторождении [55].

В ряде публикаций по алмазам месторождений Африканской платформы приводятся данные по структурным дефектам в алмазах, содержащих минеральные включения эклогитового и перидотитового парагенезисов (ассоциаций). Ранее Ю. М. Биленко [14] было установлено, что распределение азота в А-форме в подобных кристаллах несколько отличается от такового в алмазах, не содержащих видимых включений. Это подтверждается при анализе результатов исследований алмазов южноафриканской тр. Премьер (рис. 3.7), обобщённых нами в базе данных.

Так, в тр. Премьер кристаллы с включениями разных типов характеризуются различным содержанием азота. Алмазы с включениями ультраосновной (У) ассоциации – преиму-

Рис. 3.7

щественно низкоазотные с  $N_{tot} < 200$  at. ppm. Алмазы с включениями эклогитовой (Э) ассоциации по содержанию азота разделяются на две группы. Первая группа (Э-1) низкоазотных индивидов по общему содержанию примеси сходна с алмазами У типа, вторая (более многочисленная) объединяет высоко- и среднеазотные кристаллы с содержанием  $N_{tot}$  400–1200 at. ppm. Как видно из рис. 3.7, алмазы без видимых включений по распределению азота сходны с преобладающими в тр. Премьер кристаллами с включениями эклогитовой ассоциации (Э-1 и Э-2).

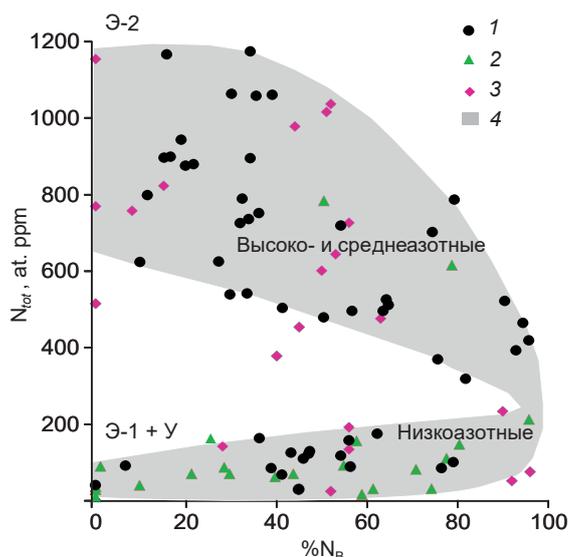
Следует подчеркнуть, что для решения вопроса о представительности выборки алмазов того или иного месторождения необходимо учитывать их кристалломорфологические особенности в соответствии с распространённостью основных морфологических типов в этом месторождении [2, 74]. Как видно из табл. 3.4, кристаллы различной формы (октаэдры с тригональной формой граней, октаэдры и комбинационные формы с дитригональной формой граней, кубы и тетрагексаэдрониды) из трубки им. Карпинского-1 (Архангельская область) различаются распределением структурных дефектов. Это в равной мере относится и к морфологическим разновидностям кристаллов из трубки им. Гриба (Архангельская область). Характерно, что алмазы сходной кристалломорфологии из разных трубок также различаются по содержанию в них азотных центров и водорода.

Таким образом, при анализе материалов по структурным дефектам в кристаллах нужно учитывать внешние характеристики алмазов: крупность, форму, окраску, а также наличие и состав минеральных включений.

**Табл. 3.4. Распределение азотных и водородных центров в морфологических разновидностях алмаза из трубок им. Гриба и им. Карпинского-1**

Формы кристаллов и их граней	Трубка им. Гриба			Трубка им. Карпинского-1				
	<i>n</i>	$N_A$	$N_B$	<i>H</i>	<i>n</i>	$N_A$	$N_B$	<i>H</i>
Октаэдр с тригональной формой граней	13	$\frac{200}{0-463}$	$\frac{133}{0-402}$	$\frac{0,3}{0-1,5}$	12	$\frac{329}{8-786}$	$\frac{103}{0-209}$	$\frac{1,2}{0-3,6}$
Кристалл ряда октаэдр-додекаэдронид с дитригональной формой граней	26	$\frac{491}{35-1391}$	$\frac{396}{24-1417}$	$\frac{1,0}{0-4,4}$	19	$\frac{768}{326-1210}$	$\frac{317}{121-513}$	$\frac{2,2}{0,1-4,3}$
Куб, кубонид, тетрагексаэдронид	5	$\frac{994}{687-1357}$	$\frac{254}{228-283}$	$\frac{1,7}{0,9-2,3}$	17	$\frac{1346}{571-2121}$	$\frac{242}{122-362}$	$\frac{5,3}{2,1-8,5}$

Примечание.  $N_A$  и  $N_B$  – концентрации азота в формах А и В соответственно, at. ppm; *H* – концентрация водорода, усл. ед.; *n* – число образцов; дробь: числитель – среднее значение параметра, знаменатель – диапазон его вариаций.



**Рис. 3.7. Распределение азотных центров в кристаллах алмаза из тр. Премьер [212, 216]:**

1 – с включениями эклогитовой ассоциации; 2 – с включениями ультраосновной ассоциации; 3 – без включений; 4 – область алмазов эклогитовой ассоциации

Табл. 3.4

### 3.3. Систематизация алмазов по среднему содержанию структурных дефектов в выборках кристаллов алмаза из разных месторождений мира

Впервые обобщение данных по содержанию азотных, водородных центров и плейтлетс в алмазах проведено нами на основе собственных материалов по алмазам из кимберлитовых тел и россыпей Якутии, Архангельской области, Бразилии, Венесуэлы, Южной Африки, Канады. Первоначально было изучено 1624 кристалла алмаза из 32 объектов. При этом случайная выборка алмазов, характеризующая каждый объект, составляла от 30 до 200 кристаллов. Первичная статистическая обработка данных по каждому объекту заключалась в изучении характера распределения кристаллов по содержанию в них структурной примеси азота. Кроме того, определялись модальные и средние значения содержания структурных дефектов в алмазах и их среднеквадратические отклонения. Большая часть выборок алмаза из трубок Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алаakitского районов Якутии, а также россыпей районов Коромандель и Жуина в Бразилии характеризовалась одномодальным распределением кристаллов по содержанию азота, а осталь-

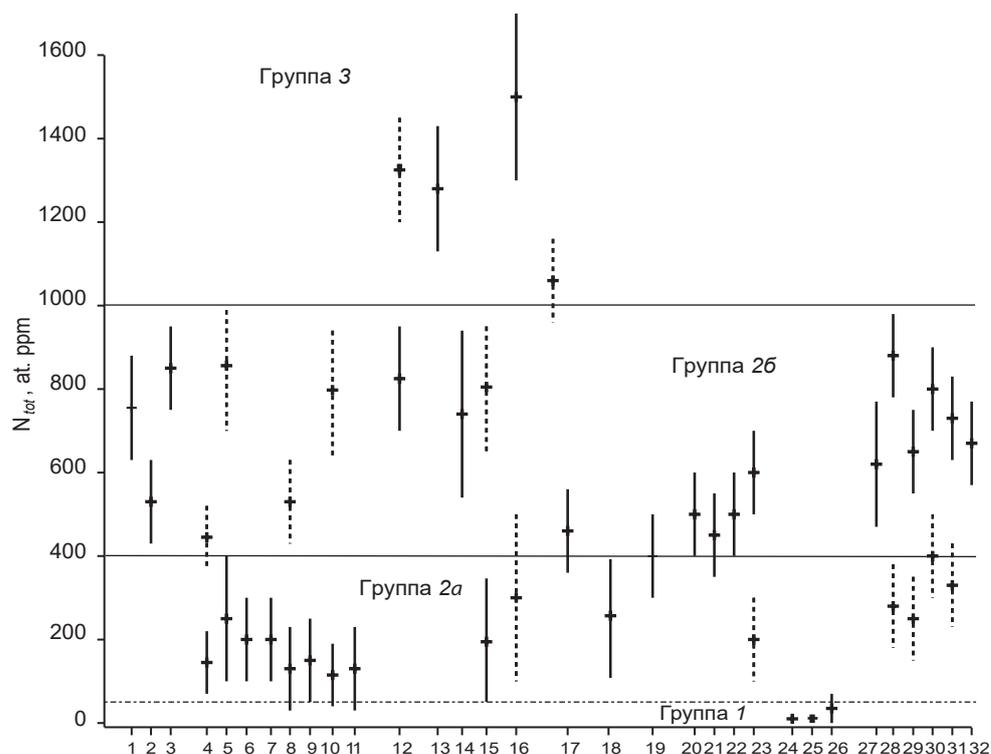


Рис. 3.8. Модальные значения общего содержания азота для выборок алмаза из различных месторождений:

трубки Мало-Ботуобинского района: 1 – Интернациональная (57), 2 – Спутник (34), 3 – им. XXIII съезда КПСС (62); трубки Далдыно-Алаakitского района: 4 – Айхал (35), 5 – Дальняя (35), 6 – Комсомольская (39), 7 – Краснопресненская (43), 8 – Прогнозная (40), 9 – Сытыканская (32), 10 – Удачная (38), 11 – Зарница (36); россыпи Северо-Восточной Якутии: 12 – Тас-Ары (43); трубки Архангельской области: 13 – Архангельская (39), 14 – им. Карпинского-1 (77), 15 – им. Ломоносова (102), 16 – Поморская (159); россыпи Урала: 17 – Койво-Вижайский район (55); ЮАР: 18 – тр. Премьер (19); Канада: 19 – тр. ДО-27 (201); россыпи района Коромандель, Бразилия: 20 – Грота до Пимпим (34), 21 – Эспирито Санто (32), 22 – Имбе (32), 23 – Криминоза (32); россыпи района Жуина, Бразилия: 24 – Сан-Луис (31), 25 – Вермелью (33), 26 – Цикора (34); силлы и россыпи Венесуэлы: 27 – силлы (51), 28 – Кебрада-Гранде (40), 29 – Лос-Кокитос (52), 30 – Чиуауа (33), 31 – Ринхи-Ринхи (33), 32 – Сентелья (40); в скобках – число кристаллов в каждой выборке

Рис. 3.8 ные – двумодальным. На рис. 3.8 нанесены модальные значения  $N_{tot}$ , а также интервалы его вариаций для 70 % кристаллов каждой выборки (жирной линией обозначена главная мода, штриховой – второстепенная). Рисунок демонстрирует группирование модальных значений содержания азота в кристаллах из разных месторождений. Подавляющее большинство изученных выборок кристаллов (> 80 %) характеризуется модальными значениями  $N_{tot}$  от 50–1000 at. ppm, образуя группу 2. Группа 2 подразделяется на две подгруппы: 2a – «низкоазотную» с  $N_{tot} < 400$  at. ppm и 2b – «среднеазотную».

Согласно имеющимся литературным данным, алмазы подгруппы 2a соответствуют кристаллам с включениями ультраосновной или эклогитовой ассоциаций, а подгруппы 2b – эклогитовой. Выборки алмаза группы 1 из месторождений района Жуина характеризуются крайне низкими модальными значениями концентраций азота в кристаллах ( $N_{tot} < 50$  at. ppm). Вместе с тем, в кристаллах алмаза из этих месторождений наблюдаются включения так называемых «сверхглубинных» минералов. Исходя из этого сделано предположение, что алмазы группы 1 сформировались в более глубоких условиях по сравнению с алмазами группы 2. Высокоазотные алмазы группы 3 ( $N_{tot} > 1000$  at. ppm) нередко обладают волокнистым строением и содержат минеральные включения преимущественно эклогитовой ассоциации. Можно предположить, что они кристаллизовались в верхней мантии в эклогитовой среде непосредственно перед образованием кимберлитов.

Группирование алмазов из разных месторождений по распределению структурных дефектов в кристаллах прослеживается и на диаграммах, построенных по средним значениям концентраций общего содержания азота ( $N_{tot}$ ), плейтлетс (P), водорода (H) и степени агрегации азота в кристаллах ( $\%N_B$ ) в координатах  $N_{tot} - \%N_B$ , P –  $\%N_B$  и H –  $\%N_B$  (рис. 3.9, 3.10).

Каждая точка на рис. 3.9, 3.10 соответствует средним значениям указанных параметров для выборки кристаллов алмаза (30–200 шт.) определённого месторождения. Согласно диаграммам (см. рис. 3.8, 3.9), алмазы группы 1 по сравнению с алмазами группы 2 – наиболее высокотемпературные, а группы 3 – низкотемпературные.

Диаграммы, построенные в координатах  $N_{tot} - \%N_B$ , P –  $\%N_B$  и H –  $\%N_B$ , демонстрируют типоморфизм кристаллов алмаза по распределению в них азота, водорода и плейтлетс. Выборки кристаллов алмаза каждого из 32 месторождений на диаграммах характеризуются самостоятельной фигуративной точкой, что имеет большое значение для идентификации выборок алмаза из россыпей с неизвестными коренными источниками. Кроме того, показательно, что алмазы из месторождений одного и того же района на диаграммах образуют неперекрывающиеся поля. Таким образом, по распределению структурных дефектов в алмазе выявляется типоморфизм алмаза двух уровней – для отдельно взятого месторождения и для групп месторождений в пределах одного района, что важно при решении прогнозно-поисковых задач. Из сопоставления рис. 3.9 и 3.10 видно, что наиболее значи-

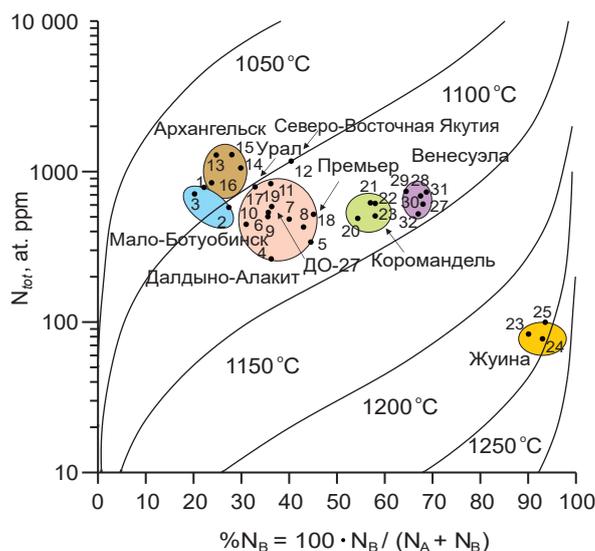


Рис. 3.9. Усреднённые значения содержания азота и степени его агрегации в алмазах из трубок и россыпей различных районов мира:

изотермы проведены для «возраста» алмазов 3 млрд лет, по работе [313]; пояснения к 1–32 здесь и на рис. 3.10 см. рис. 3.8

Рис. 3.9  
Рис. 3.10

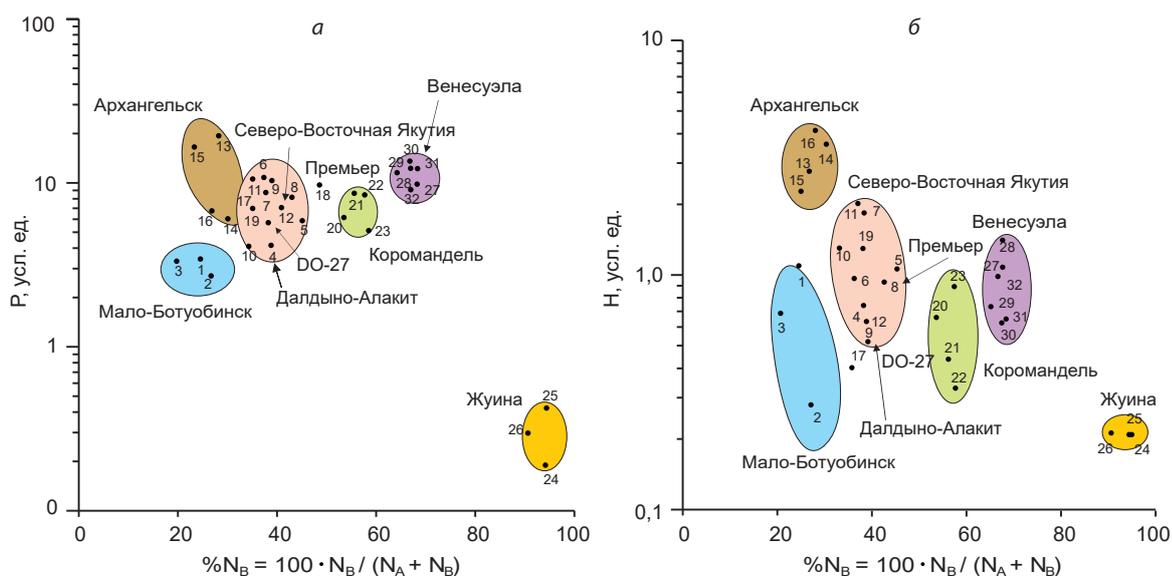


Рис. 3.10. Усреднённые значения относительного содержания плейтлетс (а), водорода (б) и степени агрегации азота в алмазах из различных регионов

мые отличия между алмазами из разных объектов прослеживаются по средним значениям степени агрегации азота и содержанию водорода.

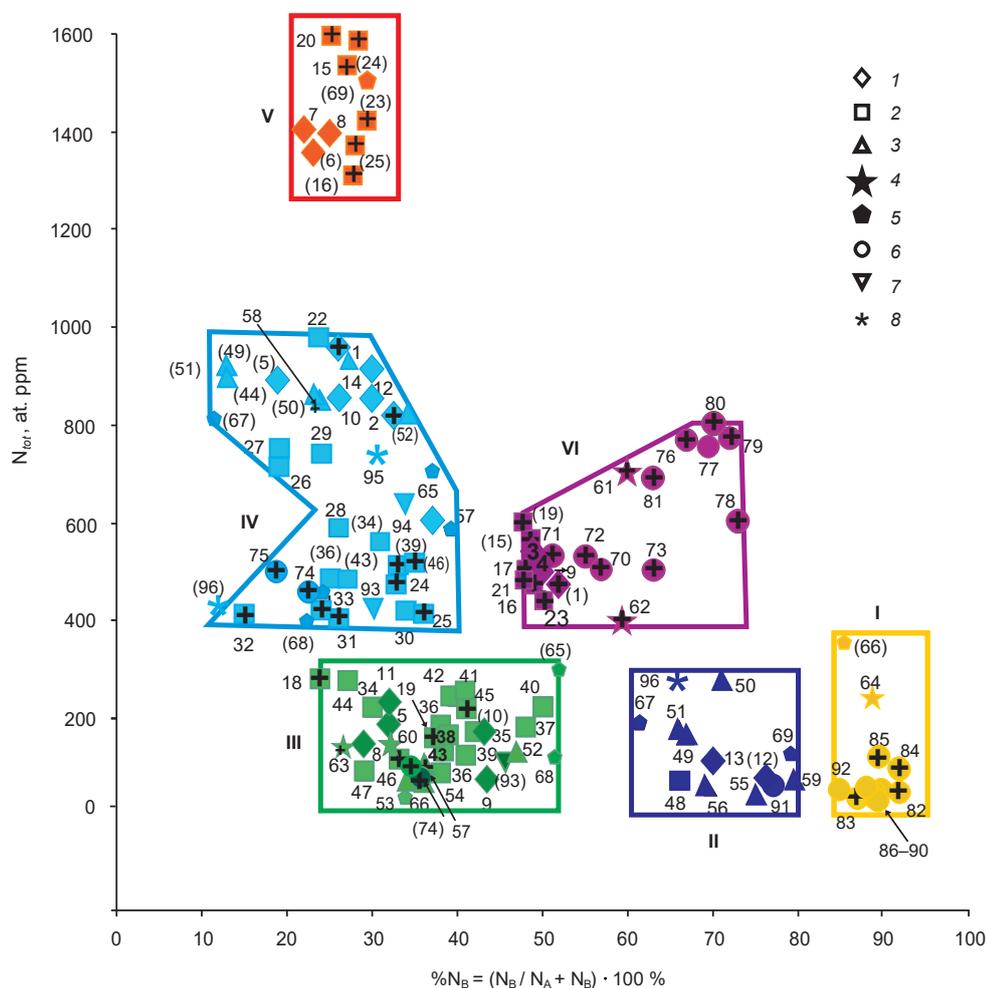
Вместе с тем, в пространственно разобшённых месторождениях были обнаружены выборки кристаллов, сходных по распределению в них структурной примеси азота (см. рис. 3.8, 3.9), что указывает на аналогичные глубинные условия образования алмазов из разных алмазоносных районов и провинций мира. На основе обобщения этих данных могут быть выявлены генетически информативные группы кристаллов – типы алмазных популяций.

### 3.4. Типизация популяций алмаза по распределению азотных центров в кристаллах

Как показано выше, наиболее информативными признаками, которые характеризуют алмазы из коренных и россыпных проявлений и могут быть положены в основу типизации алмазов из кимберлитов и лампроитов, являются общее содержание азота в кристаллах ( $N_{tot}$ ) и степень его агрегации ( $\%N_B$ ). При этом выборки алмазов из разных месторождений, представленные в базе данных, отличаются изменчивостью и неоднородностью этих параметров. Так, концентрации азота в кристаллах алмаза в одной трубке или россыпи существенно (на 1–2 порядка) варьируют, но преобладают обычно индивиды с содержаниями азота, характерными для конкретного месторождения. Совокупность этих индивидов нами именуется популяцией в соответствии с одним из её определений как «...совокупности предметов, элементов, индивидов, единиц, на которых строятся статистические выводы» [88]. В трубке, как правило, выделяются одна (главная), реже две (главная и второстепенная) популяции кристаллов. Доля кристаллов основных популяций в трубках составляет 50–75 %, иногда более. В россыпях наличие более двух популяций кристаллов может быть обусловлено множеством их коренных источников.

Выделение популяций проводилось путём построения кривых распределения алмазов одной выборки по общему содержанию азота ( $N_{tot} = N_A + N_B$ ) и степени его агрегации ( $\%N_B$ ), а также диаграмм в координатах  $N_{tot} - \%N_B$ . Если распределение каждого из параметров одномодальное, то к одной популяции относится совокупность кристаллов, группирующаяся вокруг модальных значений  $N_{tot}$  и  $\%N_B$ , составляющая не менее половины от всей выборки. При двумодальном распределении кристаллов выборки по двум названным параметрам выделить две популяции с взаимно согласованными значениями содержания азота и степени его агрегации можно графическим способом по областям наибольшей плотности фигуративных точек с координатами  $N_{tot} - \%N_B$ . В результате выделялись главная и второстепенная популяции, причём доля последней в выборке обычно не менее 25 % от общего количества кристаллов. Характеристика алмазов из всех объектов приведена в табл. 3.3. При описании кристаллы из трубок и россыпей разделены по платформам – алмазоносным провинциям и районам или полям. Данные по распределению азота в кристаллах основных популяций алмаза из трубок и россыпей разных регионов сведены на диаграмме (рис. 3.11). На ней выделяются шесть обособленных областей, соответствующих разным типам популяций алмаза.

Рис. 3.11



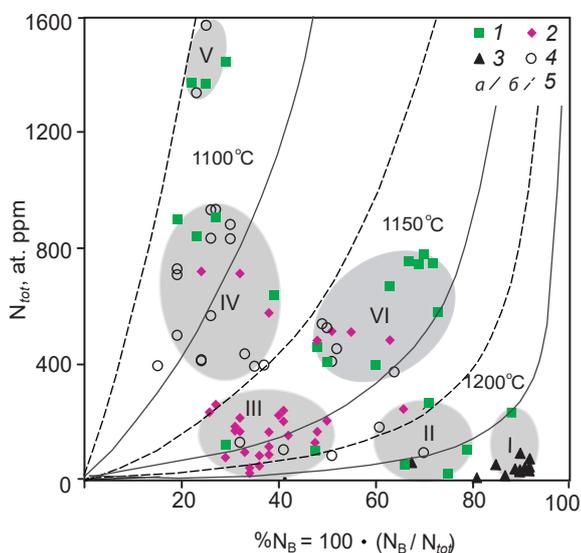
**Рис. 3.11. Типизация популяций алмаза из месторождений различных алмазоносных провинций мира по усреднённым значениям общего содержания азота в кристаллах и степени его агрегации:**

знаки разной формы соответствуют популяциям алмаза из трубок и россыпей (с крестиком) Восточно-Европейской (1), Сибирской (2), Африканской (3), Австралийской (4), Северо-Американской (5), Южно-Американской (6), Индостанской (7), Хино-Корейской (8) провинций; нумерация главных и второстепенных (в скобках) популяций приведена в табл. 3.3; типы популяций I–VI и их условные границы даны разным цветом

По распределению азота и другим типоморфным характеристикам алмазы типов I–VI отличаются друг от друга, что свидетельствует о различии их генезиса. В настоящее время большинство исследователей придерживаются концепции ксеногенной природы алмаза, согласно которой он образуется в глубинных зонах Земли и выносится на поверхность вместе с кимберлитами и лампроитами. В связи с этим следует ожидать, что распределение азота в разных типах популяций алмаза во многом должно определяться условиями его кристаллизации в глубинных источниках. Если общее содержание структурной примеси азота ( $N_{tot}$ ) и состав минеральных включений в алмазах отражают свойства среды кристаллизации, то можно полагать, что алмазы первых пяти типов сформировались в различных глубинных источниках. Так, алмазы типа I с включениями «сверхглубинных» минералов кристаллизовались в специфическом субстрате, обеднённом азотом (см. табл. 3.3). В его составе присутствует широкий спектр минералов больших глубин: мейджоритовый гранат, гранат гроссуляр-пироп-альмандинового состава, тетрагональная альмандин-пироповая фаза, стишовит, магнизиальный и кальциевый силикаты со структурой перовскита, феррипериклаз и др.

Алмазы типов II и III, по-видимому, образовались в обеднённой азотом среде: тип II – в эклогитовой, тип III – в гипербазитовой (см. табл. 3.3). Как показано выше, в месторождениях, где «минералы-узники» в алмазе относятся преимущественно к эклогитовой ассоциации, доминируют кристаллы типа II. В свою очередь, преобладание в составе включений в алмазах минералов ультраосновной ассоциации коррелирует с широкой распространённостью в месторождениях кристаллов типа III (см. табл. 3.3, рис. 3.11). Распределение азотных центров в выборках алмаза с различным типом включений также подтверждает предположение о разном составе среды кристаллизации алмазов типов II и III (рис. 3.12). Кроме того, кристаллы популяций типа IV сопоставимы со среднеазотной популяцией алмаза эклогитовой ассоциации и, вероятно, образовались в обогащённом азотом эклогитовом субстрате.

Рис. 3.12



**Рис. 3.12. Относительные температуры формирования главных популяций алмаза из трубок и россыпей разных платформ, по модели [313]:**

преимущественный состав минеральных включений в алмазах разных популяций: 1 – эклогитовый, 2 – ультрабазитовый, 3 – «сверхглубинные» минералы, 4 – нет данных; 5 – изотермы для условного возраста алмаза 3 (a) и 1 (б) млрд лет

Алмазы популяций типа V также сформировались в эклогитовом субстрате, но в результате быстрого роста по нормальному механизму в пересыщенной азотом и углеродом среде. Различное суммарное содержание азота в кристаллах типов IV и V может быть обусловлено главным образом двумя факторами: эклогитовый субстрат кристаллов типа V мог быть обогащён азотом по сравнению с субстратом алмазов типа IV; кристаллы, растущие по разным механизмам и с разной скоростью, обладают различной способностью захватывать примесь. Менее ясен вопрос об условиях кристаллизации алмазов популяций типа VI. Алмазные популяции типа VI, за исключением алмазов из трубок Золотицкого поля Архангельской области, представлены преимущественно кристаллами из россыпей.

На основе экспериментальных данных с использованием уравнения Аррениуса рассчитаны количественные соотношения

между параметрами распределения азота в кристаллах, температурой и продолжительностью термического воздействия [221, 316]. В работе [313] предложена диаграмма для оценки температуры алмазообразования при фиксированных значениях условного возраста кристаллов. При этом временной фактор оказывает относительно небольшое влияние: изменение температуры на 10–15 °С равносильно изменению времени термического воздействия на 1 млрд лет [313, 316]. Поэтому можно полагать, что диапазон вариаций температуры кристаллизации алмазов типов I–VI составляет ~ 200 °С. Температура алмазообразования последовательно уменьшалась от типа I к типу V (см. рис. 3.12). При этом температура формирования алмазов среднеазотной популяции VI с повышенной долей азота в В-форме сопоставима с таковой алмазов низкоазотной популяции III.

Как видно из рис. 3.12, для популяций алмазов типов I–V характерно последовательное уменьшение общего содержания азота в кристаллах с увеличением температуры алмазообразования. Данная тенденция не вытекает из уравнения Аррениуса, а может быть объяснена закономерностями природного алмазообразования – уменьшением общего содержания азота в среде с глубиной. Действительно, согласно диаграмме В. Р. Тэйлора [313] (см. рис. 1.9), одинаковая степень агрегации азота в высокоазотном алмазе достигается при меньшей температуре, чем в низкоазотном. Например, за один и тот же период времени (1 млрд лет) 50%-ная агрегация А-центров в В-центры в высокоазотном алмазе с  $N_{tot} \sim 2000$  at. ppm произойдёт при более низкой температуре, чем в низкоазотном кристалле с  $N_{tot} \sim 100$  at. ppm, – 1120 и 1200 °С соответственно. С другой стороны, уменьшение общего содержания азота с увеличением температур кристаллизации алмаза вплоть до максимально высоких, при которых появляются включения высокобарических минералов, свидетельствует о том, что главная причина повышения температур кристаллизации связана с естественным глубинным температурным градиентом. То есть изменение температуры косвенно указывает на изменение литостатического давления.

В качестве одной из причин уменьшения содержания азота в кристаллах рассматривается уменьшение изоморфной смесимости азот–углерод в кристаллах алмаза с глубиной. Если допустить образование алмаза с участием биогенной органики, о чём говорилось в главе 1, то её погружение на большие глубины сопровождается деструкцией с отщеплением азота, серы и других гетероатомов. Иначе говоря, процесс погружения углеродсодержащих толщ в более нагретые недра сопровождается динамотермальным метаморфизмом, «очищением» алмаза от примесей азота и одновременным увеличением степени его агрегации в кристаллах.

Типы популяций I–VI отличаются друг от друга не только по распределению азота в кристаллах и другим типоморфным свойствам, но и по распространённости в разных алмазоносных провинциях мира. По состоянию изученности на сегодняшний день типы I и V можно считать редкими, проявляющимися локально или в относительно небольших количествах. Типы II–IV и VI распространены на территориях разных платформ, при этом популяции алмаза типа VI преимущественно характерны для россыпных проявлений.

Подводя итог изложенному выше, кратко охарактеризуем основные типы популяций алмаза.

*Тип I* – с  $N_{tot}$  30–250 at. ppm и  $N_B$  85–95 %. Включает главные популяции алмаза из тр. Аргайл (Австралия) и месторождений района Жуина. В алмазах из трубок и россыпей этого района распространены включения «сверхглубинных» минералов: мейджорита, феррипериклаза и др. По данным работы [231], кристаллы типа I характеризуются в основном плоско-октаэдрическим и блоковым внутренним строением.

*Тип II* – с  $N_{tot}$  25–290 at. ppm и  $N_B$  61–81 %. Кристаллы этого типа широко распространены в трубках Южной Африки, причём в тех из них, где включения в алмазах представлены преи-

мущественно минералами эклогитовой ассоциации (Орапа, Джваненг, Премьер, Ягерсфонтейн). Большинство алмазов типа II имеют послойно-октаэдрическое внутреннее строение.

*Tun III* – с  $N_{tot}$  40–280 at. ppm и  $N_B$  23–52 %. Наиболее характерен для трубок Далдыно-Алакитского района Якутии. В месторождениях, где распространены кристаллы этого типа, алмаз ассоциирует главным образом с включениями минералов гипербазитов. Кристаллам алмаза типа III свойственно преимущественно послойно-октаэдрическое квазиоднородное или зональное внутреннее строение.

*Tun IV* – с  $N_{tot}$  400–960 at. ppm и  $N_B$  10–40 %. Широко представлен в месторождениях Мало-Ботуобинского района Якутии и на Урале. Алмазы из этих объектов содержат включения как ультраосновной, так и эклогитовой ассоциаций. При этом нередко в алмазах из одной трубки или россыпи включения ультраосновной и эклогитовой ассоциаций присутствуют в сопоставимых количествах (см. табл. 3.3). Наиболее часто кристаллы типа IV обладают послойно-октаэдрическим или секториально-зональным внутренним строением.

*Tun V* – с  $N_{tot}$  1390–1600 at. ppm и  $N_B$  20–30 %. Из всех изученных коренных месторождений кристаллы алмаза данного типа доминируют только в нескольких трубках Золотицкого поля Архангельской области. Минеральные включения в высокоазотных алмазах типа V из этих трубок очень редки, но все, по сведениям [60], относятся к эклогитовой ассоциации. Большинство кристаллов имеют волокнистое внутреннее строение. В россыпях кристаллы типа V встречены на севере Якутии, при этом они содержат минеральные включения эклогитовой ассоциации [65].

*Tun VI* – с  $N_{tot}$  380–810 at. ppm и  $N_B \sim 48$ –75 %. Часто встречается в россыпях Южной Америки. Кристаллы с подобным распределением азота сравнительно редки в кимберлитовых и лампроитовых трубках. Основные популяции алмаза отличаются по составу минеральных включений. В россыпях района Коромандель алмазы с включениями ультраосновной ассоциации преобладают над алмазами эклогитовой, а в россыпях районов Гуаниамо и Лос-Кокитос, напротив, доминируют кристаллы эклогитовой ассоциации.

Алмазные популяции разных типов по-разному распределены в разных кимберлитовых провинциях мира. Самые «высокобарические» и «высокотемпературные» кристаллы типа I превалируют лишь в некоторых месторождениях Южно-Американской и Австралийской платформ. Кристаллы типа II наиболее распространены на Африканской платформе. В Якутии, Архангельской области и Канаде более обычны кристаллы III и IV типов. Алмазы популяций типов V и VI в коренном залегании представлены главным образом в трубках Архангельской области.

Обобщив приведённые выше данные, отметим, что популяции типов I, II, VI, характеризующиеся высокой степенью агрегации азота ( $N_B > 50$  %), преимущественно распространены в трубках и россыпях Африканской, Южно-Американской и Австралийской платформ, которые относят к материковой литосфере Гондваны. Популяции алмаза с пониженной степенью агрегации азота более типичны для месторождений Сибирской, Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, относящихся к Лавразии.

### 3.5. Обобщённая характеристика типоморфных свойств алмазов из месторождений алмазоносных провинций мира на основе базы данных

При общей характеристике кристаллов алмаза из месторождений разных платформ мира дополнительно использованы авторские и литературные данные по изотопному составу углерода, минеральным включениям в кристаллах, а также их внутреннему строению. Это позволило выявить общность и различие типоморфных свойств алмаза разных территорий.

Как показано ниже, в разных алмазоносных провинциях мира имеются популяции алмаза, сходные между собой по распределению азотных центров, типу внутреннего строения кристаллов и составу минеральных включений. Это указывает на сходные обстановки формирования соответствующих групп кристаллов в глубинах Земли.

*Алмазы Восточно-Европейской платформы.* Нами изучены кристаллы алмаза из основных месторождений Восточно-Европейской платформы: трубок Зимнего берега Архангельской области и россыпей Урала [21, 34, 60, 62, 167–170, 173, 174, 241]. Кроме того, проанализированы кристаллы из слабо алмазоносной трубки Кольского полуострова Ермаковская-7 (Терский берег) [252, 253].

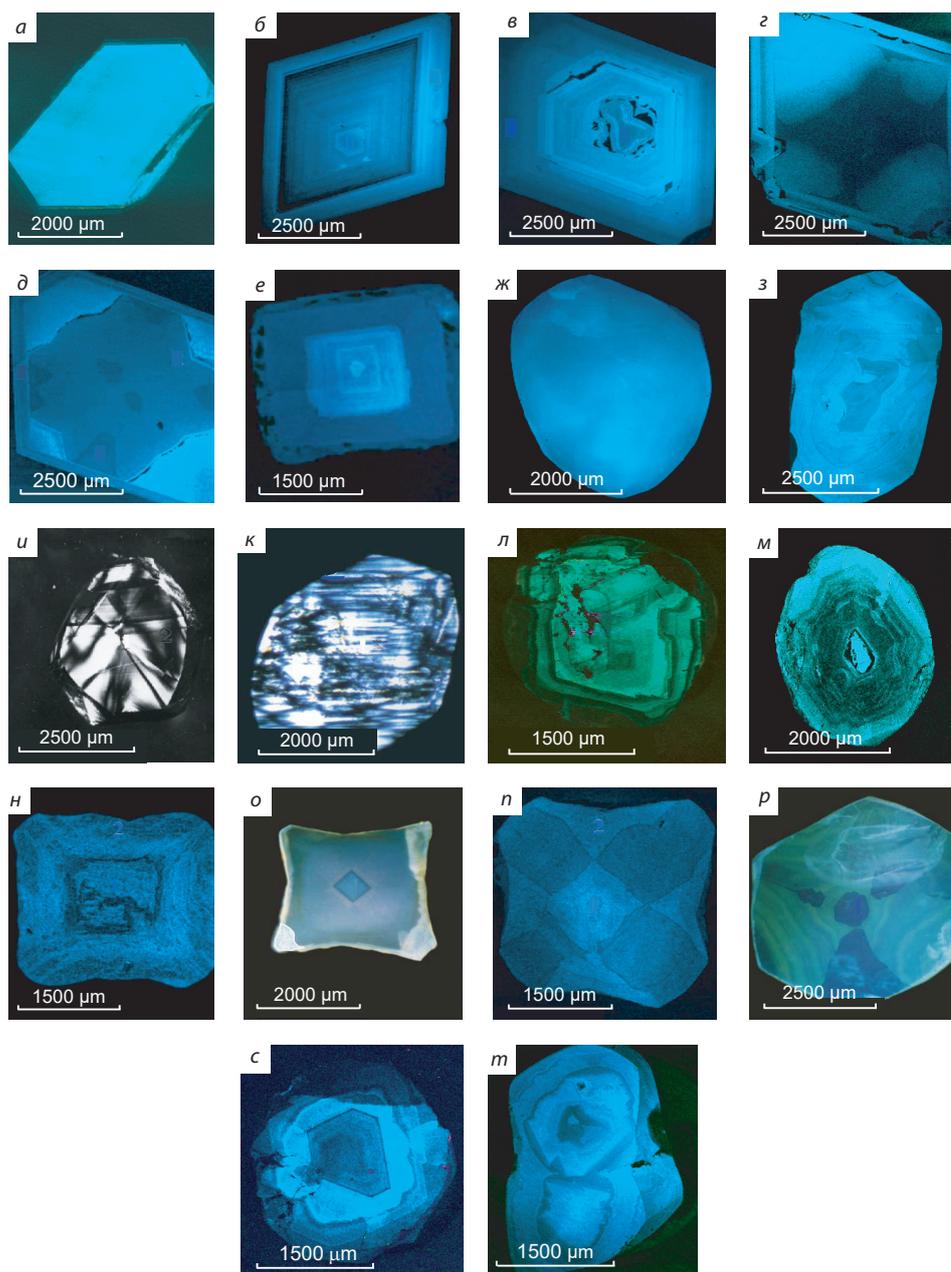
По распределению азотных центров (см. табл. 3.3) алмазы из трубок Зимнего берега очень разнообразны и представлены пятью типами популяций – II–VI. При этом кристаллы самой высокотемпературной популяции типа II характерны для трубок Кепинского поля (Степная, Юрасская).

Относительно низкоазотные алмазы популяций типов II и III представлены октаэдрами или додекаэдроидами с послойным октаэдрическим (иногда практически однородным) внутренним строением (рис. 3.13, *a*), что указывает на их медленный рост в условиях термодинамической стабильности алмаза [27]. Среди этих кристаллов распространены индивиды с минеральными включениями ультраосновной ассоциации, характеризующиеся пониженным содержанием лёгкого изотопа углерода ( $\delta^{13}\text{C} \sim -3,5 \text{‰}$ ) [60].

Среднеазотные кристаллы в основном представлены октаэдрами с дитригональной формой граней, додекаэдроидами и переходными между октаэдром и додекаэдроидом формами. Внутреннее строение всех этих кристаллов послойно-октаэдрическое [167, 174]. В отличие от низкоазотных кристаллов среднеазотные относительно обогащены лёгким изотопом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4$  до  $-10 \text{‰}$ ) и содержат минеральные включения эклогитовой ассоциации [60]. Высокоазотные кристаллы – тетрагексаэдроиды и додекаэдроиды – имеют чрезвычайно разнообразное внутреннее строение. Для них типично преимущественно волокнистое внутреннее строение, обусловленное нормальным механизмом роста. Весьма характерны секториальные структуры, возникшие в результате смешанного механизма роста (см. рис. 3.13, *p*), или специфическое зональное строение в связи с неоднократной сменой механизма роста кристалла (см. рис. 3.13, *c*). Нередко также отмечается наличие октаэдрических индивидов более ранней генерации внутри кристаллов с волокнистым строением (см. рис. 3.13, *m*), что указывает на двухэтапный рост этих кристаллов. По составу минеральных включений и изотопному составу углерода высокоазотные кристаллы близки к среднеазотным [60].

Средне- и высокоазотные кристаллы алмаза в основном распространены в трубках Золотицкого поля, где обнаруживается контрастная смена типов популяций. При этом высокоазотные кристаллы популяций типа V типичны для трубок Поморская и Архангельская, а среднеазотные типов IV и VI – для трубок им. Ломоносова, Первомайская, Кольцов-

Рис. 3.13



**Рис. 3.13. Характерные картины внутреннего строения кристаллов алмаза октаэдрического (а-е), ромбододекаэдрического (ж-м) и кубического (н-т) габитусов из трубок и россыпей Якутии, Архангельской области, Урала:**

а – квазиоднородного послыно-октаэдрического, № G1; б – послыно замкнутого октаэдрического, № M1; в – с центральной кубоидной областью, № M4; г и д – с центральной секториальной структурой, № U2 и № U3 соответственно; е – с чередованием зон с послыным и волокнистым строением и центральным зародышем-обломком, № G2; ж – квазиоднородного послыно-октаэдрического, № NU11; з – волокнистого с волнистой границей фронта роста, № NU19; и – секториального, № NU15; к – блокового, № K3; л – преимущественно послыного полицентрического, № K7; м – с чередованием зон с послыным и волокнистым строением и центральным включением обломка алмаза, № K6; н – волокнистого зонального, № U6; о – волокнистого с центральной послыно-октаэдрической областью, № K4; п – комбинированного волокнистого в центральной области и секториального (волокнистое + послыно-октаэдрическое) на периферии, № U8; р – секториального, № K5; с – с неоднократным чередованием зон с послыным и волокнистым строением, № K20; т – волокнистого по периферии и с центральными включениями «алмаз в алмазе», № K22. Изображённые кристаллы охарактеризованы в табл. 2.1.

ская, Снегурочка, им. Карпинского-1. В Золотицком поле алмазы из трубок месторождения им. Ломоносова (им. Карпинского-1, Поморская, Архангельская, им. Ломоносова) представлены популяциями типов III–V, тогда как низкоалмазоносные трубки, расположенные на его флангах, – популяциями типа VI (рис. 3.14; см. табл. 3.3).

Рис. 3.14

Кристаллы алмаза из россыпей Северного Урала, относящиеся к популяциям типа IV, обнаруживают сходство со среднеазотными кристаллами из трубок Зимнего берега. Это сходство проявляется не только в распределении азотных центров, но и во внешней форме (додекаэдриды, реже комбинационные кристаллы ряда октаэдр – додекаэдрид) и внутреннем строении, преимущественно послойно-октаэдрическом (см. рис. 3.13, ж). Для части округлых алмазов Северного Урала, как и для алмазов Архангельской области, характерны сочетание зон с прямолинейным и волнистым фронтами роста (см. рис. 3.13, з), а также секториальное строение (см. рис. 3.13, и), обусловленное смешанным механизмом роста.

По нашим данным [62], среди алмазов из уральских россыпей преобладают (> 92 %) кристаллы с изотопным составом углерода (от –4 до –10 ‰). Состав минеральных включений в алмазах Урала соответствует эклогитовой (40 % от всех алмазов с включениями) и ультраосновной ассоциациям. В россыпях Среднего Урала также доминируют среднеазотные алмазы, но они представлены двумя популяциями типов IV и VI. Последняя обнаруживает сходство с главной популяцией алмаза из трубок Первомайская, Кольцовская и Снегурочка Золотицкого поля.



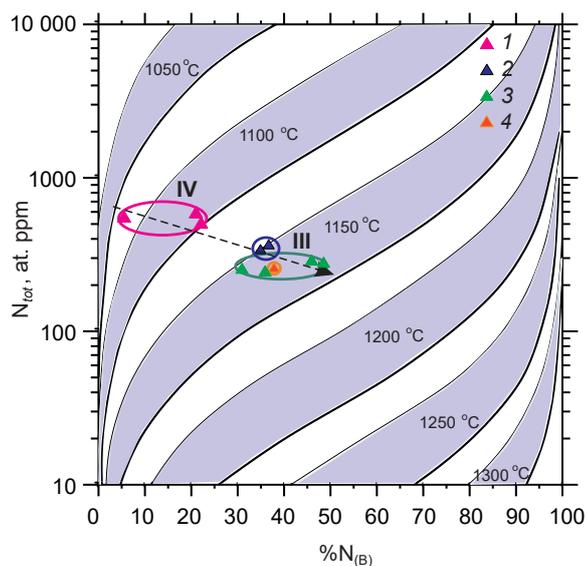
**Рис. 3.14. Неоднородное распределение алмазных популяций разных типов в трубках Золотицкого поля Архангельской области:**

трубки, относящиеся к месторождению им. Ломоносова, показаны розовым цветом, остальные – серым; III–VI – типы главных и второстепенных (в скобках) популяций

Алмазы из тр. Ермаковская-7 Кольского полуострова (Терский берег) [252, 253], относящиеся к популяциям типа IV, близки к алмазам из убогоалмазоносных трубок Юраская и Волчья Зимнего берега (см. табл. 3.3).

*Алмазы Сибирской платформы.* На Сибирской платформе изучены алмазы из трубок и россыпей Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского, Муно-Тюнгского районов Центрально-Сибирской субпровинции, а также Анабарского, Приленского, Среднеолёнского и Нижнеленского районов Лено-Анабарской субпровинции (см. табл. 3.3). Алмазы разных районов в пределах Центрально-Сибирской субпровинции чётко различаются по комплексу типоморфных признаков. В трубках и россыпях Мало-Ботуобинского района преобладают кристаллы популяций типа IV. Это главным образом октаэдрические индивиды с ритмичным послойным октаэдрическим (см. рис. 3.13, б) и зонально-секториальным (см. рис. 3.13, г, д) внутренним строением. Небольшая часть из них (< 10 %) содержит минеральные включения ультраосновной и эклогитовой ассоциаций. В трубках Далдыно-Алакитского района преимущественно распространены низкоазотные кристаллы

популяций типа III (см. табл. 3.3). Они представлены по большей части слоистыми ромбододекаэдрами с послойно-октаэдрическим нередко слабоконтрастным внутренним строением. Доля минералов ультраосновной ассоциации во включениях значительно больше, чем эклогитовой. Хотя в целом алмазы двух самых крупных промышленно-алмазоносных районов Якутии – Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского – отличаются по распределению азотных центров, между популяциями кристаллов сопоставляемых районов имеется сходство. Так, второстепенная популяция алмазов из трубок Мало-Ботуобинского района, представленная низкоазотными индивидами типа III, сходна с главной популяцией алмазов Далдыно-Алакитского района. С другой стороны, в трубках Далдыно-Алакитского района присутствует второстепенная популяция среднеазотных кристаллов типа IV, сходных с алмазами, распространёнными в Мало-Ботуобинском районе. Например, среди алмазов из четырёх эклогитовых ксенолитов тр. Удачная (коллекция



**Рис. 3.15. Распределение азотных центров в кристаллах алмаза из эклогитовых ксенолитов тр. Удачная:**

1–4 – образцы Ud67 (1), Ud28 (2), Ud31 (3), Ud25 (4); тонкая и жирная линии – «условный возраст» алмаза, 1 и 3 млрд лет соответственно

А. В. Уханова) автором обнаружены обе вышеупомянутые популяции кристаллов (рис. 3.15). Так, кристаллы из ксенолитов Ud25, 28 и 31 относятся к низкоазотной популяции (тип III), а кристаллы из ксенолита Ud67 – к среднеазотной (тип IV).

Выделенные популяции алмаза характеризуются не только различным распределением азота в кристаллах, но и отличаются друг от друга по гранулометрии, морфологии, внутреннему строению, составу минеральных включений в кристаллах. Например, в тр. Мир среди кристаллов размером  $-2+1$  мм доля алмазов низкоазотной популяции типа III составляет около 50 % при крайне незначительном их количестве среди кристаллов размером  $-4+2$  мм.

С другой стороны, среди алмазов из тр. Удачная Далдыно-Алакитского района нередко встречаются кристаллы с зонально-секториальным внутренним строением, сформировавшиеся в результате смешанного механизма роста (см. рис. 3.13, д). Такие кристаллы относятся к среднеазотной популяции типа IV, широко проявленной среди алмазов из трубок Мало-Ботуобинского района.

По распределению азотных центров, внутреннему строению и ультраосновному составу минеральных включений преимущественно ромбододекаэдрические кристаллы из тр. Заполярная и россыпей Муно-Тюнгского района сходны с кристаллами алмаза, преобладающими в трубках Далдыно-Алакитского района. В то же время, кристаллы, распространённые в тр. Поисковая обладают специфическими свойствами – высокой долей «безазотных» индивидов ( $N_A, N_B < 20$  at. ppm), повышенной долей В-дефектов и преобладанием минеральных включений эклогитовой ассоциации, что позволяет отнести их к популяциям типа II (см. табл. 3.3).

На Северо-Востоке Сибирской платформы в Лено-Анабарском междуречье находится самый крупный в России регион россыпной алмазоносности. По разнообразию азотных популяций россыпи сопоставимы с трубками Зимнего берега [171]. Так, в россыпи р. Верх-

нее Молодо Приленского района преобладают низкоазотные алмазы ромбододекаэдрического габитуса с пониженной степенью агрегации азота ( $N_{tot}$  50–320 at. ppm, % $N_B$  15–45), относящиеся к популяциям типа III. В Анабарском районе в россыпи р. Верхний Маят, а также в тр. Малокуонапская преобладают ромбододекаэдрические среднеазотные кристаллы популяций типа IV с минеральными включениями преимущественно эклогитовой ассоциации.

Кроме того, в россыпях Северо-Востока Сибирской платформы выделяются ещё две популяции кристаллов: V и VI типы, которые до настоящего времени не установлены среди алмазов из трубок Якутии. Обе специфические популяции кристаллов обнаружены в верхнетриасовых отложениях (вторичный коллектор) Нижнеленского района, а также в россыпях Анабарского района. Одна из этих популяций (тип VI) представлена среднеазотными алмазами ( $N_{tot}$  390–580 at. ppm) с повышенной степенью агрегации азота ( $N_B \sim 50\%$ ), другая (тип V) – высокоазотными кристаллами ( $N_{tot} > 1100$  at. ppm) с пониженной степенью агрегации примеси ( $N_B \leq 35\%$ ). Особенности алмазов обеих популяций, прежде всего, высокоазотной, являются изотопно-лёгкий состав углерода с  $\delta^{13}C$  от  $-17,8$  до  $-25,0$  ‰ [153] и доминирование минеральных включений эклогитовой ассоциации [65].

Таким образом, на Сибирской платформе алмазные популяции распределены неоднородно, причём намечается латеральная с элементами концентричности зональность их размещения (рис. 3.16). Алмазы популяций типа II установлены в центральной части платформы в тр. Поисковая Муно-Тюнгского района, а также в тр. Молодость-1 Далдыно-Алакитского района. Южнее и севернее они окружены популяциями типа III, которые распространены в большинстве трубок Далдыно-Алакитского района и в тр. Ленинград Среднеоленёкского. По мере удаления от центральной части платформы тип III сменяется типом IV, представленным на юго-западе алмазными популяциями из трубок Мало-Ботубинского района, а на северо-востоке – из тр. Малокуонапская Анабарского района.

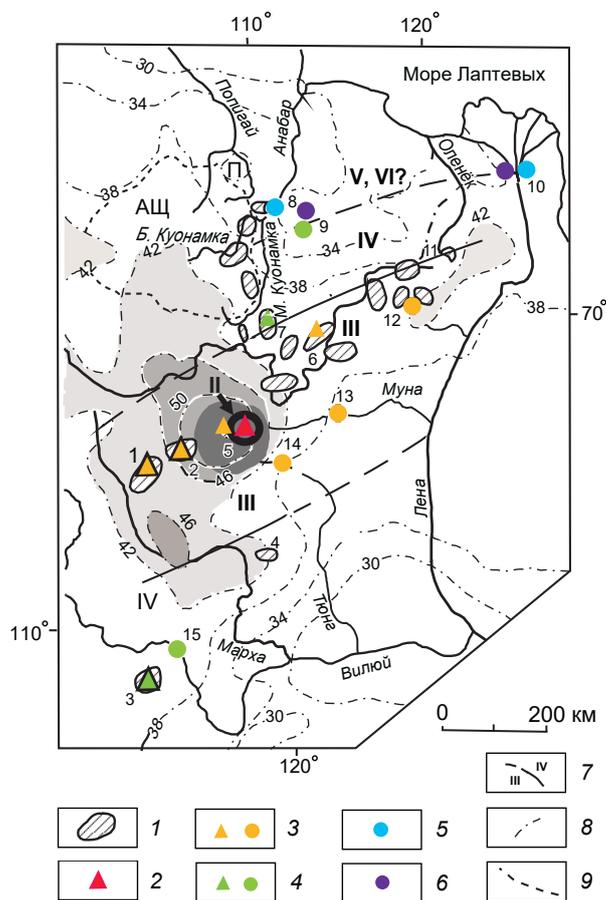


Рис. 3.16

**Рис. 3.16. Зональное размещение главных популяций алмаза и мощность кристаллической земной коры Якутии:**

1 – кимберлитовые поля [65]; 2–6 – типы главных популяций алмаза II–VI в трубках (треугольники) и россыпях (кружки), выявленные в алмазоносных полях; 7 – зоны с типами популяций, обозначенных римскими цифрами; 8 – изопахиты земной коры, км [120]; 9 – контур Анабарского щита (АЩ); кимберлитовые поля: 1 – Алакит-Мархинское, 2 – Далдынское, 3 – Мирнинское, 4 – Накынское, 5 – Мунское, 6 – Укукитское (Восточно-Укукитское), 7 – Куранахское; поля россыпей: 8 – Нижнеэбеляхское, 9 – Верхнеэбеляхское, 10 – Нижнеленское, 11 – Кютюнгинское, 12 – Молодо-Далдынское, 13 – Среднемунское, 14 – Верхнетюнгское, 15 – Ботубинско-Вилуйское; П – Попигайская структура взрывных брекчий; оттенками серого цвета выделены области с повышенной мощностью земной коры

*Африканская платформа* – крупнейшая алмазоносная провинция мира. К числу наиболее известных месторождений принадлежат трубки ЮАР, Ботсваны, Лесото, Анголы, Зимбабве, Конго, а также россыпи Намибии, Гвинеи, Ганы и др. Самым алмазоносным и промышленно значимым регионом является южная часть Африки. Распределение азота в алмазах этой территории хорошо изучено и детально охарактеризовано в работах [129, 188, 196, 197, 200, 212–216, 302, 304, 313].

Типоморфные свойства алмазов из трубок Премьер, Венеция, Финш, Ягерсфонтейн, Коффифонтейн, Робертс Виктор (ЮАР), Орапа, Джваненг (Ботсвана), Сесе, Мурова (Замбия) и россыпей Намибии (Южная Африка), Ганы (Западная Африка), Гвинеи охарактеризованы в настоящей работе с использованием литературных данных (см. табл. 3.3). Как видно из таблицы, в трубках Африканской платформы преобладают низкоазотные алмазы популяций типов II и III, а в подчинённых количествах присутствуют среднеазотные алмазы популяций типа IV. Помимо этого, алмазы популяций типов IV и VI встречаются в россыпях Намибии.

Большинство алмазов популяций типа II представлено округлыми индивидами или осколками неопределённой формы. Среди включений в этих кристаллах отмечаются минералы как ультраосновной, так и эклогитовой ассоциаций. Подобные алмазы преобладают в трубках Ягерсфонтейн, Коффифонтейн, Премьер, Венеция, Орапа и Джваненг, а также в россыпи Канкан (Гвинея, Центральная Африка). Следует подчеркнуть, что преимущественно округлые кристаллы из этой россыпи характеризуются изотопно-тяжёлым составом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от 0 до  $-5\text{‰}$ ) и наличием минеральных включений «сверхглубинных» минералов (феррипериклаза, мейджорита и др.).

Алмазы популяций типа III в основном представлены кристаллами октаэдрического габитуса. Среди включений в этих кристаллах наиболее распространены минералы ультраосновной ассоциации. Подобные алмазы наиболее часто встречаются в трубках Финш, Робертс Виктор, россыпях Намибии (одна из трёх популяций) и россыпи Биррим (Гана, Западная Африка). В россыпи Биррим присутствуют «безазотные» (около 40 % от общего количества) и низкоазотные кристаллы с включениями ультраосновной ассоциации, изотопно-тяжёлым составом углерода с  $\delta^{13}\text{C}$  от 0 до  $-5\text{‰}$  [304].

К алмазам популяции типа IV относятся кристаллы в виде октаэдров, ромбододекаэдров и переходных форм, содержащие минеральные включения главным образом эклогитовой ассоциации. Они представляют собой второстепенные популяции алмазов в трубках Орапа, Джваненг, Премьер, Венеция, а также часть алмазов из россыпей Намибии (см. табл. 3.3). Согласно литературным данным [188], популяции алмаза из трубок Зимбабве Сесе и Мурова также можно отнести к типу IV, причём кристаллы имеют сложное внутреннее строение, обусловленное дискретностью условий роста алмаза. Последняя проявляется сменой нормального механизма роста кристалла на тангенциальный или смешанного на тангенциальный [188]. Алмазы популяций типа VI, содержащие включения эклогитовой ассоциации, найдены только среди алмазов из россыпей Намибии, при этом в кимберлитовых трубках Африки такие кристаллы не установлены.

Таким образом, характерными особенностями африканских алмазов по сравнению с алмазами Восточно-Европейской и Сибирской платформ являются большая распространённость низкоазотных популяций типа II и отсутствие высокоазотных популяций типа V.

*Алмазы Австралийской платформы.* Первые находки алмазов на территории Австралии сделаны ещё в XIX в. и связаны с россыпями Нового Южного Уэльса (Юго-Восточная Австралия). В конце прошлого столетия в Западной Австралии была открыта богатейшая алмазоносная лампроитовая тр. Аргайл. В настоящее время в результате интенсивных поисково-разведочных работ выявлены десятки кимберлитовых и лампроитовых трубок в

Западной, Северной и Южной Австралии, Новом Южном Уэльсе. Данные по распределению азота и другим свойствам австралийских алмазов отражены в серии публикаций [99, 104, 204, 208, 209, 234, 308, 316].

В лампроитовой тр. Аргайл преобладают низкоазотные кристаллы популяций типа I (см. табл. 3.3), обладающие коричневой окраской и нередко содержащие включения эклогитовой ассоциации. Среди кристаллов размером  $> 0,8$  мм, извлекаемых при промышленной отработке, подавляющее большинство представлено додекаэдроидами [158].

Среди алмазов из кимберлитовых тел K2, K3 и K7 в Южной Австралии преобладают низкоазотные и «безазотные» индивиды типа IIa с  $N_{tot} < 200$  at. ppm [308], из которых порядка 50 % близки по распределению азота к алмазам тр. Аргайл. При этом в некоторых из «безазотных» кристаллов обнаружены включения «сверхглубинных» минералов (феррипериклаз + MgSi-перовскит).

Кимберлитовая тр. Эктор расположена в восточной части Северо-Австралийского кратона. Алмазы трубки принадлежат к популяциям типа III и представлены мелкими кристаллами размером  $< 1$  мм, среди которых доминируют бесцветные октаэдры; в более крупном классе возрастает доля додекаэдроидов.

Алмазы из россыпей Нового Южного Уэльса разнообразны по свойствам. В россыпях Бингара и Веллингтон наиболее распространены среднеазотные алмазы популяций типа VI, содержащие минеральные включения эклогитовой и ультраосновной ассоциаций. В россыпи Коуптон алмазы преимущественно низкоазотные (популяции типа III) с преобладанием минеральных включений эклогитовой ассоциации.

Итак, среди алмазов из месторождений Австралии значительную часть составляют кристаллы с низким содержанием структурной примеси азота и высокой степенью его агрегации. Алмазы лампроитовой тр. Аргайл и кимберлитовых тел K2, K3 и K7, относящиеся к популяциям типа I, – самые высокотемпературные по сравнению с алмазами других месторождений континента [313]. Судя по наличию включений феррипериклаза и MgSi-перовскита, часть их этих алмазов сформировалась на очень больших глубинах. Отметим, что алмазные популяции типа I на Восточно-Европейской и Сибирской платформах не установлены.

*Алмазы Северо-Американской платформы.* Основные месторождения алмаза Северной Америки сосредоточены на территории Канады. Нами изучено распределение азота в алмазах тр. ДО-27 провинции Слейв. Данные по алмазам из трубок Пойнт-Лейк и Панда этой провинции, а также по алмазам из расположенных в южной части Канады тр. K-252 (штат Альберта) и вулканитов Вава (штат Онтарио) заимствованы из работ [194, 210, 306, 309, 315, 322]. Трубки Панда, Пойнт-Лейк и ДО-27 находятся в центральной части провинции, причём тр. Панда – севернее, а тр. ДО-27 – южнее тр. Пойнт-Лейк. Алмазы трубок Пойнт-Лейк, Панда и ДО-27, представленные преимущественно октаэдрическими индивидами, принадлежат к популяциям типов II, III и IV соответственно. Кроме того, алмазы трубок ДО-27 и Панда отличаются друг от друга по кристалломорфологии и составу минеральных включений. Так, среди кристаллов тр. ДО-27, содержащих преимущественно включения эклогитовой ассоциации, доля додекаэдроидов больше, чем среди алмазов тр. Панда, характеризующихся включениями ультраосновного типа.

Согласно имеющимся в литературе данным [194], алмазы главной популяции тр. Панда по распределению азота и составу минеральных включений сходны с алмазами тр. Дивик, также расположенной в центральной части провинции (между трубками Пойнт-Лейк и ДО-27). Кроме того, по кристалломорфологии и распределению азота алмазы главной популяции тр. Панда сопоставимы с алмазами тр. Джеричо, находящейся в северной части провинции Слейв. Однако последние обладают специфическими типоморфными свойст-

вами: минеральные включения относятся преимущественно к эклогитовой ассоциации и имеют аномально лёгкий изотопный состав углерода  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-41$  до  $-23$  ‰ [217].

Алмазы из вулканитов Вава на юге Канады соответствуют популяциям типа III, как и алмазы главной популяции из тр. Панда, но отличаются от последних составом минеральных включений (см. табл. 3.3). На юге Канады также расположена тр. К-252, содержащая преимущественно округлые алмазы с включениями эклогитовой ассоциации. В трубке доминируют низкоазотные кристаллы популяций типа II. Подобные кристаллы распространены в трубках Пойнт-Лейк (главная популяция) и Панда (второстепенная популяция). Второстепенная популяция алмазов из тр. К-252 – высокоазотная типа V. Как отмечалось выше, кристаллы высокоазотной популяции присутствуют в трубках Золотицкого поля Архангельской области и в россыпях севера Якутии.

Итак, в трубках Канады установлены популяции алмаза типов II, III, IV и в подчинённом количестве типа V. Первая из них наиболее широко представлена среди алмазов из трубок Африканской платформы, последняя (относительно редкая) встречена в трубках Восточно-Европейской и россыпях севера Сибирской платформ.

*Алмазы Южно-Американской платформы.* На протяжении многих десятилетий в Южной Америке разрабатываются многочисленные россыпные месторождения алмазов. Значительная их часть сосредоточена на территории Бразилии и Венесуэлы. За последние 20 лет в ряде районов россыпных проявлений были открыты алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки и силлы. К числу наиболее известных месторождений Бразилии принадлежат россыпи района Коромандель и расположенные в нескольких сотнях километров к северо-западу от него россыпи и кимберлитовые трубки района Жуина. Один из крупнейших промышленно-алмазоносных районов Южной Америки Гуаниамо находится в Венесуэле.

Нами изучено распределение структурных примесей в алмазах (~ 1000 кристаллов) из многих месторождений Бразилии и Венесуэлы, что нашло отражение в серии публикаций [242–244, 246–249, 251].

В целом для алмазов из крупных промышленно-алмазоносных районов Южной Америки Гуаниамо, Лос-Кокитос, Коромандель и Жуина характерна повышенная степень агрегации азота в кристаллах ( $\%N_B > 50$ ). Средние значения степени агрегации азота в кристаллах из россыпей возрастают от алмазов района Коромандель ( $\%N_B$  от 51 до 63) к алмазам района Гуаниамо и Лос-Кокитос ( $\%N_B$  от 63 до 73) и далее к кристаллам из россыпей и кимберлитовых трубок района Жуина ( $\%N_B$  от 85 до 92). Большинство алмазов районов Коромандель и Гуаниамо – среднеазотные и относятся к популяциям типа VI. Алмазы района Жуина, соответствующие популяциям типа I, выделяются среди всей совокупности не только высокой степенью агрегации азота в кристаллах, но и крайне низким общим его содержанием, не превышающим 100 at. ppm. При этом во всех трубках и россыпях района преобладают «безазотные» индивиды типа IIa. Большинство алмазов популяций типа I из трубок и россыпей района Жуина характеризуются изотопно-тяжёлым «мантийным» составом углерода  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-7$  до  $-2$  ‰. Их специфическими особенностями также являются необычный состав минеральных включений и своеобразное внутреннее строение. Значительная часть включений представлена мейджоритовым гранатом, феррипериклазом, кальциевым и магниевым силикатами со структурой перовскита и другими высокобарическими минералами, которые, вероятно, образовались на очень больших глубинах. Внутреннее строение кристаллов – послойно-октаэдрическое или волокнистое – характеризуется блоковыми, «брекчиевидными» структурами (текстурами) и многочисленными полосами пластической деформации (рис. 3.17). Все это говорит о специфических условиях образования алмазов этого типа в эклогитовой и ультраосновной средах.

Рис. 3.17

Несмотря на то что по распределению азота алмазы районов Коромандель и Гуаниамо отнесены нами к одному типу, они различаются по составу «минералов-узников» и изотопному составу углерода. Так, минеральные включения в кристаллах из россыпей района Коромандель в основном принадлежат к ультраосновной ассоциации, а из районов Гуаниамо и Лос-Кокитос – к эклогитовой. Изотопный состав углерода алмазов района Коромандель – «нормальный мантийный», а алмазов районов Гуаниамо и Лос-Кокитос – аномально изотопно-лёгкий. Это указывает на то, что сопоставляемые алмазы сформировались в сходных термодинамических условиях, но в разных средах – соответственно ультраосновной и основной.

На крайнем западе Бразилии, в штате Рондония, известны россыпи Мачадо-Ривер, расположенные в 200 км западнее района Жуина. В них распространены округлые алмазы, содержащие примерно в равной пропорции включения «сверхглубинных» минералов, а также минералов, типичных для эклогитовой и ультраосновной ассоциаций [189]. Кристаллы алмаза с включениями «сверхглубинных» минералов представлены «безазотными» индивидами, характеризуются специфическим внутренним строением и обогащённостью тяжёлым изотопом углерода  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-1,7$  до  $-0,3$  ‰. Наличие трёх популяций алмаза в россыпях Мачадо-Ривер свидетельствует об их разных глубинных источниках. Один из них подобен источнику алмазов района Жуина.

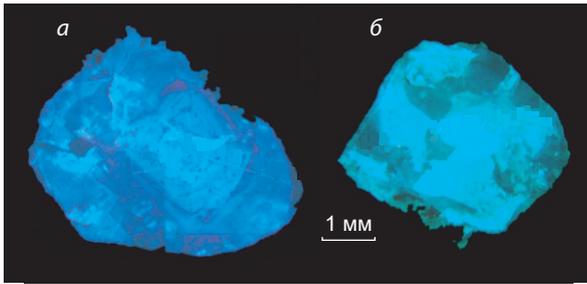
Помимо описанных популяций алмаза, к западу от района Жуина в кимберлитовых трубках кластера Каролина (штат Рондония) распространены алмазы среднеазотной популяции с  $N_{tot}$  500–800 at. ppm и агрегацией азота в В-форме от 20 до 55 % [233], соответствующие популяциям типа IV. Среди них преобладают округлые кристаллы алмаза, из которых около трети имело изотопно-лёгкий состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  до  $-27$  ‰). Сходные по распределению азота кристаллы встречены в россыпях района Диямантина [199], расположенного восточнее района Коромандель.

Таким образом, в россыпях и трубках Южно-Американской платформы преобладают три типа алмазных популяций – I, IV и VI. По распределению азотных центров в кристаллах и некоторым другим типоморфным свойствам южноамериканские алмазы наиболее близки к австралийским (популяции типов I, III и VI).

*Алмазы Хино-Корейской (Китайско-Корейской) платформы.* Литературные данные по алмазоносности и свойствам алмазов из месторождений Китая немногочисленны. Большая часть алмазоносных кимберлитов (залегających в форме трубок, даек, силлов) и лампроитов приурочена к его северным областям (Северо-Китайская платформа). Главные алмазоносные трубки локализованы здесь в северо-восточной части провинции Лаонин (тр. Бинхай) и в провинции Шаньдун (тр. Шенгли). На юго-востоке Китая в провинции Фусянь также имеются кимберлитовые тела. Данные по распределению азота и некоторым свойствам алмазов одной из трубок этой провинции приведены в работе [191].

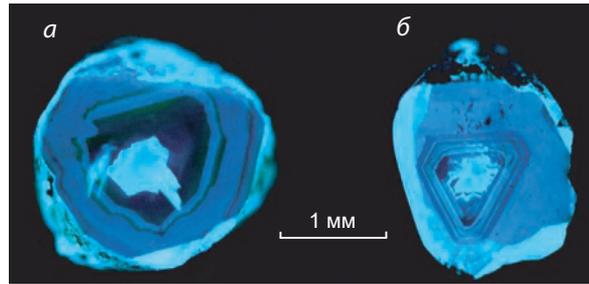
Среди алмазов высокоалмазоносной тр. Шенгли преобладают додекаэдровиды «уральского» типа, составляющие около 70 % от общего числа кристаллов, а в среднеалмазоносной тр. Бинхай помимо додекаэдровидов распространены комбинационные кристаллы переходной от октаэдра к ромбододекаэдру формы (~ 30 % от общего количества) и ламинарные октаэдры (~ 10 % от общего количества) [41]. Алмазы тр. Бинхай росли преимущественно по тангенциальному механизму, а часть алмазов тр. Шенгли сформировалась в результате смены (иногда неоднократной) тангенциального и нормального механизмов роста [262]. На нормальный механизм указывают извилистые границы зон роста во внешней области кристалла (рис. 3.18, а). Алмазы трубок Шенгли и Бинхай характеризуются «мантийным» изотопным составом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-5,8$  до  $-2,4$  ‰) [262]. Среди включений в алмазах преобладают минералы ультраосновной ассоциации. По распределению азота намечаются две

Рис. 3.18



**Рис. 3.17. Внутреннее строение кристаллов алмаза из россыпей Рио-Сорисо района Жуина:**

*a* – преимущественно послойное; *б* – волокнистое, блоковое, по [231]



**Рис. 3.18. Внутреннее строение кристаллов алмаза из трубок Китая:**

*a* – Шенгли, провинция Шаньдун; *б* – Бинхай, провинция Лаонин, по [262]

популяции кристаллов типов V и IV, что сближает алмазы трубок Шенгли и Бинхай и алмазы из трубки Золотицкого поля Зимнебережного района Архангельской области.

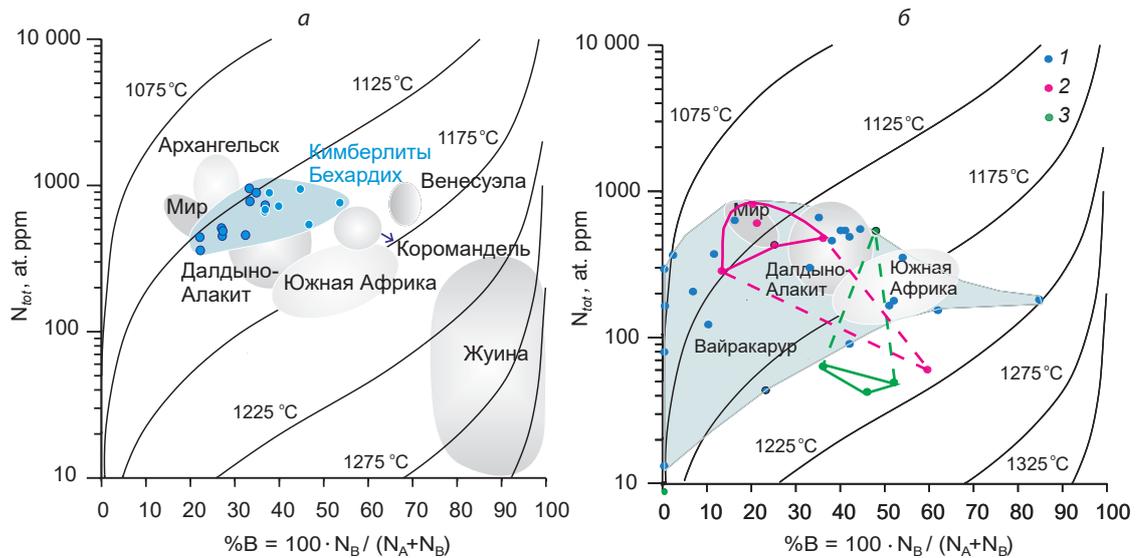
В тр. № 50 провинции Фусянь алмазы относятся к популяциям типа VI, которые ранее были установлены в трубках Золотицкого поля. При этом по изотопному составу углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-7$  до  $+1$  ‰) и типу минеральных включений (преимущественно ультраосновная ассоциация) алмазы трубки близки к алмазам Северного Китая [191].

На территории Мьянмы (Бирма) алмазы найдены в 70-х годах прошлого столетия. Первоначально они были обнаружены в россыпи Момейк на севере страны в 200 км к северо-востоку от города Мандалай. Позднее были открыты россыпи Тонко (Центральная Мьянма) и Зейндо на юге Мьянмы. В россыпях Момейк и Зейндо преобладают среднеазотные кристаллы популяций типа IV [323]. Они представлены в основном округлыми кристаллами ромбододекаэдрического габитуса, преимущественно содержащими включения минералов ультраосновной ассоциации. Согласно предварительным данным, популяция алмазов из этих россыпей сопоставима со среднеазотной популяцией алмазов из трубок Северного Китая.

По сравнительно немногочисленным данным по алмазам Хино-Корейской платформы, среди них можно выделить популяции типов IV, V и VI. Коренные проявления алмазных популяций типов V и VI достоверно установлены только в Золотицком поле Архангельской области. Это может свидетельствовать о сходстве специфических глубинных условий образования алмазов Восточно-Европейской и Хино-Корейской провинций.

*Алмазы Индостанской платформы.* Алмазоносные россыпи в Индии разрабатываются с доисторических времен, тогда как коренные алмазоносные породы установлены лишь в прошлом столетии. Они локализованы в Центральной, Восточной и Южной провинциях. Известным месторождением алмаза в Центральной провинции является лампроитовая тр. Маджгаван. Нами исследовались алмазы кимберлитового кластера Бехардих, находящегося в кимберлитовом поле Майнпур (Восточная провинция), а также алмазы кимберлитового поля Вайракарур (Южная провинция) на основе коллекций, предоставленных индийскими геологами [263, 264, 283, 284].

Свойства алмазов Индостанской платформы, судя по незначительному числу публикаций на эту тему, сравнительно мало изучены. Сведения, касающиеся распределения азотных центров в алмазах из трубок кимберлитовых полей Майнпур и Вайракарур, ранее ограничивались данными по единичным кристаллам. Наши исследования несколько расширяют имеющиеся представления и позволяют сравнить алмазы из месторождений Индии с алмазами из других регионов.



**Рис. 3.19. Распределение азотных центров в алмазах из кимберлитов кластера Бехардик (а) и кимберлитов (1), конгломератов (2) и гравелитов (3) поля Вайракарур (б):**

изотермы проведены с учётом условного возраста алмазов 1 млрд лет; для сравнения даны усреднённые параметры распределения азота в алмазах из различных регионов мира

Кластер Бехардик состоит из шести кимберлитовых тел, алмазы которых в зависимости от гранулометрии разделяются на две группы: размером < 1 мм – преимущественно октаэдры и более крупные – обломки октаэдров и додекаэдров. На основании изучения распределения азотных центров в 16-ти кристаллах алмазы предварительно отнесены к популяциям типа IV. Поле Вайракарур включает четыре группы кимберлитовых тел, из которых отобраны 26 кристаллов алмаза. Среди них додекаэдровиды и октаэдры представлены примерно в равной пропорции при значительном относительном содержании (27 %) индивидов неправильной формы. По распределению азота среди алмазов поля Вайракарур преобладают среднеазотные кристаллы с пониженной степенью агрегации примеси (популяция типа IV), сопоставимые с алмазами кластера Бехардик (рис. 3.19; см. табл. 3.3). Такие же среднеазотные популяции с относительно пониженным содержанием азота в В-форме распространены среди алмазов в трубках Центральной Якутии, Архангельской области и некоторых других районов (см. рис. 3.19; табл. 3.3).

Рис. 3.19

Таким образом, главная и второстепенная популяции алмаза, выделенные по распределению азотных центров в кристаллах, служат обобщённой характеристикой алмазов конкретного геологического объекта – трубки или россыпи.

Типы алмазных популяций, включающие множество популяций, обладающих сходным распределением азота в кристаллах, отражают разнообразные условия алмазообразования в недрах Земли. Изучение закономерностей размещения популяций различных типов на территории платформ может быть источником информации об особенностях глубинной структуры алмазоносной провинции.

## 4. Геодинамика алмазообразования и минерагенические следствия

Рассмотренные в предшествующих главах условия образования и размещения популяций алмаза дают большой информационный материал для более глубокого понимания тектоники фундамента платформы, геодинамических условий его формирования и минерагении. Выявление этих условий дополняется исследованием влияния тектонических напряжений на механизм роста и морфологию кристаллов алмаза. Соединение вещественных и геодинамических условий развития алмазоносной минерагенической провинции позволяет наметить первичную структуру алмазоносного пространства в мантии, что может служить основой для построения прогнозно-минерагенических моделей.

### 4.1. Латеральная зональность размещения разноглубинных популяций алмаза в минерагенической провинции

Вопросы размещения алмазов и кимберлитов на платформах ранее были затронуты в разных аспектах. Н. Н. Зинчуком и В. Н. Коптилем проводилось районирование Сибирской платформы, основанное на комплексном массовом изучении минералогии и типоморфных свойств алмаза [65], а В. П. Афанасьевым с соавторами [1] проанализировано размещение морфогенетических типов алмазов на этой территории. Ф. В. Каминский [72] наметил зональность в размещении алмазов разного габитуса, а также различных по составу кимберлитов и родственных им пород. Позже зональность размещения кимберлитов разного возраста и их позиция относительно тел щелочных пород были рассмотрены Р. Митчеллом [277].

Характеристикой латеральных особенностей строения алмазоносной провинции в её общей геологической модели может служить зональное распределение в ней типов популяций алмаза. Распределение типов популяций в алмазоносной провинции Якутии было рассмотрено нами в работе [164] и показано на рис. 3.16 предшествующей главы. В основу построения схемы зональности положено размещение главных популяций алмаза из трубок и россыпей разных полей и районов Якутии, указанных в табл. 3.3. По сравнению с более ранней публикацией [164] границы зон популяций уточнены в соответствии с работами [10, 11]. На северо-востоке и юго-западе провинции границы зон не замкнуты из-за отсутствия представительных данных по популяциям.

Наиболее высокотемпературные для Сибири популяции типа II присутствуют в палеозойских трубках – Поисковая Муно-Тюнгского района и Молодость-1 Далдыно-Алакитского района. Эти территории совпадают с резким возрастанием (до 57 км) вертикальной мощности кристаллической земной коры, по данным А. В. Манакова [120]. В поле распространения популяций типа III, окружающем популяции типа II, кимберлиты имеют разный возраст: большая часть – палеозойский, меньшая – мезозойский. Популяции типа IV расположены в двух зонах – севернее и южнее поля популяций типа III. В северной зоне преобладают кимберлиты мезозойского возраста, а в южной – палеозойского. Популяции типов V и VI установлены только в мезозойских россыпях севера Якутии. Природа алмазов в этих россыпях до настоящего времени остаётся дискуссионной, в связи с чем граница между популяциями типов IV и V (VI) намечена условно.

Наличие в одной зоне популяций алмазов, принадлежащих к кимберлитам с разным возрастом извержений, свидетельствует о том, что тип алмаза не связан непосредственно с возрастом кимберлитового вулканизма, а определяется температурными особенностями среды, в которой до этого рос.

Особо следует обратить внимание на симметричную двустороннюю с элементами концентричности, а не одностороннюю латеральную зональность популяций алмаза по отношению к центральной части платформы. Увеличение температур алмазообразования с севера и юга к центру платформы противоречит представлениям о зарождении кимберлитов в связи с субдукцией единой плиты или серии разновозрастных плит, погружавшихся под фундамент Сибирской платформы только с одной, юго-западной, стороны, как предполагал О. М. Розен с соавторами [118]. Двусторонней зональности соответствует модель зон субдукции, обрамляющих конвективную ячею в виде сжатых синклиналей, погружающихся от периферии к центру фундамента платформы. Такая модель подробно рассмотрена в разделе 4.4 после изложения фактического и теоретического материала, служащего предпосылкой её создания. Здесь она упоминается с точки зрения единства вещественного и геодинамического аспектов алмазоносной системы.

Алмазы одной трубки до попадания их в кимберлиты могли быть образованы в разных по составу слоях мантии, но потом они совместно поднимались в верхние слои литосферы, а далее к земной поверхности при кимберлитовом вулканизме. Оценить температуру, глубину и последовательность залегания алмазоносных эклогитизированных базитов и ультрабазитов в мантии можно с помощью выделения популяций алмаза, содержащих минеральные включения эклогитовой или ультраосновной ассоциаций среди кристаллов одной трубки. Фактический материал для такого анализа накоплен по алмазам африканских трубок Премьер, Орапа, Финш, Венеция, Ягерсфонтейн и Коффифонтейн [212, 214–216, 317].

В связи с тем, что в земной коре при нормальном залегании толщ внизу располагаются ультрабазиты, а выше – габброиды и базальты, то по относительной температуре кристаллизации содержащихся в них алмазов можно в пределах одной трубки судить о нормальном или перевёрнутом залегании ультрабазит-базитовой ассоциации, из которой были вынесены алмазы при кимберлитовом вулканизме. Плейт-тектоническая модель Б-субдукции не предусматривает опрокинутого (перевёрнутого) залегания погружённой офиолитовой ассоциации. В отличие от неё в модели А-субдукции толщи в нижнем крыле субдукционной синклинали залегают нормально, а в верхнем крыле – с перевёрнутой последовательностью.

Как было показано в главе 3, в одной и той же трубке, например в африканской тр. Премьер, могут одновременно присутствовать две популяции алмазов эклогитовой ассоциации, относящиеся к типам IV и III, – Э-2 и Э-1 соответственно (см. рис. 3.7). Обогащённые азотом относительно низкотемпературные (менее глубинные) алмазы с включениями типа Э-2 сформировались, по-видимому, в толще метаморфизованных базальтоидов земной коры, которые обогащены экзогенными азотсодержащими компонентами, в том числе органикой. Обеднённые азотом алмазы с включениями типа Э-1 образовались, соответственно, среди габброидов, относительно бедных азотом и органикой.

В группе трубок Венеция, по данным работы [317], алмазы содержат преимущественно минеральные включения ультраосновной ассоциации и относятся к популяциям типа II, как и алмазы с включениями эклогитовой ассоциации (Э-1), присутствующие в подчинённом количестве (табл. 4.1).

По сравнению с ними алмазы с включениями эклогитовой ассоциации Э-2 являются более низкотемпературными и принадлежат к популяциям типа IV. Размещение алмазных

Табл. 4.1

**Табл. 4.1. Характеристика выборок кристаллов алмаза с включениями из трубок Южной Африки, по [212, 215, 216, 317]**

Свойства выборок алмаза	Трубки							
	Премьер (n = 90)			Венеция (n = 263)			Ягерсфонтейн (n = 28)	
	Э-2	Э-1	У	Э-2	Э-1	У	Э-1	У
Распространённость, %	39	39	22	4	7	88	53	47
$N_{tot}$ , at. ppm	832 ± 189	102 ± 45	51 ± 50	724 ± 149	290 ± 145	250 ± 161	123 ± 107	114 ± 109
%N <sub>B</sub>	39 ± 24	47 ± 19	42 ± 24	28 ± 21	66 ± 31	68 ± 19	68 ± 24	39 ± 29
Тип популяции	IV	III	III	IV	II	II	II	III

Примечание. Значения  $N_{tot}$  и %N<sub>B</sub> – средние по каждой выборке с учётом стандартного отклонения; n – число кристаллов с включениями в каждой трубке.

популяций, сформировавшихся в апобазальтовых слоях выше популяций, возникших среди апогабброидов, может указывать на нормальное залегание толщ земной коры в зоне субдукции.

Иная картина характерна для алмазов из тр. Ягерсфонтейн (см. табл. 4.1), в которой алмазы с включениями эклогитовой ассоциации Э-1 (популяции типа II) более высокотемпературные, чем кристаллы с включениями ультраосновной ассоциации (популяции типа III). То есть алмазы из тр. Ягерсфонтейн зарождались, по-видимому, в субдуцированных толщах, находившихся в перевёрнутом залегании: под ультрабазитами были расположены эклогиты. Таким образом, нарушение закономерной последовательности залегания толщ расслоенного комплекса базитов и ультрабазитов (нижняя часть коры – мантия) может отражать возможные осложнения геологической структуры толщ в глубинной зоне.

Формирование субдукционной синклинали приводит к стрессовой обстановке в её ядре. Направление стресса перпендикулярно осевой поверхности складки. Это приводит к региональному метаморфизму и может отражаться на особенностях морфологии, внутреннего строения и механизма роста кристаллов алмаза, приводить к деформациям кристаллов в ходе их роста при субдукции. Не претендуя на основательную разработку затронутой проблемы, остановимся на этих особенностях более подробно.

## **4.2. Следы тектонических напряжений, отражённые в морфологии и механизме роста кристаллов алмаза**

Модели глубинной алмазоносной среды, её фазового состояния и геологической структуры, предложенные разными исследователями, опираются главным образом на петрологическую интерпретацию пород, в которых встречены алмазы и их минералы-спутники, а также на общие геодинамические представления. Условия кристаллизации алмаза реставрируются на основе экспериментальных данных о температуре и давлении устойчивости алмаза, изоморфизма минералов-спутников, изотопной геохимии углерода и примесей, а также истории роста (онтогении) кристаллов. Особенности морфологии и механизма роста кристаллов алмаза, а также распределения в их объёме структурных примесей и дефектов дают возможность получить информацию о существовавших локальных тектонических напряжениях в субдуцированных на большие глубины толщах, где происходило алмазообразование. Обратит внимание на возможность влияния тектонических

полей напряжений на условия кристаллизации алмаза побуждает, кроме всего прочего, то, что зоны субдукции являются тектонически активными. В них неоднократно происходят движения геологических масс в течение длительного времени. Упускать из внимания возможность влияния геодинамики алмазоносной среды на морфологию и структуру кристаллов алмаза вряд ли правомерно.

Существенную помощь в понимании синростовых локальных полей напряжений может оказать изучение онтогении кристаллов алмаза. Прежде всего, многие онтогенетические особенности алмаза указывают на его кристаллизацию в твёрдой среде. В связи с этим представления о том, что алмаз – продукт кристаллизации магм (не только кимберлитовых, но и базитовых, и ультрабазитовых), являются дискуссионными.

Проблема соотношения условий кристаллизации алмазов и их типоморфных свойств с тектоническими полями напряжений имеет давнюю историю, но при этом слабо освещена в литературе.

В петрографии известен принцип Рикке, согласно которому грань кристалла, подвергающаяся нормальному сжатию, стремится к растворению или замедлению роста, а перпендикулярная к ней грань быстрее нарастает. Это явление объяснялось Н. А. Елисеевым [58], Х. Рамбергом [116] большей свободной энергией атомов и молекул на сжимаемой поверхности грани по сравнению с той же энергией на поверхности, перпендикулярной к первой. Данный фактор вызывает анизотропию роста кристалла в различных направлениях, что отражается на его габитусе в соответствии с универсальным законом – принципом диссимметрии Кюри. Согласно этому принципу, любой развивающийся объект (в частности, растущий кристалл) сохраняет лишь те свойства элементарной симметрии, которые оказываются общими как для него, так и для среды, в которой он развивается.

Следует обратить внимание на ещё одну особенность напряжённого состояния. Х. Рамбергом введено понятие энергетического потенциала формы тела в градиентном поле напряжений. Если неизометричное тело находится в градиентном поле напряжений, то оно стремится уменьшить свой энергетический потенциал либо путём поворота так, что его наиболее длинная ось займёт положение перпендикулярно к наибольшему градиенту, либо изменит, соответственно, свою форму. Потенциал формы – главный фактор, обуславливающий ориентацию минеральных зёрен в тектонитах [116]. То же явление отмечается в обстановке регионального метаморфизма толщ, при котором наибольший градиент напряжений совпадает со стрессом.

Одной из причин, по которой не ставился вопрос о роли стресса при кристаллизации алмаза, является, по-видимому, то, что долгое время господствовало представление о кристаллизации алмаза из расплава. В связи с этим в литературе по геологии и минералогии алмазов и их спутников практически всё внимание сосредоточено на всестороннем давлении, которое сопоставляется с литостатическим давлением и соответствующей глубиной образования минералов.

Вывод о кристаллизации алмаза в твёрдой среде при метаморфизме впервые был сделан Г. Мейером и Ф. Бойдом [275]. Вместе с тем, Г. Мейер допускал связь кристаллизации алмаза с событиями расплавления и метасоматоза, в которых участвовали растворённые  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  [272]. К выводу о кристаллизации алмаза в твёрдом субстрате пришёл Б. А. Мальков, считая, что кристаллы алмаза в литосферной мантии растут подобно идиобластам других минералов в метаморфических породах. Более того, так как алмазы растут в твёрдой анизотропной среде, то внешняя симметрия кристаллов в большинстве случаев ниже истинной кубической [101].

Материалы исследований других авторов подтверждают концепцию приуроченности алмазов к динамометаморфизованным породам мантии. Так, в статье [113] описывается

катаклазированный дистеновый эклогит из тр. Удачная (Якутия). Эклогит, имеющий состав 70 % граната, 25 % клинопироксена, 5 % дистена, рассланцован. В образце обнаружены два кристалла алмаза – октаэдрический (3,5 × 3,5 мм) и кубический (0,35 × 0,40 мм), а также графит без признаков его вторичности. Рассланцованные зёрна клинопироксена подверглись перекристаллизации с образованием крупных монокристаллов, сохранивших форму раздавленных и вытянутых в одном направлении зёрен. Приводятся наиболее вероятные условия образования данной породы с сосуществующими алмазом и графитом при температуре 1010 °С и давлении 45 кбар. Авторы статьи полагают, что в мантии, в локальных наиболее холодных областях, стрессовые давления могут достигать существенных значений в области устойчивости алмаза. Минеральные особенности эклогита, а именно наличие дистена и натрийсодержащего граната, можно отнести к метаморфизму низких температур и высоких давлений (по А. Миясино [105]).

На региональный метаморфизм глубинных пород до попадания их в кимберлиты указывают данные Б. Харта о том, что многие ксенолиты эклогитов, гранатовых перидотитов, оливинсодержащих пород со структурами перекристаллизации имеют флюидальные и ламинарные структуры течения [230]. Эти же структуры и текстуры в кимберлитах О. Г. Сорохтин с соавторами трактует как следы деформаций, возникшие благодаря трению пододвигаемых плит в зонах субдукции [141].

Накопленные за последние десятилетия многие факты о связи алмазообразования с субдукцией толщ земной коры требуют анализа не только с позиций литостатического давления на глубине, но и с позиций геодинамики, поскольку зоны субдукции являются тектонически сейсмоактивными на протяжении длительного времени. Как нами было показано [7], именно субдукция крупных геологических масс вызывает стресс с развитием кристаллизационной сланцеватости – главного свидетеля регионального динамотермального метаморфизма.

Кристаллы алмаза занимают особую позицию среди метаморфогенных геологических структур, определяемых всесторонним давлением и динамотермальным метаморфизмом. При этом всестороннее давление, в значительной мере соответствующее глубине погружения пород, отражается в минеральных фациях. Главным тектоническим выражением регионального динамотермального метаморфизма является формирование кристаллизационной сланцеватости. Тонкие сланцеватые пластинки («микролитоны» – термин Е. И. Паталахи) начинают развиваться параллельно двум максимальным касательным напряжениям. Движения микролитонов относительно друг друга отражают пластическую деформацию. В процессе её развития первоначальный угол между поверхностями скольжения вдоль касательных напряжений, составляющий около 90°, увеличивается, пока микролитоны не займут позицию, почти перпендикулярную к оси наибольшего сжимающего главного нормального напряжения  $\sigma_3$ . Далее происходит расплющивание микролитонов с уменьшением их мощности, создающее области выжимания там, где наиболее велика разность между максимальными ( $\sigma_3$ ) и минимальными ( $\sigma_1$ ) сжимающими напряжениями. Удлинение микролитонов компенсируется в областях нагнетания за счёт микроскладчатости и увеличения мощности микролитонов. В областях нагнетания разность между  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  минимальна, вплоть до её отсутствия. Естественно, что в область нагнетания устремляется наиболее подвижное вещество наименьшей вязкости. Это одна из характерных геологических структур регионального метаморфизма (рис. 4.1). При этом происходит чередование областей выжимания и нагнетания в разных масштабах их проявления. Неоднородности поля напряжений могут проявляться в очень малых объёмах, сопоставимых с размерами растущих минеральных зёрен.

Рис. 4.1

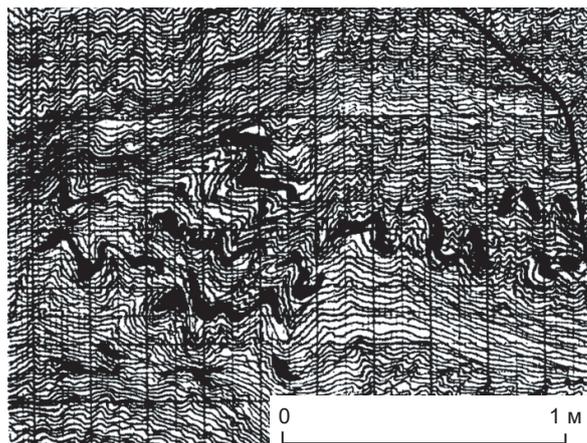
Роль метаморфогенных явлений выжимания-нагнетания в локализации алмазов иллюстрируют особенности месторождения Кумды-Коль. Для него отмечается характер-

ная черта – приуроченность основной части алмазов к гранатам [36]. В. А. Печников, считая происхождение алмазов этого месторождения метасоматическим [97, 111], приводит вместе с тем факты, которые могут указывать на кристаллизацию алмаза в условиях метаморфизма: алмазы тяготеют к участкам, где гнейсовидность пород проявлена меньше всего. Здесь происходит укрупнение минералов пород, обогащённых графитом и пиритом. Алмазы часто заключены в гранаты. Всё это характеризует области метаморфогенного нагнетания: здесь располагаются изотропные минералы кубической сингонии (алмаз, гранат, пирит), сюда же устремляются маловязкие легкоподвижные компоненты (углеродистое вещество). В отличие от вышечисленного чётко выраженная гнейсовидность отражает области выжимания. Зародыш алмаза формируется прежде всего в скалярной области, где отсутствуют или весьма малы тангенциальные напряжения. Там и образуется идеальная форма кубической сингонии – гексаэдр. Увеличение кристалла может привести к тому, что он выйдет за рамки скалярной области и на него начнут влиять тангенциальные напряжения, соответственно, меняя механизм роста.

Существующему представлению отдельных исследователей о кристаллизации алмаза из расплава при снижении температуры противоречит то, что не все природные кристаллы алмаза демонстрируют понижение температуры алмазообразования от центра к периферии. Как было показано нами ранее [242], в кристаллах с послынной октаэдрической зональностью на всём протяжении роста температура практически не меняется. Более того, в кристаллах кубического габитуса с волокнистым внутренним строением температура формирования внешней зоны по сравнению с центральной существенно выше. Судя по степени агрегации примесей азота, тенденция нарастания температуры при росте кубических кристаллов алмаза присутствует в трубках Удачная, им. Карпинского-1, им. Ломоносова (Зимний берег). Ранее этот эффект объяснялся кинетическими факторами [242], но, вероятно, формирование внешних областей кристалла происходило на стадии прогрессивного метаморфизма.

Относительно причин повышения температуры в недрах во время кристаллизации алмаза существуют разные точки зрения. В. С. Титков нагрев связывает с экзотермическим окислением глубинных флюидов при их взаимодействии с породами литосферы [148]. Такой трактовке природного процесса противоречит восстановительный, а не окислительный режим образования алмазов [122]. Представляется наиболее вероятным, что причиной повышения температуры в процессе роста алмаза может быть погружение алмазных толщ при субдукции в более нагретые части мантии, т. е. при прогрессивном метаморфизме [6].

Алмазы при кристаллизации очень чутко реагируют на разные внешние факторы не только изменением габитуса, но и появлением ряда других признаков, анализ которых может дать информацию об истории их развития.



**Рис. 4.1. Чередование метаморфогенных областей выжимания и нагнетания в субдуцированных толщах:**

*светлое* – кварц-серицитовые сланцы; *чёрное* – метаморфогенный кварц в областях нагнетания (левый борт р. Кубань, Северный Кавказ, документация А. Н. Барышева)

Особенности морфологии и внутреннего строения кристаллов алмаза широко известны. Достаточно полно они демонстрируются в атласах [60, 62]. Наиболее общими закономерностями являются преимущественно тангенциальный механизм роста с зональным послойным нарастанием граней у октаэдров и преимущественно нормальный механизм роста с волокнистым строением граней гексаэдров (кубов). Вместе с тем, в одном и том же кристалле алмаза встречаются сочетания разных механизмов роста. Эти сочетания рассматриваются как свидетельство неравновесных условий кристаллизации и как дискретность роста кристаллов во времени [45]. Среди приводимых в литературе факторов, влияющих на механизм роста алмаза, наиболее существенная роль отводится температуре и перенасыщению среды углеродом [27, 296]. Наряду с отмеченными факторами, весьма важное значение имеют особенности тектонического поля напряжений в среде, окружающей кристалл.

К свойствам кристаллов алмаза, отражающим их формирование в твёрдой среде при региональном метаморфизме пород, относятся:

- диссимметризация кристаллов (понижение симметрии), которая косвенно свидетельствует о кристаллизации не в изотропной среде, т. е. не в жидкой, расплавной или газовой. Диссимметризация кристаллов выражается не только в их внешней форме, но и во внутреннем строении, которое выявляется в алмазных пластинах с помощью метода катодной люминесценции (глава 3);

- наличие в центре кристаллов в качестве зародышей обломков алмаза ранней генерации;
- деформация алмаза во время роста с образованием трещин скалывания и отрыва.

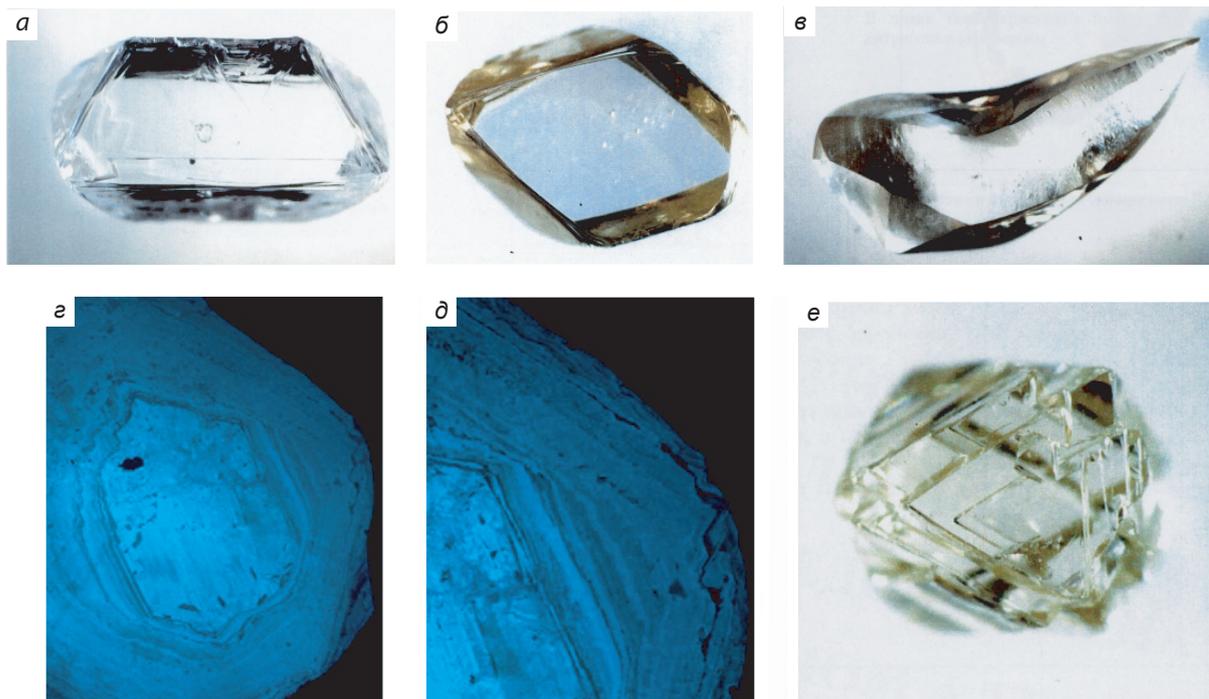
Рассмотрим эти особенности строения кристаллов алмаза подробнее.

*Диссимметризация кристаллов.* Напомним, что в неподвижном растворе или расплаве поле напряжений характеризуется шаровым тензором, иначе тензором нулевого ранга (скаляра), в котором нормальные напряжения одинаковы во всех направлениях, а касательные отсутствуют. В отличие от этого в твёрдой среде при наличии стресса поле напряжений характеризуется эллипсоидом (тензором первого ранга). Это поле может создавать в кристаллах асимметрию, которая выражается неоднородностями роста кристаллов в разных направлениях, особенностями формы и ориентировки кристаллов [57, 116].

Диссимметризация кристаллов алмаза наиболее отчётливо проявляется в их уплощённости (наиболее типично уплощение по оси  $L_3$ ), лишаящей его двух осей симметрии четвёртого порядка, соответствующих симметрии кристаллической решётки кубической сингонии. Тот факт, что октаэдры алмаза часто имеют уплощённую и сложно искажённую формы (рис. 4.2, *a–в*), косвенно указывает на кристаллизацию не в изотропной среде, т. е. не в газовой и не в растворе или расплаве.

Рис. 4.2

Диссимметризация может рассматриваться как с позиции разности свободной энергии на гранях в градиентном поле напряжений, так и с позиции потенциала формы (по Х. Рамбергу). На симметрию кристаллов может влиять не только разница между алгебраически наибольшим и наименьшим, но и между наибольшим и средним главными нормальными напряжениями. В этом случае будут наблюдаться как диссимметризация формы, так и разная скорость волокнистого нарастания граней вдоль осей алгебраически наибольшего  $\sigma_1$  и среднего  $\sigma_2$  главных нормальных напряжений. Такого рода явление отчётливо демонстрируется картиной катодолюминесценции пластины алмаза, вырезанной параллельно плоскости (110) (см. рис. 4.2, *г, д*). Алмаз на картине состоит из трёх зон, причём внешняя характеризуется преимущественно послойно-октаэдрическим строением, обусловленным тангенциальным механизмом роста. Внутренняя зона, также сформировавшаяся в результате тангенциального механизма роста, имеет удлинённую форму в сочетании с полосчатостью, ориентированной по удлинению. Структура промежуточной зоны свидетельствует



**Рис. 4.2. Различные искажения формы кристаллов алмаза, по [60, 62]:**

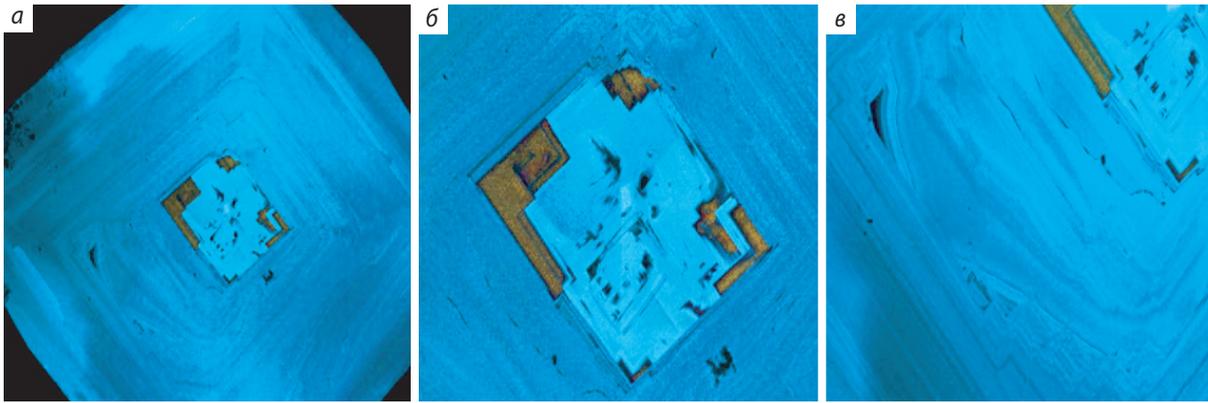
*а* – удлинение октаэдра (7,5 x 4 мм) по оси (110), на месте вершин рёбра, параллельные удлинению; *б* – сложное искажение октаэдра (5 x 3,5 мм) с неравномерным развитием граней; *в* – сложное искажение додекаэдроида (13 x 5 мм); *г* – картина катодоллюминесценции алмазной пластины, параллельной плоскости (110), и её фрагмент; *д, е* – смещение октаэдрических слоёв кристалла (2,5 x 2 мм) относительно друг друга в процессе его роста

о нормальном (волокнистом) росте. Вместе с этим рост кристалла в двух взаимно перпендикулярных направлениях происходит с разной скоростью.

В целом можно говорить о том, что механизм роста кристалла алмаза зависит от его ориентации в тектоническом поле напряжений. Другими словами, среди факторов, определяющих механизм роста кристалла, важны нормальные и касательные напряжения.

Не удивительно, что к механизмам роста в минералогии алмаза применяют те же термины, что и для характеристики напряжений. Для октаэдров преимущественно тангенциальный механизм роста, по-видимому, обусловлен тем, что ориентировка кристалла удовлетворяет принципу минимального потенциала формы в градиентном поле напряжений. Длинная ось зерна ориентирована перпендикулярно к оси алгебраически наименьшего (т. е. наибольшего сжимающего) главного нормального напряжения  $\sigma_3$ , а грани (111) естественно ориентированы близко к траекториям касательных напряжений  $\tau$ . Каждый слой в нарастающих гранях как бы сдвигается относительно более раннего слоя, характеризуя пластическую деформацию во время роста кристалла (см. рис. 4.2, *е*).

В отличие от октаэдров кубические кристаллы часто ориентированы так, что одна из граней, например (001), расположена перпендикулярно к оси  $\sigma_3$ . В этом случае другие грани – (100) и, возможно, (010) – находятся в положении, которое в литературе, рассматривающей метаморфизм, именуется «тенью давления». Это способствует нормальному механизму и ббльшей относительной скорости роста граней. Очевидно, не случайно в природе существует явление смешанного механизма роста (см. рис. 3.13, *г, д, и*), когда грань октаэдр-



**Рис. 4.3. Диссимметризация кристалла на одном из этапов его роста. Картина катодной люминесценции пластины (6 x 6 мм), вырезанной из алмаза параллельно плоскости (100):**

*a* – общий вид; *б, в* – увеличенные фрагменты, по [62]

ра алмаза растёт по тангенциальному механизму и одновременно с ней возникает дополнительная грань куба с нормальным ростом, с бóльшей концентрацией примесей. Иначе говоря, вещество алмаза, сдвинутое по грани октаэдра к периферии, попадает в область нагнетания, что сопровождается его волокнистым (нормальным) ростом.

Подобно тому как в метаморфических породах вокруг кристаллов в тенях давления нарастают минералы с повышенным содержанием подвижных компонентов (например конституционной воды), в нормально растущих гранях алмаза по сравнению с гранями с тангенциальным ростом концентрируется больше фазовых примесей и водородных центров. Включения веществ с разной вязкостью в кристаллах алмаза распределяются по-разному: газовой-жидкие компоненты устремляются в область с пониженным стрессом, характеризующую нормальным механизмом роста, а твёрдые могут оставаться в стрессовой ситуации и размещаться в зонах тангенциального послойного роста.

Однако могут быть и другие случаи. Если алмаз вместе с вмещающими породами повернётся в тектонически активной обстановке так, что две пары граней куба окажутся ориентированными параллельно касательным напряжениям, то их рост станет тангенциальным.

Или, к примеру, когда кристалл находится в области нагнетания, в изотропном поле напряжений, то все грани куба могут иметь нормальный механизм роста и, соответственно, волокнистую структуру слоёв.

В более редких случаях октаэдрические кристаллы могут оказаться в такой позиции, когда одни их грани будут ориентированы перпендикулярно к оси наименьших сжимающих напряжений  $\sigma_1$ , а другие – параллельно касательным напряжениям  $\tau$ . Такой позиции граней будут соответствовать разные механизмы роста. Более того, в разные периоды времени роста кристалла поле напряжений при тектоническом пластическом течении его окружения может изменяться, способствуя смене механизмов роста (рис. 4.3).

Рис. 4.3

Картины катодолуминесценции на рисунке показывают, что центральная часть кристалла характеризуется полицентрическим ростом октаэдра, не нарушающим общей симметрии.

В промежуточной области возникла диссимметризация: часть граней продолжила послойный рост, а перпендикулярные к ним противоположные грани стали расти по нормальному механизму. Внешнюю область октаэдра вновь характеризует симметричный послойный рост, который сформировал габитус острорёберного октаэдра. Диссимметризация промежуточной зоны свидетельствует о временном локальном изменении поля напряжений.

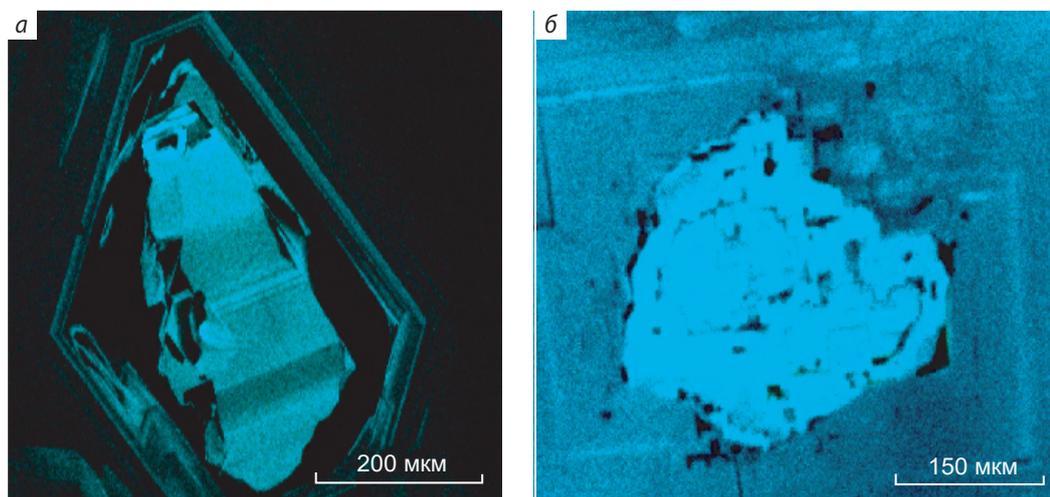
Изучение деталей внутреннего строения алмаза даёт дополнительную информацию о его кристаллизации в твёрдой среде.

*Включения в кристаллах алмаза обломков алмаза более ранней генерации.* Нередко в кристаллах природного алмаза имеются центральные включения, которые играют роль затравки для его дальнейшего роста. Один из самых распространённых видов затравки – кристалл или обломок алмаза более ранней генерации по отношению к «алмазу-хозяину». Это детально проиллюстрировано в работе В. К. Гаранина и Г. П. Кудрявцевой [45]. Из 3000 алмазных пластин, просмотренных ими с помощью метода катодолюминесценции, в 600 были распространены включения «алмаз в алмазе». Среди этих включений выявлены индивиды с поверхностями скола и кристаллографической ориентацией, отличной от «алмаза-хозяина». Наши исследования соответствуют этим данным. Как правило, алмаз-включение ранней генерации отличается по типу внутреннего строения и ориентировки в пространстве от «алмаза-хозяина» (рис. 4.4).

Рис. 4.4

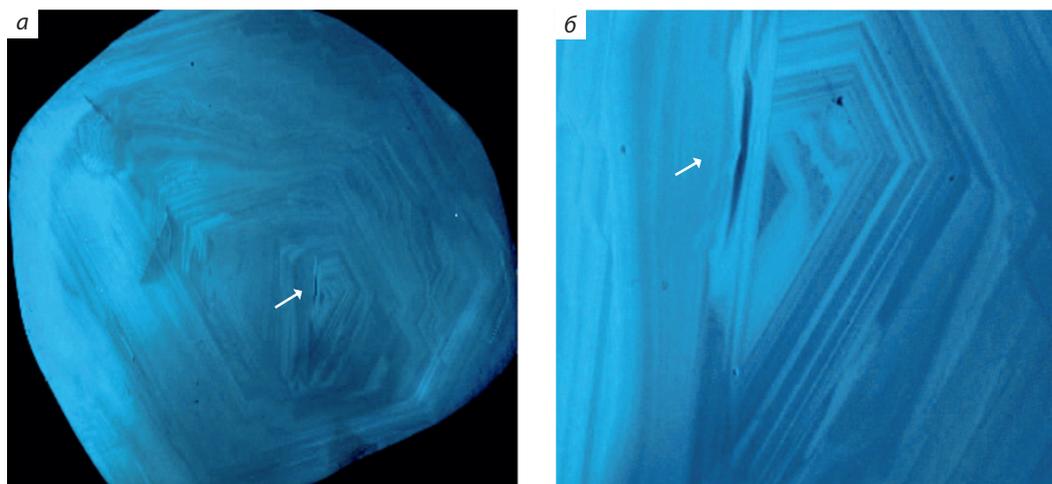
В ряде случаев форма центрального зародыша свидетельствует о его обломочной природе и, следовательно, о деформации в твёрдой среде, что могло произойти при землетрясении. Это согласуется с представлениями В. В. Бескрованова, который отмечал, что следы механических сколов, характерных для центральных областей кристаллов алмаза, указывают на высокую вязкость фазового состояния среды в главные этапы онтогенетического цикла алмаза [13]. К сходному выводу о кристаллизации алмаза в твёрдой среде пришли И. И. Кулакова и А. П. Руденко на основании отпечатков алмаза в кимберлитах, указывающих на сколы кристаллов в процессе их роста [95].

*Деформация алмаза во время роста с образованием трещин скалывания и отрыва.* Ростовые деформации в алмазе с образованием трещин скалывания и отрыва в кристалле фиксируются как весьма кратковременный перерыв однородного роста. Микросдвиговые деформации, не выходящие во внешнюю зону растущего кристалла, отмечались ранее А. В. Варшавским [33], В. В. Бескровановым [13], И. И. Кулаковой и А. П. Руденко [95] для алмазов из кимберлитов.



**Рис. 4.4. Центральное включение в алмазе – обломок кристалла алмаза:**

*а* – обломок с послойно-октаэдрическим внутренним строением, развёрнутый относительно «кристалла-хозяина», в октаэдрической внутренней зоне кристалла ромбододекаэдрического габитуса (№ 504) из тр. им. Карпинского-1; *б* – обломок кристалла алмаза с полицентрическим внутренним строением внутри октаэдрического кристалла (№ 7) из тр. им. Гриба (Архангельская область)



**Рис. 4.5. Картина катодной люминесценции пластины (5 x 5 мм), вырезанной из кристалла алмаза параллельно плоскости (110), по [62]:**

*а* – общий вид; *б* – увеличенный фрагмент; стрелкой показана трещина скалывания

Не менее наглядная картина проявления подобных деформаций встречена в алмазах из россыпей Урала (рис. 4.5). На начальном этапе кристалл рос как октаэдр с послойной зональностью, но был нарушен трещиной скалывания, пересекающей зоны центральной части. Трещина не параллельна ни одной из октаэдрических граней, из чего в свете зависимости механизма роста кристаллов от нормальных и касательных напряжений можно заключить, что перед её образованием произошло изменение ориентировки осей напряжений. В дальнейшем на поверхность отколовшейся части алмаз нарастал путём тангенциального механизма с зональностью, параллельной бывшей трещине скалывания. На завершающем этапе в результате окислительного растворения внешней зоны алмаза форма кристалла стала округлой [62].

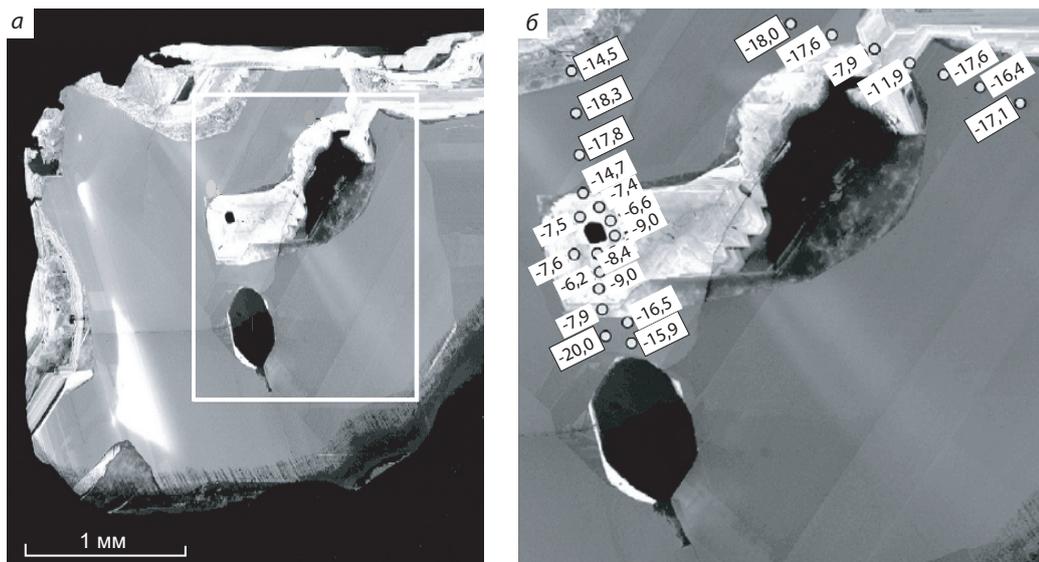
Рис. 4.5

Более существенные деформации кристаллов алмаза, приводящие к образованию трещин отрыва, наблюдаются относительно редко. На рис. 4.6 подобная трещина фиксируется по заливам алмаза более поздней генерации в разорванную внутреннюю часть кристалла ранней генерации, имеющего послойно зональное строение.

Рис. 4.6

Судя по различию  $\delta^{13}\text{C}$  в двух генерациях алмаза, кристаллизация ранней генерации происходила при избытке биогенных углеводородов, обогащённых лёгким изотопом углерода и, по-видимому, в ограниченном объёме. Далее в образовавшуюся в кристалле трещину отрыва произошло нагнетание вещества окружающей среды (источника алмаза), относительно обогащённой изотопно-тяжёлым карбонатным углеродом из-за расхода изотопно-лёгкого углерода.

Приведённые примеры достаточно наглядно демонстрируют, что кристаллизация алмаза происходила в твёрдой среде. Кроме того, они позволяют сделать вывод о том, что источником алмаза были не «гуляющие по мантии» флюиды с изотопно-лёгким углеродом, а локальные компактные «сгустки» его высоких концентраций, размещённые среди изотопно-тяжёлого карбонатного углерода. Данный вывод подсказывает путь подхода к давно поставленной, но не решённой проблеме прогнозирования кимберлитовых трубок с крупными алмазами. Практически бесперспективен их прогноз, так как невозможно предсказать наличие «сгустков» углеводородов, определяемых древнейшими редкими колониями биомассы в толщах, которые потом будут субдуцированы.



**Рис. 4.6.** Картина катодной люминесценции пластины, вырезанной из кристалла алмаза района Гуаниамо (Венесуэла), по [292, 294]:

*a* – трещина отрыва, «залеченная» алмазом более поздней генерации (белое), серое – алмаз ранней генерации, чёрные включения – гранат; *б* – увеличенный прямоугольный фрагмент пластины с данными локальных измерений изотопного состава углерода  $\delta^{13}\text{C}$  в двух генерациях алмаза

В рамках представлений о твёрдой среде алмазообразования и кристаллизации алмаза в условиях стресса можно дать объяснение многим особенностям структуры и текстуры минерала, таким как образование и кристаллографическая ориентация плейтлетс, а также резкая, иногда неоднократная смена механизма роста кристалла. Обе эти особенности труднообъяснимы с позиций расплавной среды алмазообразования.

Природа плейтлетс (англ. *platelets* – маленькие пластиночки) довольно редко обсуждается в геологической литературе. Между тем, один из основоположников тектонофизики М. В. Гзовский отмечал, что, кроме макро- и мегаскопического подходов к изучению деформаций, большое значение имеет микроскопический подход [49]. Он заключается в исследовании различных молекулярных процессов, приводящих к макроскопическому проявлению деформаций. В результате микроскопического изучения деформаций были выделены различные молекулярные процессы (механизмы) их осуществления. К ним, наряду с двойникованием, трансляцией, диффузией, дислокацией, перекристаллизацией, относится пластинкование. Пластинкование – относительное смещение двух соседних частей кристалла, подобное трансляции, но происходящее не вдоль ослабленной поверхности между ионными слоями, а в направлении, пересекающем такие поверхности. Этот механизм, открытый А. В. Степановым в 40-е годы двадцатого столетия, энергетически менее выгоден, чем трансляция, и, вероятно, по этой причине редко проявляется. Таким образом, пластинкование этимологически и по физической сути близко к англоязычному термину «плейтлетс», введённому позже в русскоязычную геологическую литературу.

Характеристика плейтлетс в алмазах дана нами в главе 1. Плейтлетс фиксируются методами электронной микроскопии [223] и ИК-спектроскопии в диапазоне волновых чисел между  $1358$  и  $1374\text{ см}^{-1}$ . При возрастании размеров плейтлетс им соответствуют меньшие волновые числа (большая длина волны). Плейтлетс представляют собой планарные дефекты (см. рис. 1.2), состоящие из межузельных атомов углерода, которые можно рассмат-

ривать как микродвиги в кристаллической решётке алмаза. При отжиге ( $T \sim 2400, 2600-2700$  °C и  $P \sim 8,5-9$  ГПа) алмаза типа IaV плейтлетс превращаются в дислокационные петли и воидиты, т.е. пустоты (см. рис. 1.2).

Генезис этих дефектов до настоящего времени остаётся дискуссионным. С одной стороны, концентрация плейтлетс часто взаимосвязана с концентрацией азота в В-форме в кристаллах, с другой – с механизмом их роста. Плейтлетс приурочены к пирамидам роста октаэдра с послойным строением (тангенциальный механизм роста) и отсутствуют в пирамидах роста куба с волокнистым строением (нормальный механизм роста). Примечательно, что в картинах электронной микроскопии форма и ориентировка плейтлетс (см. рис. 1.2) напоминают трещины, образующиеся при стрессе.

В соответствии с вышеизложенным можно заключить, что рассматриваемые дефекты характерны лишь для алмазов, сформировавшихся в условиях стресса, но не типичны для кристаллов, находящихся в скалярном поле напряжений (шаровой тензор), иначе говоря, плейтлетс связаны с деформацией, чему способствует стресс при субдукции.

С нашей точки зрения, в большинстве природных алмазов плейтлетс образуются в процессе роста кристаллов. Это подтверждается закономерным распределением этих дефектов в объёме кристалла, их приуроченностью к пирамидам роста октаэдра с послойным внутренним строением и взаимосвязью между содержаниями плейтлетс и азотных В-центров.

Другое сложно объяснимое явление – резкая неоднократная смена механизма роста кристалла. Если кристалл образуется в мантийном расплаве (т. е. по существу в закрытой системе), то трудно ожидать, что расплав претерпевал в подобной среде резкие изменения своих свойств, тем более неоднократные. Представления о кристаллизации алмаза в твёрдой среде дают простое объяснение этому весьма распространённому явлению. Его причиной может служить поворот растущего кристалла вместе с его пластически деформируемой вмещающей средой. При этом изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений в соответствии с принципом Кюри приводит к изменению формы кристалла и механизма роста его граней.

Таким образом, рассмотренные случаи позволяют заключить, что поле напряжений в среде кристаллизации является одним из факторов, влияющих на механизм роста алмазов и распределение в них структурных дефектов. Это необходимо учитывать при обосновании геодинамической модели алмазообразования.

### **4.3. Обзор и анализ существующих геодинамических моделей алмазообразования и формирования глубинной структуры источников кимберлитов**

В настоящее время существуют разные модели алмазообразования, опирающиеся главным образом на ту или иную геодинамическую концепцию. Не ставя перед собой задачу рассмотреть все модели, охарактеризуем те из них, в которые могут быть вписаны наши разработки по особенностям минералогии алмазов и пространственной позиции популяций. Такие концептуальные модели в последние годы получили широкое распространение в литературе и анализируются в минерагеническом аспекте [143].

Рассмотренные особенности алмазов, их ассоциации и соотношения со средой, в которой происходила их кристаллизация, должны находить место в геодинамических мо-

делях и служить факторами выбора наиболее приемлемой из них. Эти особенности следующие:

- углерод в алмазах – продукт реакции углеводородов и окисленных форм углерода, находившихся в древних толщах земной коры, которые подверглись субдукции на мантийные глубины. Характерной особенностью алмазообразования является значительная длительность пребывания на больших глубинах субдуцированных толщ земной коры;

- среди кристаллов с включениями эклогитовой ассоциации выделяются две группы с разными температурами алмазообразования, в то время как алмазы с включениями ультраосновной ассоциации относительно однородны в этом плане. Такое разделение алмазов эклогитовой ассоциации может быть обусловлено разным типом исходных пород алмазоносного субстрата, соответствующего габброидам (относительно низкоазотным) и базальтоидам (более высокоазотным);

- в алмазоносной провинции (например провинция Сибирской платформы) проявляется двусторонняя с элементами концентрации (эллипсоидная) латеральная зональность в размещении популяций алмазов. При этом наиболее высокотемпературные популяции располагаются в центре, а наименее – по периферии;

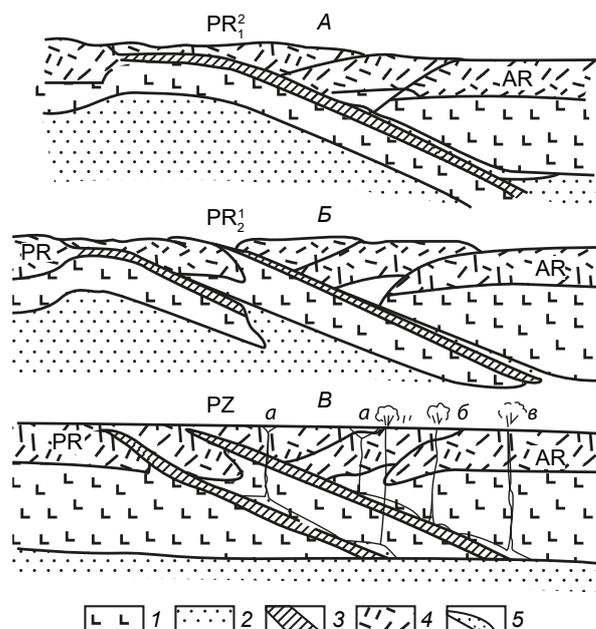
- диссимметризация кристаллов, неоднократное чередование в одном и том же кристалле зон с послойным и волокнистым строением являются признаками роста алмаза в условиях сред большой вязкости (практически твёрдых).

Изучаемые особенности отдельных кристаллов алмаза и его спутников отражают лишь условия их происхождения в частных геодинамических системах. Модель общих геодинамических систем алмазообразования требует учёта максимального числа факторов: минералогических, петрологических, общегеологических, тектонических, тектонофизических.

Учитывая что из года в год в литературе появляется большое число публикаций о формировании алмазоносной среды в связи с субдукцией толщ земной коры, необходимо напомнить, в чём сущность разных моделей субдукции и привести доводы в их обоснование.

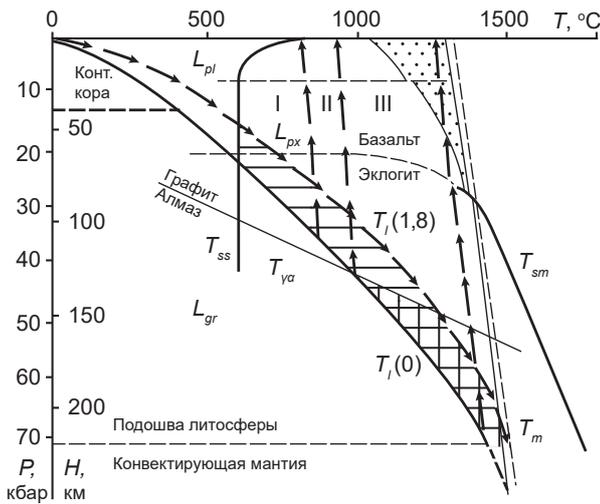
К важным различиям моделей относятся:

- морфология зон субдукции – они могут быть представлены в виде плоской плиты, изогнутой плиты с более пологим залеганием на глубине, интенсивно сжатой опрокинутой синклинали с закономерным осложнением её структуры;
- глубина проникновения зоны в мантию;
- связь зоны с тектоникой плит или с краевым эффектом мантийной конвекции (адвекции, диапиризма).



**Рис. 4.7. Процесс формирования глубинных расплавов щёлочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов, по [140]:**

A – конец раннего протерозоя; B – рубеж раннего и среднего протерозоя; B – рифей и фанерозой (образование щёлочно-ультраосновных интрузий (а), мелилитовых и карбонатитовых интрузий (б), алмазоносных лампроитовых и кимберлитовых субвулканических комплексов (в)); 1 – литосфера; 2 – астеносфера; 3 – раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими её железистыми осадками; 4 – континентальная кора (архей – ранний протерозой); 5 – глубинные расплавы



**Рис. 4.8. Условия выплавления щёлочно-ультраосновных и кимберлитовых магм, по [141]:**

$T_m$  – температура мантии;  $T_{sm}$  – температура солидуса мантийного вещества;  $T_{ya}$  – температура перехода графит-алмаз;  $T_i(0)$  – современная континентальная геотерма;  $T_i(1,8)$  – древняя геотерма, отмеченная нисходящими стрелками;  $L_{pl}$ ,  $L_{px}$  и  $L_{gr}$  – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов;  $T_{ss}$  – температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка – область существования щёлочно-ультраосновных и щёлочно-карбонатитовых расплавов; клеточная штриховка – область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроитов, кимберлитов и кальциевых карбонатитов; стрелки –  $PT$ -условия движения тяжёлых железистых осадков 2–1,8 млрд лет назад и подъёма магм в фанерозое; области формирования: щёлочно-ультраосновных интрузий (I), карбонатитов, мелилититов и безалмазных кимберлитов (II), алмазоносных кимберлитов и лампроитов (III); крап – область существования ювенильных (мантийных базальтовых) расплавов

сжатия на растяжение извергаются из глубин по трещинам с громадной скоростью (десятки метров в секунду), обеспечивающей сохранность алмазов от окисления. Полоса пород между выходом зоны субдукции к морскому дну и местом её погружения на глубины 150–200 км не содержит проявлений алмазов, так как здесь не создаётся давление для их образования.

В отношении роли субдуцированных толщ в качестве источника алмазов модель, предложенная О. Г. Сорохтиным и его соавторами, полностью соответствует результатам наших разработок. Вместе с тем, она не затрагивает процессы динамотермального метаморфизма при субдукции. Кроме общего замечания о смене сжатия на растяжение в процессе развития алмазоносной системы, тектонические поля напряжений в данной концепции не изучаются. Модель не подразумевает рассмотрение двусторонней латеральной зональности групп (в нашем случае популяций) алмазов в минерагенической провинции. В модели О. Г. Сорохтина последовательно субдуцируют один под другой два слэба (см. рис. 4.9), что может обеспечить позицию эклогитов под гипербазитами. Она реконструируется в отдель-

Модели различаются также по условиям и механизмам извлечения алмазоносной среды из глубин с последующей доставкой алмазов к поверхности Земли.

В подавляющем большинстве моделей зона субдукции рассматривается в связи с тектоникой плит, т. е. аналогично тому, как это впервые для алмазов предположил В. Шарп [295]. Плоская плита (слэб) при этом в разных моделях погружается на разные глубины. Наиболее подробно, с большим числом аргументов, подобная модель описана в статьях и монографиях О. Г. Сорохтина с соавторами [138–141] (рис. 4.7–4.9).

Согласно модели, представленной на рисунке 4.9, алмазоносные кимберлиты и родственные им породы (лампроиты) возникли за счёт затягивания пород океанической коры и тяжёлых (железистых) океанических осадков раннего протерозоя по древним зонам субдукции на глубины до 200–300 км под архейские щиты. «При этом из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами "проваливаться" в зоны поддвига плит, уменьшая процессы трения» [141]. Иначе говоря, главным фактором субдукции по этой модели является либо увеличение плотности земной коры при остывании океанической плиты (для случая образования кимберлитов), либо утяжеление её за счёт железистых осадков (для случая образования лампроитов). На глубине 150–200 км толщи плавятся с образованием кимберлитов, которые при смене обстановки

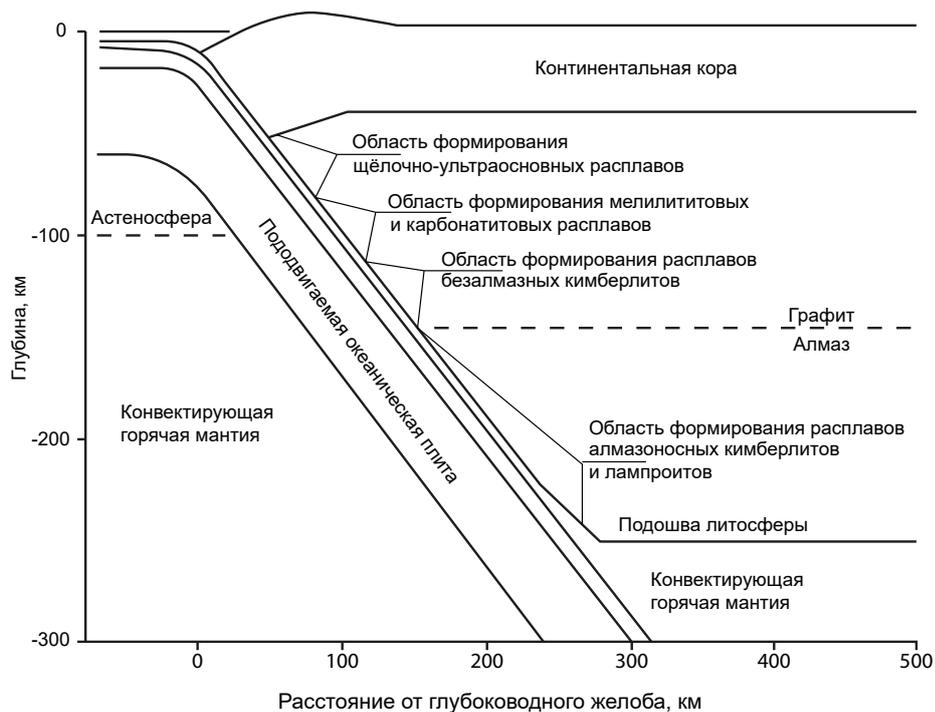


Рис. 4.9. Условия затягивания на большие глубины (до 250 км) под архейские континенты тяжёлых (железистых) осадков по раннепротерозойским зонам поддвига плит и области формирования расплавов глубинных пород, по [141]

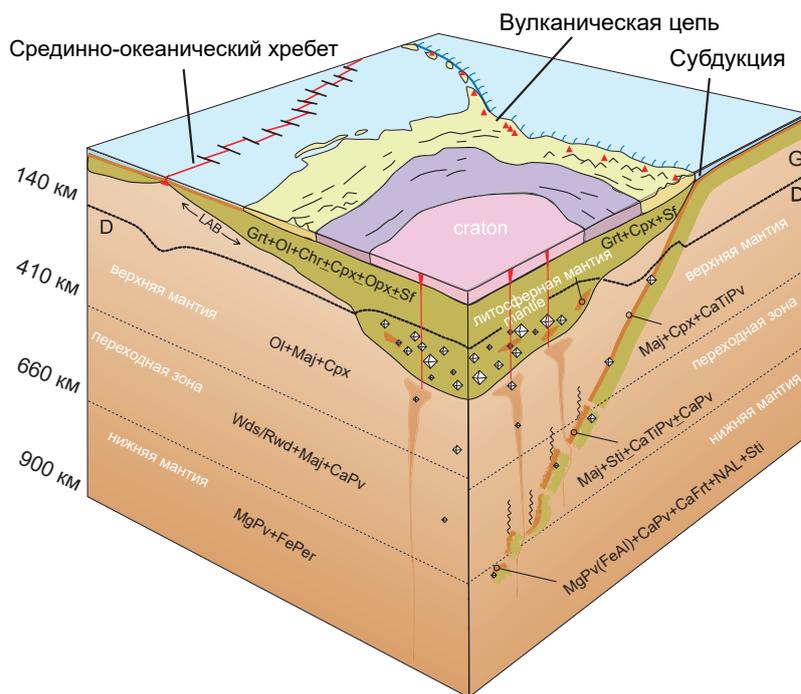


Рис. 4.10. Блок-диаграмма основных соотношений между кратоном, субдуцирующей литосферной плитой, позицией алмазоносных структур и минеральными индекс-ассоциациями глубин мантии, из [296]:

*LAB* – граница литосфера/астеносфера; *G* – графит; *D* – алмаз; *Grt* – гранат; *Ol* – оливин; *Sf* – сульфиды; *Cpx* – клинопироксен; *Opx* – ортопироксен; *Chr* – хромит; *Maj* – мейджорит; *Pv* – перовскит; *CaPv* – Ca-перовскит; *CaTiPv* – CaTi-перовскит; *MgPv* – Mg-перовскит; *Wds* – вадслеит; *Rwd* – рингвудит; *Sti* – стишовит; *FerPer* – феррипериклаз; *CaFrt* – Ca-феррит; *NAL* – новая Al-фаза; квадраты с крестом – символы алмаза; красные треугольники – вулканы

но взятой трубке по данным термометрии алмазов, содержащих включения ультраосновной или эклогитовой ассоциаций.

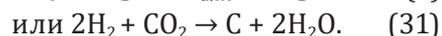
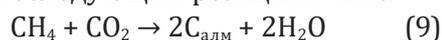
Модель субдукции, совпадающая принципиально с моделью О. Г. Сорохтина, представлена в работе [296] (рис. 4.10). Согласно этой модели, базальт-эклогитовый слой и верхняя часть литосферной мантии, принадлежащие к океанической области, субдуцируют в виде ровной плиты до глубины 660 км. От плиты в разных слоях мантии, характеризующихся индекс-минералами, отходят узкие конвективные каналы, расширяющиеся на границе с литосферной мантией, а выше границы формируются кимберлитовые трубки. В литосферной мантии алмазы образуются на уровне не выше 140 км. Авторами обсуждаются соотношения мантийных флюидов и расплавов при алмазообразовании. В аспекте поля напряжений геодинамика в модели не рассмотрена. Охарактеризованы минеральные преобразования в субдуцируемой плите в зависимости от давления на разных глубинах (на основании экспериментальных и теоретических данных парагенезисов минералов-спутников алмаза, наблюдаемых в кимберлитах). В этой модели алмазоносных систем с субдукцией толщ в виде плиты, как и в подавляющем большинстве других моделей, не рассматриваются тектонофизические условия динамотермального метаморфизма.

Рис. 4.10

Вероятно, одним из первых, кто связал региональный метаморфизм с субдукцией, был А. Миясиро [105]. Однако метаморфизм изучен им лишь с позиции минеральных фаций: с одной стороны, высоких давлений и низких температур, с другой – низкого давления и высоких температур, что А. Миясиро объяснял различием скорости погружения плиты в нагретые глубины Земли. Изменение морфологии зоны субдукции алмазоносных толщ на глубине показано на модели Р. Митчелла [276, 277], которую дополнил С. К. Симаков, описав физико-химические условия алмазообразования [124] (рис. 4.11).

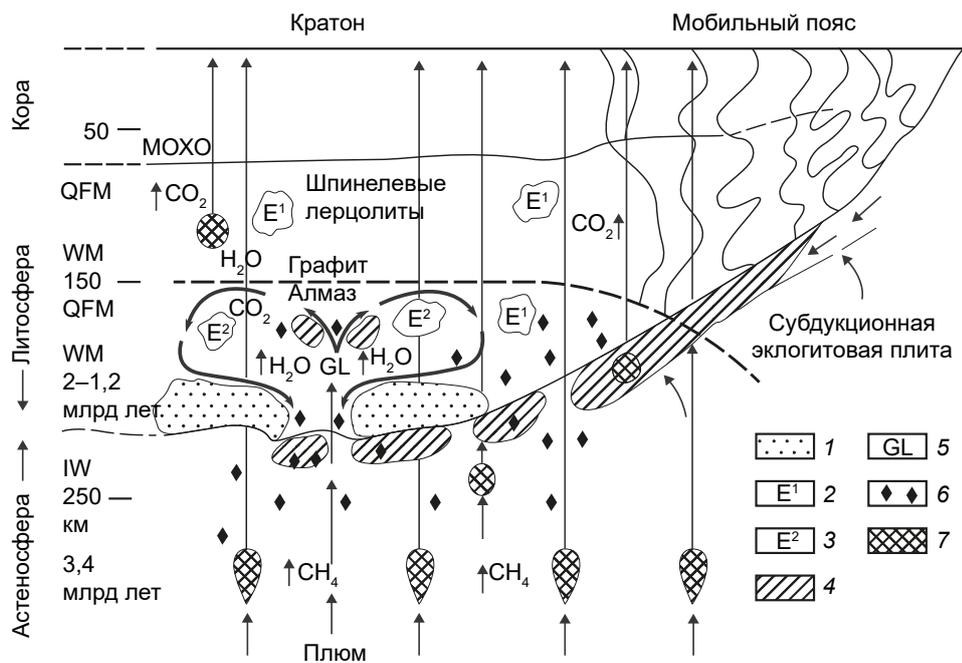
Рис. 4.11

С. К. Симаков предполагает, что в астеносфере, под центральными частями кратонов, из нижней мантии поднимаются расплавы с восстановленными флюидами существенно водородно-углеводородного состава, несущими наиболее древние гарцбургитовые алмазы. Достигнув нижней границы литосферы (около 230 км), флюиды этих масс, перегретых по отношению к вмещающим породам на 300–400 °С, взаимодействуют с карбонатсодержащими толщами, субдуцированными с окраин кратонов. Это приводит к разложению части карбонатов с выделением CO<sub>2</sub> и к последующим реакциям типа:



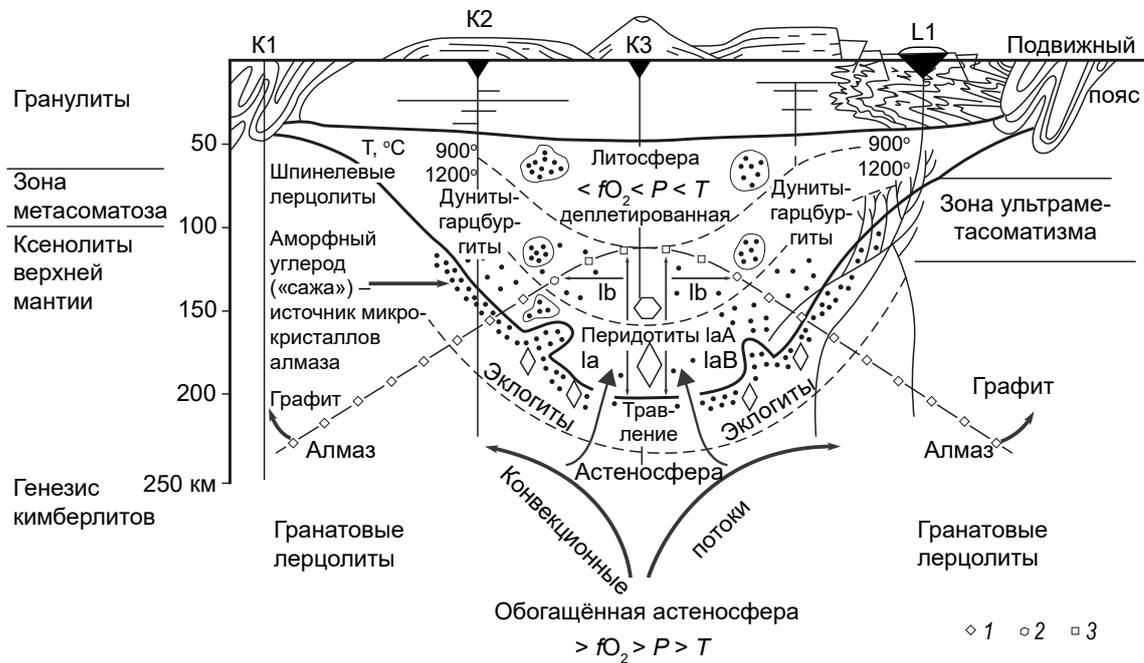
При выделении CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O температура солидуса перидотита понижается, в результате чего возникают очаги силикатно-карбонатных расплавов, в которых могут образоваться алмазы. Плавление древних гранатовых гарцбургитов может привести к образованию более молодых базальтовых расплавов, после фракционирования которых мог кристаллизоваться эклогит. Близость *P-T* параметров эклогитов и перидотитов может указывать на то, что они являются кумулатами одной магмы. Совместно с их кристаллизацией могли образовываться более молодые эклогитовые и лерцолитовые алмазы из силикатно-карбонатных расплавов в равновесии с воднодвууглекислым флюидом. С. К. Симаков выделяет два типа эклогитов: менее окисленный, близкий по *P-T-fO<sub>2</sub>* параметрам к перидотитам, и более окисленный, который в большей степени обогащён CO<sub>2</sub> и лёгким коровым углеродом и, кроме того, более высокотемпературный по сравнению с сопутствующими ему перидотитами.

В охарактеризованную модель вписываются наши данные о наличии двух типов эклогитов и об образовании алмаза в результате реакции метана и диоксида углерода. Однако разделение эклогитов на литосферные и плюмовые, как и природа углеводорода, нам представляются принципиально иными, а именно первоначально коровыми. Дискуссионны вы-



**Рис. 4.11. Модель алмазообразования и развития литосферы и астеносферы под древним кратоном и мобильным блоком, по Р. Митчеллу [276], с дополнениями С. К. Симакова [124]:**

1 – гранатовые гарцбургиты; 2 – литосферные эклогиты; 3 – плюмовые эклогиты; 4 – субдукционные породы; 5 – литосферные гранатовые лерцолиты; 6 – алмазы; 7 – плюмы; кислородные буферы: QFM – кварц-филлит-магнетитовый, WM – вюстит-магнетитовый, IW – железо-вюститовый



**Рис. 4.12. Модель алмазообразования и типичный разрез субкратонной литосферы с подвижными поясами, по [226]:**

кристаллы алмаза: 1 – октаэдры (высокотемпературные); 2 – кубооктаэдры; 3 – кубы (низкотемпературные); стрелки – проникновение в литосферу расплавов из окисленной астеносферы; IaA, IaB, Id – типы алмаза с разной степенью агрегации азота; K1, K2, K3 – выходы кимберлитовых трубок в кратоне; L1 – лампроиты в мобильном поясе; точечный крап – алмазы в мантии

воды об образовании алмаза из расплавов. Важным в модели для последующего анализа возможного влияния мантийного диапиризма (плюмообразования) на зональность алмазоносной системы является выполаживание зоны субдукции с глубиной. Модель Р. Митчелла показывает, кроме того, размещение тел щелочных магматических пород в Южно-Африканской кимберлитовой провинции преимущественно на её периферии. Эта особенность алмазоносных провинций обсуждается на примере конвективной модели фундамента Сибирской платформы в разделе 4.4.

Сходную по морфологии глубинную структуру алмазоносной провинции отражает модель генезиса алмаза, предложенная С. Хаггерти [226], которая, однако, не связана с субдукцией толщ земной коры (рис. 4.12). По его мнению, эклогиты могли возникнуть на ранних стадиях развития архейской коры и литосферы, когда выплавленные базальты переходили в результате метаморфизма в эклогиты с последующей их гравитационной отсадкой. Этим объясняется залегание эклогитов под гипербазитами в литосферной мантии. Структурные формы, в которых мог реализовываться механизм гравитационной отсадки эклогитов, в работе С. Хаггерти не рассматривались. По его заключению, эклогиты не могли образоваться путём частичного плавления безводного гранатового лерцолита при очень больших давлениях.

Рис. 4.12

Возраст алмазов, сопутствующих эклогитам, считается близким. Метаморфический рост алмаза мог продолжаться миллионы лет. Модель включает ряд предпосылок:

- образование литосферы происходило в раннем архее;
- наращивание литосферы происходило главным образом за счёт вертикальных движений; её мощность достигала 150–200 км в центре кратона и уменьшалась к мобильным поясам на периферии;
- миграция газов из астеносферы к подошве литосферы приводила к образованию зародышей алмаза с изменением снизу вверх их морфологии от высокотемпературных октаэдров к промежуточным кубооктаэдрам и низкотемпературным кубам при реакции  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2$ . Часть источника углерода связывается с реститом при частичном плавлении пород литосферы. Образование алмаза регулировалось фугитивностью кислорода, выделяющегося в комплексе летучих  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  при плавлении гранатового лерцолита.

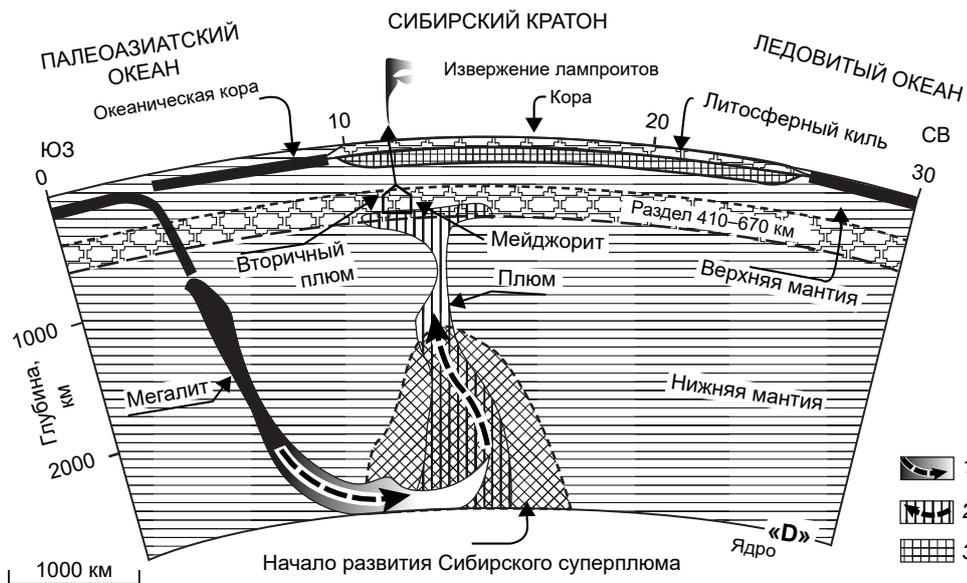
Таким образом, модель С. Хаггерти включает, с одной стороны, ряд петрологических и минералогических фактов, в целом не противоречащих нашим данным. Разрез геологической структуры провинции представляется подобным литосферному килю, ограниченному подвижными поясами, уходящими на глубину к центру провинции. В этом видится некоторое сходство подвижных поясов с зонами субдукции, обрамляющими конвективную ячею. С другой стороны, структура конвекции рисуется совершенно иная: она затрагивает только астеносферу, не включая литосферы. Более того, изотермы на разрезе киля уходят на глубину к центру провинции, и в соответствии с такой рисовкой двусторонняя латеральная зональность алмазов прямо противоположна установленной нами по популяциям алмаза Сибирской провинции. В связи с тем что в современных моделях алмазоносных провинций часть подвижных поясов сопоставляется с погружением толщ в зоны субдукции, геологическая структура модели С. Хаггерти с рядом изменений может быть переинтерпретирована для другого процесса, а именно субдукции, отвечающей краевым эффектам мантийной ячеистой конвекции [6, 7].

Модель развития минерагенической провинции и алмазоносного кимберлитового магматизма, сочетающая и субдукцию, обусловленную движением литосферных плит, и плюмообразование, представлена в серии работ О. М. Розена с соавторами [118, 119] (рис. 4.13, 4.14).

Рис. 4.13

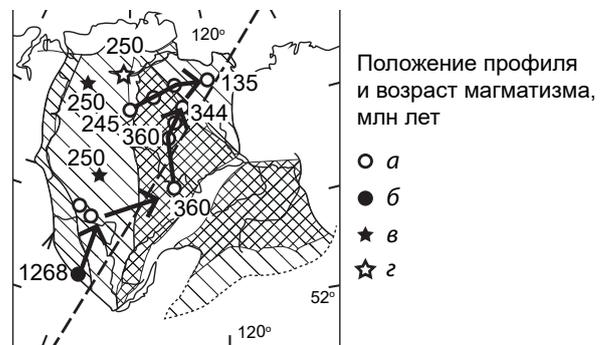
Рис. 4.14

Фундамент Сибирской платформы представлен как результат аккреции фрагментов архейских террейнов (возраст 3,5, 3,3, 3,0, 2,5 млрд лет). Возраст алмаза (3,5, 3,1 млрд лет) оп-

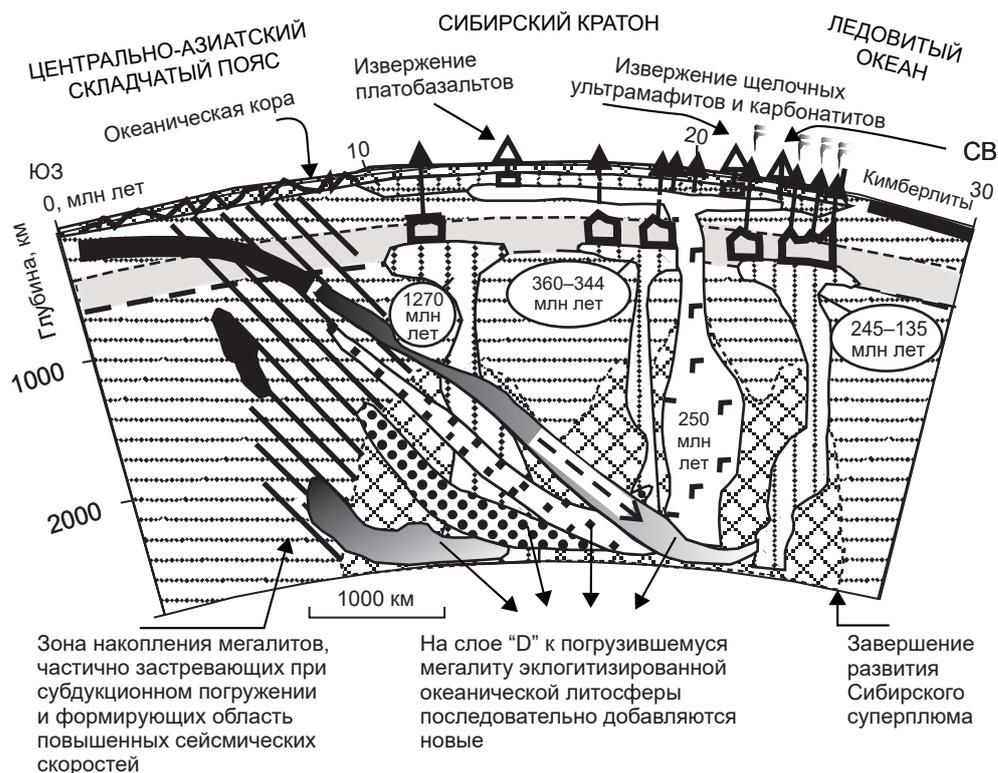


**Рис. 4.13. Диаграмма формирования первого кимберлитового плюма (лампроиты Ингаши, 1268 млн лет) вследствие субдукции океанической литосферы из Палеоазиатского океана под Сибирский кратон, по [118]:**

1 – эклогитизированная океаническая литосфера (мегалит), погружающаяся по зоне субдукции; 2 – расплав поднимается от горизонта «D» и образует первичный плюм; 3 – зона мобилизации вещества нижней мантии вокруг поднимающегося плюма; а – кимберлиты; б – лампроиты; в – платобазальты; г – щелочные ультрамафиты и карбонатиты



ределяется по изотопной датировке пород, образующихся при поступлении магм в земную кору террейнов из мантийного источника. Последнее событие в истории кратона (гранулитовый метаморфизм, выплавление гранитоидов, мигматитов) происходило 1,8–1,9 млрд лет назад. В результате коллизионного надвигания сформировался литосферный киль, уходящий на глубину до 260–300 км. Кимберлитовый магматизм считается следствием субдукции и последующей связанной с ней плюмовой активности. Этому сложному процессу в модели отводится четыре эпизода: 1268, 360–344, 250 и 245–135 млн лет назад. Субдукции под кратон на глубины до основания нижней мантии подвергалась литосфера Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов. Субдукция сопровождалась эклогитизацией пород океанической литосферы с образованием мегалита в мантии. Мегалит в каждом субдукционном событии продвигался с юго-запада на северо-восток и, достигнув границы с ядром Земли, вызывал последовательный подъём плюмов. Длительность погружения литосферы в каждом эпизоде оценивается в 100 млн лет, а подъёма плюма до литосферы по разным оценкам – от 1–5 до 30–100 млн лет. Сумма мегалитов сформировала Сибирский суперплюм. Предполагается, что первым тугоплавким слоем на пути плюма вверх являлась переходная зона (раздел) на уровне 410–670 км. Свидетельством этого считается появление мейджоритового граната в кимберлитах. Выше указанного раздела, согласно представлениям О. М. Розена, продвигалась только лёгкая фракция плюмового вещества с мейджоритом, образуя «вторичный плюм». Он достигал подошвы литосферы (тугоплавкого литосферного килья) и внедрялся в киль уже как быстро движущийся расплав. Последний



**Рис. 4.14. Диаграмма формирования Сибирского суперплюма в течение четырёх эпизодов субдукции океанической литосферы, вызывавших извержение кимберлитов, плато базальтов и щелочных ультрамафитов с карбонатами в течение 1000 млн лет, по [118]**

при падении давления во время подъёма высвобождал газовую фазу и внедрялся в кору уже как кимберлит [118]. Таким образом, зоны субдукции и, соответственно, магматизм мигрируют во времени, определяя возрастную зональность кимберлитов (см. рис. 4.14).

Иначе говоря, предложенная О. М. Розеном модель рассматривает субдукцию как фактор погружения толщ земной коры к границе с ядром Земли (слой D"), что потом обеспечивает образование плюмов и кимберлитовый магматизм, захватывающий на своём пути древнейшие алмазы. Субдуцируемые толщи земной коры в качестве источника вещества алмаза не рассматриваются. Односторонняя зональность кимберлитов относится лишь к их возрасту. Модель предусматривает субдукцию под древнюю Сибирскую платформу в палеозое и даже мезозое. По нашему мнению, последнее обстоятельство по меньшей мере весьма дискуссионно в связи с тем, что на земном шаре современные зоны субдукции не погружаются под стабильные платформы, а изучаемая территория уже в докембрии вступила в платформенное развитие. Кроме того, нереальными представляются субдукция до ядра Земли и подъём от него магматического плюма на высоту в 2,5 тыс. км за столь короткий промежуток времени, учитывая реальную вязкость пород нижней мантии. В этом состоит существенный недостаток модели, делающий её нереальной. Представления о погружении литосферных плит до ядра Земли с накоплением там мегалитов в виде «кладбища слэбов» не учитывают, во-первых, очень большую вязкость нижней мантии, в отрыве от чего нельзя анализировать условия движения в ней посторонних тел без расчёта необходимого для этого времени. За 100 млн лет погрузить туда литосферную плиту невозможно. Во-вторых, в модели тектоники литосферных плит скорость субдукции определяется как равная скорости океанического спрединга, что является предположением, не учитывающим реальный комплекс геологических и тектонофизических факто-

ров. Другая подлежащая обсуждению сторона модели О. М. Розена и его соавторов [119] состоит в толковании природы литосферного кия как результата коллизии и объединения (амальгамации) серии гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов. Проблема природы кия рассмотрена далее при обсуждении рис. 4.20.

Иная трактовка соотношения гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных блоков дана в работах Л. Л. Перчука [109, 110]. Предложенная им модель предусматривает перераспределение пород в докембрийской континентальной коре вследствие конвективной геодинамики, что соответствует компенсационной организации тектонического течения, подробно описанной М. А. Гончаровым [52]. Вопреки коллизионной модели О. М. Розена, по которой общее сжатие сближающихся плит приводит к совместному выжиманию пород вверх и увеличению вертикальной мощности литосферы за счет её опускания, подъём гранулитов в модели Л. Л. Перчука компенсируется нисходящими движениями зеленокаменных комплексов. Граница между ними проходит по ширзонам (*shear zone*). В обоснование конвективной модели Л. Л. Перчук приводит ряд критериев её тестирования, которые именуется просто тестами: структурно-геологический, литологический, геохимический, петрологический, термодинамический (*P-T* тренды), анализ флюидного режима и др.

Разработкам Л. Л. Перчука полностью соответствует верхняя часть субдукционной модели как краевого эффекта ячеистой конвекции (адвекции), которая согласуется с нашими выводами по особенностям минералогии и геологии алмаза. Характеристика этой модели применительно к Сибирской минерагенической алмазоносной провинции рассмотрена ниже [9]. Она опирается на наши разработки по распределению типов популяций алмаза, на модель субдукции, которая до этого была предложена и обоснована нами на примере геологических структур офиолитовых комплексов Кубы, Урала, на теоретические и экспериментальные тектонофизические данные [5–7].

Субдукция по этой модели не зависит от тектоники плит, она является следствием краевого эффекта при развитии крупной (1–2 тыс. км в поперечнике) ячеи конвекции в нисходящей её ветви. Субдукция (лат. *sub* – под, *ductio* – ведение) осуществляется под наплывающие сверху массы. С известной долей условности процесс подобен ранней стадии затягивания после ядерного взрыва периферических масс «облачного гриба» к его восходящей «ножке». В центре ячеи происходит подъём масс и их расползание в стороны. В реальной геологической ситуации таким образом осуществляется извлечение (т. е. эдукция) глубинных масс, которое сопровождается отжиманием в стороны и расползанием (рассеянным спредингом) верхней части литосферы. Модель разработана для ансамбля окраинного моря и островодужного (орогенного) комплекса структур. Древняя геодинамика, формирующая фундамент платформы со щитами по краям, соответствует такой ячее [5, 6, 109, 110]. При этом субдукция литосферы происходит в виде сжатой опрокинутой синклинали, а не в виде плиты. Именно синклиналь, а не утонение погружающегося с глубиной слэба определяет сужение в разрезе общего контура очагов землетрясений, который аппроксимируется аккреционным клином.

Альтернативой данной модели служит плейт-тектоническая концепция, недостатки которой рассмотрены ниже.

Как известно, выделение современных плейт-тектонических зон субдукции базируется на трёх китах: неизбежности существования структур, поглощающих реально разрастающиеся по латерали литосферные плиты; существовании сейсмофокальных зон на фронте плит; плитной интерпретации этих зон по особенностям аномалий скоростей *P*-волн сейсмической томографии.

Остановимся на некоторых вопросах интерпретации геофизических материалов, широко используемых в литературе для выделения плитной субдукции. Ряд этих вопросов,

к которым надо сделать дополнения, уже был критически рассмотрен А. Н. Барышевым в работе [7].

Результаты томографии отображаются в виде аномалий скоростей волн (как правило, продольных) относительно их теоретической модели распределения в идеальной слоистой структуре Земли, разработанной К. Е. Булленом. На основе этих аномалий исследователи экстраполируют на весьма большие глубины структуры, выделенные в земной коре, или делают другие заманчивые выводы. Одно предостережение по этому поводу было сделано академиком Н. Н. Пузырёвым [114]. Он отмечал недостаточную надёжность использования аномалий малой интенсивности (менее 2 %) в томографических разрезах, что не обеспечивает корректность геологической интерпретации в таком случае. К сожалению, это замечание очень редко учитывается, и шкала интенсивности аномалий часто мало выходит за рамки 2 % или того менее. Аномалии повышенных скоростей продольных волн нередко трактуют не только как литосферную плиту повышенной плотности, но и эту плотность как свидетельство относительно низкой температуры плиты. Чтобы наглядно показать недостаточную корректность таких интерпретаций, следует напомнить элементарные сведения о зависимости скорости сейсмических волн от свойств среды, в которой они распространяются. Зависимости описываются следующими уравнениями:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\rho(1+\mu)(1-2\mu)}}, \quad (32)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\mu)}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \quad (33)$$

где:  $V_p$  – продольная,  $V_s$  – поперечная скорости волн;  $\rho$  – плотность;  $\mu$  – коэффициент Пуассона;  $E$  – модуль Юнга;  $G$  – модуль сдвига.

Из формул ясно, что по скоростям сейсмических волн без учёта коэффициента Пуассона делать прямое заключение об изменении плотности толщ нельзя. Плотность стоит в знаменателе формулы, а не в числителе. При равных отношениях  $E/\rho$  увеличение  $\mu$  приводит к возрастанию  $V_p$ . О влиянии коэффициента Пуассона можно судить по отношению  $V_p/V_s$ , но этого практически не делается.

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}}. \quad (34)$$

Вместе с тем в толще Земли происходит общее увеличение скорости продольных волн в породах с повышением их плотности за счёт модуля упругости, но коэффициент корреляции плотности и скорости составляет 0,9, что не обеспечивает корректное использование малых аномалий скорости. При одной и той же скорости плотность пород может отличаться на 0,24 г/см<sup>3</sup>, а при одинаковой плотности скорость может отличаться на 1,3 км/с [154].

Важно иметь в виду и то, что на скорость сейсмических волн влияет анизотропия геологической среды, обусловленная её слоистостью или расслоенностью. В осадочных породах вдоль слоистости коэффициент анизотропии скоростей продольных волн достигает 1,5. Можно ожидать, что анизотропией будут обладать и толщи регионально метаморфизованных пород. Тектоническая расслоенность мантии может иметь разную природу и ориентацию в пространстве. Скорость будет максимальной вдоль, а минимальной – поперёк сланцеватости или расслоенности. По этой причине скорость волн может возрастать вдоль зон Беньофа при их крутом наклоне, создавая эффект «тяжёлых плит». Тот же эффект будет вызывать региональный метаморфизм с рассланцеванием вдоль осевой поверхности субдукционной синклинали. Наоборот, волне поперёк сланцеватости будут препят-

ствовать дефекты структуры (между микролитами), снижающие коэффициент Пуассона. Таким образом, анизотропия может создаваться тектоническим полем напряжений с большей скоростью волн вдоль оси алгебраически наибольшего (наименьшего сжимающего) главного нормального напряжения  $\sigma_1$  и, соответственно, вдоль направления тектонического течения. То есть наблюдаемое соседство областей с положительными и отрицательными аномалиями, а не существование одной из них при отсутствии противоположной аномалии, может быть следствием особенностей поля напряжений, в котором одна область характеризуется сжатием, а соседняя – компенсирующим растяжением.

Рассмотрим пример, как ситуация южных частей Охотского моря, Курильской островной дуги и Камчатки – одна из наиболее богатых по информативному фактическому геофизическому материалу – может получить разную тектоническую интерпретацию структуры зоны субдукции и окружающей среды (рис. 4.15, 4.16). Интерес к этой ситуации обусловлен и тем, что в последние годы с разных позиций остро обсуждается проблема алмазов, но других типа и генезиса, встреченных в современных базальтовых лавах надсубдукционного вулкана Толбачик (Камчатка).

Поле положительных аномалий скоростей  $P$ -волн на вертикальных томографических разрезах (сечениях) этой территории и акватории И. Ю. Кулаковым аппроксимируется литосферной плитой мощностью от 70–100 до 250 км, уходящей на глубину 670 и более 800 км на севере. При этом в единую плиту объединяются объёмы мантии как с очагами землетрясений, так и почти без них. Однако если бы в мантию погружалась плита, то по её верхней и нижней границам на разрезе проходили бы две полосы максимальной концентрации очагов землетрясений, чего нет в действительности. Кроме того, «решение очагов землетрясений», т. е. восстановление по ним направлений вызвавших их главных нормальных напряжений, весьма примечательно. Это рассмотрено в статье [7] на основании работ Л. М. Балакиной и интерпретации возможной тектонофизической сущности очагов землетрясений под Курило-Камчатской дугой. По «решению очагов землетрясений» Л. М. Балакиной выявлено, что на глубинах до 200 км под внешним склоном островной дуги ось алгебраически наибольших (наименьших сжимающих) главных нормальных напряжений  $\sigma_1$  круто погру-

Рис. 4.15  
Рис. 4.16

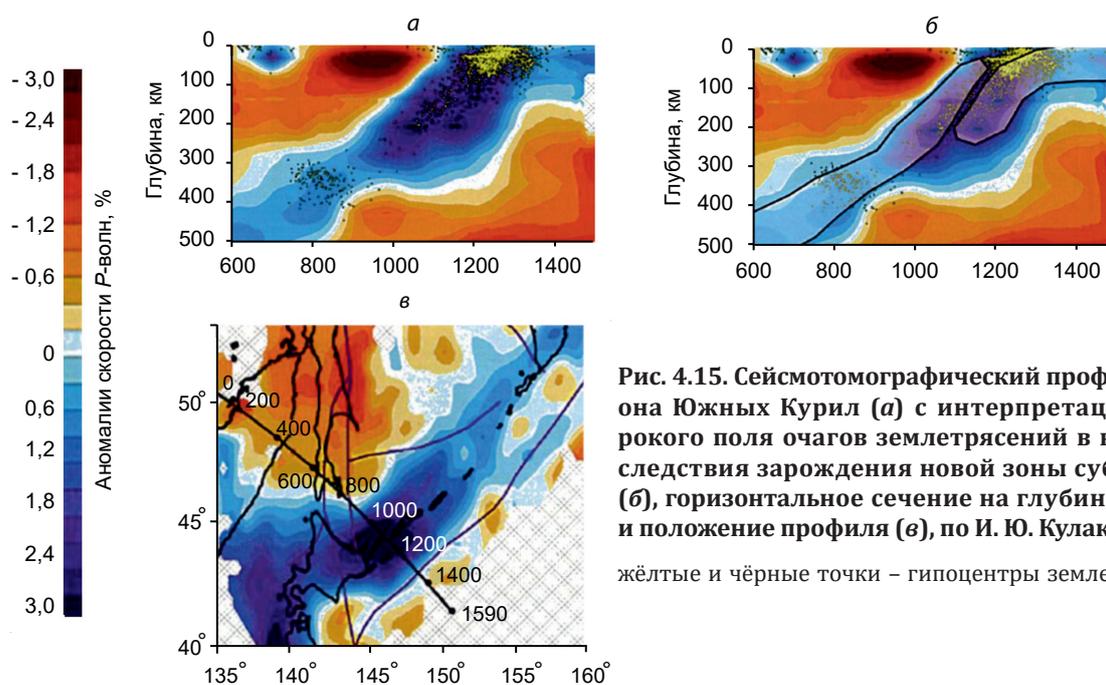
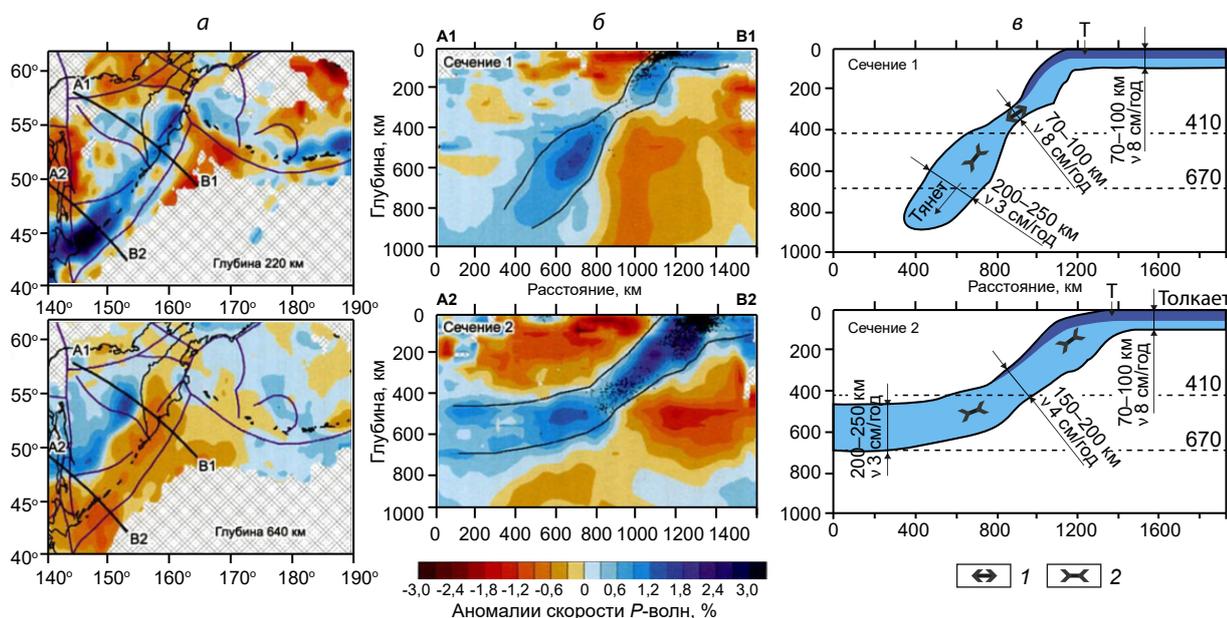


Рис. 4.15. Сейсмотомографический профиль района Южных Курил (а) с интерпретацией широкого поля очагов землетрясений в качестве следствия зарождения новой зоны субдукции (б), горизонтальное сечение на глубине 220 км и положение профиля (в), по И. Ю. Кулакову [56]: жёлтые и чёрные точки – гипоцентры землетрясений

жается к северо-западу, а наибольших сжимающих  $\sigma_3$  – относительно полого к юго-востоку. На глубинах около 400 км картина противоположная –  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  меняются местами. Иначе говоря, вверху зоны субдукции происходит сжатие поперёк неё, а на глубине около 400 км (т. е. ниже астеносферы), где И. Ю. Кулаков отмечает большую концентрацию очагов землетрясений, существует обстановка растяжения вдоль нормали к выделяемой им плите. Отнесение этой обстановки к зоне субдукции дискуссионно, как и погружение сюда плиты. Сужающееся вниз от 0 до 200–250 км поле повышенной концентрации очагов землетрясений вполне соответствует синклиналиобразной зоне субдукции. И. Ю. Кулаковым этот факт объясняется как сдвоение частей одной плиты при её расколе и смещении, для чего недостаточно других оснований.

Не рассматривая другие особенности приведённых на рис. 4.15 и 4.16 томографических разрезов (например природу существенного снижения скоростей волн в литосфере под Курильской глубоководной котловиной Охотского моря), отметим следующее. В обстановке комплекса структур, сочетающих задуговую глубоководную впадину, островную дугу, глубоководный желоб и внешний океанический вал (поперёк которого плита растягивается), можно с уверенностью утверждать, что величина аномалий скоростей сейсмических волн складывается в том числе из тектонического поля напряжений и модуля упругости, а не только плотности пород. Разрезы дают основание для вывода о малой приемлемости интерпретации зоны субдукции с позиций тектоники плит. Тем более использование подобной модели применительно к внутриконтинентальным алмазоносным провинциям с субдукцией под них океанических плит, которые погружаются перед шельфом, не захватывая толщи его фаций, не отражает специфику алмазной геологии. Принципиально геодинамически и тектонически конвективные ячеи, развивающиеся на западной окраине океана, граничащей с континентом (например Охотоморская ячея), отличаются от внутриконтинентальных тем, что на первые существенно влияет западный континентальный дрейф, который приводит к существенной асимметрии (на западной стороне окраинного моря нет зоны субдукции). Внутриконтинентальные ячеи более сим-



**Рис. 4.16. Результаты глубинной томографии Курило-Камчатской области, по И. Ю. Кулакову [56]:** аномалии скоростей  $P$ -волн показаны на горизонтальных (а) и вертикальных (б) сечениях; в – схематическое изображение слэба и скоростей его погружения; Т – положение глубоководного желоба; 1 – растяжение; 2 – сжатие вдоль слэба

метричны, хотя и на них воздействуют ротационные факторы Земли. Эта тема затронута при обсуждении модели алмазоносного фундамента провинции Сибирской платформы и рис. 4.20.

Системный анализ проблем требует изучения альтернативных моделей. По этой причине выше было уделено значительное внимание работам других исследователей, затрагивающим интересующие нас вопросы. Их рассмотрение привело к выводу о необходимости иного, не плит-тектонического, подхода к субдукции, порождающим её причинам и к констатации минерагенических следствий этого процесса.

#### 4.4. Оптимальная общая геодинамическая модель алмазообразования

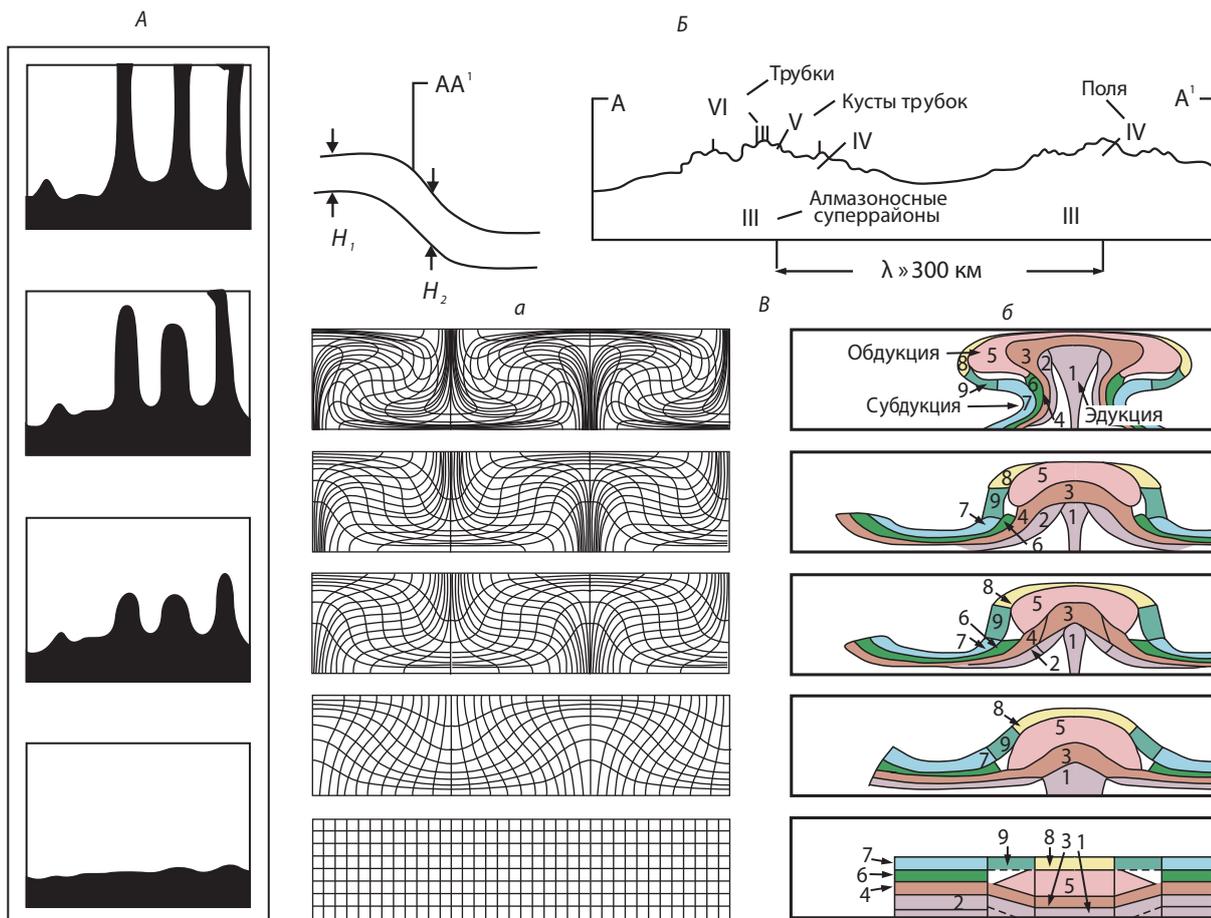
Геодинамическая модель ячейистой адвекции (конвекции) и сопровождающей её субдукции, разработанная для геологии фанерозоя, вполне правомерна для ячеек, формирующих фундамент древних платформ и, соответственно, их алмазоносные структуры на доплатформенном этапе развития. Основанием для такого заключения служит то, что главные факторы, определяющие геодинамику (гравитационные и ротационные силы, вязкость и прочность толщ Земли), существенно не изменялись начиная с архея.

Рис. 4.17 Приведённая характеристика существующих геодинамических моделей алмазообразования позволяет в свете наших разработок [8–11] принять за основу модель общего геодинамического развития алмазоносных структур с субдукцией, обусловленной краевым эффектом ячейистой конвекции (рис. 4.17). Структуры на рисунке приведены не в последовательности их образования, а сверху вниз, как мы их наблюдаем и затем предполагаем по косвенным геологическим, экспериментальным и теоретическим данным.

Перед тем как обсуждать и использовать показанную на рисунке модель зоны субдукции и соседних с ней структур, необходимо сделать некоторые пояснения, поскольку к обстановкам сочетания континентальной субдукции с сопровождающей её сверху обдукцией в литературе часто применяется термин «коллизия», что происходит из представления о столкновении двух континентальных плит. При разработке концепции тектоники плит основное внимание уделяется горизонтальным перемещениям масс, и в обиход вошло представление о субдукции исключительно как о погружении океанической коры обычно на границе с континентом или островной дугой. В отличие от этого активное сочетание двух континентальных масс априори принимается за столкновение, и применяется термин «коллизия», подразумевающий структуры земной коры без мантийных структур, без погружения одних масс под другие, т. е. без субдукции. Как правило, при этом преимущественно анализируются структуры, перекрывающие субдукционные, далее надвигающиеся на соседний блок, но не сталкивающиеся с ним в реальности. К этому явлению нами применён термин «обдукция» (лат. *obductio* – накрывание), а не «коллизия».

Сущность геодинамики и последовательного развития тектоники становится понятной благодаря демонстрации фаз конвекции. При этом важно обратить внимание на последовательное преобразование глубинной структуры провинции, предшествующее субдукции. Практически во всех моделях тектоники плит эта сторона явлений не показывается. В них спрединговое перемещение плиты на определённом этапе сразу переходит в субдукцию, скорость которой определяется по скорости спрединга.

Другая важная сторона модели – это последовательность постепенного опрокидывания толщ при образовании субдукционной синклинали, в которой происходит региональный



**Рис. 4.17. Модель общего геодинамического развития алмазоносных структур:**

А – тектонофизическая модель адвективной природы кимберлитовых трубок и их периодического размещения с учётом экспериментов [145]; Б – модель образования алмазоносных адвективных фракталов размерных порядков III–VI над смыкающим крылом флексуры в фундаменте платформы и периодического размещения фракталов вдоль простираения линейамента (поперечное и продольное сечения) минерагенической зоны;  $H_1$ ,  $H_2$  – вертикальные мощности разуплотнённого слоя; В – модели геодинамики системы, образующей метаморфические толщи литосферы щитов (по краям) и фундамента платформы (в центре): а – графическое изображение математической модели конвекции на основе функций тока по её фазам снизу вверх:  $0^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $120^\circ$ ,  $180^\circ$  [51], б – геологическая модель конвекции, в которой слои (1–9) нанесены на математическую модель континентального (в центре), океанического или субокеанического типов древней литосферы (по краям): 1, 2 – мантийные, 3, 4 – габбро-базальтоидные, 5 – гранит-метаморфические, 6 – эффузивных базальтов, 7, 8 – осадочные, 9 – карбонатсодержащие фации шельфа

метаморфизм пород. Математическая модель ячейистой конвекции рассчитана М. А. Гончаровым только до фазы  $180^\circ$ . На продвинутых фазах конвекции толщи зоны субдукции могут переходить в восходящую ветвь вместе с эдукцией нижних слоёв литосферы. Такое явление характерно для вулканоплутонических поясов островных дуг и активных окраин континентов. На фазах конвекции  $180^\circ$  и более слои 4, 6, 7 и 9, превращённые в зеленокаменные толщи, и слои 3, 5, превращённые в гранулиты щитов, поднимаются при эдукции, формируя фундамент платформ.

Модель показывает, что если перидотиты и базиты, превращённые при метаморфизме в эклогиты, принадлежали к единой гипербазит-базитовой ассоциации, в которой гипербазиты первоначально находились в основании, то в синклиналиобразной зоне субдукции эта ассоциация присутствует как в нормальном, так и в перевёрнутом залегании, т. е. в об-

ратной последовательности. Погружённые базитовые слои в ядре субдуцированной синклинали находятся в состоянии метастабильной гравитационной неустойчивости по отношению к расположенным выше гипербазитам (например гранатовым лерцолитам). S-образное сочетание обдукции вверху и субдукции внизу на краю конвективной ячейки обеспечивает одновременное увеличение мощности гранитного и базальтового слоёв земной коры, что присуще щитам, обрамляющим древние платформы.

Последующая судьба разных частей субдуцированных толщ различна. Пологая часть может надолго остаться под наплывшими сиалическими массами – щитами и в фундаменте платформ. Её фрагменты при последующем фрактальном подъёме вверх служат источником для кимберлитового вулканизма.

Модель механизмов извлечения субдуцированных толщ, последовательно преобразующих их в кимберлиты, существенно иная по геодинамике, а по времени эти процессы протекают значительно позже субдукции и алмазообразования [6]. Модель отражает подъём алмазоносных толщ пониженной плотности сначала до стадии образования кимберлитов, а потом при кимберлитовом вулканизме. Гравитационная неустойчивость, провоцирующая подъём, увеличивается благодаря наращиванию вертикальной мощности разуплотнённых слоев древних субдуцированных осадочно-вулканогенных толщ при их крутом наклоне в смыкающихся крыльях линейментных флексур (см. рис. 4.17, б). Некоторую роль при этом, создавая обстановку трансенсии по принципу пулл-апарт, могут играть сдвиги на участках изменения их простирания.

Подъём алмазоносной среды осуществляется в виде фрактальной системы, в которой на крупном волнообразном поднятии вырастает серия мелких поднятий, а далее на мелком – серия ещё более мелких, от которых в конечном итоге вверх поднимаются кимберлитовые трубки (см. рис. 4.17, А и Б). В отличие от этого процесса алмазоносные апотерригенные метаморфические толщи (типа вмещающих месторождение Кумды-Коль) извлекаются в виде пластин в восходящих ветвях конвективных (адвективных) ячеек [11].

Извлечение алмазоносной среды из глубины происходит сначала в твёрдом состоянии, что, очевидно, способствует сохранению алмазов. Длительность подъёма твёрдой среды для каждой последующей ступени оценить трудно, так как не определены амплитуды волн, соответствующих фракталам разных порядков. Ясно лишь, что относительные амплитуды во фракталах высоких порядков возрастают (для трубок они максимальны). На основе уравнений Дж. У. Рэлея и М. В. Гзовского, описывающих соответственно условия конвекции и подобие медленных пластических деформаций, автором данной работы были выведены два уравнения подобия для конвективных систем. Из них следует, что для подобных фаз конвекции с уменьшением размера системы на один порядок вязкость при этом должна быть меньше на три порядка, а время протекания процесса при этих условиях – на два порядка [4–6].

Исходя из этих соотношений можно очень грубо оценить длительность ранних фаз адвекции в системах разных порядков. Если в системе порядка II (при вязкости  $10^{20}$ – $10^{21}$  пуаз, размере провинции в поперечнике 1–2 тыс. км), руководствуясь следствием из правила Клиффорда, принять время  $10^9$  лет, то в других системах оно будет следующее: в суперрайонах – системе порядка III (200–300 км) –  $10^7$  лет, порядка IV (30 км) –  $10^5$  лет, порядка V (эффективная вязкость  $10^{11}$  пуаз, поперечное сечение основания куста 2–3 км) –  $10^3$  лет, порядка VI (вязкость  $10^8$  пуаз, поперечное сечение трубки сотни метров) –  $10^1$  лет. Иначе говоря, алмазоносная среда основное время пребывает в твёрдом состоянии и лишь в течение порядка 1000 лет начинает отвечать смешанному твёрдому и флюидному состоянию. Время зарождения и развития трубки не превышает 10 лет. Таким образом, данная модель не ставит перед геодинамикой проблему большой скорости извлечения алмазов

совместно с магмами с глубин 150–200 км, как это предполагается в ряде иных моделей. Длительное пребывание алмазоносного протолита в твёрдой фазе может обеспечивать в фанерозое неоднократные вспышки проявления адвективных систем высоких порядков. Примером служат палеозойские и мезозойские кимберлитовые трубки и дайки Далдыно-Оленёкской зоны (Чадобекско-Далдыно-Оленёкского минерагенического пояса).

Таким образом, в геодинамической модели, сочетающей субдукцию на краю конвективной ячейки и независимый от неё последовательный подъём разномасштабных фракталов, приводятся естественные причины доставки фрагментов глубинной алмазоносной среды к земной поверхности. В этом состоит её принципиальное отличие от других моделей плит-тектонической субдукции и подъёма кимберлитовых магм с глубин более 100–150 км.

Субдуцируемая синклиральная структура даёт общее представление о генеральном поле напряжений: толщи весьма интенсивно сжимаются поперёк осевой поверхности складки, что способствует развитию кристаллизационной сланцеватости (региональному метаморфизму) с чередованием частных областей выжимания и нагнетания. О структурах такого рода можно судить по извлечённым с глубины фрагментам субдуцированных толщ (см. рис. 4.1). Об этом же свидетельствуют и онтогенические особенности кристаллов алмаза, распределение в них структурных примесей.

#### 4.5. Геодинамическая модель алмазоносной минерагенической провинции Сибирской платформы

Основные черты структуры алмазоносной минерагенической провинции Сибирской платформы показаны на рис. 4.18.

Рис. 4.18

В аспекте общего подхода к модели важным представляется получение трёхмерной характеристики распределения популяций в минерагенической провинции. Имеющийся фактический материал позволил это сделать для Сибирской провинции. Рассмотренная выше закономерность смены типов популяций с глубиной была дополнена исследованием латеральной зональности типов популяций алмаза из трубок и россыпей. Как отмечалось ранее, размещение главных популяций алмаза, формировавшихся при разных температурах, характеризуется двусторонней с элементами концентричности латеральной зональностью: наиболее высокотемпературные популяции расположены в центре провинции, а наименее – на периферии (см. рис. 4.18). На рис. 4.19 проиллюстрирован факт наличия в трубках, занимающих разную позицию в зональности относительно центра Сибирской провинции, различных популяций. В центре провинции (трубки Молодость, Поисковая) главная популяция относится к наиболее глубинному типу II, в трубках Удачная и Ленинград, расположенных соответственно южнее и севернее, – к типу III, а в трубках Мир и Малокуонапская, ближе к периферии платформы, – к менее глубинному типу IV. Сочетание вертикальной и латеральной зональности главных популяций алмаза даёт общее представление о трёхмерной морфологии главной геолого-структурной зоны (или сочетания зон), где происходил рост кристаллов алмаза. Важно подчеркнуть, что речь идёт не о современной структуре этой зоны в фундаменте платформы, а о структуре, существовавшей в раннем докембрии.

Рис. 4.19

Подход к расшифровке алмазоносных геологических структур через зональность популяций принципиально отличается от геофизических интерпретаций, отражающих современное состояние фундамента платформы. Это обусловлено тем, что древняя глубин-

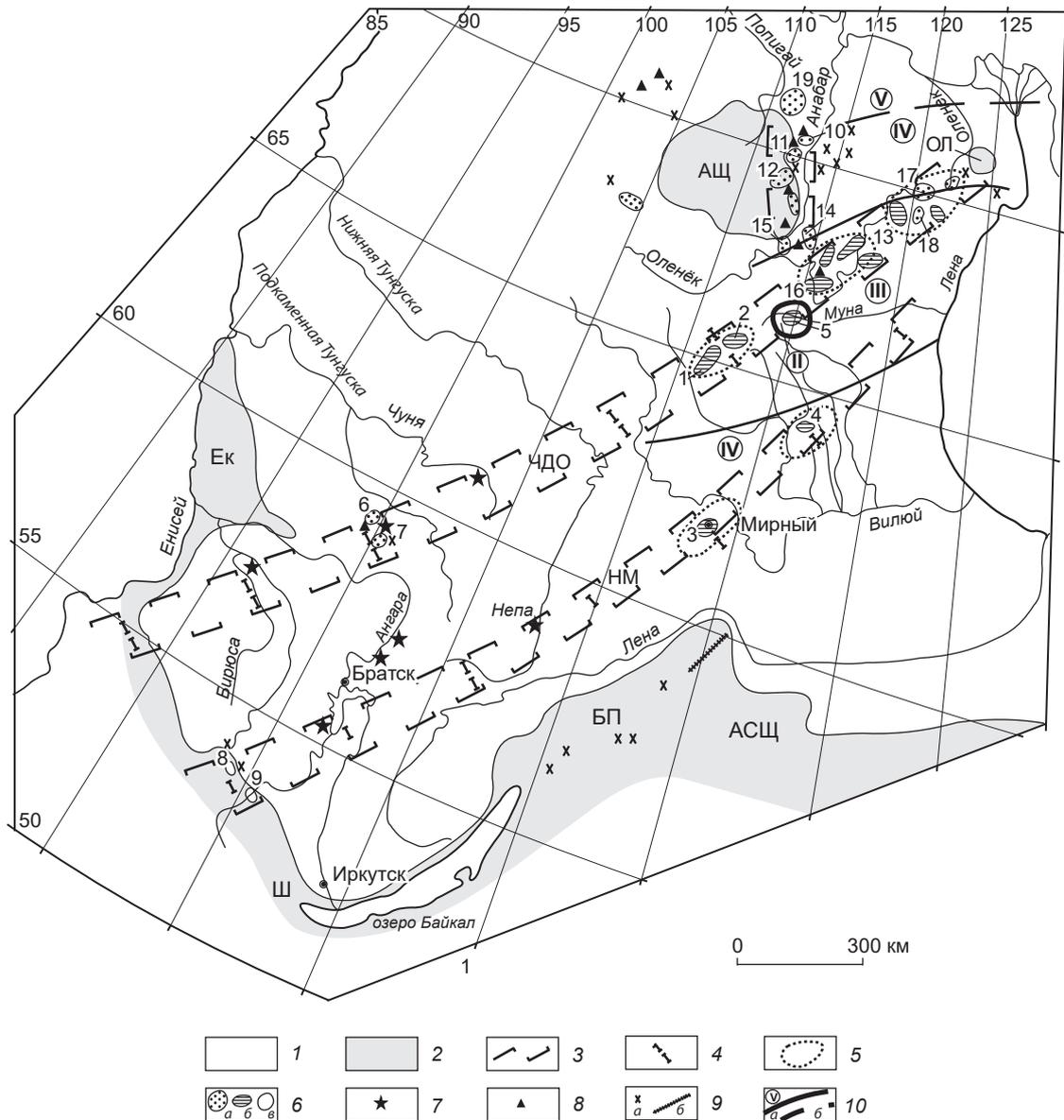


Рис. 4.18. Структура алмазоносной провинции Сибирской платформы, по [6, 156, 160, 164], с дополнениями [9]:

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – области и пояса с выходами архей-раннепротерозойских гранулитов и гранит-зеленокаменных блоков (щиты и их фрагменты): АЩ – Анабарский, ОЛ – Оленёкский фрагмент, АСЩ – Алдано-Становой, БП – Байкало-Патомский фрагмент, Ш – Шарыжалгайский фрагмент, Ек – Енисейский кряж; 3 – контуры линеаментов, определяющих минерагенические зоны (пояса): ЧДО – Чадобецко-Далдыно-Оленёкский, НМ – Накынско-Мирнинский; 4 – ожидаемые максимумы положительных фаз волновых короблений литосферы вдоль линеамента, обеспечивающих максимальную возможность адвекции глубинных масс в минерагенических областях (суперрайонах) при длине волны  $\lambda \approx 300$  км; 5 – приближенные контуры суперрайонов; 6 – контуры алмазоносных районов и полей с кимберлитами и родственными породами мезозойского (а), палеозойского (б), допалеозойского (в) возрастов (1 – Алаakit-Мархинский, 2 – Далдынский, 3 – Мирнинский, 4 – Накынский, 5 – Мунский, 6 – Тайчикуно-Нембинский, 7 – Чадобецкий, 8 – Белозиминский, 9 – Окинский, 10 – Орто-Ыаргинский, 11 – Нижнекуонапский (Старореченский), 12 – Среднекуонапский, 13 – Восточно-Укукитский, 14 – Западно-Укукитский, 15 – Куранахский (Малокуонапский), 16 – Чомурдахский, 17 – Куойский, 18 – Молодинский, 19 – Попигаийский; 7 – алмазы в аллювии; 8 – тела карбонатитов; 9 – тела щелочного и щёлочно-ультраосновного составов (а – массивы, б – пояс даек лампрофиров средне- и позднекаменноугольного возрастов); 10 – условные границы зон, в которых главные популяции алмаза из тел кимберлитов (а) и из россыпей (б) характеризуются наиболее высокими (II), промежуточными (III, IV) и относительно низкими (V) температурами образования

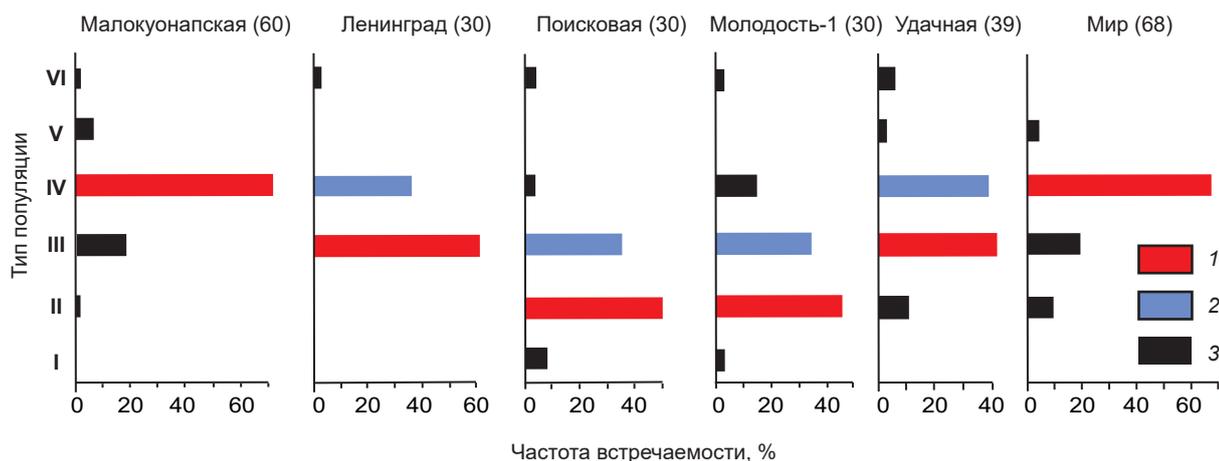


Рис. 4.19. Распределение типов популяций алмаза в кимберлитовых трубках Якутии:

популяции: 1 – главная, 2 – второстепенная, 3 – малая доля алмазов, аналогичных популяциям иных трубок; в скобках число кристаллов в проанализированной выборке

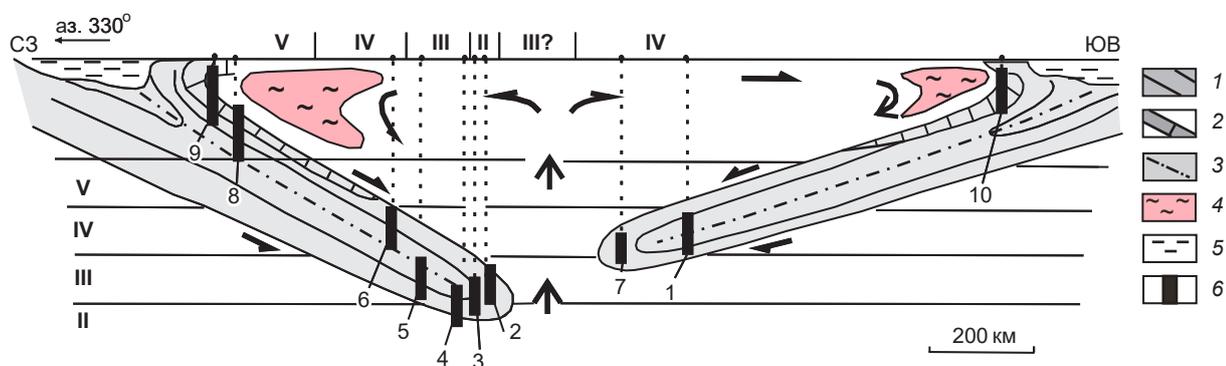
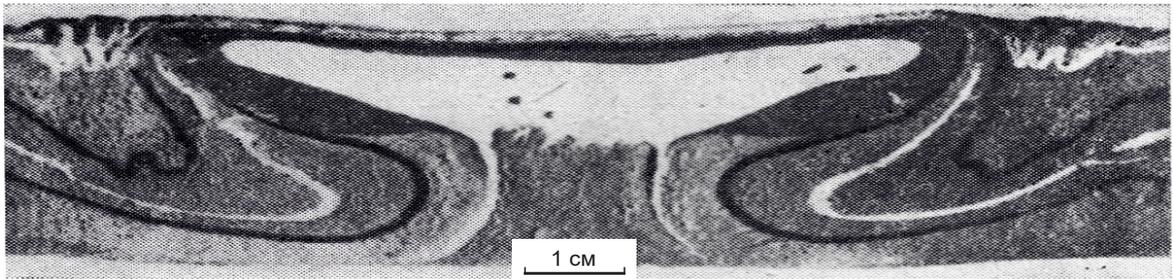


Рис. 4.20. Модель глубинной структуры Сибирской платформы в конце раннего – начале среднего протерозоя, обеспечившей преобладание типов популяций алмаза в кимберлитовых трубках; пресс-проекция на сечение по линии аз. 330°:

1, 2 – субдуцированные на рубеже среднего – позднего протерозоя толщи краевых бассейнов с ультрабазит-базитовым основанием (1) их шельфовых фаций (2); 3 – осевые поверхности субдуцированных синклиналей; 4 – архей-протерозойские толщи; 5 – краевые бассейны; 6 – вертикальные интервалы зоны субдукции, обеспечивающие алмазоносность кимберлитов в трубках Мир (1), Удачная (2), Молодость (3), Поисковая (4), Ленинград (5), Малокуонапская (6), Накынского поля (7), Попигайской структуры (8), а также состав интрузий щелочно-мафит-карбонатитовых расслоенных и кольцевых массивов, находящихся на периферии Анабарского (9) и Алданского (10) щитов; вертикальный пунктир – проекции трубок и массивов, соответствующие зональности популяций; римскими цифрами снизу вверх обозначены относительные глубинные интервалы уровней формирования типов популяций алмаза, по горизонтали – соответствующие интервалы латеральной зональности; стрелки – направления движения глубинных масс при конвекции; вертикальный масштаб разреза – условный

ная структура и геофизические свойства фундамента Сибирской платформы могут быть преобразованными под воздействием мощнейшего сибирского траппового магматизма в конце палеозоя – начале мезозоя. Учитывая всё отмеченное, можно с большой уверенностью делать общие заключения на основе особенностей положения алмазных популяций в глубинах Земли до начала их передвижения к земной поверхности и образования кимберлитов. По вертикальной и латеральной зональности популяций построен схематический разрез структуры фундамента Сибирской платформы и её периферии (рис. 4.20). Спрессованный разрез отражает общее распределение популяций алмаза в трубках Якутии (см. рис. 4.19).

Рис. 4.20



**Рис. 4.21. Тектонофизическая модель ячейистой конвекции:**

разрез слоистой модели из замазки, модельной глины и силикона, в которой при центрифугировании всплыв нижний слой, образовав диапир с расползающейся «шляпой» и субдуцированные синклинали по краям [116]

Рис. 4.21

Он же соответствует экспериментально полученной модели, реализующей гравитационную неустойчивость при тектонофизическом моделировании (рис. 4.21) [116].

Позиция главных геологических структур провинции в сопоставлении с математической моделью неустановившейся конвекции на разных фазах её развития (см. рис. 4.17) выглядит следующим образом. Верхняя часть разреза конвективной системы соответствует расходящейся в стороны сиалической части литосферы (Анабарский и Алданский щиты на краях ячее), периферическая чашеобразная часть – зонам субдукции. В нижней центральной части разреза показана ситуация до перемещения субдуцированных толщ вверх в связи с восходящей ветвью конвективной системы (плюма), т. е. в позиции толщ, соответствующей их переходу от прогрессивного метаморфизма к регрессивному. Весьма сложным является вопрос, в каком месте на глубине и под каким углом подходят друг к другу толщ, субдуцированные с разных сторон конвективной ячей, т. е. с юга и севера провинции. Можно лишь предполагать (учитывая тенденцию дрейфа литосферы к экватору под действием центробежных сил в ротационном поле Земли), что зона субдукции с севера на юг под Анабарский щит имела более крутое падение, чем субдуцированные под Алданский щит толщ с юга на север.

Воздействие ротационных сил на горизонтальные перемещения земной коры к экватору было теоретически предсказано Л. Этвёшем в 1913 г., подтверждено геологическими данными и физическим моделированием А. Вегенером (1984), а влияние переноса ротационного количества движения при конвекции земных масс на крутизну падения зон субдукции – А. Н. Барышевым [5]. Вследствие этого и по другим причинам крупные конвективные геологические системы практически всегда асимметричны. Это явление учтено на рис. 4.20. Оно проявляется в меньшей ширине зон типов популяций на севере по сравнению с южной частью их реальных проекций на поверхность платформы (см. рис. 4.18). В разрез на рис. 4.20 не включены древние толщ Байкало-Патомского шарьяжа, присутствующие на рис. 4.18. Современную позицию эти толщ заняли в силурийском и девонском периодах в результате их перемещения с юга. Разрез показывает, кроме того, проблемы в интерпретации глубинной структуры той части зоны популяций типа III, которая расположена к юго-востоку от Верхне-Мунского (тр. Поисковая) и Далдынского (трубки Молодость и Удачная) полей. Зона III здесь намечена по алмазам из россыпей при отсутствии трубок. Отсутствие субдуцированных толщ вблизи оси восходящей ветви модели конвективной ячей позволяет предполагать, что алмазоносные кимберлитовые трубки в указанной части зоны III не обнаружены до сих пор по причине их реального отсутствия в природе.

В целом разрез может быть интерпретирован и как механизм формирования, по крайней мере, части литосферного кия, выявленного под Сибирской платформой А. В. Манакон-

вым на основе магнитотеллурического зондирования (МТЗ) [119]. Литосферный киль как погружение масс литосферы в астеносферу может получить иное толкование. Субдукционные зоны, имеющие падение навстречу друг другу, ограничивают по краям клинообразный блок мантии. Расплющивание толщ, образование кристаллизационной сланцеватости в зонах субдукции неизбежно приводят к снижению эффективной вязкости. Пониженная вязкость – главный фактор в общих представлениях об астеносфере. Сланцеватость и повышенное содержание флюидов в зонах субдукции по краям кия могут в значительной мере обуславливать отличие электромагнитных свойств этих зон от остальной части мантии, фиксируемых МТЗ. В отличие от геофизического метода анализ зональности популяций алмаза в сочетании с тектонофизическими закономерностями позволяет проинтерпретировать, по меньшей мере, часть литосферного кия в связи с определённым процессом протерозойской геодинамики. Это не относится к структурам кия, имеющим близмеридиональное простирание, согласное с архейскими структурными зонами. Что касается предлагаемой О. М. Розеном интерпретации литосферного кия как части литосферы, обусловленной коллизией плит, и развиваемых им взглядов на источник и геодинамику образования алмазов в статьях [118, 119], то модели, коллизионная и предложенная нами, существенно различаются. В модель О. М. Розена, в которой субдукция происходит только с юго-запада на северо-восток, не укладывается двусторонняя зональность популяций алмаза. Модель включает многократную субдукцию, в том числе в палеозое под стабильную Сибирскую платформу. Как отмечено в разделе 4.3, субдукция плит до ядра Земли по модели, предложенной О. М. Розеном, к тому же осуществляемая неоднократно и за очень короткий промежуток времени, невозможна. Согласно расчётам, учитывающим весьма большую вязкость нижней мантии, на подобное явление требуется больше времени, чем прошло за весь период существования нашей планеты [4]. То, что на глубине более 700 км нет сейсмофокальных зон землетрясений, подтверждает отсутствие субдукции литосферных плит до ядра Земли.

Из пресс-проекции на вертикальное сечение (см. рис. 4.20) следует, что наиболее алмазоносной частью мантии является весьма ограниченный вертикальный интервал субдуцированной литосферы (особенно та его часть, которая близка к ядрам субдукционных сжатых синклиналей), представляющий собой зону с главными популяциями алмаза. Этот интервал меняет свою глубину, в результате чего возникает латеральная зональность популяций. Верхние и нижние части продуктивного интервала обеспечивают наличие в трубках второстепенных популяций алмаза, смежных по характеристикам с главными популяциями. То же следует из графиков (см. рис. 4.19). Они показывают примечательную картину: в пределах одной трубки второстепенная популяция чаще располагается на меньшей глубине, чем главная. Это вполне закономерно, так как при подъёме алмазоносной среды перед образованием кимберлитов часть кристаллов алмаза может образоваться на меньших глубинах, соответствующих иным популяциям. При кимберлитовых извержениях вынос алмазов через трубку начинается тоже с меньших глубин. Вынос с глубин бóльших, чем глубины главной популяции, очевидно, менее значителен.

Необходимое условие продуктивности кимберлитов – наличие в их протолите включений углеводородов, которые, будучи первично экзогенными, погружаются в глубины Земли вместе с субдуцированными толщами. Образование алмаза происходит при реакции этих углеводородов с оксидами углерода. При отсутствии углеводородов кимберлитовый вулканизм даже с продуктивного интервала вынесет к поверхности Земли мантийные породы с карбонатами, но без алмазов, а также породы остальных частей мантии, не относящихся к зоне субдукции. Следствием всего этого является реальная продуктивность лишь одной десятой части кимберлитовых трубок из общего их числа в провинции.

Среди структур, способствующих зарождению кимберлитового вулканизма, на Сибирской платформе могут быть намечены линеаменты минимум двух направлений: северо-восточного и северо-северо-западного (близмеридионального) (см. рис. 4.18). К северо-восточным относятся Чадобецко-Далдыно-Оленёкский (ЧДО) и Накынско-Мирнинский (НМ) линеаменты. В современной структуре Сибирской платформы они выражены поясами повышенной концентрации даек и иных тел траппов, что отчётливо видно на геологических картах м-ба 1:1 000 000. В отношении глубинных алмазоносных структур они могут отражать также два минерагенических пояса, в которых поднимались массы из двух зон субдукции, погружённые до этого с северо-запада и юго-востока. Эти линеаменты образовали Усть-Илимск-Нижнеленский минерагенический мегапояс [11]. Если такая интерпретация структур, наследующих структуры ячеистой конвекции, верна, то следует ожидать отсутствие алмазоносных кимберлитов в полосе между двумя поясами, т. е. вдоль оси мегапояса.

Из линеаментов близмеридионального направления наиболее ярко выражен протягивающийся с юга на север от Накынского кимберлитового поля к Попигайскому. Линеамент контролирует размещение как палеозойских, так и мезозойских кимберлитовых трубок. Геологические структуры этого направления наиболее ярко проявлены в архейских толщах Анабарского и Алданского щитов. Такое направление не характерно для средне- и позднепротерозойских толщ, залегающих несогласно на архей-раннепротерозойских образованиях Анабарского щита и Станового, примыкающего с юга к Алданскому. Не соответствует это направление и простиранию зон популяций алмазов на Сибирской платформе. То есть структуры, определяющие алмазообразование, и структуры, способствующие кимберлитовому вулканизму, разные. Последние могут наследовать возрождённые структуры фундамента, даже те, которые сформировались значительно раньше алмаза. Процессы подъёма алмазоносных толщ и кимберлитовый вулканизм проявлялись неоднократно при тектономагматической активизации Сибирской платформы. Подъём среды существенно не нарушил общую латеральную зональность главных популяций алмаза.

Протестируем модель в целом – насколько она соответствует фактическим данным и выводам предшествующих глав.

1. Модель отвечает фактам связи источника алмазов с субдуцированными толщами земной коры и экзогенной (в частности биогенной) природой углерода, водорода, азота.

2. Ячеистой адвекции (ограниченной по фазе конвекции) отвечают представление о развитии субдукции с разных сторон под единую ячею и, соответственно, установленная нами двусторонняя (с элементами концентричности) латеральная зональность популяций алмазов.

3. Субдукции в виде опрокинутой сжатой синклинали, а не плоского слэба удовлетворяет, с одной стороны, наличие двух типов алмазоносных эклогитов, с другой – залегание, по крайней мере, части эклогитов (с экзогенными источниками алмаза) под гипербазитами.

4. В дополнение к пунктам 2 и 3 в качестве теста следует добавить как некоторые общие особенности минерагенической зональности провинции, так и частные геологические структуры, подтверждающие сделанные выводы. Для Сибирской платформы, как и для юга Африки, по данным Р. Митчелла [277], характерно размещение карбонатитов и щелочных, в частности фосфорноносных, интрузивных пород ближе к периферии платформы относительно кимберлитов. Такая закономерность не случайна. Эти вопросы подробно рассмотрены в разделе 4.6.

Среди субдуцированных толщ при весьма длительном процессе метаморфизма образуются алмазы. Метаморфизованные толщи служат протолитом для значительно более

поздних кимберлитов. Уже упомянутые в разделе 1.2 данные по включениям в алмазах района Жуина (Бразилия) [245] указывают на то, что состав алмазоносной среды (это и карбонаты, и фосфаты, и фториды) геохимически близок толщам шельфовых фаций.

На входящие в эти толщи и включения в алмазах фториды следует обратить особое внимание. Для осадочных формаций шельфа и континентального склона на границе с платформами характерен флюорит в полиметаллических проявлениях и месторождениях, сингенетичных с осадками. Такая закономерность существует в фанерозойских образованиях Урала, Средиземноморья и других территорий. Она проявляется и в магматических формациях. Согласно исследованиям И. Н. Бушлякова [30, 50], фторная специализация характерна для внутрикоровых постколлизийных *S*-гранитов, в отличие от хлорной специализации *I*-гранитов, ассоциирующих с надсубдукционными габброидами активных окраин. Иначе говоря, фториды, как и фосфаты во включениях алмаза, больше всего гармонируют с геохимическими чертами шельфовых фаций палеобассейнов, а не свидетельствуют о глубоком мантийном источнике, «идентифицированном как нижнемантийная первичная карбонатитовая ассоциация» в работе [245]. Её авторы приводят обширный список минералов, в том числе 11 впервые ими установленных. Минералы присутствуют в виде «ультрамикровключений» размером от 50 до 700 нм (доломит, анкерит, магнетит, брейнерит, галит, сильвин, сульфиды железа и никеля, никелистое железо и др.). Отмечается, что никелистое железо и брейнерит характерны для железистых и углистых метеоритов. То есть установленная весьма разнообразная смесь наночастиц вполне может соответствовать космической пыли, попавшей в толщи до их субдукции, а потом захваченной алмазами. Другими словами, смесь наночастиц, захваченных алмазами, указывает в большей мере на их предварительное попадание в осадки в предшествовании субдукции, а не на «путешествие» из нижней мантии.

5. В латеральной зональности провинции сочетание наиболее высокотемпературной области, фиксированной глубинными алмазами, с областью наибольшей мощности осадочных толщ, обладающих пониженной плотностью в общем разрезе литосферы, отвечает адвективной ячейе. То есть сочетание максимальных температур на глубине с областью проседания земной коры может отражать подъём глубинных масс большой плотности. Данный процесс, естественно в силу изостазии, сопровождается просадкой литосферы (за счёт оттока промежуточных масс) и заполнением депрессии менее плотными осадками. Это соответствует модели мантийного диапиризма, или плюмообразования, т. е. восходящему потоку в центральной части конвективной (адвективной) ячейе при растекании масс вверху в стороны, подобно рассеянному спредингу в окраинных морях.

6. Соотношение возраста метаморфических толщ фундамента платформы и возраста алмазов. Как следует из модели развития ячейистой конвекции, субдуцирование окружающих толщ под ячейю сопровождается компенсационным извлечением из глубины нагретых масс, которые стремятся обдуцировать на погружающиеся массы. Первые соответствуют зеленосланцевым (зеленокаменным), а вторые – гранулит-гнейсовым блокам вблизи щитов [109, 110].

В геологии фанерозоя такие подвижные пояса рассматриваются в качестве фундамента ранних орогенов, или краевых поясов. Завершение их формирования фиксируется резкими региональными стратиграфическими и структурными несогласиями. Таким образом, по несогласиям и времени гранулитового метаморфизма можно с известной долей вероятности судить о возрасте древней субдукции, а отсюда и о времени начала роста кристаллов алмаза.

В этом аспекте важно провести сопоставление зональности популяций алмаза, позиции и направления структур, контролирующей размещение кимберлитовых полей и кус-

тов, со структурами, фиксированными зеленосланцевым и сопутствующим гранулитовым метаморфизмом.

Выявленной нами двусторонней с элементами концентричности зональности разнотемпературных популяций алмазов на Сибирской платформе соответствует окаймление фундамента платформы поясами метаморфизма раннепротерозойского возраста [157], что подробнее изложено в разделе 4.7. Всё вместе взятое позволяет считать наиболее обоснованным временем образования алмазов Сибирской платформы промежутки 1,8–2,0 млрд лет, который к тому же удовлетворяет и правилу Клиффорда.

Итак, комплекс существующих критериев тестирования геодинамических моделей алмазоносных провинций может быть дополнен новыми минералого-геохимическими критериями.

#### **4.6. Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза**

Минерагения алмазов традиционно исследуется по данным геологического строения и состава среды, в которой они встречаются вблизи земной поверхности, термобарометрии и изотопного возраста включений, а также состава изотопов углерода в алмазе. В то же время, полностью не исчерпана возможность изучения самого алмаза и его групп для получения новой информации по ряду проблем общей минерагении и связи её с процессами, формирующими фундамент платформ.

Пространственная зональность в распределении алмазных популяций даёт материал для понимания условий образования и геологического строения фундамента древних платформ. Эта зональность характеризует увеличение глубины структурной зоны, в которой происходило образование алмазов, от периферии к центральным частям платформы, и детализирует ранее установленную общую минерагеническую зональность платформ – от кимберлитов в центре к лампроитам и далее к карбонатитам и щелочным интрузивам с присущей им металлогенией по периферии [12, 156]. Кроме того, на основе общей зональности платформ с разными типами алмазных месторождений можно выделять формационные типы месторождений, имеющих то или иное соотношение с субдукцией, которые характеризуются определёнными температурами и глубиной, содержанием примесей. Такая типизация месторождений в настоящее время не проведена. Региональный фактор, характеризующий алмазные месторождения (не только как «алмазная фация глубинности»), может войти в их формационную характеристику и пояснить условия размещения.

Популяции алмаза дали возможность решить ряд вопросов минерагении. Они позволили обосновать конкретную роль глубинной геодинамики в алмазообразовании. Именно на основе популяций были установлены закономерности сочетания разных условий формирования и размещения алмаза в трёхмерном пространстве минерагенической провинции. Их анализ в сочетании с детальным исследованием поведения водорода в кристаллах алмаза, обосновавший экзогенную природу части их источника, позволил ответить на вопрос, почему на территории алмазоносной провинции около 90 % кимберлитовых трубок не содержат алмазы, хотя в них присутствуют минеральные ассоциации значительных глубин, сопоставимых с глубинами алмазообразования. Всё это было охарактеризовано и обосновано выше. Но минерагенические следствия, вытекающие из анализа популяций алмаза, шире, если их учитывать при анализе общей минерагении платформ. Пространст-

венная зональность в распределении популяций алмаза даёт дополнительный материал для обоснования геологической модели и понимания геодинамических условий образования карбонатитов в сочетании с щелочными интрузивами и их металлогении в фундаменте древних платформ [12, 156].

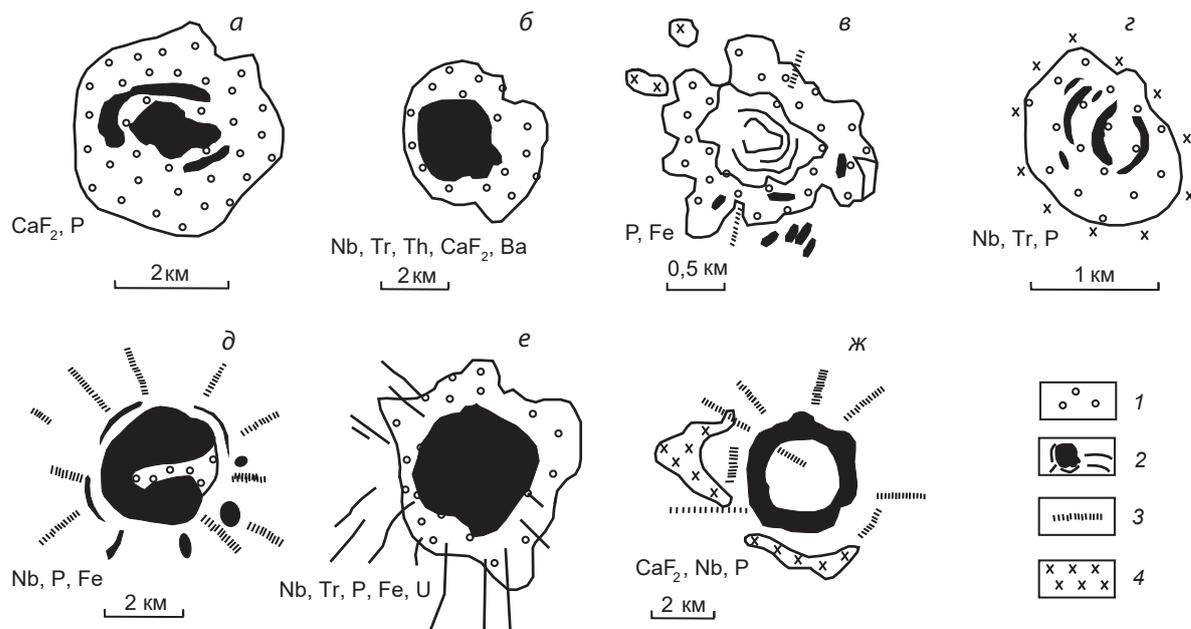
Модели тектоники плит не предусматривают субдукцию шельфовых фаций литосферы. Литосферные плиты с океаническим типом земной коры субдуцируют под континент или островную дугу перед глубоководным желобом, т. е. за пределами шельфа. В отличие от этого в конвективной модели субдуцируют и шельфовые фации с континентальным типом земной коры. Среди таких фаций, как известно, большую роль играют карбонаты, фосфорсодержащие осадки. Как видно из рис. 4.20, при субдукции толщи с этими фациями переворачиваются кровлей вниз. Будучи затянутыми конвективным процессом под породы верхней части мантии, они оказываются в обстановке гравитационной неустойчивости. Дальнейшая реализация неустойчивости при особых условиях приводит к карбонатитовому и щелочному фосфорноносному магматизму, что согласуется с двумя важными обстоятельствами.

Во-первых, часть карбонатитов сопровождается алмазами, на что обращали внимание Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчиков [87]. Опубликованные данные по включениям в алмазах района Жуина [245] (рассмотрено выше) указывают на то, что в состав алмазоносной среды входят вещества (это и карбонаты, и фосфаты, и фториды), близкие по геохимическим чертам толщам шельфовых фаций. Во-вторых, наличие в зоне субдукции толщ как в нормальном, так и в перевёрнутом залегании согласуется с двумя противоположными (центробежной и центростремительной) зональностями, отмеченными В. И. Смирновым в кольцевых массивах, сочетающих щелочные ультрамафиты и карбонатиты [128]. Разная зональность является следствием поднятия (адвекции) тектонически расслоенного комплекса в виде колонны. Залегание ультрамафитов в нижней части приведёт к зональности с ультрабазитами в центре. Но чаще карбонатиты занимают центральную часть в концентрической зональности массивов (рис. 4.22, 4.23). Иначе говоря, карбонатитовые массы, как и алмазоносные, извлекаются из расслоенных при субдукции глубинных масс в адвективных колоннах. Разница между ними состоит в том, что карбонатиты в силу периферической латеральной, а следовательно, и менее глубинной позиции источника извлекаются при меньших давлениях и в колоннах с несколько бóльшим диаметром, чем у обычной кимберлитовой трубки. Отсюда – нехарактерные для них взрывные явления на завершающих фазах процесса подъёма, которые присущи кимберлитовому взрывному вулканизму. В карбонатитах сохраняются следы расслоенности глубинного источника с разной последовательностью залегания в нём слоёв.

В русле закономерной пространственной эволюции свойств алмазных популяций [159–161], а также разработок по иерархии конвективной геодинамики [4–6] предлагается для обсуждения один из путей дальнейшего развития теоретических основ алмазообразования: взаимосвязь формирования типов алмазных популяций с масштабами и временными характеристиками конвективных геологических систем. К этому побуждают дополнительный фактический материал по геологии алмазов, изложенный ниже, и теоретические основы тектонофизики. Алмазная популяция типа V имеет резко повышенное содержание азота и малую степень его агрегации в кристаллах в общем ряду типов популяций. Это в определённой мере сближает популяцию типа V с алмазами из апоосадочных метаморфических толщ, например, месторождения Кумды-Коль [161]. Однако по другим свойствам месторождения алмазов весьма отличаются. Алмазы месторождения Кумды-Коль чрезвычайно мелкие, содержание азота в них весьма высокое, а степень агрегации крайне низкая. Алмазоносные тела – не кимберлитовые трубки, а тектонические пластины метаморфических толщ. Есть ещё одно важное отличие, на которое ранее не обращалось внимание: раз-

Рис. 4.22

Рис. 4.23

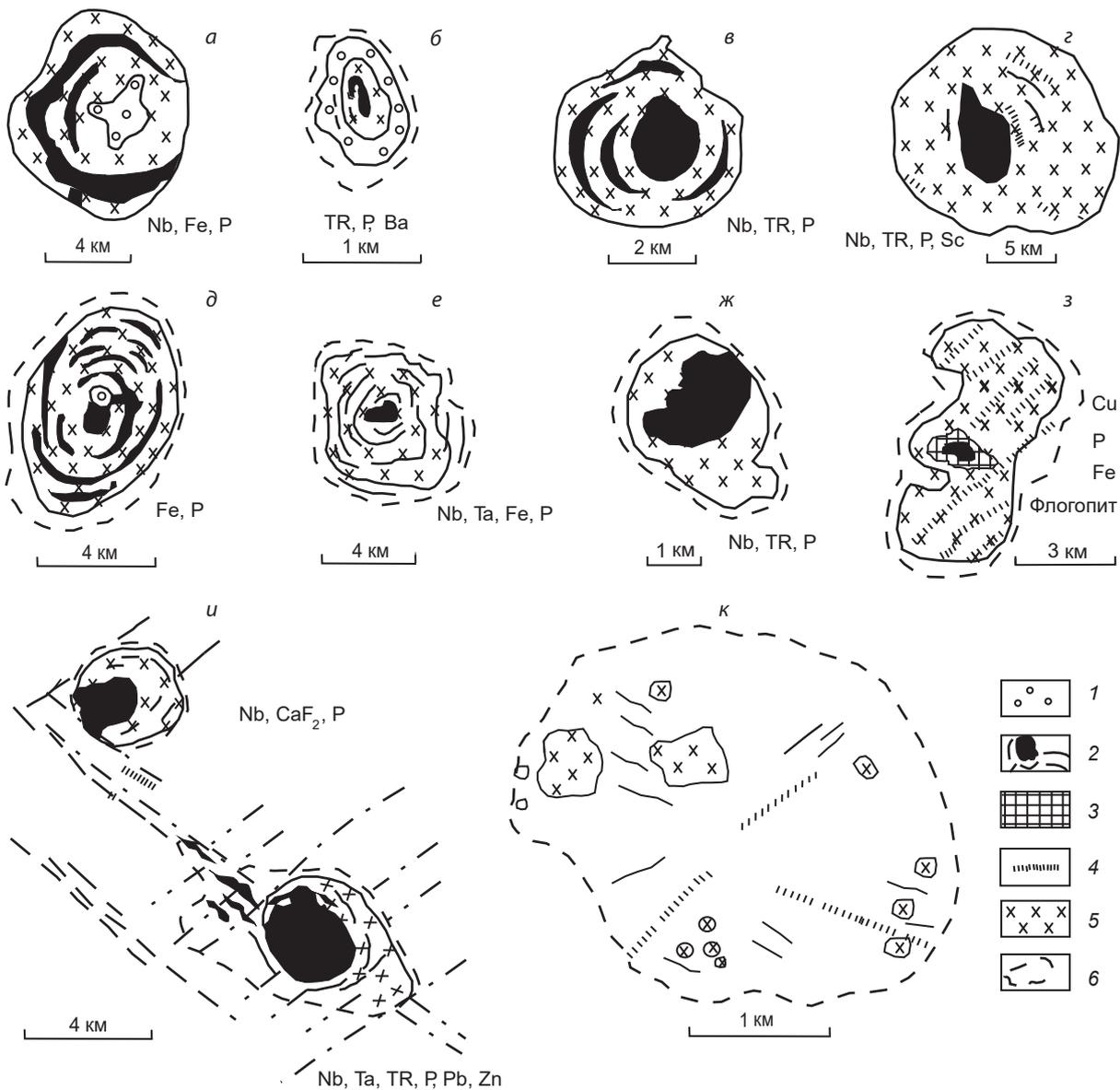


**Рис. 4.22. Карбонатитовые рудные поля и месторождения вулканогенной группы, по [12]:**

массивы: *а* – Крюдфонтейн (ЮАР), *б* – Мвамбуто (Замбия), *в* – Хома (Кения), *з* – Санго (Малави), *д* – Торор (Уганда), *е* – Ханнешин (Афганистан), *ж* – Амба-Донгар (Индия); 1 – вулканиты (эффузивы, пирокласты, жерловые штоки); 2 – карбонатиты; 3 – дайки щелочных пород; 4 – щелочные породы

ный латеральный размер тектонических конвективных систем, определяющих образование зон регионального метаморфизма и геодинамику алмазобразования. Месторождение Кумды-Коль принадлежит к Кокчетавскому району, расположенному в северной части Тенгизской тектонической ячей (название по оз. Тенгиз в её центре). Поперечный её размер составляет 0,5–0,6 тыс. км. Размер конвективной ячей, определяющей развитие алмазоносных систем Сибирской платформы, около 1,5–1,7 тыс. км, т. е. в три раза больше. Размерные параметры ячеей геологических масс, подверженных конвекции в гравитационном поле, весьма важны, так как они имеют определённые соотношения с вязкостью этих масс и временем фазового развития. Выше уже упоминалось соотношение размеров, вязкости вещества конвективных систем и времени, необходимого для развития начальных фаз конвекции, в соответствии с уравнениями подобия [4, 5].

В подобных системах уменьшению размерного параметра на один десятичный порядок должно соответствовать снижение вязкости вещества на три порядка, а время достижения одинаковых фаз конвекции уменьшается на два порядка. Упоминание о фазах обязательно, так как почти всегда в тектонических процессах не происходит полный круговорот масс, т. е. конвекция не установившаяся. Проверка упомянутой закономерности соотношений параметров конвекции путём ранжирования конкретных геологических систем по десятичным порядкам размеров (от первых тысяч до единиц километров) подтвердила изменение порядка вязкости. Опираясь на это, можно проанализировать различие условий развития Тенгизской и Сибирской ячеей и отражение этих различий на условиях образования алмаза, т. е. предлагается сравнить, с одной стороны, систему, несущую мелкие алмазы в апотерригенных метаморфических толщах (за ними укоренилось наименование «метаморфогенные алмазы»), а с другой – систему, включающую кимберлитовые алмазы, которые, как показано выше, тоже росли в условиях регионального метаморфизма. Установить соотношение вязкости в двух системах прямыми методами невозможно. Можно лишь



**Рис. 4.23. Карбонатитовые рудные поля и месторождения вулcano-плутоногенной и плутоногенной групп, по [12]:**

массивы: *a* – Букусу (Уганда), *б* – Канганкунде (Малави), *в* – Араша (Бразилия), *г* – Томтор (Россия), *д* – Гленовер (ЮАР), *е* – Арбарастах (Россия), *ж* – Сент-Оноре (Канада), *з* – Палабора (ЮАР), *и* – Большетагнинский и Белозиминский (Россия), *к* – Хамнинский (скрытый, Россия); 1 – карбонатитовые агломераты; 2 – карбонатиты; 3 – апатит-магнетитовые руды (фосфориты, камафориты); 4 – дайки щелочных пород; 5 – ультраосновные, щелочные породы; 6 – ореол фенинизации

с уверенностью утверждать, что вязкость толщ, насыщенных осадочными породами (кумдыкольский разрез Тенгизской системы), значительно уступала вязкости базит-гипербазитовых толщ, которые стали основой для кимберлитов. Если исходить из трёхкратного различия размеров ячеек, то вязкость могла отличаться в  $3^3$  раза, т. е. примерно в 30 раз, или на 1–2 десятичных порядка. Исходя из того же различия размеров ячеек, можно предположить, что глубина субдукции, сопряжённой с развитием Тенгизской ячейки, была приблизительно в 2–3 раза меньше по сравнению с глубиной субдукции толщ под Сибирскую ячейку, а отсюда происходят меньшие литостатическое давление и температура в первом случае.

Субдукция, связанная с конвекцией в Тенгизской ячее, вероятнее всего, была коровой. Развитие конвекции приводило к последующему извлечению глубинных масс (эдукции) аналогично формированию метаморфического фундамента краевых поясов. Неслучайно в Кокчетавском районе широко развиты более молодые, чем алмазные, месторождения золота и урана, характерные для краевых поясов, которых нет в зонах кимберлитового вулканизма Сибири.

Первые два условия приводят к несомненному выводу, что время функционирования Тенгизской ячей было меньшим по сравнению со временем существования Сибирской ячей в протерозое. Если соотношения первых двух параметров были аналогичны предполагаемым, то разница в продолжительности времени (для достижения аналогичных фаз конвекции) должна быть равной  $3^2$ , т. е. в несколько (до десятка) раз меньше. С таким выводом согласуется и то, что пик метаморфизма алмазоносных кумдыкольских толщ был на границе венда и кембрия, а это служит препятствием к применению здесь правила Клиффорда, установленного для алмазов кимберлитов платформ.

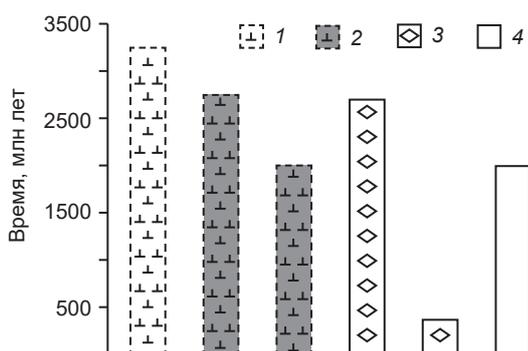
С рядом этих геологических выводов логично увязываются минералогические особенности алмазов месторождения Кумды-Коль, отличных от кимберлитовых: азот в алмазах, несмотря на высокую его концентрацию, очень слабо агрегирован, что связано с меньшими температурами, глубинами и длительностью процесса роста алмаза; кристаллы алмаза очень мелкие. Большие концентрации углерода и азота из органических веществ, имевшихся в среде кристаллизации, могли бы обеспечить дальнейший рост алмазов. Но такого не произошло, и причинами прекращения роста могли быть разные факторы. Один из них тот, что чрезвычайно мелкие, точечные источники углеводородов (биогенного углерода) были до этого израсходованы на образование алмаза. Однако не менее вероятно и то, что углеродистые толщи осадочных пород при субдукции едва ли достигали верхней части уровня, соответствующего популяции кимберлитовых алмазов типа V, а вслед за этим в виде пластины извлекались восходящей ветвью Тенгизской конвективной ячей на уровень, где *PT*-условия соответствовали переходу алмаз-графит, а поднимаясь выше, соответствовали условиям графита. Начавшие расти мелкие кристаллы кумдыкольских алмазов, естественно, прекращали свой рост. Часть мелких алмазов до этого была капсулирована в гранатах. Таким образом, популяция казахстанских алмазов существенно иная, чем любая популяция Сибири. Однако именно подход к казахстанским алмазам с позиции связи популяций с особенностями конвективной геодинамики позволяет объяснить ряд загадочных явлений. Кроме того, популяции, их типизация и тренды изменчивости позволяют связать образование весьма разных алмазов в различных геологических обстановках единой нитью регионального метаморфизма, обусловленного субдукцией. Разработка концепции популяций и их типов, геодинамики их развития продвигает наше понимание проблем источника алмаза и условий его образования.

#### **4.7. Роль геодинамической модели образования алмазов при оценке их возраста**

Одним из дискуссионных вопросов минерогении алмаза является геологический возраст образования его кристаллов, позже выносимых к земной поверхности кимберлитами и лампроитами [162, 163]. Наиболее достоверные и воспроизводимые датировки возраста алмазов сопоставляются с изотопным возрастом включений силикатов (Sm-Nd метод)

и сульфидов (Re-Os метод); они обобщены в работе [296]. Представленные в ней данные охватывают кристаллы примерно из двух десятков месторождений мира и показывают вариации изотопного возраста «минералов-узников» от 1 до 3,5 млрд лет. При этом вариации возраста минералов даже из одной и той же трубки нередко достигают 1,5 млрд лет. Такой значительный разброс, прежде всего, характерен для кристаллов алмаза с разным составом «минералов-узников». Алмазы с «минералами-узниками» ультраосновной ассоциации чаще оказываются более древними, чем алмазы с «узниками» эклогитовой ассоциации. Кроме того, для одной и той же трубки датировка алмазов по включённым в них сульфидам демонстрирует бóльший разброс и в целом более древний возраст, чем по включениям силикатов. Отмеченные разные оценки геологического возраста алмаза в значительной мере обусловлены тем, что существующие изотопные методы не позволяют проводить прямую датировку самого алмаза. Датируются лишь минералы, изотопный возраст которых нередко не совпадает с возрастом алмаза. В публикациях, как правило, не содержатся обоснования сингенетичности алмаза с его включениями. Эта проблема заслуживает самостоятельного исследования, сочетающего собственно минералогические критерии условий роста алмаза и природы его включений с тектоническими факторами развития алмазоносной системы в масштабе провинции. Рассмотрим это на примере Сибирской платформы, используя как изотопные датировки минералов из литературных источников, так и ранние наши разработки по ряду вопросов алмазообразования [6, 9, 160, 162, 163].

*Изотопная датировка алмазов Сибирской платформы.* По сравнению с алмазами Африки абсолютный возраст якутских алмазов относительно мало изучен. Исключение составляют алмазы тр. Удачная, датировке которых посвящён ряд работ [28, 112, 237, 238, 281, 282, 286]. Обзор имеющихся в литературе данных, касающихся алмазов трубок Удачная, Мир, Айхал и Сытыканская, проведён А. И. Зайцевым [59]. Им просуммированы результаты определений изохронного и модельного возрастов (Sm-Nd, Re-Os, Pb-Pb методы) алмазов с включениями минералов ультраосновной и эклогитовой ассоциаций, а также алмазосодержащих ксенолитов в кимберлитах из тр. Удачная. Наиболее интересны, с нашей точки зрения, определения изохронного возраста алмаза Sm-Nd методом по включениям граната и клинопироксена. В работе [286] на основе статистически представительных данных (более 150 включений пироповых гранатов гарцбургитовой ассоциации) установлен изохронный возраст алмаза из тр. Удачная, составивший  $2010 \pm 60$  млн лет. Ана-



**Рис. 4.24. Результаты Sm-Nd датирования алмазоносных ксенолитов (1-3) и алмаза (4) по гранату из тр. Удачная, по [112, 238, 239, 282]:**

1, 2 – модельные возрасты соответственно перидотитового и дунитового ксенолитов в кимберлитах; 3, 4 – изохронные возрасты соответственно эклогитовых ксенолитов и алмаза

логичный возраст алмаза из этой трубки получен Г. П. Булановой с соавторами Pb-Pb методом по центральным включениям пентландита перидотитовой ассоциации [28]. Датировки, выполненные по гранату в алмазоносных ультраосновных и эклогитовых ксенолитах из кимберлитов тр. Удачная, характеризуются значительным разбросом – от 3000 до 340 млн лет (рис. 4.24). На рис. 4.24 приведено сопоставление Sm-Nd изохронного и модельного возрастов содержащихся в кимберлитах ксенолитов перидотитов, дунитов, эклогитов и включений в алмазе граната ультраосновной ассоциации.

В большинстве случаев гранат включений моложе или равен по возрасту гранату

Рис. 4.24

материнских пород. Однако в отдельных эклогитовых ксенолитах его возраст существенно меньше – 340 млн лет (см. рис. 4.24). Он близок к возрасту самой трубки и, по-видимому, не связан с кристаллизацией алмаза. Из этого следует, что более достоверные результаты дают гранаты включений, «законсервированных» внутри кристалла алмаза, тогда как к датировкам алмаза по гранатам алмазоносных пород необходимо относиться с осторожностью. В работе [312] проанализированы Sm-Nd соотношения в клинопироксенах и гранатах из алмазоносных эклогитовых ксенолитов и соответствующих «минералах-узниках» алмаза тр. Удачная. Как показали исследования, датировки по минеральным включениям клинопироксена в алмазе наиболее согласуются с данными по возрасту ксенолитов (рис. 4.25). Кроме того, делается вывод, что именно клинопироксены позволяют определять возраст древнего протолита эклогитов, составляющий  $2930 \pm 61$  млн лет. Всё это ещё раз демонстрирует, что возраст алмазов одной и той же трубки, определённый по включениям разных минералов, может существенно различаться. Включения клинопироксенов во многих случаях значительно более древние по сравнению с алмазом, а включения граната в алмазах с большой долей вероятности сингенетичны с ними.

Рис. 4.25

*Основные черты существующих геолого-генетических моделей алмазообразования и их следствия.* Трактовка возрастных соотношений алмаза и его «минералов-узников» в значительной мере зависит от концептуальной геолого-генетической модели алмазообразования.

Поддерживая наиболее обоснованную и принятую большинством исследователей точку зрения на докимберлитовый возраст алмазов, остановимся на двух принципиально различных группах концепций. К первой, наиболее распространённой, собственно магматогенной группе относятся предположения, что все минералы ультрабазитовой и базитовой ассоциаций являются собственно магматическими. По одной из концепций этой группы все минералы, в том числе и алмаз, кристаллизовались из единой магмы, т. е. были практически сингенетичными. Согласно другой концепции, базиты кристаллизовались из магмы, а ультрабазиты представляли рестит. Минералы рестита в этом случае могут быть существенно более древними. Без учёта данного обстоятельства появилось мнение о том, что алмазы, сопровождаемые ультрабазитовой ассоциацией минералов, значительно древнее алмазов эклогитовой.

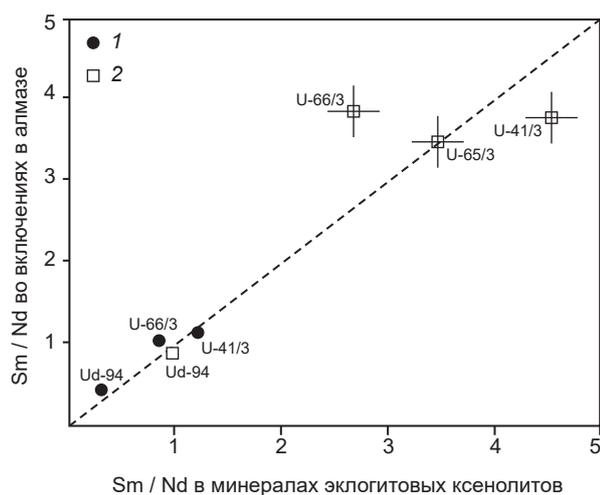
Вторая группа концепций учитывает современные мобилистские геотектонические представления, а именно погружение толщ в зоны субдукции. Субдукции подвергаются толщи бассейнов, дно которых сложено базитами, гипербазитами и углеродсодержащими осадками. Одна концепция из этой группы рассматривает субдукцию по модели тектоники плит. Субдукция толщ на глубине в ходе декомпрессии сменяется образованием из них кимберлитовой магмы, которая при извержении захватывает образовавшиеся ранее магматогенные или флюидогенные алмазы, далее вынося их к поверхности Земли [141]. Эта модель предусматривает одностороннюю зональность ультращелочного, лампроитового и кимберлитового магматизма. Другая концепция рассматривает субдукцию не в связи с тектоникой плит, а как краевой эффект ячеистой конвекции в масштабе провинции [6, 9]. Центральная часть конвективной системы формирует верхнюю часть фундамента платформы со щитами по периферии. С боков системы под фундамент, в сторону центра платформы, субдуцируют толщи смежных бассейнов, что в итоге определяет двустороннюю зональность условий алмазообразования в фундаменте платформы. Принципиальное отличие конвективной модели от плейт-тектонической состоит в том, что субдукция осуществляется не в виде плиты, а в виде сжатой, почти лежащей синклинали, в ядре которой толщи расплющиваются и породы подвергаются региональному метаморфизму. Из этого следует, что магматические минералы могли находиться в древних толщах, которые значитель-

но позже были субдуцированы и метаморфизованы. А возраст алмаза, как и граната, омфацита (в эклогитах), соответствует возрасту метаморфизма.

Как было показано выше, именно конвективная геодинамическая модель алмазообразования наиболее обоснована. Базируясь на ней, можно оценить возраст алмазов в масштабах кимберлитовой провинции, сопоставляя геологические данные с изотопным датированием минералов пород и «минералов-узников» в алмазах.

*Соотношение возрастов метаморфических толщ фундамента платформы и алмазов.* Как следует из модели развития ячеистой конвекции [6], субдуцирование окружающих толщ под ячею сопровождается компенсационным извлечением из глубины нагретых масс, надвигающихся на погружающиеся массы. Первые соответствуют зеленосланцевым (зеленокаменным), а вторые – гранулит-гнейсовым блокам вблизи щитов. Завершение их формирования фиксируется резкими региональными стратиграфическими и структурными несогласиями, как отмечалось выше. Таким образом, по несогласиям и времени гранулитового метаморфизма можно с известной долей вероятности судить о возрасте конвективного процесса, субдукции и, следовательно, о времени начала роста кристаллов алмаза. Выявленной нами двусторонней с элементами концентричности зональности популяций алмазов на Сибирской платформе соответствует концентрическое окружение платформы гранулитовыми поясами. Согласно работам ряда исследователей, обобщённых В. Е. Хаиным [157], гранулит-гнейсовые пояса конца раннего протерозоя, сопровождаемые гранитоидами возрастом 1,8–2,0 млрд лет, присутствуют в Становом мегаблоке Алдано-Станового щита, Хапчанском блоке Анабарского щита, где гранитоиды (1,9–1,85 млрд лет) образуют серию массивов, простирающихся в северо-восточном направлении. К востоку от Анабарского щита находится Оленёкский блок, в котором архейские и нижнепротерозойские толщи надстроены раннепротерозойской вулканоплутонической ассоциацией (Экитский пояс). По данным работы [119], амфиболит в ксенолите из кимберлитовой тр. Новинка Мунского поля имеет возраст 1,88 млрд лет. Близкий возраст имеют другие породы Далдынского района: эндербит – 1,9 млрд лет, двупироксеновый плагиоклазовый мафитовый гранулит – 1,8 млрд лет (Sm-Nd метод).

В юго-восточном обрамлении Сибирской платформы расположен Ачитканский пояс видимой протяжённостью 800 км и шириной 100 км. Его основание представлено раннепротерозойскими гранитами, на которых залегают конгломераты и песчаники, вулканы разного состава с повышенной щёлочностью. Возраст пород пояса 1,9–1,7 млрд лет. Юго-западным обрамлением Сибирской платформы служит Присаянская полоса. В её Иркутском (Шарыжалгайском) блоке возраст гранитоидов Саянского и Таракского комплексов – 2,0–1,8 млрд лет. В этом же блоке древние цирконы архейского возраста в центральных зонах кристаллов имеют внешнюю кайму с осцилляторной зональностью, образованной в результате палеопротерозойского (1,85 млрд лет) гранулитового метаморфизма и частичного плавления [151].



**Рис. 4.25. Sm-Nd соотношения в клинопироксенах (1) и гранатах (2) тр. Удачная из включений в алмазе и из эклогитовых ксенолитов в кимберлитах, по [312]**

Крупным фрагментом Присяянской полосы является Бирюсинский блок, сложенный архейскими гнейсами амфиболитовой и гранулитовой фаций, глинозёмистыми сланцами, мраморами и амфиболитами. Архейский комплекс в северо-восточном обрамлении блока несогласно перекрыт нижнепротерозойской обломочной толщей, метаморфизованной в зеленосланцевой или низкотемпературной амфиболитовой фации. Возраст прорывающих их гранитоидов 1,9 млрд лет. В отношении восточного допалеозойского обрамления Сибирской платформы нет определённых данных, так как оно скрыто под пермскими и мезозойскими толщами.

Окаймление фундамента платформы поясами метаморфизма именно этого возраста наиболее сходно в плане с картиной горизонтальной зональности популяций алмаза с разной степенью агрегации азота и, соответственно, температурой образования алмазов [160]. Всё это позволяет считать наиболее обоснованным временем образования алмазов Сибирской платформы интервал 1,8–2,0 млрд лет. Данный возраст удовлетворяет и правилу Клиффорда, и принятым нами расчётам времени агрегации азота в алмазах по В. Р. Тэйлору (от 1 до 3 млрд лет) [160, 164].

Установленной нами двусторонней с элементами концентричности зональности популяций алмазов на Сибирской платформе соответствует концентрическое окружение платформы поясами гранулитов (см. рис. 4.18), абсолютный возраст которых определялся с помощью методов изотопного датирования.

По заключениям О. М. Розена и В. Е. Хаина, кратонизация платформы завершилась во второй половине раннего протерозоя, в основном 1,9–1,8 млрд лет назад [119, 157]. Всё это позволяет считать наиболее обоснованным временем образования алмазов Сибирской платформы промежуток 1,8–2,0 млрд лет, который соответствует возрасту гранатов [286], встреченных в составе «минералов-узников» в кристаллах алмаза. Вместе с тем нельзя полностью отрицать возможность образования части алмазов в архее, как считают О. М. Розен с соавторами [119] и другие исследователи.

В аспекте изложенного вернёмся к обсуждению возраста алмазов наиболее изученной тр. Удачная. Изотопный возраст её алмазов составляет примерно 2 млрд лет [28, 286], что хорошо согласуется с оценками возраста алмазообразования на Сибирской платформе, основанными на конвективной модели алмазоносных систем. Это же, с одной стороны, подтверждает необходимость взаимного контроля разных методов геохронологии алмаза, а с другой – говорит о корректности принятой нами модели геодинамики алмазоносных систем. Дополнительными следствиями вышеизложенного являются ограничения использования «минералов-узников» для изотопного датирования алмаза. Согласно принятой нами модели, алмаз – метаморфогенный минерал. Поэтому более вероятно, что алмазу сингенетичны гранаты – типичные минералы метаморфизма, прежде всего, гранаты эклогитовой ассоциации. Возраст минералов ультраосновных пород, включённых в алмаз, может отражать возраст древнего рестита, образовавшегося при магматогенной дифференциации мантии, определившей её расслоение. Датирование алмаза по таким минералам вряд ли корректно.

## 5. Прогнозно-поисковое значение структурных примесей в алмазах

---

Типохимизм минералов-спутников алмаза – магнезиальных граната, оливина, пикроильменита, хромшпинелида и др. – на протяжении многих лет с успехом применяется для прогноза и поисков коренных месторождений кимберлитового и лампроитового типов [158]. В последние десятилетия открыты лампроитовые и кимберлитовые трубки с очень низким содержанием минералов-спутников алмаза (например, тр. Аргайл в Западной Австралии, кимберлиты Архангельской области и др.), при поисках которых важная роль принадлежит самому алмазу. Кроме того, прогнозирование коренных месторождений алмаза, который наиболее устойчив в экзогенных условиях по сравнению с его минералами-спутниками, приобретает большое значение на закрытых территориях, где кимберлитовые трубки перекрыты терригенными отложениями или траппами.

Метод прогнозирования и поисков коренных месторождений непосредственно по самим алмазам успешно применялся уже на первом этапе изучения Якутской кимберлитовой провинции. Ещё в начале 50-х годов прошлого века изучение кристалломорфологических особенностей алмазов из аллювиальных отложений рек Нижняя Тунгуска, Марха и Вилюй позволили Н. А. Бобкову и М. А. Гневушеву сделать вывод о множественности первоисточников алмаза на территории Сибирской платформы [23]. В дальнейшем З. В. Бартошинский, Ю. Л. Орлов, В. И. Коптиль и другие исследователи, наряду с кристалломорфологическими характеристиками кристаллов, большое внимание уделяли таким генетически информативным свойствам алмаза, как структурные примеси, состав минеральных включений и изотопов углерода.

### 5.1. Примеси и дефекты в структуре алмаза, используемые при прогнозе и поиске алмазных месторождений

---

По сравнению с другими индикаторными минералами кимберлитов типоморфные особенности алмаза и вопросы их применения для решения поисково-прогнозных задач изучены в меньшей степени.

В связи с простым химическим составом алмаза в ряду его типоморфных характеристик первостепенную роль играют разнообразные примеси, отражающие условия алмазообразования. К ним, прежде всего, относятся концентрации структурных примесей азота и водорода в кристалле. Особенности распределения структурных дефектов в кристалле служат важнейшими идентификационными признаками алмаза, что находит применение в поисковой минералогии.

Исследования в этом направлении начались в середине 1960-х годов. Первоначально из всех известных структурных дефектов в алмазе в качестве основного типоморфного признака рассматривался лишь азот в А-форме. Е. В. Соболев и С. В. Ленская [133] на примере тр. Мир (Якутия) показали, что для характеристики алмазов месторождения необходимо использовать представительные выборки кристаллов с последующей статистической обработкой аналитических данных. В качестве дополнительных типоморфных признаков алмаза для повышения достоверности прогнозной оценки нами впервые было предло-

жено использовать водородные центры, а также весь комплекс оптически активных центров, проявляющихся в ИК-спектрах алмаза [74]. Такой подход позволил охарактеризовать и сопоставить алмазы отдельных месторождений, различных полей, районов и провинций по распределению в кристаллах оптически активных центров.

### 5.1.1. Содержание водородных центров

Систематическое исследование оптически активных центров в природных алмазах началось с работ Е. В. Соболева и его соавторов [131–135]. В этих публикациях были предложены модели основных азотных и водородных центров, методы расчёта их концентраций по ИК- и УФ-спектрам, а также способ сравнения кристаллов алмаза из различных источников по параметрам распределения в кристаллах азота в А-форме. На основе массовых исследований алмазов Якутии Ю. М. Биленко [14] было установлено, что кристаллы из месторождений разных районов кимберлитовой провинции различаются по распределению в них азота в А-форме. При этом алмазы Мало-Ботуобинского района относительно обогащены А-центрами по сравнению с алмазами Далдыно-Алакитского района.

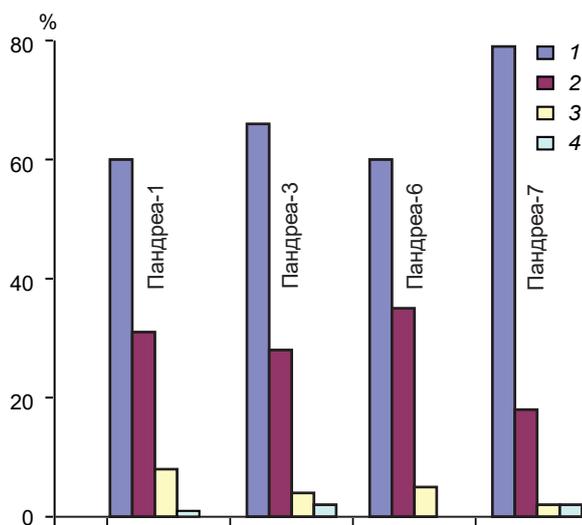
Типоморфизм алмазов по распределению в них водородных центров впервые выявлен Г. К. Хачатрян в 80-х годах прошлого века на основе изучения кристаллов из трубок Якутии и Архангельской области [15–17, 19, 22]. По данным ИК-спектроскопии было сделано заключение, что архангельские алмазы относительно обогащены структурной примесью водорода по сравнению с якутскими. Были выполнены массовые исследования распределения водородных центров в представительных выборках кристаллов алмаза (от 30 до 200 образцов каждая) из 15 трубок Мирнинского, Далдынского, Алакит-Мархинского кимберлитовых полей Якутии и Золотицкого поля Архангельской области. Сопоставление спектральных характеристик алмаза из разных трубок показало различие алмазов многих месторождений по содержанию водородных центров в кристаллах.

Как отмечалось выше, использование всего комплекса оптически активных центров в кристаллах является оптимальным для идентификации алмазов из различных источников. В ряде случаев при решении этой задачи определяющее значение имеет именно структурная примесь водорода.

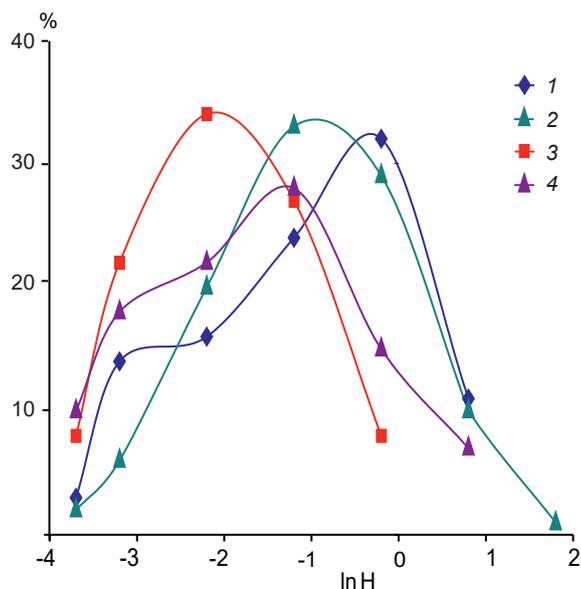
Примером служат данные изучения «безазотных» алмазов из трубок кластера Пандреа района Жуина [242, 244]. С применением метода ИК-спектрометрии исследованы 482 кристалла алмаза из трубок Пандреа-1, Пандреа-3, Пандреа-6, Пандреа-7. Среди изученных кристаллов преобладают додекаэдровиды (26–48 %), в подчинённом количестве присутствуют комбинационные формы ряда октаэдр – додекаэдровид (6–27 %), а также октаэдры (8–14 %). Во всех проанализированных выборках алмаза (53–85 штук) значительную долю (25–51 %) составляют осколки кристаллов и индивиды неопределённой формы. Морфологический спектр исследованных кристаллов несколько иной, чем алмазов из ранее изученных нами россыпей (4–5 % октаэдров) этого же района [231, 241]. По данным ИК-спектроскопии в трубках кластера Пандреа доля «безазотных» индивидов ( $N_A < 20$  ат. ppm,  $N_B < 20$  ат. ppm) составляет от 60 до 80 % (рис. 5.1). В ИК-спектрах остальных образцов наиболее часто проявляется линия  $\sim 1175$  см<sup>-1</sup>, соответствующая азотным В-центрам, причём концентрация азота в В-форме варьирует от 21 до 305 ат. ppm. В большинстве трубок кристаллы типа IaB составляют от 15 до 35 % в каждой выборке (см. рис. 5.1).

Рис. 5.1

Для единичных кристаллов зафиксированы спектральный максимум поглощения  $\sim 1282$  см<sup>-1</sup>, связанный со структурной примесью азота в А-форме, а также узкая линия в области 1360–1375 см<sup>-1</sup>, обусловленная плейтлетс. В большинстве изученных трубок кристаллы спектральных типов IaAB и IaA присутствуют в подчинённом количестве,



**Рис. 5.1.** Распространённость спектральных типов Ia (1), IaB (2), IaAB (3), IaA (4) в выборках алмаза из трубок кластера Пандреа района Жуина, Бразилия



**Рис. 5.2.** Распределение водородных центров ( $\ln H$ ) в кристаллах алмаза из трубок кластера Пандреа района Жуина, Бразилия:

трубки: 1 – Пандреа-1 с максимальным модальным содержанием водорода (главная мода  $\ln H +0,2$ ), 2 – Пандреа-3 с промежуточным модальным содержанием водорода (главная мода  $\ln H -1,2$ ), 3 – Пандреа-6 с минимальным модальным содержанием водорода (главная мода  $\ln H -2,2$ ), 4 – Пандреа-7 с промежуточным модальным содержанием водорода (главная мода  $\ln H -1,2$ )

а их суммарная доля, как правило, не превышает 10 %. В отличие от структурной примеси азота, которая обнаружена менее чем в половине всех проанализированных кристаллов, водородные центры выявлены в подавляющем большинстве образцов:  $\geq 89$  % в тр. Пандреа-1 и  $\geq 80$  % в трубках Пандреа-6 и Пандреа-7. Доля «не содержащих» водород кристаллов алмаза в трубках кластера Пандреа не превышает 11 %.

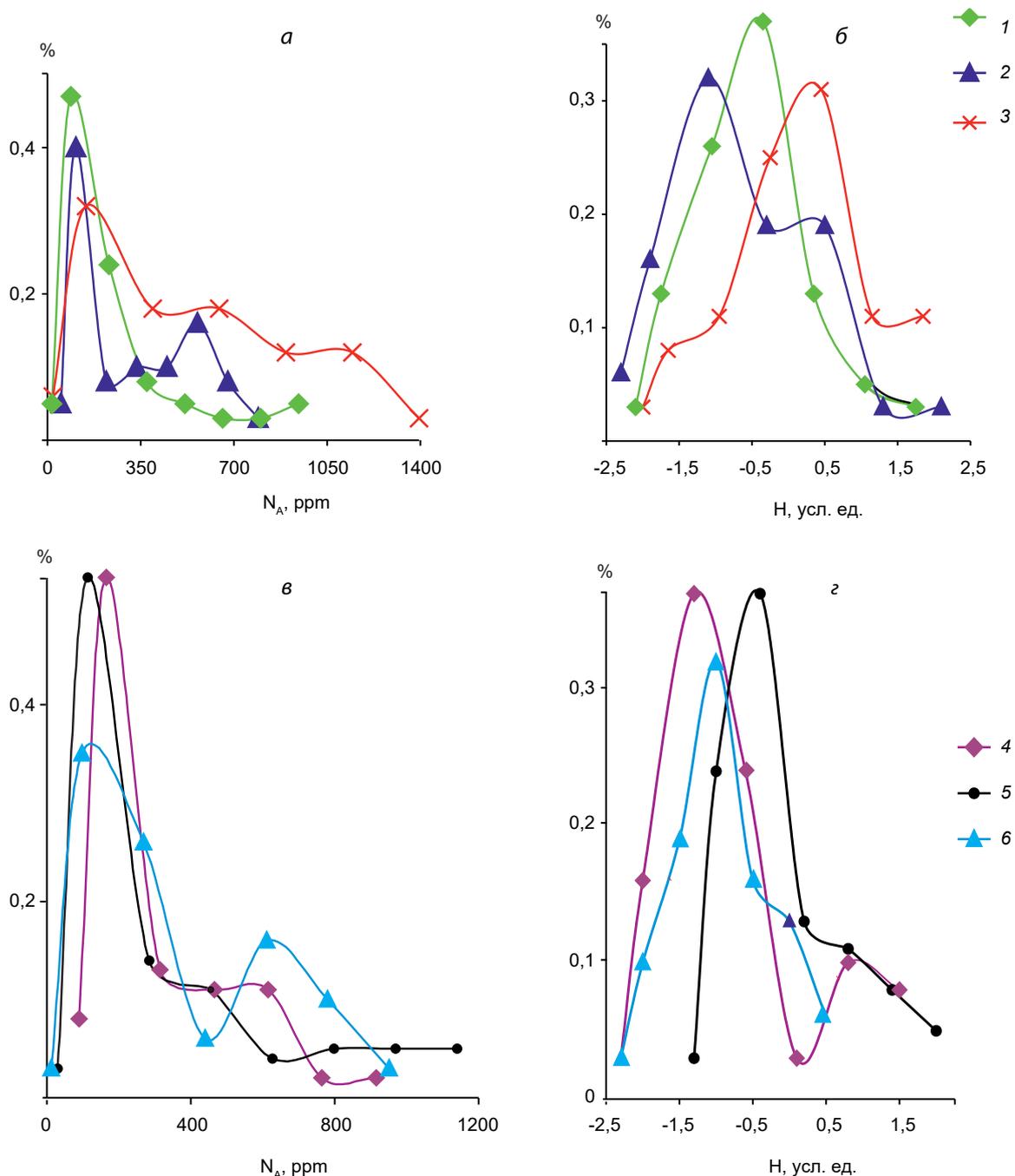
Поскольку все изученные кристаллы отличаются пониженным содержанием структурного азота, часто находящимся за пределами спектральной чувствительности метода ИК-спектроскопии, большое значение имеет сопоставление кристаллов из различных объектов по распределению в них водородных центров. На рис. 5.2 показаны кривые распределения (гистограммы) кристаллов изученных трубок по содержанию в них водородных центров ( $\ln H$ ). Из рисунка видно, что алмазы трубок кластера Пандреа различаются по содержанию водородных центров.

Другим примером того, что при сравнении выборок алмаза невозможно обойтись без водородных центров, служат кристаллы из трубок Далдыно-Алакитского района Якутии. Почти все они сходны между собой по распределению азота в А-форме (рис. 5.3). Нами были изучены представительные выборки кристаллов алмаза (по 30–40 шт. каждая, коллекция ЦНИГРИ) из трубок Удачная, Зарница, Прогнозная Далдынского поля, а также Комсомольская, Краснопресненская, Сытыканская Алакит-Мархинского поля. Проанализированные кристаллы представлены преимущественно прозрачными бесцветными индивидами октаэдрической, ромбододекаэдрической и переходной от октаэдра к ромбододекаэдру форм размером  $-4+2$  мм.

Для каждой трубки построены кривые распределения (гистограммы) алмазов по содержанию в них азота в А-форме и водорода (см. рис. 5.3). Из рисунка видно, что модальные концентрации структурного азота в алмазах из трубок Далдынского и Алакит-Мархинского полей достаточно близки,

Рис. 5.2

Рис. 5.3



**Рис. 5.3. Кривые распределения кристаллов алмаза из трубок Далдынского (а, б) и Алакит-Мархинского (в, г) кимберлитовых полей Якутии по содержанию в них азота в А-форме ( $N_A$ ) и водорода (H):**

трубки: 1 – Прогнозная ( $n = 38$ ), 2 – Удачная ( $n = 38$ ), 3 – Зарница ( $n = 34$ ), 4 – Комсомольская ( $n = 38$ ), 5 – Краснопресненская ( $n = 41$ ), 6 – Сытыканская ( $n = 31$ );  $n$  – число образцов в выборке

тогда как водородные максимумы довольно контрастно изменяются от трубки к трубке. Например, в Далдынском поле по водороду резко различаются алмазы трубок Удачная и Зарница, а в Алакит-Мархинском – Комсомольская и Краснопресненская.

Таким образом установлено, что водородные центры являются важным самостоятельным типоморфным признаком алмаза, который может быть использован при решении поисково-прогнозных задач.

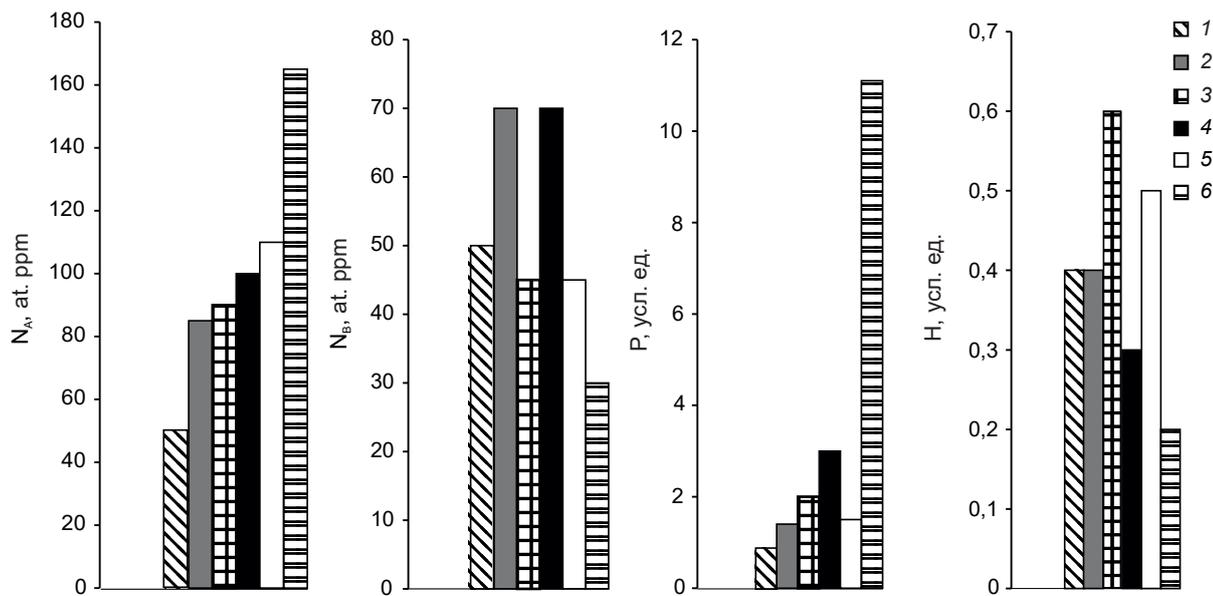


Рис. 5.4. Модальные концентрации структурных дефектов в алмазах из трубок Алакит-Мархинского поля Далдыно-Алакитского алмазоносного района:

трубки: 1 – Молодость ( $n = 29$ ), 2 – Юбилейная ( $n = 89$ ), 3 – Айхал ( $n = 35$ ), 4 – Сытыканская ( $n = 32$ ), 5 – Краснопресненская ( $n = 43$ ), 6 – Комсомольская ( $n = 39$ );  $n$  – число образцов в выборке

### 5.1.2. Комплекс типоморфных свойств алмаза по данным ИК-спектроскопии

Как показано выше, метод ИК-спектроскопии позволяет оценивать концентрацию сразу нескольких дефектно-примесных центров в кристалле – азота в N-, A- и B-формах, водорода и плейтлетс. Их концентрация и распределение в кристаллах зависят от условий образования алмаза и служат его типоморфными характеристиками.

Общее содержание структурно связанного азота в кристаллах ( $N_{tot}$ ) в основном отражает тип глубинного источника и особенности химизма среды кристаллизации алмаза. При этом кристаллы алмаза, содержащие специфические включения ассоциации «сверхглубинных» минералов (феррипериклаз, минералы перовскитовой группы, мейджоритовый гранат, свободное железо, никель и др.), как правило, относятся к «безазотному» типу IIa [251]. В алмазах ультраосновной ассоциации суммарная концентрация структурного азота обычно не превышает 400 at. ppm с модой 0–100 at. ppm [161]. Алмазы эцлогитового типа характеризуются двумодальным распределением содержания этой примеси, изменяющегося от 0 до 1200 at. ppm, с максимумами 0–100 и 500–700 at. ppm. Соотношение общего содержания азота в кристалле ( $N_{tot}$ ) и относительное содержание азота в B-форме ( $\%N_B$ ) служит индикатором температурного режима алмазообразования [313]. Таким образом, параметры распределения азота в кристаллах какого-либо месторождения в основном характеризуют наиболее общие особенности условий кристаллизации алмаза в глубинных источниках. Эти типовые условия кристаллизации алмаза нашли отражение в шести типах алмазных популяций (глава 3). Типы алмазных популяций могут быть использованы при решении поисково-прогнозных задач в качестве наиболее общего сравнительного критерия при сопоставлении выборок алмаза из различных источников [160].

Плейтлетс (P) и водород (H) относятся к «тонким» отличительным свойствам алмазов из различных кимберлитовых тел одного района. Эти структурные дефекты взаимосвязаны с механизмом и скоростью роста алмаза [16, 17]. Для кристаллов с тангенциальным ме-

ханизмом роста, как правило, наблюдается соотношение концентраций этих дефектов (усл. ед.)  $P \geq 1, N \leq 1$ , а для кристаллов с нормальным механизмом роста –  $P \leq 1, N \geq 1$  [16, 17]. Кристаллы со смешанным механизмом роста могут одновременно содержать повышенные количества плейтлетс и водорода.

Рис. 5.4

Используя весь комплекс данных по оптически активным центрам, можно идентифицировать кристаллы алмаза из конкретных источников. Проиллюстрируем это на примере алмазов из трубок Далдыно-Алакитского района. На рис. 5.4 приведены модальные концентрации структурных дефектов в алмазах ряда кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля: алмазы каждой из трубок характеризуются специфическим соотношением концентрации азота в различных формах, водорода и плейтлетс. Например, кристаллы тр. Юбилейная существенно отличаются: по А-центрам – от алмазов трубок Комсомольская (мода  $N_A \sim 165$  ат. ppm), Молодость (мода  $N_A \sim 50$  ат. ppm); по В-центрам – от алмазов трубок Комсомольская (мода  $N_B \sim 30$  ат. ppm), Айхал, Краснопресненская (обе моды  $\sim 45$  ат. ppm); по водородным центрам – от алмазов трубок Айхал (мода  $H \sim 0,6$  усл. ед.), Комсомольская (мода  $H \sim 0,2$  усл. ед.); по относительному содержанию плейтлетс – от алмазов трубок Сытыканская (мода  $\sim 3,0$  усл. ед.), Комсомольская (мода  $\sim 11,5$  усл. ед.). Таким образом, алмазы тр. Юбилейная отличаются от алмазов тр. Комсомольская по четырём признакам, тр. Айхал – по двум, трубок Сытыканская, Краснопресненская, Молодость – по одному.

## 5.2. Методические основы прогнозирования коренных месторождений алмаза по распределению структурных дефектов в кристаллах

Способ прогнозирования коренных месторождений алмаза, основанный на изучении распределения структурных примесей и дефектов в кристаллах, состоит в:

- формировании выборки алмазов, характеризующей изучаемый объект;
- определении концентрации структурных дефектов в алмазах этой выборки;
- статистической обработке результатов анализа;
- сопоставлении параметров распределения алмазов по содержанию в них структурных дефектов с соответствующими данными по эталонным объектам.

Формирование выборки алмазов – один из важных моментов при сравнительном анализе свойств, присущих группам индивидов из россыпей и коренных проявлений. Как известно, многие свойства кристаллов алмаза взаимосвязаны с содержанием структурных дефектов в кристаллах. Поэтому при формировании выборки рекомендуется учитывать распространённость в исследуемом месторождении морфологических и цветовых разновидностей кристаллов, а также алмазов определённых классов крупности. Оценка необходимого количества индивидов показала, что минимально допустимая выборка составляет 30 образцов, а оптимальным для получения воспроизводимых параметров распределения является исследование порядка 100 кристаллов.

Для получения сопоставимых и достоверных результатов необходимо использовать соответствующие современному уровню количественные методики определения концентраций структурных дефектов, рассмотренные нами в работах [165, 166].

Первоначальная статистическая обработка данных по содержанию структурных дефектов в алмазе состоит в выявлении характера распределения алмазов исследуемого объекта по содержанию в них азота в различных формах, водорода и плейтлетс. Определя-

ются средние и модальные значения, среднеквадратические отклонения, дисперсии выборки с построением гистограмм и кривых распределения. При построении кривых распределения алмазов по содержанию оптически активных центров важен правильный выбор интервалов группирования, который зависит от объёма выборки. Группировку единиц объекта можно провести с помощью эмпирической формулы Стёрджесса:

$$n = 1 + 3,322 \cdot \lg N, \quad (35)$$

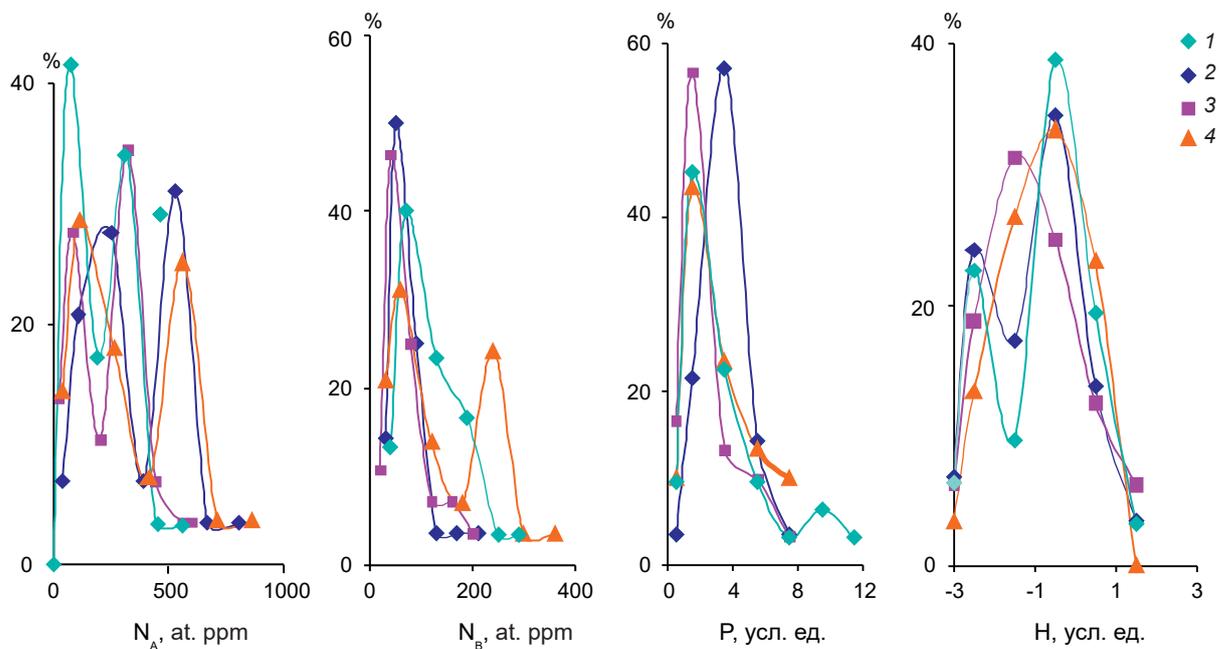
где:  $n$  – число групп;  $N$  – число единиц совокупности.

Кривые распределения, с одной стороны, являются характеристическими для каждого месторождения, с другой – позволяют оценить однородность выборки (наличие одной или нескольких популяций кристаллов). Одномодальное распределение кристаллов выборки по содержанию в них структурных дефектов указывает на наличие одной главной популяции кристаллов, а бимодальное – двух (главной и второстепенной). Определения популяций и способы их выделения приводились ранее. Идентификация выделенных популяций алмазов проводится путём сопоставления модальных и средних значений концентраций оптически активных центров с соответствующими параметрами кристаллов из возможных коренных источников.

### **5.3. Примеры прогнозирования алмазоносных трубок на основе комплекса характеристик алмаза**

Рассмотрим предлагаемый способ прогнозирования коренных месторождений алмаза на основе данных по распределению структурных дефектов в кристаллах на конкретных примерах. Как отмечалось, распределение азотных центров в кристаллах служит типоморфной характеристикой алмаза, т. е. позволяет идентифицировать группы кристаллов из разных объектов. На основе этого по свойствам алмазов из россыпей можно получить информацию об их коренных источниках, что, по существу, является разновидностью шлихоминералогического метода поисков.

Несмотря на то что находки алмазов в россыпях служат прямым признаком алмазоносного объекта, они далеко не всегда свидетельствуют о наличии в исследуемом районе новой трубки. В районах с известными проявлениями россыпной и коренной алмазоносности этот вывод может быть сделан на основе сопоставления соответствующих алмазов из россыпей и имеющихся коренных источников. Наглядный пример – сопоставление свойств алмазов из тр. Мир и ряда россыпей в Мало-Ботуобинском районе Якутии. Трубка Мир – уникальное по алмазоносности и качеству кристаллов месторождение. Вероятно, россыпи бассейна р. Малая Ботуобия (правый приток р. Вилюй) хотя бы частично могли сформироваться за счёт алмазов этой трубки. Согласно данным Н. Н. Зинчука и В. И. Коптиля [65], алмазы из россыпей Мало-Ботуобинского района разнообразны по кристалломорфологическим характеристикам и отличаются от алмазов тр. Мир и других известных алмазоносных трубок данного района. Нами изучено распределение азота в кристаллах из россыпей Ирелях, Солур и Горный Мало-Ботуобинского района. Россыпь Ирелях обычно рассматривается исследователями как своеобразный эталон россыпи, связанной с тр. Мир. На её примере оценены масштабы фракционирования алмазов по массе при речном переносе и переотложении в аллювии. Возраст этой россыпи такой же, как и россыпи Горный, – четвертичный, а россыпи Солур – юрско-триасовый. Предполагается, что россыпь участка Горный генетически связана с тр. Мир, тогда как коренной источник алмазов россыпи Солур считается не выявленным.



**Рис. 5.5. Распределение азота в А- и В-формах, плейтлетс и водородных центров в алмазах из тр. Мир (1), россыпей Ирелях (2), Солур (3), Горный (4)**

Выше было показано, что распределение азотных центров в кристаллах алмаза из тр. Мир зависит от размера кристаллов, причём алмазы класса крупности  $-4+2$  мм обогащены азотом в А-форме, в отличие от алмазов класса  $-2+1$  мм. Одновременно с этим известно, что доля крупных кристаллов в трубке меньше, чем в образовавшейся за её счёт россыпи ближнего сноса. В связи с этим для корректности сравнения алмазов из тр. Мир и алмазов из россыпей нами были подобраны выборки кристаллов по 30 штук каждая одного класса крупности  $-2+1$  мм, близкие по средней массе кристаллов, составляющей от 5,6 до 10,8 мг. Как видно из табл. 3.3, в целом сопоставляемые кристаллы из тр. Мир и трёх упомянутых россыпей сходны между собой по распределению азотных центров. Большинство из них представлено среднеазотными индивидами с пониженной степенью агрегации азота, что соответствует популяциям типа IV. На первый взгляд, данные по распределению азота в алмазах не свидетельствуют о присутствии в рассматриваемом районе новой алмазоносной трубки. Тем не менее, усреднённые параметры распределения азота в кристаллах позволяют выявить определённые отличия сопоставляемых выборок алмаза. Так, степень агрегации азота в алмазах из россыпи Ирелях значительно ниже, чем в кристаллах из тр. Мир (см. табл. 3.3). Ещё бóльшие отличия между алмазами из тр. Мир и из рассматриваемых россыпей обнаруживаются по комплексу признаков – характеру распределения азота в А- и В-формах, плейтлетс и водорода в кристаллах (рис. 5.5).

Прежде всего, алмазы россыпей обогащены азотом в А-форме по сравнению с алмазами тр. Мир. Все эти выборки характеризуются двумодальным распределением кристаллов по содержанию азота в А-форме. При этом главная мода  $N_A$  составляет для тр. Мир  $\sim 65$  at. ppm, россыпей Горный, Солур, Ирелях соответственно  $\sim 115$ ,  $\sim 325$ ,  $\sim 530$  at. ppm, т. е. алмазы всех объектов отличаются по азоту в А-форме. Значения концентрации азота в В-форме, характеризующие главную моду, в алмазах из россыпей, напротив, несколько ниже ( $N_B$  40–60 at. ppm), чем в алмазах тр. Мир ( $N_B \sim 70$  at. ppm). По характеру распределения плейтлетс выборки алмазов из россыпей Солур, Горный и тр. Мир близки (мода 1,5 усл. ед.),

тогда как алмазы россыпи Ирелях обладают повышенным содержанием плейтлетс (мода 3,5 усл. ед.). По водороду, напротив, алмазы тр. Мир наиболее близки алмазам россыпи Ирелях, а по положению главной моды Н сходны с алмазами участка Горный. Таким образом, полного сходства между алмазами тр. Мир и какой-либо из изученных россыпей нет. Это подтверждают представления о множественности коренных источников алмаза из россыпей Мало-Ботуобинского района Якутии [65]. Максимальное сходство прослеживается между главными популяциями алмазов из тр. Мир и россыпи Горный (см. рис. 5.5). Согласно данным [18], помимо тр. Мир одним из источников алмаза россыпей Ирелях и Солур могла быть тр. Спутник. Не исключено также наличие в исследуемом районе ещё не выявленных алмазоносных объектов.

В Муно-Тюнгском районе Якутии имеются алмазоносные россыпи и многочисленные кимберлитовые тела – трубки и дайки Верхнемунского кимберлитового поля. Повышенной алмазоносностью обладают трубки месторождения Верхнемунское – Заполярная, Новинка, Деймос и Комсомольская-Магнитная, а также тр. Поисковая. Трубки Верхнемунского поля отличаются от трубок Мало-Ботуобинского и других районов Центральной Якутии по составу кимберлитов и свойствам алмазов [158].

Особенностями алмазов Муно-Тюнгского района являются преобладание округлых додекаэдровидов над другими морфологическими разновидностями кристаллов, широкое распространение признаков травления поверхности кристаллов – шрамов, каверн, черепитчатых скульптур и низкое качество алмазного сырья.

Алмазы из трубок Муно-Тюнгского района отличаются друг от друга по распределению структурных дефектов в кристаллах. Так, алмазы тр. Поисковая преимущественно «безазотные» (тип IIa составляет около 25 % от общего количества кристаллов). «Безазотные» и близкие им низкоазотные алмазы (с суммарным содержанием примеси  $N_{tot} \leq 70$  at. ppm) составляют в изученной выборке из тр. Поисковая около 50 %. В отличие от этого алмазы тр. Заполярная в среднем более высокоазотные, но обладают пониженной степенью агрегации азота по сравнению с алмазами тр. Поисковая (см. табл. 3.3). Как видно из таблицы, в тр. Поисковая доминируют алмазы, относящиеся к популяциям типа II, а в тр. Заполярная – типа III (см. рис. 3.20, табл. 3.3). Изученные нами алмазы из россыпей рек Средняя Муна и Тюнг обнаруживают черты сходства с алмазами тр. Заполярная и существенно отличаются от кристаллов из тр. Поисковая. Алмазы россыпи среднего течения р. Муна представлены главным образом популяцией типа III, что сближает их с кристаллами тр. Заполярная, расположенной в верховьях р. Муна (см. табл. 3.3). В связи с этим можно предполагать, что кристаллы тр. Заполярная и ей подобных могли служить коренным источником алмазов для россыпи р. Средняя Муна.

Кристаллы алмаза из россыпи верховьев р. Тюнг представлены двумя популяциями: главной низкоазотной (тип III) и среднеазотной (тип IV). Последняя не встречена среди алмазов в других россыпях и в известных трубках Муно-Тюнгского района (см. табл. 3.3). Это позволяет прогнозировать в бассейне р. Тюнг наличие новой кимберлитовой трубки, содержащей алмазы типа IV. Детальное сопоставление алмазов (выборки по 30 штук) из тр. Заполярная и россыпей рек Средняя Муна и Тюнг (рис. 5.6) по распределению в кристаллах азота в А- и В-формах, плейтлетс и водорода подтверждает это предположение. Так, по азоту в А-форме алмазы россыпи р. Тюнг характеризуются двумя модами ~ 70 и 370 at. ppm, тогда как алмазы россыпи р. Средняя Муна и тр. Заполярная – преимущественно одной низкоазотной модой 70 at. ppm. По азоту в В-форме алмазы сопоставляемых объектов характеризуются главной модой ~ 60 at. ppm. Подобное распределение кристаллов по содержанию азота в А- и В-формах подтверждает присутствие в россыпи р. Тюнг двух популяций: низко- и средне-азотной. Наибольшие отличия между алмазами тр. Заполярная и россыпи р. Тюнг прослеживаются по плейт-

Рис. 5.6

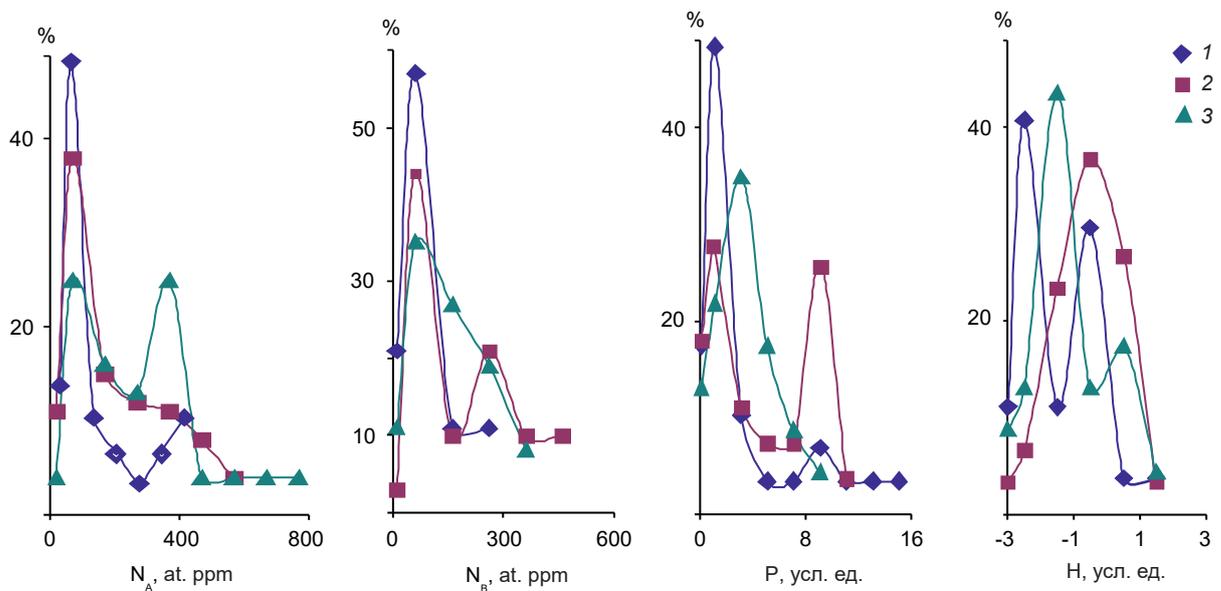


Рис. 5.6. Распределение алмазов тр. Заполярная (1), россыпей рек Средняя Муна (2) и Тюнг (3) по содержанию в кристаллах азота в А- и В-формах, плейтлетс и водорода

летс и водороду (см. рис. 5.6). Кристаллы данной россыпи относительно богаты плейтлетс (мода  $\sim 3,1$  усл. ед.) и водородом (главная мода  $\sim -1,5$  усл. ед.) по сравнению с кристаллами тр. Заполярная (главные моды  $\sim 1,1$  и  $-2,5$  усл. ед.). Это указывает на различие механизмов и истории роста алмазов из россыпи р. Тюнг и тр. Заполярная. С другой стороны, по распределению азотных центров, плейтлетс и водорода в кристаллах большая часть алмазов из россыпи р. Средняя Муна сходна с алмазами из тр. Заполярная (см. рис. 5.6). Алмазы из россыпи р. Средняя Муна в целом обогащены плейтлетс и водородом по сравнению с алмазами тр. Заполярная. Но главная мода распределения алмазов по содержанию плейтлетс ( $\sim 1,1$  усл. ед. для выборок алмаза из сопоставляемых объектов) совпадает. По водородным центрам главная мода для алмазов из россыпи р. Средняя Муна ( $\sim -0,5$  усл. ед.) соответствует второстепенной моде для алмазов из тр. Заполярная (см. рис. 5.6). Таким образом, россыпи алмазов отчасти сформировались за счёт алмазов тр. Заполярная или подобных им по условиям образования алмазов других трубок Муно-Тюнгского района. Другая часть алмазов россыпи, по-видимому, имеет иные источники. Об этом свидетельствует высокое содержание в выборке кристаллов из россыпи р. Средняя Муна индивидов с повышенной концентрацией плейтлетс (мода  $9,1$  усл. ед.), относительно редко встречающихся в трубке. Кроме того, среди алмазов из россыпи преобладают индивиды с повышенной концентрацией водородных центров ( $\sim -0,5$  усл. ед.), а в трубке – пониженной ( $\sim -2,5$  усл. ед.).

Вывод о множественности коренных источников алмазов из россыпей рек Средняя Муна и Тюнг согласуется с данными А. В. Уханова с соавторами по изотопному составу углерода алмазов тех же самых выборок [153]. По этим данным алмазы тр. Заполярная характеризуются изотопным составом углерода с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-1$  до  $-15$  ‰. В россыпях наряду с подобными алмазами около четверти от общего количества составляют аномально изотопно-лёгкие индивиды ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-18$  до  $-22$  ‰), коренной источник которых достоверно не установлен.

Итак, можно заключить, что тр. Заполярная и подобные ей кимберлитовые тела послужили одним из источников алмазов россыпей р. Средняя Муна и отчасти р. Тюнг. При этом значительная доля алмазов россыпи р. Тюнг сформировалась за счёт локального источника, отличающегося от тр. Заполярная и ей подобных.

В некоторых районах проявления алмазоносных россыпей коренные источники алмазов не выявлены. Классический пример – северо-восточная часть Сибирской платформы, где располагается крупнейший в мире регион россыпной алмазоносности. Алмазы на севере Якутии содержатся не только в современной аллювии, но и в осадках каменноугольного, пермского, триасового, юрского, мелового, неогенового и четвертичного возрастов. Самые значительные по запасам и ресурсам россыпи, многие из которых вовлечены в промышленную отработку, сосредоточены в бассейне р. Анабар [54]. Промышленное значение имеют также россыпи в верхнетриасовых отложениях. Базальные отложения карнийского яруса верхнего триаса обнажаются в низовьях р. Лена в районе о. Тас-Ары и протягиваются к западу вдоль береговой линии более чем на 500 км [54]. Свойства алмазов из россыпей севера Якутии хорошо изучены и используются при районировании данной территории [54, 65, 90]. Здесь выделяют пять алмазоносных районов: Анабарский, Приленский, Нижнеленский, Среднеоленёкский и Нижнеоленёкский [65]. Сходство морфологических особенностей и других свойств алмаза из россыпей Анабарского района и верхнетриасовых отложений Нижнеленского района позволило сделать предположение об общности коренных источников сопоставляемых россыпей [65]. При этом популяции алмаза из верхнетриасовых отложений можно рассматривать как фоновые, т. е. присутствующие во многих россыпях данного региона. Рассмотрим свойства этих кристаллов более подробно.

**Алмазы Нижнеленского района.** Согласно данным работы [54], продуктивный пласт карнийского яруса верхнего отдела триасовой системы имеет относительно малую мощность – от первых сантиметров до 0,5 м. Состав осадков сложный и характеризуется фациальной изменчивостью. Его основные литологические компоненты – рыхлые разнозернистые пески со значительной примесью дресвы, щебня, гравия и гальки, преимущественно состоящих из аргиллитов и алевролитов. Реже в составе пласта присутствуют гравелиты и особенно редко – конгломераты, слагающие отдельные линзы мощностью не более 15 см в его подошве.

Минералы-индикаторы кимберлитов в верхнетриасовых отложениях представлены главным образом пиропом, пикроильменитом и хромшпинелидом. При этом промышленная алмазоносность россыпей прямо коррелируется с содержанием пиропов крупностью > 1 мм [54].



**Рис. 5.7.** Схема расположения россыпей на участках Булкур, Усат-Хая и Ольховый Нижнеленского района Якутии

Алмазоносность Нижнеленского района наиболее изучена на участках Булкур, Усат-Хая и Ольховый (рис. 5.7). Особенность алмазов из верхнетриасовых отложений – высокая доля (10–30 % от общего количества) полупрозрачных и непрозрачных алмазов бурой и серой окраски, относящихся к разновидностям V и VII, по Ю. Л. Орлову. Эти алмазы обладают специфическим комплексом типоморфных свойств, что позволило В. П. Афанасьеву с соавторами [1] высказать предположение о наличии в Арктической зоне Якутии «нетрадиционного» некимберлитового источника алмаза разновидностей V и VII. В направлении с запада на восток от участка Булкур к участкам Усат-Хая и Ольховый доля таких кристаллов уменьшается при увеличении доли кристаллов разновидности I [54].

Рис. 5.7

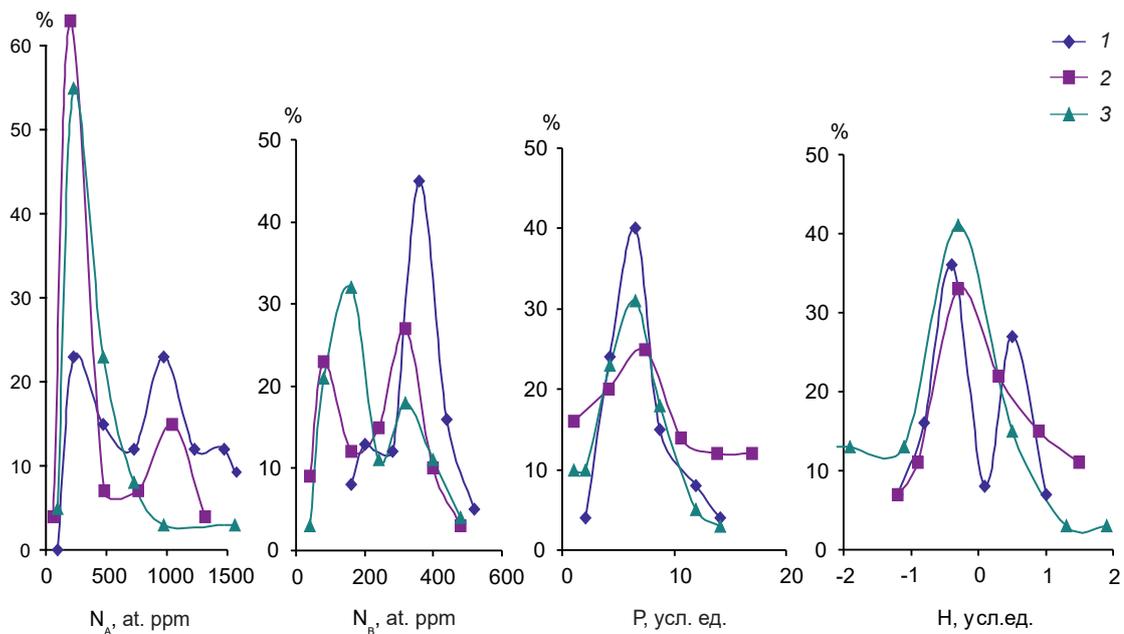
Объектом изучения послужили образцы 93 кристаллов алмаза из россыпей участков Булкур (30 шт.), Усат-Хая (30 шт.) и Ольховый (33 шт.). Среди них преобладают округлые формы – додекаэдровиды, реже – комбинационные кристаллы ряда октаэдр – додекаэдровид. Наряду с бесцветными разностями часто встречаются серые, буровато-серые и дымчато-коричневые кристаллы. Единичные образцы представлены октаэдрами, кубами жёлтого цвета, кубоидами.

Концентрация азота в А-форме в изученных алмазах россыпей варьирует в широких пределах: от 50 до 1600 ат. ppm. При этом в большинстве образцов А-центры преобладают над центрами группы В. Концентрация плейтлетс весьма значительная – до 15–20 см<sup>-1</sup>, а водорода, напротив, невелика и не превышает +2,0 усл. ед.

Алмазы россыпей трёх участков характеризуются различным содержанием в них азота в А-форме, что наглядно проявляется при сопоставлении соответствующих кривых распределения. Так, для алмазов участка Булкур характерно двумодальное распределение с максимумами  $N_A \sim 255$  и 975 ат. ppm, при этом кристаллы двух популяций присутствуют почти в равных соотношениях (рис. 5.8). Среди алмазов участка Усат-Хая популяция с модой  $N_A \sim 200$  ат. ppm преобладает в количественном отношении над популяцией с модой  $N_A \sim 1040$  ат. ppm, а в алмазах участка Ольховый высокоазотная популяция не зафиксирована (см. рис. 5.8). Такое распределение азотных центров в алмазах различных участков, по-видимому, обусловлено последовательным уменьшением содержания алмазов разновидностей V и VII с запада на восток от участка Булкур к участку Ольховый [54]. Уменьшение доли высокоазотных алмазов в этом направлении прослеживается и по В-центрам. Так, содержание алмазов с модальным значением  $N_B \sim 300-400$  ат. ppm на участке Булкур составляет 45 %, на участке Усат-Хая 27 %, а на участке Ольховый 18 %. При этом среди алмазов на участке Ольховый доминируют кристаллы с модальным значением  $N_B \sim 160$  ат. ppm, составляющие около 32 % (см. рис. 5.8).

Распределение кристаллов по содержанию плейтлетс на всех трёх участках сходно. На каждом из них преобладают кристаллы с концентраций этого дефекта 6,9–7,3 см<sup>-1</sup>. По со-

Рис. 5.8



**Рис. 5.8. Распределение азота в А- и В-формах, плейтлетс и водородных центров в алмазах из верхнетриасовых россыпей на участках Булкур (1), Усат-Хая (2) и Ольховый (3)**

держанию водорода кристаллы из россыпей всех трёх участков группируются возле главного максимума  $H$  от  $-0,55$  до  $-0,45$  усл. ед. (см. рис. 5.8).

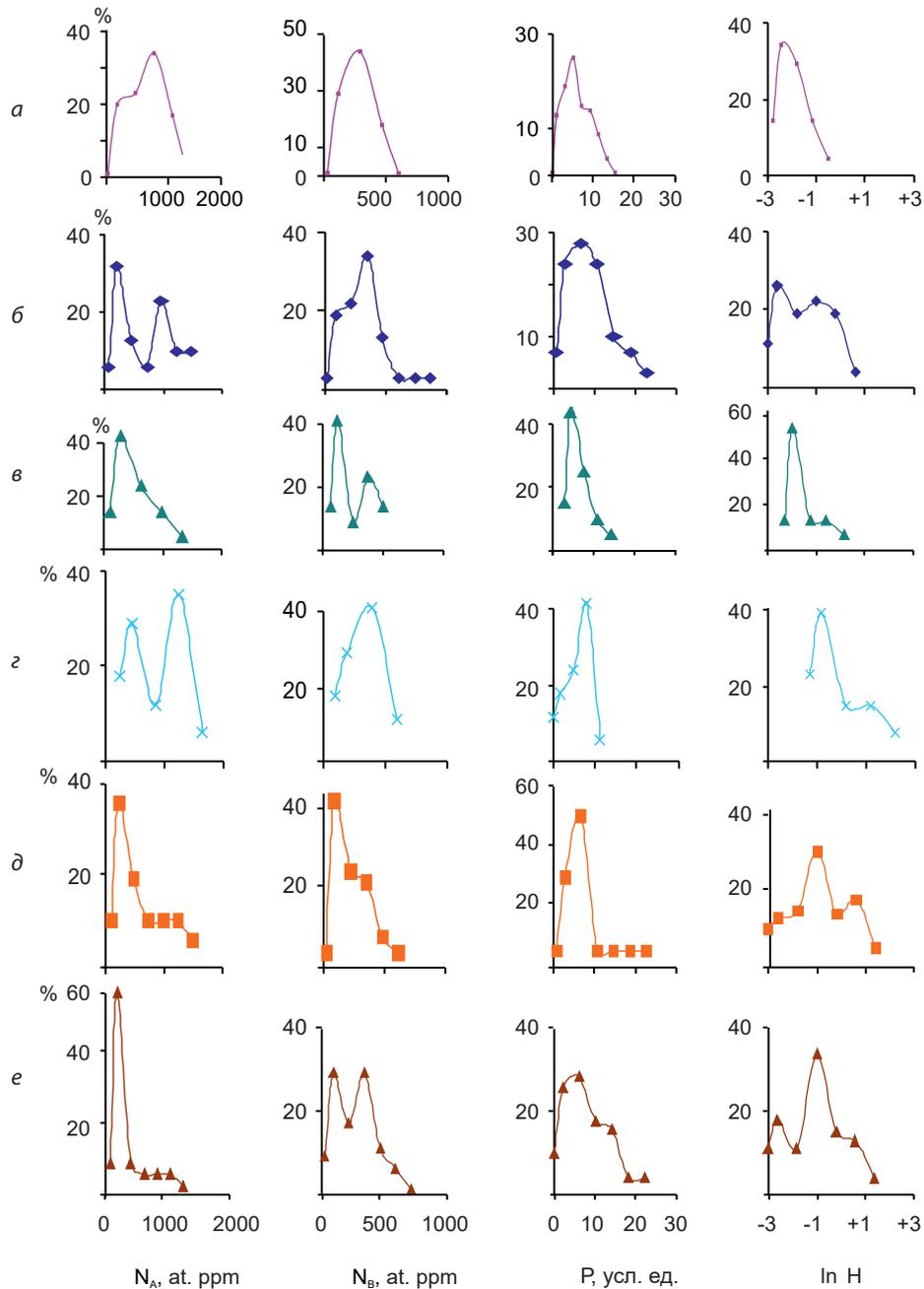
Таким образом, двумодальное распределение кристаллов алмаза из верхнетриасовых россыпей Нижнеленского района по содержанию в них азота в А- и В-формах отчётливо указывает на присутствие двух алмазных популяций. Как следует из табл. 3.3, на всех трёх участках распространены алмазы среднеазотной популяции с высокой степенью агрегации азота (тип VI). Помимо этого на участке Булкур имеется значительная доля высокоазотных индивидов с пониженной степенью агрегации примеси – популяций типа V. Алмазы этого типа встречены и на участке Усат-Хая, но их доля в изученной выборке меньше, чем на участке Булкур. Среди алмазов участка Ольховый кристаллы популяции типа V относительно редки.

По распределению азота алмазы верхнетриасовых россыпей Нижнеленского района отличаются от алмазов из известных кимберлитовых трубок Якутии. Высокоазотная популяция типа V не характерна ни для одной из изученных нами ранее трубок Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алаakitского, Муно-Тюнгского, Анабарского и Среднеоленёкского районов Якутии (см. табл. 3.3), но обнаружена в трубках кимберлит-лампроитового состава [31] Поморская и Архангельская Зимнебережного района Архангельской области. Среднеазотная популяция алмазов (тип VI) из триасовых россыпей севера Якутии подобна среднеазотной популяции алмазов из трубок Первомайская, Кольцовская, Снегурочка того же района (см. табл. 3.3). Следует особо подчеркнуть, что алмазы популяций типов V и VI распространены преимущественно в россыпях, а в коренных проявлениях встречены лишь в трубках Зимнего берега Архангельской области. Наличие в россыпях Нижнеленского и других районов арктической зоны Якутии популяций алмаза, подобных популяциям из трубок Зимнебережного района Архангельской области, позволяет прогнозировать аналогичные коренные источники алмазов в районах Якутии.

В сочетании с общностью геологической позиции сопоставляемых месторождений – приуроченностью к краевым частям платформ – можно прогнозировать сходный тип их коренных источников, представленных трубками кимберлит-лампроитового состава.

**Алмазы Анабарского района.** Крупнейшими по масштабам в пределах Сибирской платформы являются россыпи Эбеляхской алмазоносной площади (правобережье р. Анабар), которая по комплексу типоморфных свойств алмаза разделяется на два поля: Нижнеэбеляхское и Верхнеэбеляхское [65]. Россыпи низовьев рек Эбелях, Холомолоох, Гусиный, Ырас-Юрех, вовлечённые в промышленную отработку, характеризуются алмазами невысокого качества, сходными по свойствам с алмазами Нижнеленского района. Значительную долю (~ 50 %) среди алмазов из россыпей Нижнеэбеляхского поля составляют малопрозрачные кристаллы разновидностей V и VII при малом относительном содержании (< 30 %) прозрачных додекаэдровидов разновидности I [65]. К Верхнеэбеляхскому полю относятся россыпи верхнего течения рек Эбелях, Биллях, Маят и водотоков Маят-Билляхского междуречья. Качество алмазов из россыпей Верхнеэбеляхского поля довольно высокое благодаря повышенному содержанию среди них прозрачных додекаэдровидов разновидности I (45–55 %). Доля тёмноокрашенных и малопрозрачных камней разновидностей V и VII здесь невелика и, как правило, не превышает одной трети от общего количества.

Алмазоносные россыпи проявляются и на левобережье р. Анабар (реки Хас-Сарара, Кычкын, Хара-Мас), на территории, прилегающей с запада к Эбеляхской площади. Кристаллы алмаза из россыпей в целом сходны по свойствам с кристаллами из россыпей Эбеляхской площади. Нами проведено детальное ИК-спектроскопическое исследование кристаллов алмаза (выборки от 17 до 81 штук) из россыпей правого берега рек Анабар, Верхний Маят, Средний Маят (руч. 41), Верхний Биллях, Нижний Эбелях (Холомоло-



**Рис. 5.9. Кривые распределения алмазов из россыпей Анабарского района по содержанию в кристаллах азота в А- и В-формах, плейтлетс и водорода:**

*а* – Верхний Маят; *б* – Средний Маят; *в* – Верхний Биллях; *г* – Холомолоох; *д* – Хас-Сарара; *е* – Кычкын

ох) и левого берега р. Анабар (Хас-Сарара, Кычкын). Данные ИК-спектроскопии были дополнены анализом изотопного состава углерода алмаза из изученных россыпей.

Рис. 5.9

Как видно из рис. 5.9, по распределению азота в А-форме алмазы большинства изученных россыпей, за исключением алмазов из россыпей рек Верхний Маят и Холомолоох, близки между собой и характеризуются модальными значениями  $N_A$  205–275 at. ppm.

Алмазы из россыпей Верхний Биллях, Хас-Сарара и Кычкын обнаруживают одномодальное распределение по А-центрам, а из остальных россыпей – двумодальное (см. рис. 5.9).

Особенностью изученных выборок кристаллов алмаза и, в первую очередь, алмазов из россыпи Холомолоох является повышенное (20–40 % от общего количества) относительное содержание высокоазотных индивидов с  $N_A$  1000–1500 at. ppm. Модальные концентрации азота в В-форме в алмазах из россыпей Верхний Биллях, Хас-Сарара и Кычкын близки между собой: преобладают низкоазотные индивиды с  $N_B$  90–123 at. ppm, в подчинённых количествах присутствуют кристаллы с модой 350–373 at. ppm. В россыпях Холомолоох, Верхний и Средний Маят, напротив, доминируют кристаллы с  $N_B$  280–350 at. ppm, а индивиды с пониженными концентрациями (100 at. ppm) отмечаются в подчинённых количествах. В исследуемом районе самые своеобразные – нижеэбеляхские кристаллы, среди которых преобладают высокоазотные индивиды с модами  $N_A$  и  $N_B$  1250 и 390 at. ppm соответственно. Двумодальное распределение кристаллов из различных россыпей по содержанию в них азота в А- или В-форме указывает на наличие в каждой из россыпей не менее двух популяций кристаллов.

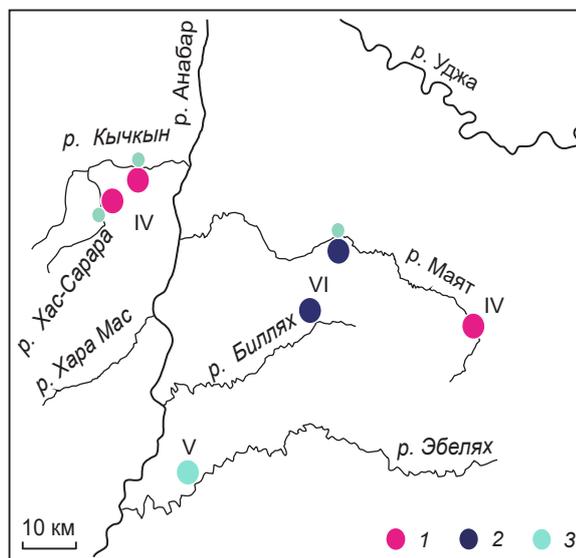
Распределение плейтлетс и водорода в кристаллах во многом зависит от относительного содержания в выборках алмазов разновидностей V и VII. Как известно, эти кристаллы характеризуются одновременно и значимым содержанием плейтлетс, и повышенной концентрацией водорода [115]. Из рис. 5.9 видно, что максимальные содержания плейтлетс (мода  $\sim 8 \text{ см}^{-1}$ ) и водорода (мода  $\sim -0,8$ ) характерны для алмазов россыпи Холомолоох, расположенной в низовьях р. Эбелях. Пониженные содержания этих структурных дефектов наблюдаются в россыпях верховьев рек Биллях и Маят (см. рис. 5.9), что согласуется с имеющимися минералогическими характеристиками алмазов [64].

В табл. 3.3 и на рис. 5.10 показано, что в алмазах большинства изученных россыпей долины р. Анабар выделяются две популяции: главная и второстепенная. На правом берегу р. Анабар в россыпях рек Средний Маят и Нижний Эбелях присутствует высокоазотная популяция с пониженной степенью агрегации примеси, соответствующая фоновой популяции типа V из триасовых россыпей Нижнеленского района. Кроме того, в россыпях Средний Маят и Верхний Биллях содержатся алмазы среднеазотной популяции типа VI с повышенной степенью агрегации примеси.

Эта популяция также типична для алмазов из поздне триасовых россыпей Нижнеленского района и в Анабарском районе является фоновой. С другой стороны, в россыпях Верхний Маят обнаружены алмазы «аномальной» для данного района среднеазотной популяции с пониженной степенью агрегации азота (тип IV). Это может быть обусловлено наличием в верховьях р. Маят ещё не выявленного коренного источника, подобного тр. Малокуонапская Анабарского района Якутии или трубкам Мало-Ботуобинского района (см. табл. 3.3).

На левом берегу р. Анабар в россыпях рек Кычкын и Хас-Сарара доминируют алмазы «аномальной» популяции типа IV (см. табл. 3.3, рис. 5.10). В подчинённом количестве в россыпях обеих рек встречаются фоновые популяции типа V. Значительные количества алмазов популяций типа IV в этих рос-

Рис. 5.10



**Рис. 5.10. Популяции алмаза в россыпях Анабарского района Якутии:**

типы популяций: 1 – IV, 2 – VI, 3 – V; большой кружок – главная популяция, маленький – второстепенная

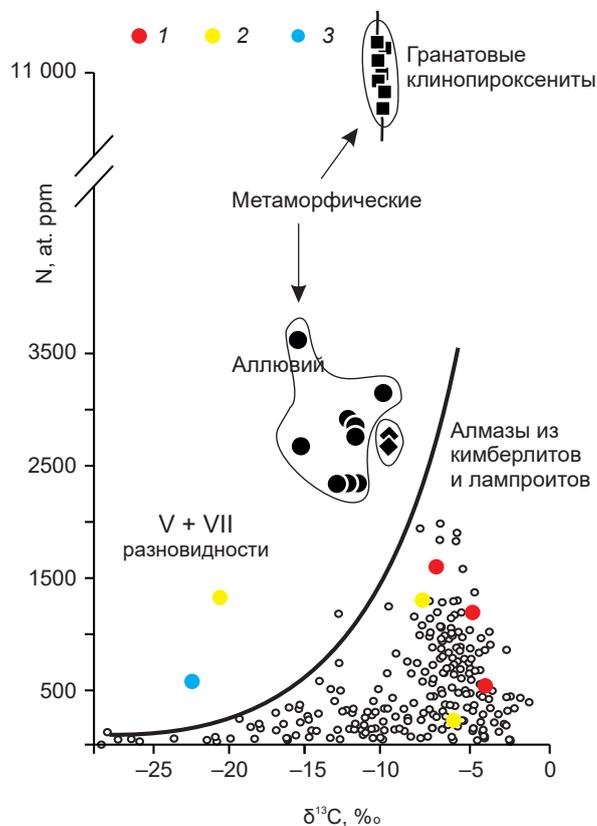
сыпях указывают на наличие ещё не выявленного локального коренного источника, расположенного в верховьях р. Хас-Сарара или в бассейне рек Хас-Сарара и Кычкын. Следует отметить, что в этом же районе имеется полупромышленная тр. Малокуонапская, в которой преобладают алмазы популяций типа IV. Однако последние относительно обогащены примесью азота ( $N_{tot}$ ) по сравнению с главными популяциями алмазов из россыпей Кычкын и Хас-Сарара (см. табл. 3.3).

Хотя все выявленные «аномальные» популяции алмаза в россыпях на обоих берегах р. Анабар относятся к популяциям типа IV, они, по-видимому, имеют разные коренные источники. Это предположение основывается на различном изотопном составе углерода в алмазах из сопоставляемых россыпей. Как видно из рис. 5.11, алмазы с аномально изотопно-лёгким составом углерода  $\delta^{13}C$  от  $-25$  до  $-20$  ‰ найдены лишь в россыпях Хас-Сарара и Кычкын левобережья р. Анабар. Среди изученных алмазов россыпей правого берега р. Анабар изотопно-лёгкие кристаллы нами не обнаружены.

**Алмазы Приленского района.** Вслед за Анабарским районом россыпной алмазоносности вторым по значимости на северо-востоке Якутии является Приленский район. Здесь к числу промышленно значимых объектов принадлежит россыпь р. Молодо, расположенная в Молодо-Далдынском поле. По кристалломорфологическим особенностям алмазы данной россыпи отличаются от алмазов большинства россыпей северо-востока Сибирской платформы повышенным относительным содержанием ламинарных кристаллов октаэдрической, ромбододекаэдрической и переходной между ними форм (не менее 30 %), что сближает их с кристаллами современных россыпей и раннекаменноугольных вторичных коллекторов Кютюндинского поля [65].

В Приленском районе нами изучены алмазы вторичного коллектора из нижнекаменноугольных отложений на участке Конгломератовый. Алмазы представлены главным образом кристаллами разновидности I, по Ю. Л. Орлову, причём преобладают тонколаминарные и блоковые ромбододекаэдры при более низком содержании типично округлых додекаэдроидов. Кристаллы октаэдрического габитуса фиксируются в подчинённом количестве. Подобные алмазы по внешним характеристикам существенно отличаются от алмазов большинства других россыпей севера Якутии. Это даёт основание предполагать, что они произошли за счёт ещё не выявленного локального коренного источника [65]. По данным В. И. Коптиля, подобные алмазы встречаются также в россыпях бассейнов рек Кютюндэ, Далдын, а также среднего и верхнего течения р. Молодо. Это позволило высказать предположение о возможном участии алмазов из вторичного коллектора (участок Конгломе-

Рис. 5.11



**Рис. 5.11. Диаграмма соотношения суммарного содержания азота и изотопного состава углерода для изученных алмазов в сопоставлении с мировой базой данных, по [115]:**

1 – р. Средний Маят, руч. 41; 2 – р. Хас-Сарара; 3 – р. Кычкын

ратовой) в формировании современных россыпей Молодо-Далдынского района [65]. Для проверки этого предположения нами изучена представительная выборка кристаллов алмаза из россыпи р. Верхнее Молодо. Морфологический спектр кристаллов россыпи довольно разнообразен. Примерно по 30 % из них составляют типично округлые додекаэдровиды, октаэдровиды и переходные от октаэдра к ромбододекаэдру формы, относящиеся к разновидности I. Наряду с этим в значимых количествах (~ 16 %) присутствуют алмазы разновидностей V и VII. Среди изученных образцов отмечаются также отдельные кристаллы разновидностей II и IV, по Ю. Л. Орлову.

Алмазы участка Конгломератовый – преимущественно низкоазотные с низкой степенью агрегации примеси, относятся к популяциям типа III. По распределению азотных центров алмазы из россыпи участка Конгломератовый сходны с алмазами из убогоалмазоносных трубок севера Якутии, например тр. Ленинград Среднеолёнского района (см. табл. 3.3). В связи с этим можно предположить, что рассматриваемая древняя россыпь сформировалась за счёт трубки или группы трубок, алмазы которых сходны по условиям образования с алмазами тр. Ленинград.

В россыпи р. Верхнее Молодо (левобережье р. Лена) нами выявлены главная алмазная популяция типа III и второстепенная фоновая типа VI (см. табл. 3.3). Несмотря на то что главные популяции россыпей р. Верхнее Молодо и участка Конгломератовый относятся к одному типу (III), они отличаются друг от друга усреднёнными значениями степени агрегации азота в кристаллах (%N<sub>B</sub>). Как видно из табл. 3.3, по сравнению с алмазами участка Конгломератовый алмазы главной популяции россыпи р. Верхнее Молодо относительно обогащены азотом в В-форме, что сближает их с алмазами из трубок Далдино-Алакитского района Якутии. Отличия между алмазами россыпей Верхнее Молодо (31 шт.) и Конгломератовый (32 шт.) подтверждаются также данными о распределении в кристаллах азота в различных формах, плейтлетс и водорода (рис. 5.12).

Рис. 5.12

Двумодальное распределение алмазов россыпи р. Верхнее Молодо по азоту в различных формах и плейтлетс подтверждает присутствие в ней двух алмазных популяций. Ал-

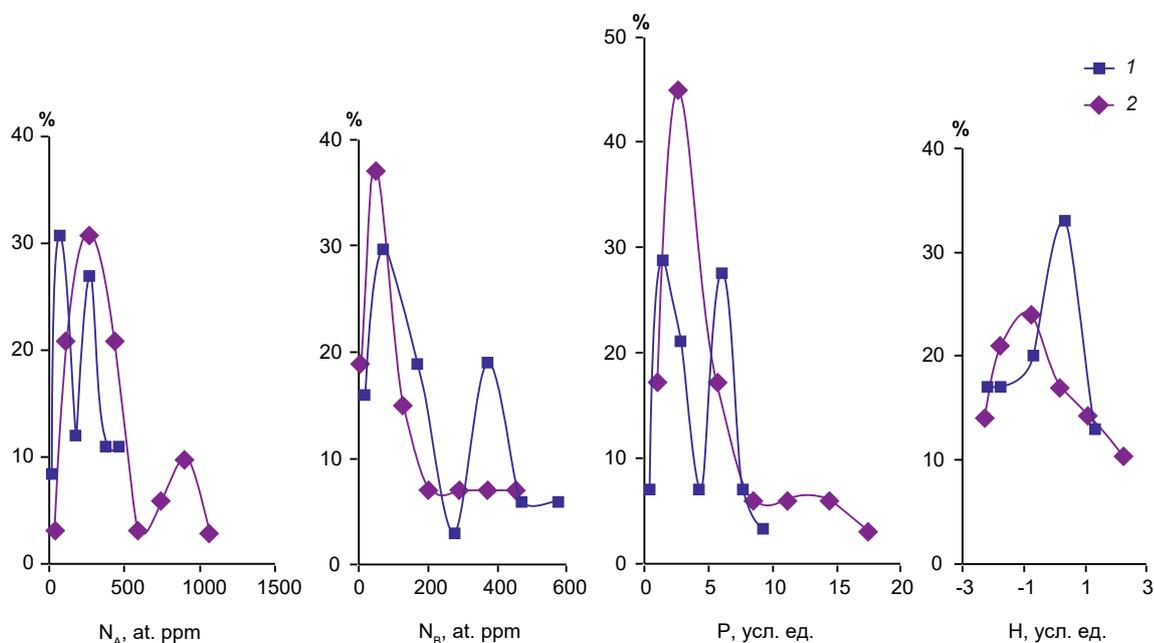


Рис. 5.12. Кривые распределения кристаллов алмаза из россыпи р. Верхнее Молодо (1) и участка Конгломератовый (2) по содержанию в них азота в А- и В-формах, плейтлетс и водорода

мазы участка Конгломератовый демонстрируют в основном одномодальное распределение по содержанию азота в А-форме, В-форме и плейтлетс. При этом главные моды  $N_A$  для алмазов сопоставляемых россыпей чётко различаются:  $\sim 70$  ат. ppm (Верхнее Молодо) и  $\sim 170$  ат. ppm (Конгломератовый). Эти отличия, а также обогащённость алмазов россыпи р. Верхнее Молодо водородными центрами (см. рис. 5.12) указывают на разные коренные источники алмазов сопоставляемых россыпей.

**Алмазы района Жуина, Бразилия.** Сопоставление свойств алмазов из россыпей бассейнов рек Сорисо [231], Сан-Луис, Вермелью, Мутум с алмазами из кимберлитовых трубок (рис. 5.13), открытых за последнее десятилетие, имеет большое значение для прогнозирования новых коренных источников алмаза в районе Жуина. Ранее нами для данного района было установлено, что россыпные алмазы однородны по морфологии, распределению азотных центров в кристаллах и составу минеральных включений (преимущественно «сверхглубинные» минералы). Все кристаллы низкоазотные с  $N_{tot} < 250$  ат. ppm, относящиеся преимущественно к спектральному типу IaB ( $N_B$  100 %). В подчинённом количестве среди алмазов из россыпей присутствуют низкоазотные кристаллы, содержащие одновременно В- и А-центры (смешанный спектральный тип IaAB).

Среди алмазов из россыпей района Жуина имеется значительная доля «безазотных» индивидов (тип IIa), составляющая 15–40 %. В целом в россыпях района Жуина доминируют алмазы популяций типа I.

В трубках кластера Пандреа (Пандреа-1, -2, -3, -6, -7) и в тр. Арипуана-1 (см. табл. 3.3) также преобладают алмазы популяций типа I. Это несколько осложняет сопоставление алмазов из трубок и россыпей на качественном уровне. Для более детального анализа в данном случае необходимо сравнение полуколичественных и количественных параметров кристаллов из разных объектов.

Трубки кластера Пандреа, расположенного на плато Шападан у истоков рек Сорисо, Вермелью, Мутум, потенциально могут быть источниками алмазов соответствующих россыпей (см. рис. 5.13). Но между изученными алмазами из трубок и россыпей существуют некоторые отличия. Так, в пяти трубках доминируют «безазотные» индивиды (от 60 до 80 % алмазов спектрального типа IIa). Подобные алмазы в россыпях представлены в подчинённом количестве при преобладании (50–72 % от общего числа) низкоазотных кристаллов спектрального типа IaB (рис. 5.14). Таким образом, алмазы россыпей в большей степени обогащены азотом и характеризуются более высокой степенью его агрегации по сравнению с алмазами из трубок кластера Пандреа.

Ещё более значительные различия наблюдаются между алмазами из россыпей и тр. Коллиер-4, в которой доминируют кристаллы популяций типа II (см. табл. 3.3). В этой трубке широко распространены (около 40 %) кристаллы смешанного спектрального типа IaAB, мало распространённые в россыпях. При этом доля кристаллов типа IaB в тр. Коллиер-4 сравнительно невелика (около 25 %), тогда как в россыпях кристаллы этого типа преобладают над кристалла-

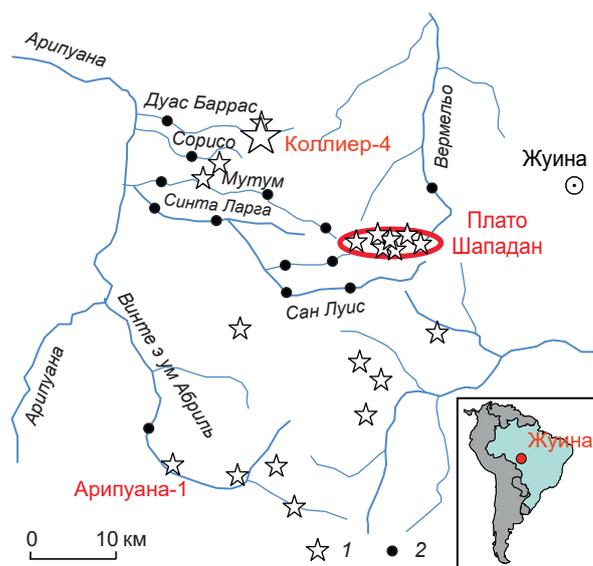
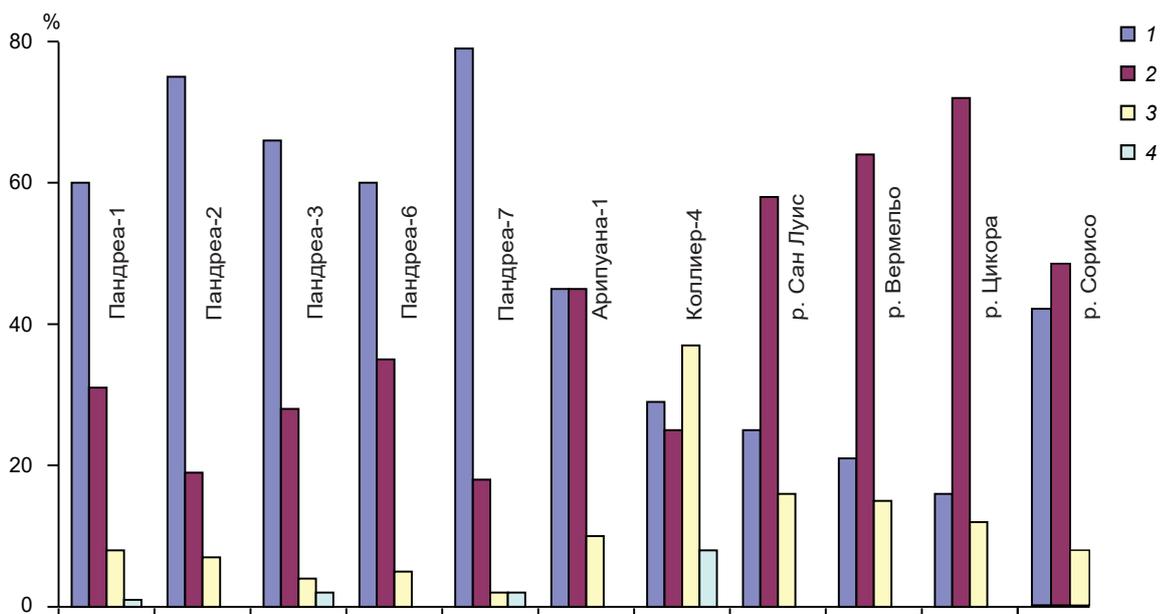


Рис. 5.13. Расположение алмазоносных трубок (1) и россыпей (2) в районе Жуина, Бразилия

Рис. 5.13

Рис. 5.14

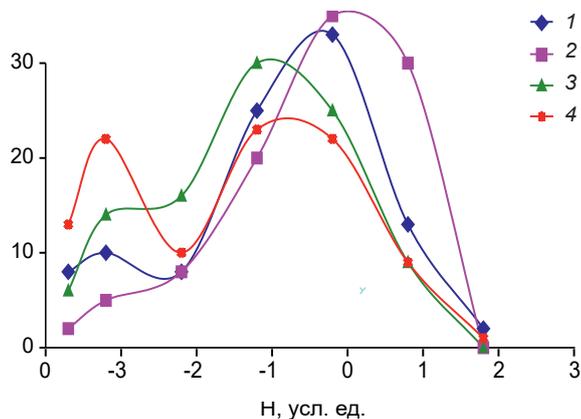


**Рис. 5.14. Распределение алмазов из трубок и россыпей района Жуина (Бразилия) по спектральным типам:**

1 – «безазотный» IIa; 2 – IaB; 3 – IaAB; 4 – IaA

ми других спектральных типов (см. рис. 5.14). Специфической особенностью алмазов тр. Коллиер-4 является присутствие кристаллов спектрального типа IaA (до 10 %), не содержащих азот в В-форме. Для алмазов из россыпей подобные кристаллы не типичны, а в других трубках района Жуина они встречаются редко (см. рис. 5.14).

Кристаллы из россыпей отличаются и от кристаллов тр. Арипуана-1. Последние на диаграмме (см. рис. 5.14) занимают промежуточное положение между алмазами из трубок кластера Пандреа и алмазами из россыпей.



**Рис. 5.15. Распределение алмазов из трубок Арипуана-1 (1), Коллиер-4 (2), Пандреа-1, -2, -3, -6, -7 (3) и россыпи р. Сорисо (4) по содержанию водородных центров в кристаллах**

Выявленные отличия между кристаллами из трубок и россыпей района Жуина носят в основном полуколичественный характер. Это обусловлено тем, что концентрации азота во многих изученных кристаллах находятся за пределами спектральной чувствительности метода ИК-спектроскопии. Дополнительную информацию для сравнения можно получить по распределению водородных центров в кристаллах (выборки от 31 до 106 штук). Из рис. 5.15 видно, что по распределению водорода алмазы россыпи р. Сорисо наиболее близки алмазам из трубок кластера Пандреа, тогда как алмазы из трубок Коллиер-4 и Арипуана-1 относительно обогащены водородом по сравнению с последними.

Таким образом, по данным ИК-спектроскопии алмазы из россыпей и трубок кластера Пандреа (Пандреа-1, -2, -3, -6, -7), а также трубок Арипуана-1 и Коллиер-4 сформировались в сходных термодинамических условиях, но в разных глубинных источниках.

Это означает, что россыпи рек Сан-Луис, Сорисо, Вермельо, Мутум, по-видимому, имеют самостоятельный локальный коренной источник (или источники). Сделанный вывод подтверждается данными комплексного изучения типоморфных характеристик сопоставляемых алмазов из россыпей и трубок района Жуина [241, 244].

Алмазы из россыпей и трубок несколько отличаются друг от друга по составу минеральных включений. Так, в алмазах из россыпей рек Сан-Луис и Вермельо преобладают включения феррипериклаза и ильменита, нередко встречаются CaSi- и MgSi-перовскиты. В трубках кластера Пандреа, а также Арипуана-1 и Коллиер-4 наряду с феррипериклазом распространены хромшпинелиды, рутил (трубки Пандреа-1, Коллиер-4) и сульфиды (тр. Коллиер-4). При этом алмазы с включениями рутила и сульфидов обогащены лёгким изотопом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-13$  до  $-26$  ‰). Отмеченные признаки указывают на то, что в отличие от алмазов из россыпей часть алмазов из трубок образовалась в эклогитовой среде, обогащённой органическими углеводородами. Причём и те и другие алмазы сформировались на очень больших глубинах, что подтверждается многочисленными включениями феррипериклаза и других «сверхглубинных» минералов.

Различие между алмазами россыпей и кимберлитовых трубок района Жуина проявляется и в изотопном составе углерода сопоставляемых групп кристаллов. Особенно своеобразны алмазы тр. Коллиер-4. По изотопному составу углерода они разделяются на две группы: с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-11$  до  $-1$  ‰ (примерно две трети от изученной выборки) и с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-26$  до  $-16$  ‰. По изотопному составу углерода первая группа алмазов сопоставима с алмазами из трубок кластера Пандреа и россыпей рек Сан-Луис, Мутум и Вермельо (рис. 5.16).

Рис. 5.16. Несмотря на то, что среди алмазов из россыпей, как и среди алмазов из трубок кластера Пандреа, преобладают кристаллы с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4$  до  $-3$  ‰, в россыпях повышена доля кристаллов с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-5$  до  $-4$  ‰ (см. рис. 5.16).

Таким образом, согласно результатам ИК-спектроскопии изученных кристаллов, дополненным данными по минеральным включениям и изотопному составу углерода, алмазы из россыпей района Жуина отличаются от алмазов из трубок кластера Пандреа, алмазов из трубок Арипуана-1 и Коллиер-4, а также, согласно работе [180], от алмазов тр. Жуина-5 (центральный кластер). Это свидетельствует о том, что россыпи района Жуина питались, по крайней мере отчасти, за счёт локальных коренных источников.

**Алмазы района Гуаниамо, Венесуэла.** Алмазоносные россыпи в этом крупном промышленно-алмазоносном районе Венесуэлы были обнаружены в 1968 г. Вопрос о коренных источниках алмаза из россыпей района до настоящего времени остаётся дискуссионным. Первоначально считалось, что ал-

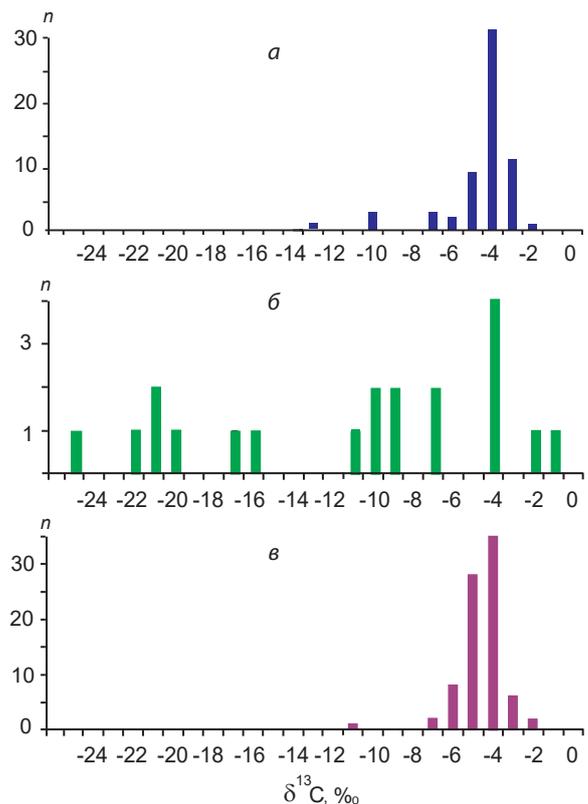
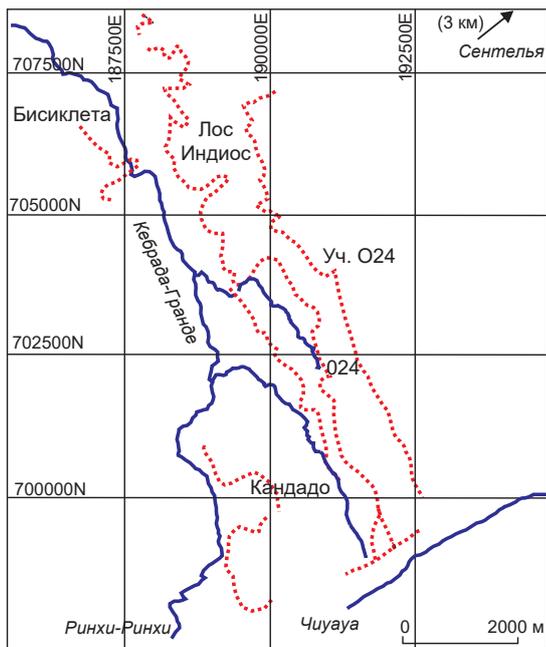


Рис. 5.16. Изотопный состав кристаллов алмаза из трубок и россыпей района Жуина, Бразилия:

а – группа Пандреа ( $n = 61$ ); б – тр. Коллиер-4 ( $n = 20$ ); в – россыпи ( $n = 82$ );  $n$  – число образцов в выборке



**Рис. 5.17. Схема размещения алмазоносных пластообразных тел (показаны красным) и россыпей района Гуаниамо, Венесуэла**

района Гуаниамо нами детально изучены типоморфные свойства алмазов из россыпей и «силлов» бассейна р. Кебрада-Гранде [248]. Для сравнения проанализированы также алмазы из россыпей рек Чиуауа и Ринхи-Ринхи, расположенных южнее района проявления «силлов», и россыпи р. Сентелья, находящейся от него в 3 км к северо-востоку. В общей сложности в результате комплексного минералогического исследования с применением различных методов было изучено более тысячи кристаллов алмаза. ИК-характеристики алмаза из россыпей и «силлов» определялись с помощью представительных выборок кристаллов от 31 до 49 шт. из каждого объекта. Для характеристики алмазов из «силлов» была сформирована усреднённая выборка кристаллов алмаза (49 шт.), отобранных из четырёх объектов (Лос-Индиос, 024, Кандадо, Бисиклета).

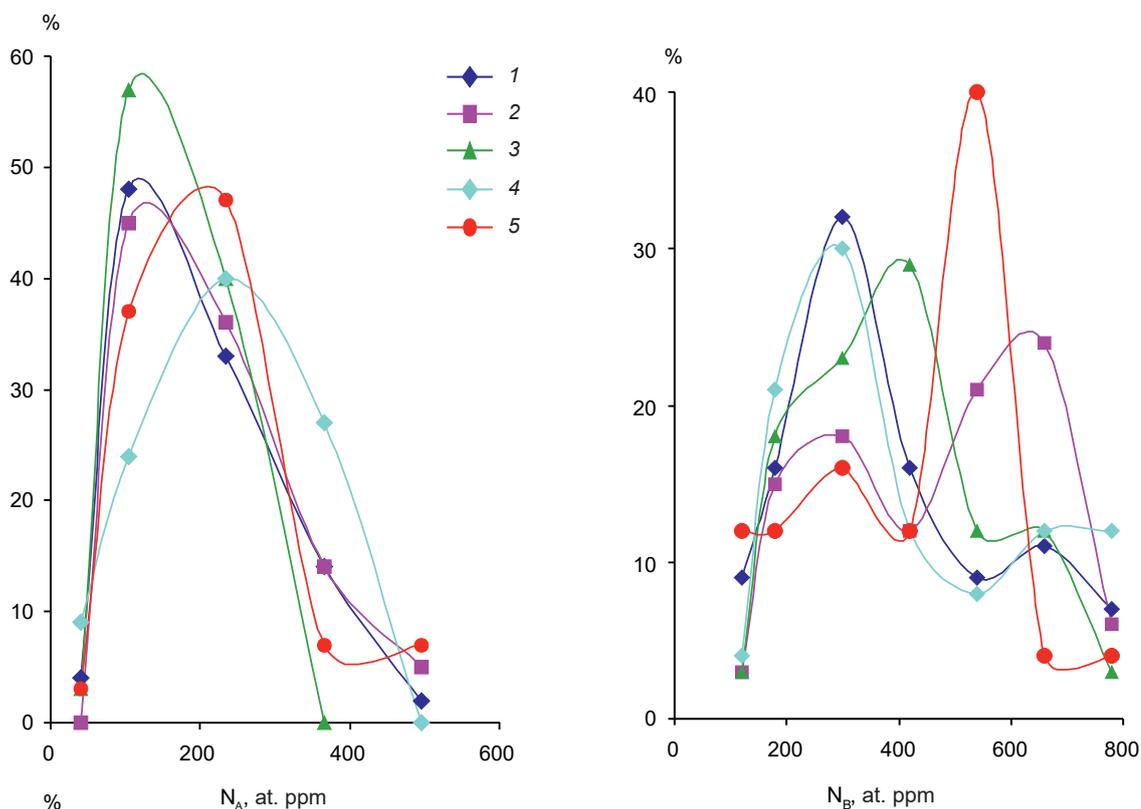
Из табл. 3.3 видно, что в целом алмазы из «силлов» и россыпей района Гуаниамо довольно близки между собой и представлены преимущественно среднеазотной популяцией типа VI с  $N_{tot} \sim 600-900$  at. ppm и  $N_B$  60–80 %. Это указывает на то, что условия образования алмазов всех сопоставляемых групп были сходными. Однако при детальном сравнении с использованием параметров распределения в кристаллах азота в А- и В-формах между выборками кристаллов прослеживаются отличия. Алмазы из всех изученных объектов (рис. 5.18) характеризуются пониженным модальным содержанием азота в А-форме:  $\sim 105$  at. ppm для алмазов из «силлов», россыпей рек Кебрада-Гранде и Сентелья;  $\sim 235$  at. ppm для россыпей рек Чиуауа и Ринхи-Ринхи. По содержанию азота в В-форме кристаллы более разнообразны и в основном характеризуются бимодальным распределением. Главная мода для алмазов из «силлов» соответствует  $N_B \sim 300$  at. ppm, а второстепенная  $\sim 660$  at. ppm.

Для алмазов из россыпи р. Кебрада-Гранде отмечаются те же модальные значения, но в обратном количественном соотношении с преобладанием среднеазотных индивидов. В целом это позволяет сделать предположение об общности коренных источников алмазов из

мазы в аллювий поступали из вторичного коллектора – нижнепротерозойских осадочных пород формации Рорайма [285]. Позднее в бассейне р. Кебрада-Гранде было открыто более 30 проявлений алмазоносных кимберлитовых тел. Впоследствии эти тела стали интерпретировать как «силлы» мощностью от 0,1 до 3 м с падением 5–20° к северо-востоку [198]. «Силлы» Лос-Индиос, 024, Кандадо, Бисиклета и др. протягиваются на расстояние от 1 до 12 км вдоль р. Кебрада-Гранде (рис. 5.17). Отнесение этих тел к «силлам», по нашему мнению, спорно, и вот почему. Во-первых, соотношение весьма малой мощности и большой протяжённости вряд ли соответствует возможности межслоевого внедрения кимберлитов. Во-вторых, «силлы» протягиваются вдоль берегов реки – вероятнее всего, они представляют собой туфогенный кимберлитовый материал, перемытый вдоль террас.

Для решения вопроса о возможных коренных источниках алмаза из россыпей

Рис. 5.18



**Рис. 5.18. Кривые распределения алмазов района Гуаниамо по содержанию в них азота в А- и В-формах:**

1 – «силлы»; россыпи рек: 2 – Кебрада-Гранде, 3 – Сентелья, 4 – Ринхи-Ринхи, 5–Чиуауа

«силлов» и россыпи р. Кебрада-Гранде. По сравнению с алмазами из «силлов» алмазы удалённой от них россыпи р. Сентелья обогащены азотом в В-форме и характеризуются главной модой  $N_B \sim 420$  at. ppm. Алмазы россыпи р. Ринхи-Ринхи, напротив, сходны с алмазами «силлов» по распределению азота в В-форме, но, как указывалось выше, отличаются по модальным содержаниям азота в форме А (см. рис. 5.18). Алмазы россыпи Чиуауа отличаются от изученных алмазов из «силлов» по азоту в форме В и азоту в форме А (см. рис. 5.18). Всё это позволяет предположить, что россыпи рек Ринхи-Ринхи, Чиуауа и Сентелья полностью или частично сформировались за счёт самостоятельных локальных источников.

Это подтверждается данными комплексного изучения алмазов района Гуаниамо [248]. Несмотря на то, что все эти алмазы преимущественно содержат включения эклогитовой ассоциации и характеризуются в основном аномально изотопно-лёгким составом углерода, их параметры, особенно изотопный состав углерода, заметно варьируют в кристаллах из разных объектов. Так, в кимберлитовых «силлах» содержание кристаллов с  $\delta^{13}C$  от  $-25$  до  $-15$  ‰ составляет порядка 60 %, россыпях р. Кебрада-Гранде –  $\sim 45$  %, в россыпи р. Сентелья – порядка 33 % [248]. В отношении россыпи р. Сентелья вывод о наличии локальных источников алмаза представляется наиболее обоснованным. Россыпь геоморфологически изолирована от известных кимберлитовых тел. Кроме того, алмазы россыпи р. Сентелья не имеют признаков длительной транспортировки. Всё это в сочетании с данными по распределению азотных центров и изотопному составу углерода алмазов указывает на то, что россыпь питалась за счёт ещё не выявленного коренного источника.

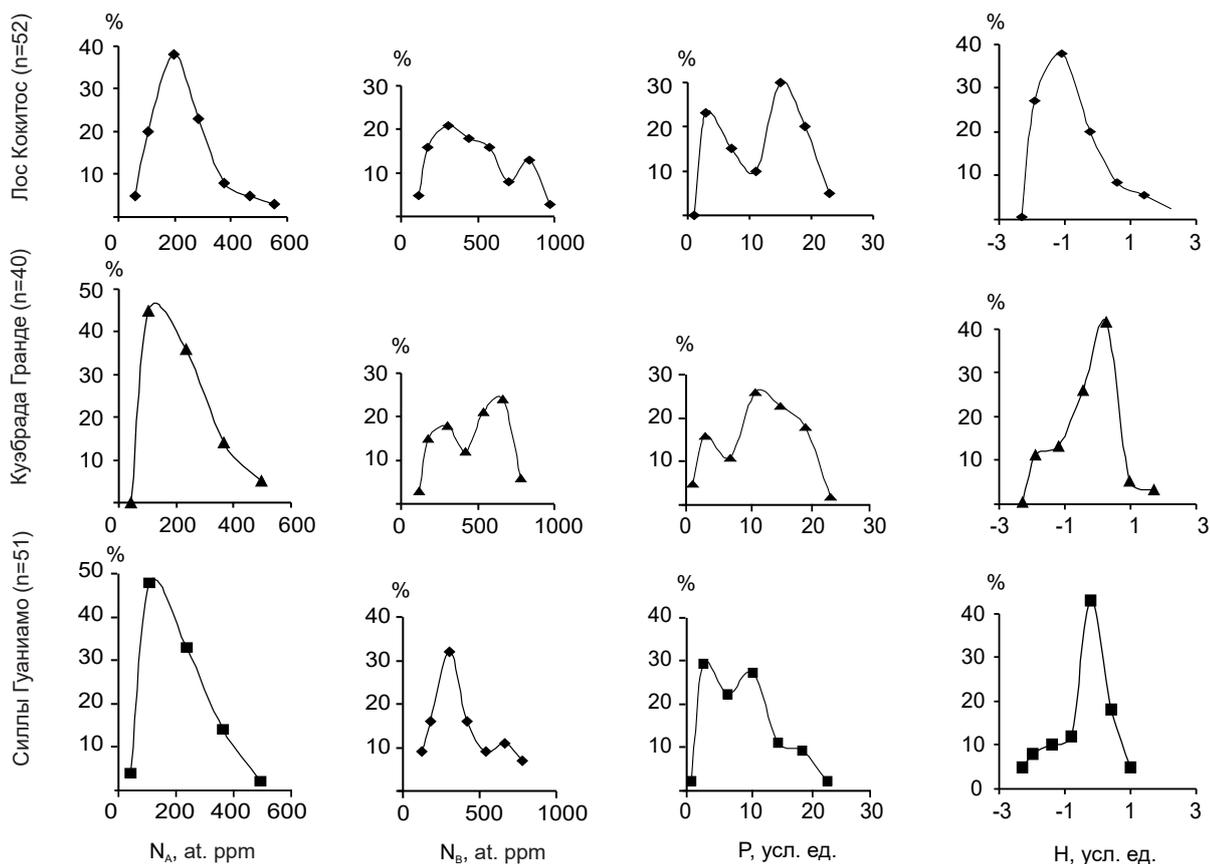


Рис. 5.19. Кривые распределения алмазов из россыпей района Лос-Кокитос, россыпи р. Кебрада-Гранде и «силлов» района Гуаниамо по содержанию в кристаллах азота в А- и В- формах, плейтлетс и водородных центров;  $n$  – число образцов в выборке

**Алмазы района Лос-Кокитос, Венесуэла.** Район Лос-Кокитос находится в 50 км северо-западнее района Гуаниамо. Теоретически россыпи района Лос-Кокитос, расположенного в среднем течении р. Гуаниамо, могли сформироваться за счёт алмазов района Гуаниамо в результате их длительной транспортировки. Внешне алмазы двух районов похожи и характеризуются преобладанием бесцветных додекаэдровидов при повышенном относительном содержании зелёных кристаллов, окраска которых обусловлена пятнами пигментации. Важное практическое значение имеет вопрос о наличии в районе Лос-Кокитос собственных локальных источников алмаза. Эта проблема может быть решена на основе всестороннего изучения типоморфных свойств алмаза из россыпей района Лос-Кокитос и их детального сопоставления со свойствами алмаза района Гуаниамо. Подобное исследование проведено нами в работе [249]. Всего с использованием комплекса методов было изучено 77 кристаллов алмаза района Лос-Кокитос, в том числе 52 кристалла с помощью ИК-спектроскопии. В целом по характеру распределения азотных центров алмазы района Лос-Кокитос практически не отличаются от алмазов района Гуаниамо, причём и те и другие преимущественно относятся к популяциям типа VI (см. табл. 3.3). Однако детальное сравнение алмазов по распределению азота в А- и В-формах, а также плейтлетс и водорода в кристаллах позволяет выявить определённые различия между алмазами сопоставляемых объектов. Так, из рис. 5.19 видно, что алмазы россыпи района Лос-Кокитос несколько обогащены азотом в А-форме по сравнению с алмазами россыпи р. Кебрада-Гранде и кимберлитовых «силлов» района Гуаниамо (модальные значения  $N_A$  составляют 195, 105 и 105 at. ppm соответственно).

Рис. 5.19

Кроме того, алмазы россыпи района Лос-Кокитос чётко отличаются от алмазов района Гуаниамо по распределению структурной примеси водорода в кристаллах. На рис. 5.19 модальное значение концентрации водорода для алмазов россыпи составляет  $\sim -1,1$  усл. ед., тогда как для алмазов из россыпи р. Кебрада-Гранде характерна мода  $\sim +0,15$  усл. ед., а из «силлов» района Гуаниамо соответственно  $\sim -0,2$  усл. ед. Таким образом, данные ИК-спектроскопии указывают на различие алмазов двух сопоставляемых районов. На основании этого можно предположить, что россыпи района Лос-Кокитос питались, по крайней мере отчасти, за счёт самостоятельного источника алмазов. Этот вывод согласуется с данными изучения изотопного состава углерода алмазов районов Лос-Кокитос и Гуаниамо [249]. Так, изотопный состав алмазов россыпи района Лос-Кокитос варьирует:  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-21$  до  $+1$  ‰. При этом распространённость кристаллов с «нормальным» и аномально изотопно-лёгким составом углерода

Рис. 5.20

примерно одинакова (рис. 5.20). С другой стороны, среди алмазов из россыпи р. Кебрада-Гранде и особенно из «силлов» района Гуаниамо заметно преобладают изотопно-лёгкие кристаллы с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-25$  до  $-13$  ‰.

Помимо этого, нами проведено сопоставление кристаллов двух районов по комплексу типоморфных признаков, включающих морфологию, строение поверхности кристаллов, окраску, прозрачность, характер свечения в ультрафиолетовых лучах, тип ассоциации и химический состав минеральных включений гранатов, пироксена, оливина [249]. В результате установлено, что несмотря на черты сходства между кристаллами алмаза из двух районов имеются отчётливые различия. Всё это позволяет прогнозировать в районе Лос-Кокитос наличие самостоятельного локального источника алмазов.

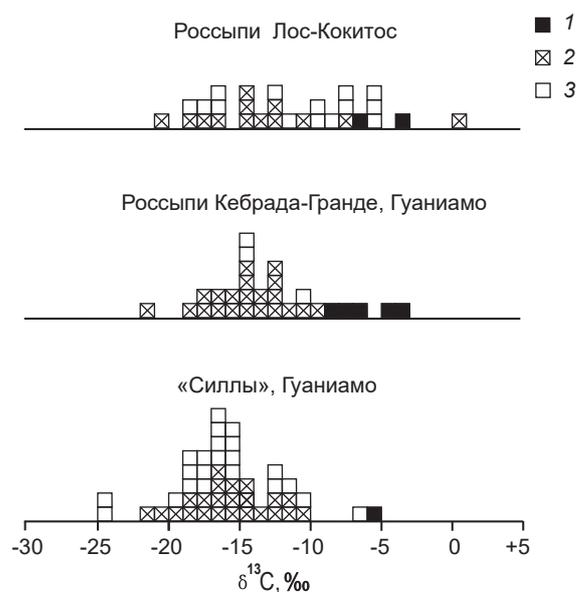


Рис. 5.20. Изотопный состав углерода алмазов из районов Лос-Кокитос и Гуаниамо, по [249]:

1, 2 – алмазы с включениями ультраосновной и эклогитовой ассоциаций соответственно; 3 – алмазы без включений

# Заключение

Проведенные исследования минералогии и кристаллохимии алмазов мира в сочетании с анализом геодинамических условий формирования платформ способствовали решению ряда проблем алмазообразования и общей минерагении. Представляется, что главное значение и новизна полученных выводов сводятся к следующему.

По распределению азота в кристаллах выделены и охарактеризованы статистически значимые группы алмазов (популяции), которые в отличие от отдельных кристаллов дают информацию о целом месторождении и его источнике. Выделение и характеристика популяций опирается на оригинальные исследования большого фактического материала, кристаллов алмаза из всех континентов, кроме Антарктиды. Проведённая типизация популяций алмаза, каждая из которых характеризуется присущей ей концентрацией азота, степенью его агрегации в кристаллах, особенностями условий образования, минерального состава вмещающей среды в мантии, дала возможность оценивать условия размещения алмазов с учётом относительных температур, давлений (глубин), преимущественного состава мантии, где алмаз образовался.

Выявленная латеральная и вертикальная зональность популяций алмаза на Сибирской платформе позволила сделать вывод, что глубины кристаллизации алмаза в её фундаменте возрастают от периферии к центру. Минерагеническая зональность разноглубинных алмазов является концентрической, или двусторонней, а не односторонней, которую в ряде иных моделей связывают с субдукцией единой океанической плиты. Установленная нами общая морфология алмазообразующей системы в фундаменте платформы (вместилище источника вещества для алмазоносных кимберлитов и лампроитов) по форме напоминает чашу с эллипсовидным овалом. Именно такую морфологию имела структурная зона (или сумма зон) 2,0–1,8 млрд лет тому назад в фундаменте Сибирской платформы, ставшая главным носителем источника алмазов в мантии.

Установлено участие углерода из биогенного источника в процессе кристаллизации алмаза в мантийных условиях. Об этом свидетельствуют особенности состава примесей и изотопов углерода в кристаллах алмаза: соотношения концентраций азотных и водородных центров, присутствие органического вещества, а также обогащённость ранних генераций алмаза лёгкими изотопами углерода и структурным водородом по сравнению с поздними генерациями. Выявленные закономерности свидетельствуют о том, что водородные центры образуются одновременно с алмазом при участии обогащённых лёгким изотопом углерода органических соединений. Их концентрация в среде была наибольшей в начале кристаллизации алмаза, но в процессе роста уменьшалась за счёт расходования углеводородной составляющей в реакции алмазообразования. Из этого следует, что представления о единственном исключительно ювенильном источнике вещества алмаза в мантии недостаточны для построения генетических моделей. Поэтому необходимо было исследовать возможные условия погружения экзогенного источника в мантию. При этом главную роль играет субдукция, а условия её реализации требуют отдельного анализа.

Показано, что кристаллизация алмаза происходила в твёрдой среде, нередко при стрессе, влияющем на механизм роста, морфологию кристаллов, образование синростовых трещин в кристалле, плейтлетс, свидетельствующих о пластических деформациях во время роста алмаза.

Геодинамическая обстановка, удовлетворяющая комплексу условий, а именно концентрической зональности популяций алмаза с возрастанием температуры к центру

платформы, кристаллизации в твёрдой среде при участии экзогенного источника и стрессовой ситуации, синростовым деформациям, более всего соответствует модели неустановившейся (ограниченной по фазе) ячеистой конвекции с развитием зон субдукции в виде сжатых синклиналей по краям конвекционной системы, т. е. погружающихся от периферии к центру платформы, до формирования её чехла.

Единая для алмазов и карбонатитов конвективная система минерагенической провинции приводит к тому, что шельфовые фации оказываются погружёнными в той части зон субдукции, которая имеет меньшую глубину и расположена ближе всего к сиалическим массам, представленным щитами в современной структуре платформ. Отсюда закономерна латеральная зональность в направлении от периферии к центру платформы: карбонатиты с УЩК – лампроиты – кимберлиты. Эта зональность характеризует общие условия размещения источников алмаза и карбонатитов.

При петрологических исследованиях условий образования как карбонатитов, так и кимберлитов, в том числе специфики включений в кристаллах алмаза, необходимо учитывать экзогенные источники вещества, их преобразования в эндогенных условиях, не ограничиваясь рассмотрением только последних. Именно шельфовые фации как наиболее приближенные к областям сноса с континента и дифференцированные в водной среде несут в себе разнообразную комплексную минерагению в карбонатитах.

Особое место в практическом использовании разработок по типам популяций алмаза занимает предложенная нами методика прогноза коренных месторождений. Если в россыпях на исследуемой территории обнаружены типы алмазных популяций, не характерные для известных трубок данного района, то это служит основанием для прогноза новых ещё не выявленных коренных источников алмаза.

Наконец, подчеркнём основной путь методологии научных исследований: детальные минералогические, кристаллохимические свойства алмаза обязательно надо рассматривать с общих широких позиций, как размещения групп алмазов (популяций), так и общих геологических и геодинамических условий минерагенической провинции.

## Список литературы

---

1. *Афанасьев В. П.* Полигенез алмазов Сибирской платформы / В. П. Афанасьев, С. С. Лобанов, Н. П. Похиленко [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск: СО РАН, 2011. – Т. 52, № 3. – С. 335–353.
2. *Бартошинский З. В.* Минералогическая классификация природных алмазов / З. В. Бартошинский // Минералогический журнал. – [Киев], 1983. – Вып. 5, № 5. – С. 84–93.
3. *Бартошинский З. В.* Газовые примеси в алмазах Якутии / З. В. Бартошинский, С. Н. Бекеша, Т. Ф. Винниченко [и др.] // Минералогический сборник Львовского университета. – Львов, 1987. – № 47, вып. 1. – С. 25–32.
4. *Барышев А. Н.* Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение / А. Н. Барышев // Отечественная геология. – М., 2017. – № 1. – С. 19–27.
5. *Барышев А. Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие : монография / А. Н. Барышев. – М. : ЦНИГРИ, 1999. – 264 с.
6. *Барышев А. Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов / А. Н. Барышев // Отечественная геология. – М., 2006. – № 6. – С. 20–35.
7. *Барышев А. Н.* Субдукция и проблемы её палеореконокструкций / А. Н. Барышев // Отечественная геология. – М., 2004. – № 2. – С. 50–62.
8. *Барышев А. Н.* Алмазообразование в связи с конвективной геодинамикой, формирующей фундамент платформ / А. Н. Барышев, Г. К. Хачатрян // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1. Материалы I тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2018. – С. 52–57.
9. *Барышев А. Н.* Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру кристаллов алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования / А. Н. Барышев, Г. К. Хачатрян // Отечественная геология. – М., 2015. – № 1. – С. 46–60.
10. *Барышев А. Н.* Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза / А. Н. Барышев, Г. К. Хачатрян // Отечественная геология. – М., 2017. – № 6. – С. 1–11.
11. *Барышев А. Н.* Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазоносности и минерагеническому районированию платформ / А. Н. Барышев, Г. К. Хачатрян // Отечественная геология. – М., 2018. – № 4. – С. 90–103.
12. *Белов С. В.* Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты) : монография / С. В. Белов, А. В. Лапин, А. В. Толстов, А. А. Фролов. – Новосибирск : СО РАН, 2008. – 537 с.
13. *Бескрованов В. В.* Онтогения алмаза : монография / В. В. Бескрованов. – Новосибирск : Наука, 1992. – 165 с.
14. *Биленко Ю. М.* Содержание азота в алмазах из коренных месторождений Якутии / Ю. М. Биленко // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1982. – № 10. – С. 78–82.
15. *Блинова Г. К.* Распределение структурных примесей в алмазах различного генезиса / Г. К. Блинова // Доклады АН СССР. – М., 1989. – Т. 304, № 1. – С. 184–186.
16. *Блинова Г. К.* Структурная примесь водорода – типоморфный признак алмаза / Г. К. Блинова // Основные проблемы и пути совершенствования технологии обогащения природных алмазов на основе использования их физических свойств : тезисы докладов Всесоюзного научно-технического совещания. – М., 1987. – С. 30–31.
17. *Блинова Г. К.* Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза / Г. К. Блинова // Доклады АН СССР. – М., 1987. – Т. 294, № 4. – С. 868–871.

18. *Блинова Г. К.* Особенности распределения азотных центров в алмазах из парных кимберлитовых трубок Якутии / Г. К. Блинова, А. И. Боткунов, Ф. В. Каминский [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1985. – № 3. – С. 111–116.
19. *Блинова Г. К.* Примесные центры в алмазах из двух трубок Архангельской алмазоносной провинции / Г. К. Блинова, В. В. Вержак, О. Д. Захарченко [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1989. – № 8. – С. 130–134.
20. *Блинова Г. К.* Исследование поликристаллических агрегатов алмаза с лонсдейлитом методами рентгенографии и ИК-спектроскопии / Г. К. Блинова, Г. А. Гуркина, Л. Н. Фролова // Минералогический сборник Львовского университета. – Львов, 1985. – № 39, вып. 2. – С. 18–21.
21. *Блинова Г. К.* Примесные центры в алмазах двух районов Сибирской кимберлитовой провинции / Г. К. Блинова, И. П. Илупин, Г. А. Гуркина, Л. Н. Фролова // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1991. – № 8. – С. 95–98.
22. *Блинова Г. К.* Некоторые особенности химизма среды кристаллизации природных алмазов / Г. К. Блинова, С. К. Симаков, Г. А. Гуркина, А. Н. Фролова // Доклады АН СССР. – М., 1988. – Т. 300, № 4. – С. 950–952.
23. *Бобриевич А. П.* Алмазные месторождения Якутии : монография / А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев [и др.]. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 528 с.
24. *Бобров А. В.* Экспериментальные исследования карбонатно-силикатных систем мантии в связи с проблемой алмазообразования : монография / А. В. Бобров, Ю. А. Литвин, А. М. Дымшиц. – М. : ГЕОС, 2011. – 208 с.
25. *Богатилов О. А.* Архангельская алмазоносная провинция (геология, картография, геохимия и минералогия) : монография / О. А. Богатилов, В. К. Гаранин, В. А. Конова [и др.]. – М. : МГУ, 1999. – 524 с.
26. *Богатилов О. А.* Петролого-геохимические критерии формирования месторождений алмаза в кимберлитах / О. А. Богатилов, В. А. Кононова, А. В. Каргин, А. А. Носова // Материалы XXI Международной научной конференции «Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении». – М. : МГУ, 2010. – С. 76.
27. *Бокий Г. Б.* Природные и синтетические алмазы : монография / Г. Б. Бокий, Г. Н. Безруков, Ю. А. Ключев [и др.]. – М. : Наука, 1986. – 221 с.
28. *Буланова Г. П.* Природный алмаз – генетические аспекты : монография / Г. П. Буланова, Ю. П. Барашков, С. Б. Тальникова, Г. Б. Смелова. – Новосибирск : Наука, 1993. – 176 с.
29. *Буланова Г. П.* Изотопный состав углерода и азота алмазов из кимберлитов Якутии / Г. П. Буланова, Ю. П. Барашков, Д. И. Шелков [и др.] // Отечественная геология. – М., 2004. – № 4. – С. 11–16.
30. *Бушляков И. Н.* Галогены в эндогенном процессе : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Бушляков Иван Никифорович ; ИГГ УрО АН СССР. – Свердловск [Екатеринбург], 1989. – 46 с.
31. *Ваганов В. И.* Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования) : монография / В. И. Ваганов. – М. : Геоинформмарк, 2000. – 371 с.
32. *Ваганов В. И.* Проблемы методологии прогнозирования сверхкрупных коренных месторождений алмазов / В. И. Ваганов // Руды и металлы. – М., 2005. – № 6. – С. 5–16.
33. *Варшавский А. В.* Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза : монография / А. В. Варшавский. – М. : Наука, 1968. – 94 с.

34. *Веричев Е. М.* Минералогия алмаза из месторождений Архангельской алмазоносной провинции / Е. М. Веричев, В. В. Вержак, Т. В. Посухова [и др.] // Геология алмазов – настоящее и будущее (Геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) : сборник. – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 965–981.
35. *Виноградов А. П.* Возможные источники углерода алмазов кимберлитовых трубок по изотопным данным / А. П. Виноградов, О. И. Кропотова, В. И. Устинов [и др.] // Геохимия. – М., 1965. – № 6. – С. 643–651.
36. *Воробьев Е. И.* Об экссолюционной природе алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива / Е. И. Воробьев // Отечественная геология. – М., 2001. – № 2. – С. 52–56.
37. *Галимов Э. М.* Вариации изотопного состава алмазов, и связь их с условиями алмазообразования / Э. М. Галимов // Геохимия. – М., 1984. – № 8. – С. 1091–1115.
38. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода : монография / Э. М. Галимов. – М. : Недра, 1968. – 250 с.
39. *Галимов Э. М.* Новые данные по изотопному составу углерода алмазов из различных районов Советского Союза / Э. М. Галимов, И. Н. Ивановская, Ф. В. Каминский [и др.] // Труды ЦНИГРИ. – М., 1980. – Вып. 153. – С. 19–29.
40. *Галимов Э. М.* Исследование изотопного состава углерода алмаза Урала, Тимана, Саян, Украины и других регионов / Э. М. Галимов, Ф. В. Каминский, И. Н. Ивановская // Геохимия. – М., 1978. – № 3. – С. 340–349.
41. *Гао Сяоин.* Алмазоносные кимберлиты Хуабэй в Китае и Архангельской алмазоносной провинции в России – сравнительная минералогическая характеристика : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учёного степеней канд. геол.-минерал. наук / Гао Сяоин. – М., 2008. – 24 с.
42. *Гаранин В. К.* Минералогия кимберлитов и родственных им пород : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учёного степеней д-ра геол.-минерал. наук / Гаранин Виктор Константинович. – М., 2006. – 48 с.
43. *Гаранин В. К.* Сульфидные включения в минералах из кимберлитов : монография / В. К. Гаранин, А. Н. Крот, Г. П. Кудрявцева. – М. : МГУ, 1988. – Ч. 1. – 48 с. ; Ч. 2. – 176 с.
44. *Гаранин В. К.* Минералогия алмаза, содержащего включения / В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – М., 1990. – № 2. – С. 48–56.
45. *Гаранин В. К.* Полигенность и дискретность природного алмазообразования / В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева // Смирновский сборник-2006. – М. : Фонд им. академика В. И. Смирнова, 2006. – С. 53–92.
46. *Гаранин В. К.* Включения в алмазе и алмазоносные породы : монография / В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева, А. С. Марфунин, О. А. Михайличенко. – М. : МГУ, 1991. – 240 с.
47. *Геншафт Ю. С.* Внутренняя морфология природных алмазов / Ю. С. Геншафт, С. А. Якубова, Л. М. Волкова // Исследования глубинных минералов. – М. : ИФЗ РАН, 1977. – С. 5–131.
48. *Геология и генезис алмазных месторождений* : монография : в 2 книгах / под ред. Б. М. Зубарева. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 424 с.
49. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория : монография : части III и IV / М. В. Гзовский. – М. : АН СССР, 1963. – 544 с.
50. *Главные рудные геолого-геохимические системы Урала* : сборник статей / под ред. А. М. Дымкина, В. Н. Сазонова, В. М. Нечехухина. – М. : Наука, 1990. – 270 с.

51. *Гончаров М. А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование: монография / М. А. Гончаров. – М. : Недра, 1978. – 246 с.
52. *Гончаров М. А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы / М. А. Гончаров // Геотектоника. – М., 1993. – № 4. – С. 19–29.
53. *Гончаров М. А.* Введение в тектонофизику : учебное пособие / М. А. Гончаров, В. Г. Талицкий, Н. С. Фролова. – М. : КДУ, 2005. – 496 с.
54. *Граханов С. А.* Геологическое строение и алмазоносность россыпей севера Якутской алмазоносной провинции / С. А. Граханов // Труды АК «АЛРОСА» ЯНИГП ЦНИГРИ. – Воронеж, 2000. – 78 с.
55. *Джейкс А.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии : монография / А. Джейкс, Дж. Луис, К. Смит. – М. : Мир, 1989. – 305 с.
56. *Добрецов Н. Л.* Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки / Н. Л. Добрецов, Ю. И. Кулаков, Ю. Д. Литасов // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2012. – Т. 53, № 12. – С. 1633–1661.
57. *Егоров-Тисменко Ю. К.* Кристаллография и кристаллохимия : учебник / Ю. К. Егоров-Тисменко; под ред. акад. В. С. Урусова. – М. : КДУ, 2005. – 592 с.
58. *Елисеев Н. А.* Метаморфизм : учебник / Н. А. Елисеев. – М. : Недра, 1963. – 428 с.
59. *Зайцев А. И.* Возраст алмазов Якутской алмазоносной провинции / А. И. Зайцев // Отечественная геология. – М., 2008. – № 5. – С. 79–85.
60. *Захарченко О. Д.* Типоморфные свойства алмазов : монография / О. Д. Захарченко, А. И. Махин, Г. К. Хачатрян. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 104 с.
61. *Захарченко О. Д.* Включения мантийных минералов в алмазах из кимберлитовых пород севера Восточно-Европейской платформы // О. Д. Захарченко, А. Д. Харьков, М. М. Ботова [и др.] // Минералогический журнал. – [Киев], 1991. – Т. 13, № 1. – С. 42–52.
62. *Захарченко О. Д.* Алмазы Тимано-Уральского региона : монография / О. Д. Захарченко, Г. К. Хачатрян, Д. Н. Гречишников. – М. : ЦНИГРИ, 2006. – 208 с.
63. *Зедгенизов Д. А.* Состав и эволюция среды кристаллизации волокнистых алмазов литосферной мантии Сибирской платформы : специальности 25.00.09 «Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых», 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учёного степеней д-ра геол.-минерал. наук / Зедгенизов Дмитрий Александрович. – Новосибирск, 2011. – 48 с.
64. *Зезин З. Б.* Диагностика природных и синтетических алмазов на основе изучения их внутреннего строения / З. Б. Зезин, Е. П. Смирнова, Г. В. Сапарин, С. К. Обыден // Вестник геммологии. – М., 2001. – № 2. – С. 7–16.
65. *Зинчук Н. Н.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы : монография / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
66. *Зубков В. С.* К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C-H-N-O-S в РТ-условиях верхней мантии / В. С. Зубков // Геохимия. – М., 2001. – № 2. – С. 131–145.
67. *Зубков В. С.* Рудная минерализация в нефтидах / В. С. Зубков // Отечественная геология. – М., 2010. – № 3. – С. 60–66.
68. *Иванов В. В.* Экологическая геохимия элементов : монография : в 6 томах. Т. 2 : Главные р-элементы / В. В. Иванов ; под ред. В. В. Буренкова. – М. : Недра, 1994. – 303 с.
69. *Игнатов П. А.* Изотопный состав углерода и кислорода в прожилковых кальцитах из нижнепалеозойских толщ Якутии, вмещающих кимберлитовые трубки / П. А. Игнатов,

- О. В. Ильин, Я. И. Штейн // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – М., 1998. – № 4. – С. 45–54.
70. Илупин И. П. Включения в алмазе из алмазоносного дунита / И. П. Илупин, Э. С. Ефимова, Н. В. Соболев [и др.] // Доклады АН СССР. – М., 1982. – Т. 264, № 2. – С. 454–456.
71. Казицына Л. А. Применение УФ-, ИК- и ЯМР-спектроскопии в органической химии : учебное пособие / Л. А. Казицына, Н. Б. Куплетская. – М. : Высшая школа, 1971. – 264 с.
72. Каминский Ф. В. Зональность размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе / Ф. В. Каминский // Доклады АН СССР. – М., 1972. – Т. 204, № 4. – С. 1187–1190.
73. Каминский Ф. В. Минералогия и геохимия нижней мантии : 50-е чтения им. В. И. Вернадского, 12 марта 2010 года / Ф. В. Каминский ; отв. ред. Э. М. Галимов. – М. : ГЕОХИ РАН, 2011. – 68 с.
74. Каминский Ф. В. Методическое руководство по комплексному исследованию типоморфных свойств алмазов при локальном прогнозировании и поисках коренных месторождений : монография / Ф. В. Каминский, З. В. Бартошинский, Г. К. Блинова [и др.]. – М. : ЦНИГРИ, 1988. – 88 с.
75. Каминский Ф. В. Поликристаллические агрегаты алмаза с лонсдейлитом из россыпей Якутии / Ф. В. Каминский, Г. К. Блинова, Э. М. Галимов [и др.] // Минералогический журнал. – [Киев], 1985. – Т. 7, № 1. – С. 27–36.
76. Каминский Ф. В. Исследование комплекса типоморфных признаков алмазов / Ф. В. Каминский, Г. К. Блинова, Г. А. Гуркина [и др.] // Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». – Якутск, 1985. – Ч. III. – С. 26–28.
77. Каминский Ф. В. О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе / Ф. В. Каминский, И. И. Кулакова, А. И. Оглоблина // Доклады АН СССР. – М., 1985. – Т. 283, № 4. – С. 985–988.
78. Каминский Ф. В. О вариациях изотопного состава углерода / Ф. В. Каминский, Н. В. Соболев // Доклады АН СССР. – М., 1985. – Т. 285, № 6. – С. 1436–1439.
79. Карпов И. К. Римейк термодинамической модели системы С-Н Э. Б. Чекалюка / И. К. Карпов, В. С. Зубков, А. Н. Степанов, В. А. Бычинский // Доклады РАН. – М., 1998. – Т. 358, № 2. – С. 222–225.
80. Карпов И. К. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии / И. К. Карпов, В. С. Зубков, А. Н. Степанов [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1518–1528.
81. Квасница В. Н. Мелкие алмазы : монография / В. Н. Квасница. – Киев : Наукова Думка, 1985. – 215 с.
82. Клюев Ю. А. Некоторые особенности образования алмазов по формам их роста и распределению оптически активных центров / Ю. А. Клюев, Ю. А. Дуденков, В. И. Непша // Геохимия. – М., 1973. – № 7. – С. 1029–1035.
83. Клюев Ю. А. Превращения оптически активных центров в синтетических алмазах под действием температуры / Ю. А. Клюев, А. М. Налетов, В. И. Непша [и др.] // Журнал физической химии. – М., 1982. – Т. 56, № 36. – С. 524–531.
84. Клюев Ю. А. Особенности структуры природных поликристаллических алмазов / Ю. А. Клюев, В. И. Непша, Н. И. Епишина [и др.] // Доклады АН СССР. – М., 1978. – Т. 240, № 5. – С. 1104–1107.

85. Клюев Ю. А. Статистическое распределение алмазов по микродефектам как одна из характеристик месторождения / Ю. А. Клюев, В. И. Смирнов, В. И. Непша // Комплексные исследования алмазов. – М. : Труды ЦНИГРИ. – Вып. 153. – 1980. – С. 19–28.
86. Ковальский В. В. Изотопный состав углерода окрашенных разновидностей якутских алмазов / В. В. Ковальский, Э. М. Галимов, В. С. Прохоров // Доклады АН СССР. – М., 1972. – Т. 20, № 2. – С. 440–443.
87. Когарко Л. Н. Алмазоносность и окислительный потенциал карбонатитов / Л. Н. Когарко, И. Д. Рябчиков // Петрология. – М., 2013. – Т. 21, № 4. – С. 350–371.
88. Комлев Н. Г. Словарь иностранных слов / Н. Г. Комлев. – М. : ЭКСМО, 2006. – 669 с.
89. Конторович А. Э. Эволюция нефтидогенеза в истории Земли / А. Э. Конторович // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2004. – Т. 45, № 7. – С. 784–802.
90. Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования. Методы комплексного изучения алмазосодержащего сырья / В. И. Коптиль, Ю. М. Биленко // Труды ЦНИГРИ. – М., 1983. – Вып. 175. – С. 37–46.
91. Кошевой В. В. Микроорганизмы в архейских графитовых породах Алданского щита / В. В. Кошевой, Ф. М. Ройзенман // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – М., 1989. – № 6. – С. 18–24.
92. Крайнюк Г. Г. Об электронном парамагнитном резонансе алмазов из россыпей / Г. Г. Крайнюк, З. В. Бартошинский // Минералогический сборник Львовского университета. – Львов, 1971. – № 25, вып. 1. – С. 70–73.
93. Кулакова И. И. Работы профессора Александра Прокофьевича Руденко в области химии углерода / И. И. Кулакова // Синергетика : труды конференции «Самоорганизация и синергетика». – М., 2006. – Т. 8. – С. 50–65.
94. Кулакова И. И. Полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования / И. И. Кулакова, А. И. Оглоблина, А. П. Руденко [и др.] // Доклады АН СССР. – М., 1982. – Т. 267, № 6. – С. 1458–1460.
95. Кулакова И. И. Отпечатки кристаллов алмаза в кимберлитах как свидетельство его генезиса в открытых каталитических системах / И. И. Кулакова, А. П. Руденко // Нетрадиционные вопросы геологии : издания XII научного семинара «Система “Планета Земля”». – М. : Гармония, 2004. – С. 59–67.
96. Куприянов И. Н. Исследование трансформации водородсодержащих центров в алмазе при высоких *P-T* параметрах / И. Н. Куприянов, Ю. Н. Пальянов, П. С. Шацкий [и др.] // Доклады РАН. – М., 2006. – Т. 406, № 2. – С. 230–235.
97. Лаврова Л. Д. Новый генетический тип алмазных месторождений : монография / Л. Д. Лаврова, В. А. Печников, А. М. Плешаков [и др.]. – М. : Научный мир, 1999. – 228 с.
98. Леин А. Ю. Изотопы серы и углерода на активных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта / А. Ю. Леин // Российский журнал наук о Земле. – М., 2000. – Т. 2, № 4. – С. 327–340.
99. Ли Д. К. Кимберлиты Мерлина (Северная территория, Австралия) / Д. К. Ли, Х. Дж. Милледж, Т. Х. Редклифф [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1997. – Т. 38, № 1. – С. 78–90.
100. Логвинова А. М. «Облаковидные» наноразмерные включения в алмазах Якутии: особенности состава и парагенезиса / А. М. Логвинова, Р. Вирт, Е. Н. Федорова, Н. В. Соболев // Записки Российского минералогического общества. – СПб., 2007. – С. 173–178.

101. *Мальков Б. А.* Геология и петрология кимберлитов : монография / Б. А. Мальков. – СПб. : Наука, 1997. – 282 с.
102. *Мальков Б. А.* Азотные сегрегации (плейтлетс) в кристаллах алмаза продукт мантйного отжига / Б. А. Мальков, А. М. Асхабов // Доклады АН СССР. – М., 1979. – Т. 248, № 6. – С. 1420–1423.
103. *Маракушев А. А.* Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазосных магм / А. А. Маракушев // Очерки физико-химической петрологии. – М. : Наука, 1985. – Вып. 13. – С. 5–53.
104. *Мейер Г. О. А.* Необычные алмазы и уникальные включения из Нового Южного Уэльса, Австралия / Г. О. А. Мейер, Х. Дж. Милледж, Дж. Ф. Л. Сазерленд, П. Дж. Кенвелл // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1997. – Т. 38, № 2. – С. 289–314.
105. *Миясиро А.* Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит / А. Миясиро // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). – М. : Мир, 1974. – С. 243–265.
106. *Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза : монография / Ю. Л. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 234 с.
107. *Палажченко О. В.* Комплексные исследования алмаза из месторождений Архангельской кимберлитовой провинции: обобщение, генетические и практические следствия / О. В. Палажченко // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – М., 2008. – № 2. – С. 68–75.
108. *Пальянов Ю. Н.* Условия роста и реальная структура кристаллов синтетического алмаза / Ю. Н. Пальянов, А. Ф. Хохряков, Ю. М. Борздов [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1997. – Т. 38, № 5. – С. 882–906.
109. *Перчук Л. Л.* Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы / Л. Л. Перчук // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – М., 2004. – № 5. – С. 26–36.
110. *Перчук Л. Л.* Формирование и эволюция докембрийской коры: новые идеи и новые концепции / Л. Л. Перчук // Смирновский сборник-2006. – М. : Фонд им. академика В. И. Смирнова, 2006. – С. 23–52.
111. *Печников В. А.* Структурные условия формирования Кумдыкольского месторождения технических алмазов (Северный Казахстан) : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Печников Виктор Алексеевич. – М. : ЦНИГРИ, 1993. – 25 с.
112. *Похиленко Н. П.* Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения / Н. П. Похиленко, Н. В. Соболев, Ф. Р. Бойд [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1993. – Т. 34, № 1. – С. 71–84.
113. *Похиленко Н. П.* Ксенолит катаклазированного дистенового эклогита из трубки Удачная / Н. П. Похиленко, Н. В. Соболев, Э. С. Ефимова // Доклады АН СССР. – М., 1982. – Т. 266, № 1. – С. 212–216.
114. *Пузырев Н. Н.* Об этапах развития и проблемах структурной сейсмологии / Н. Н. Пузырев // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1996. – Т. 37, № 9. – С. 3–13.
115. *Рагозин А. Л.* Минералогия и вопросы генезиса округлых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы / А. Л. Рагозин, В. С. Шацкий // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века : материалы научно-практической конференции АК «АЛРОСА», посвящённой 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Мирный. – 2003. – С. 245–249.

116. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре : монография / Х. Рамберг. – М. : Недра, 1985. – 399 с.
117. *Реутский В. Н.* Изотопное фракционирование углерода при кристаллизации алмаза в модельных системах / В. Н. Реутский, Ю. Н. Пальянов, Ю. М. Борздов, А. Г. Сокол // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 308–315.
118. *Розен О. М.* Сибирский суперплюм во времени и пространстве: уточнение региональных перспектив поисков алмазоносных кимберлитов / О. М. Розен, А. В. Манаков, Н. И. Горев, Н. Н. Зинчук // Смирновский сборник-2010. – М. : Фонд им. академика В. И. Смирнова, 2010. – С. 424–432.
119. *Розен О. М.* Земная кора Якутской алмазоносной провинции: состав, структура, формирование / О. М. Розен, А. В. Манаков, В. Д. Суворов [и др.] // Геология алмазов – настоящее и будущее (Геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) : сборник. – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 158–188.
120. *Ротман А. Я.* Петрология, геотектоника и алмазоносность кимберлитовой формации Сибири / А. Я. Ротман, О. М. Розен, А. В. Манаков. – Смирновский сборник-2007. – М. : Фонд им. академика В. И. Смирнова, 2007. – С. 155–182.
121. *Рылов Г. М.* Исследование внутреннего строения несовершенных кристаллов алмаза на основе синхротронного метода Лауз-СИ / Г. М. Рылов, Е. Н. Фёдорова, Н. В. Соболев // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2006. – Т. 47, № 2. – С. 242–249.
122. *Рябчиков И. Д.* Окислительно-восстановительные равновесия в верхней мантии / И. Д. Рябчиков // Доклады АН СССР. – М., 1986. – Т. 268, № 3. – С. 703–706.
123. *Сидоренко Св. А.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия : монография / Св. А. Сидоренко, А. В. Сидоренко // Труды ГИН АН СССР. – М. : Наука, 1975. – Вып. 277. – 137 с.
124. *Симаков С. К.* Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов в породах верхней мантии и земной коры : монография / С. К. Симаков. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 2003. – 187 с.
125. *Сиротин В. И.* О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова / В. И. Сиротин, А. В. Жабин // Доклады РАН. – М., 2008. – Т. 419, № 3. – С. 378–380.
126. *Скузоватов С. Ю.* Состав среды кристаллизации алмазов в оболочке из кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия) / С. Ю. Скузоватов, Д. А. Зедгенизов, Д. А. Рагозин, В. С. Шацкий // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2012. – Т. 53, № 11. – С. 1556–1571.
127. *Скузоватов С. Ю.* Особенности состава облаковидных микровключений в октаэдрических алмазах из трубки Интернациональная (Якутия) / С. Ю. Скузоватов, Д. А. Зедгенизов, В. С. Шацкий // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2011. – Т. 52, № 1. – С. 107–121.
128. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых : учебник / В. И. Смирнов. – М. : Недра, 1982. – 669 с.
129. *Смирнов Г. И.* Некоторые особенности кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки Премьер / Г. И. Смирнов, Ю. А. Ключев, Ф. В. Каминский // Минералогический журнал. – [Киев], 1986. – Т. 8, № 4. – С. 69–73.
130. *Соболев В. С.* Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры / В. С. Соболев, Н. В. Соболев // Доклады АН СССР. – М., 1980. – Т. 250, № 3. – С. 683–685.

131. *Соболев Е. В.* Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза / Е. В. Соболев // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. – Новосибирск : Наука, 1978. – С. 245–255.
132. *Соболев Е. В.* Твёрже алмаза : монография / Е. В. Соболев. – Новосибирск : Наука, 1989. – 191 с.
133. *Соболев Е. В.* О проявлении «газовых» примесей в спектрах природных алмазов / Е. В. Соболев, С. В. Ленская // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1965. – № 2. – С. 157–159.
134. *Соболев Е. В.* О природе свойств алмаза промежуточного типа / Е. В. Соболев, В. И. Лисойван // Доклады АН СССР. – Примесные центры в алмазах / Е. В. Соболев, В. И. Лисойван. – М., 1972. – Т. 204, № 1. – С. 88–90.
135. *Соболев Е. В.* Примесные центры в алмазах / Е. В. Соболев, В. И. Лисойван // Тезисы VIII Отчётной научной конференции Института неорганической химии СО АН СССР (13–23 апреля, 1971). – Новосибирск : 1971. – С. 60–61.
136. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии : монография / Н. В. Соболев. – Новосибирск : Наука, 1974. – 264 с.
137. *Соболев Н. В.* Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования / Н. В. Соболев // Записки Всероссийского минералогического общества. – Л. [СПб.], 1983. – Ч. 112, вып. 4. – С. 389–396.
138. *Сорохтин О. Г.* Образование алмазоносных кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит / О. Г. Сорохтин // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. – Л. [СПб.] : ВСЕГЕИ, 1987. – С. 92–107.
139. *Сорохтин О. Г.* Строение континентальных литосферных плит и происхождение кимберлитов / О. Г. Сорохтин // Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. – М. : Институт океанологии АН СССР. – М., 1981. – С. 161–168.
140. *Сорохтин О. Г.* Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита : монография / О. Г. Сорохтин, Ф. П. Митрофанов, Н. Г. Сорохтин. – Апатиты : КНЦ РАН, 1996. – 144 с.
141. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов : монография / О. Г. Сорохтин, Ф. П. Митрофанов, Н. О. Сорохтин. – М. : Наука, 2004. – 269 с.
142. *Специус З. В.* Алмазоносный эклогит с включением граната в алмазе из трубки Мир / З. В. Специус, Г. П. Буланова, В. Л. Гриффин // Доклады АН СССР. – М., 1992. – Т. 322, № 1. – С. 134–137.
143. *Старостин В. И.* Металлогения : учебник / В. И. Старостин. – [2-е изд.]. – М. : КДУ, 2012. – 560 с.
144. *Сухорукова Т. Ю.* Фотолюминесценция и ЭПР природных некимберлитовых алмазов / Е. Д. Надеждина, Г. С. Румянцев, В. В. Артеменко // Доклады АН СССР. – М., 1986. – Т. 286, № 6. – С. 1498–1502.
145. *Сычева-Михайлова А. М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород : монография / А. М. Сычева-Михайлова. – М. : Недра, 1973. – 136 с.
146. *Тальникова С. Б.* Состав и содержание газов в алмазах эклогитового и ультраосновного парагенезиса из кимберлитовых трубок Якутии / С. Б. Тальникова, Ю. П. Барашков, И. М. Сворень // Геохимия. – М., 1991. – № 11. – С. 1586–1595.

147. *Титков С. В.* Изоморфные примеси в природных алмазах и их генетическое значение : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Титков Сергей Васильевич. – М. : ИГЕМ, 2018.
148. *Титков С. В.* Ростовые дефекты в кристаллах природных алмазов и их генетическое значение / С. В. Титков / Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. – М. : ИГЕМ РАН. – 2004. – С. 386–410.
149. *Томиленко А. А.* Летучие компоненты в верхней мантии (по данным изучения флюидных включений) / А. А. Томиленко, А. И. Чепуров, Ю. Н. Пальянов [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1997. – Т. 38, № 1. – С. 276–285.
150. *Траутман Р. Л.* Сравнение микроалмазов из кимберлитов и лампроитов Якутии и Австралии / Р. Л. Траутман, Б. Д. Гриффин, В. Р. Тэйлор [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1997. – № 2. – С. 323–336.
151. *Туркина О. М.* Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) / О. М. Туркина, Л. Н. Урманцева, Н. Г. Бережная, С. Г. Сублов // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2011. – Т. 52, № 1. – С. 122–137.
152. *Тэйлор Л. А.* Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов / Л. А. Тэйлор, З. В. Спеццус, Р. Уизли [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2005. – Т. 46, № 1. – С. 1198–1206.
153. *Уханов А. В.* Изотопный состав углерода алмазов коренных и россыпных месторождений Якутии / А. В. Уханов, Н. Е. Никольская, Э. М. Галимов [и др.] // Геология алмазов – настоящее и будущее (Геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) : сборник. – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 1095–1110.
154. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика* / Под ред. Н. Б. Дортман. – [2-е изд.]. – М. : Недра, 1984. – 455 с.
155. *Фистуль В. И.* Распад пересыщенных полупроводниковых твёрдых растворов : монография / В. И. Фистуль. – М. : Металлургия, 1977. – 237 с.
156. *Фролов А. А.* Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз) : монография / А. А. Фролов, А. В. Лапин, А. В. Толстов [и др.]. – М. : НИА-Природа, 2005. – 540 с.
157. *Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000) : монография / В. Е. Хаин. – М. : Научный мир, 2001. – 604 с.
158. *Харькив А. Д.* Коренные месторождения алмазов мира : монография / А. Д. Харькив, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1998. – 555 с.
159. *Хачатрян Г. К.* Азот и водород в алмазах мира как индикаторы их генезиса и критерии прогноза и поисков коренных алмазных месторождений : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения», 25.00.05 «Минералогия и кристаллография» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Хачатрян Галина Карленовна. – М., 2016. – 254 с.
160. *Хачатрян Г. К.* Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений / Г. К. Хачатрян // Отечественная геология. – М., 2013. – № 2. – С. 29–40.
161. *Хачатрян Г. К.* Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач / Г. К. Хачатрян // Руды и металлы. – М., 2009. – № 4. – С. 73–80.

162. *Хачатрян Г. К.* Значение геологических моделей развития алмазоносных систем при оценке абсолютного возраста алмаза / Г. К. Хачатрян // Руды и металлы. – М., 2017. – № 4. – С. 112–117.
163. *Хачатрян Г. К.* Органическое вещество в алмазах их кимберлитовых источников: генетическая информативность / Г. К. Хачатрян // Руды и металлы. – М., 2017. – № 3. – С. 77–84.
164. *Хачатрян Г. К.* Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах / Г. К. Хачатрян // Руды и металлы. – М., 2010. – № 2. – С. 46–60.
165. *Хачатрян Г. К.* Типоморфизм алмазов Якутии по данным ИК-спектроскопии / Г. К. Хачатрян // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения : сборник статей. – Мирный, 2003. – С. 322–326.
166. *Хачатрян Г. К.* Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и её практическое применение / Г. К. Хачатрян // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения : сборник статей. – Мирный, 2003. – С. 319–321.
167. *Хачатрян Г. К.* Распределение структурных дефектов в алмазах из трубки им. В. П. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) / Г. К. Хачатрян, Е. М. Веричев, В. К. Гаранин [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – М., 2006. – № 6. – С. 29–37.
168. *Хачатрян Г. К.* Исследование оптически активных центров в алмазах из россыпей Урала в связи с проблемой выявления их коренных источников / Г. К. Хачатрян, Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль [и др.] // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 2004. – Т. 45, № 2. – С. 244–252.
169. *Хачатрян Г. К.* Оценка качества алмазного сырья по распределению структурных примесей в кристаллах алмаза / Г. К. Хачатрян, Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. – Киев : УкрГГРИ, 2006. – С. 294–298.
170. *Хачатрян Г. К.* Сравнительная характеристика алмазов из трубок Золотицкого и Верхотинского полей по данным ИК-спектроскопии / Г. К. Хачатрян, Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. – Киев : УкрГГРИ, 2006. – С. 299–304.
171. *Хачатрян Г. К.* Структурные дефекты в алмазах северо-востока Сибирской платформы и их типоморфное значение / Г. К. Хачатрян, Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль // Геология алмазов – настоящее и будущее (Геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) : сборник. – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 1607–1615.
172. *Хачатрян Г. К.* Типизация коренных источников алмаза северо-востока Сибирской платформы по распределению структурных дефектов в кристаллах / Г. К. Хачатрян, Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль, О. Е. Ковальчук // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях : материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск : ЯНЦ СО РАН, 2008. – С. 314–325.
173. *Хачатрян Г. К.* Новые данные о типоморфизме алмаза из россыпей Северного Тимана / Г. К. Хачатрян, М. Б. Копчиков, В. К. Гаранин [и др.] // Вестник Московского университета. – М., 2009. – Т. 64, № 2. – С. 102–110.

174. *Хачатрян Г. К.* Генезис «неравновесных» кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки им. Карпинского-1 по данным катодной люминесценции и ИК-спектроскопии / Г. К. Хачатрян, О. В. Палажченко, В. К. Гаранин [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – М., 2008. – № 2. – С. 38–45.
175. *Чернов А. А.* Современная кристаллография : монография : в 4-х томах. Т. 3 : Образование кристаллов / А. А. Чернов, Е. И. Гиваргизов, Х. С. Багдасаров [и др.]; под ред. Б. К. Вайнштейна, А. А. Чернова, Л. А. Шувалова. – М. : Наука, 1980. – 408 с.
176. *Шестопалов М. Ф.* Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения / М. Ф. Шестопалов // Труды научно-исследовательской лаборатории камней-самоцветов / Гострест «Русские самоцветы». – [Л. [СПб.]], 1938. – Вып. 4. – С. 84–100.
177. *Ширяев А. А.* Формирование азотных А-дефектов в алмазе при росте в карбонат-углеродных растворах – расплавах (эксперимент при 5,5–8,5 ГПа) / А. А. Ширяев, А. В. Спивак, Ю. А. Литвин, В. С. Урусов // Доклады РАН. – М., 2005. – Т. 403, № 4. – С. 526–529.
178. *Akaogi M.* Piroxene-garnet solid-solution equilibria in the systems  $Mg_4Si_4O_{12} - Mg_3Al_2Si_3O_{12}$  and  $Fe_4Si_4O_{12} - Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ , at high pressures and temperatures / M. Akaogi, A. Akimoto // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – Netherlands : Elsevier BV, 1977. – V. 15. – P. 90–106.
179. *Allen B. P.* Aggregation of nitrogen in diamond, including platelet formation / B. P. Allen, T. Evans // Proceeding of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – London, 1981. – V. 375. – P. 93–104.
180. *Araujo D. P.* Juina-5 kimberlite (Brazil): a source of unique lower mantle diamonds / D. P. Araujo, G. P. Bulanova, M. J. Walter [et al.] // 10th International Kimberlite Conference (Bangalore, 6–11 February, 2012). – Bangalore, 2012. – 10 IKC–198.
181. *Banas A.* Diamonds from the Buffalo Head Hills, Alberta: Formation in a non-conventional setting / A. Banas, T. Stachel, K. Muehlenbachs, T. McCandless // Lithos. – Netherlands, Elsevier BV, 2007. – V. 93. – P. 199–213.
182. *Bibby D. M.* Impurities in natural diamond / D. M. Bibby ; ed. Nohrow P. A. / Chemistry and physics of carbon. – New York : Marcel Dekker, 1982. – V. 18. – P. 1–91.
183. *Boyd F. R.* Conditions of origin natural diamonds of peridotite affinity / F. R. Boyd, A. A. Finnerly // Journal of Geophysical Research. – Washington, DC, 1980. – V. 85. – P. 6911–6918.
184. *Boyd S. R.* Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond / S. R. Boyd, I. Kiflawi, G. S. Woods // Philosophical Magazine. – London, 1995. – V. 72, № 3. – P. 351–361.
185. *Boyd S. R.* The relationship between infrared absorption and A-defect concentration in diamond / S. R. Boyd, I. Kiflawi, G. S. Woods // Philosophical Magazine. – London, 1994. – V. 69, № 6. – P. 1149–1153.
186. *Boyd S. R.* Multiple growth events during diamond genesis: an integrated study of carbon and nitrogen isotopes and nitrogen aggregation state in coated diamonds / S. R. Boyd, D. R. Mathey, C. T. Pillinger [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – Netherlands : Elsevier BV, 1987. – V. 86. – P. 341–353.
187. *Boyd S. R.* A preliminary study of  $^{15}N/^{14}N$  in octahedral growth diamonds / S. R. Boyd, C. T. Pillinger // Chemical Geology. – Netherlands : Elsevier BV, 1994. – P. 43–59.
188. *Bulanova G. P.* Diamonds from Sese and Murowa kimberlites (Zimbabwe) – evidence of extreme peridotitic lithosphere depletion and Ti-REE metasomatism / G. P. Bulanova, A. Marks, C. B. Smith [et al.] // 10th International Kimberlite Conference (Bangalore, 6–11 February, 2012). – Bangalore, 2012. – 10 IKC–218.

189. *Bulanova G. P.* Machado River, Brazil – a newly recognized ultradeep diamond occurrence / G. P. Bulanova, C. B. Smith, S. C. Kohn [et al.] // 9th International Kimberlite Conference (Frankfurt, 10–15 August, 2008). – Frankfurt, 2008. – 9 IKC-A00233.
190. *Bursill L. A.* Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type Ia diamond / L. A. Bursill, R. W. Glaisher // *American Mineralogist*. – McLean, VA, USA, 1985. – V. 70, № 5–6. – P. 608–618.
191. *Cartigny P.* Nitrogen isotopes in peridotitic diamonds from Fuxian, China: the mantle signature / P. Cartigny, S. R. Boyd, J. W. Harris, M. Javoy // *Terra Nova*. – Oxford, UK, 1997. – V. 9, № 4. – P. 175–179.
192. *Cartigny P.* Early Proterozoic ultrahigh pressure metamorphism: evidence from microdiamonds / P. Cartigny, I. Chinn, K. S. Viljoen (Fanus), D. E. Robinson // *Science*. – Washington, DC, 2004. – V. 304. – P. 853–855.
193. *Cartigny P.* The origin and formation of metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, Kazakhstan: a nitrogen and carbon isotopic study / P. Cartigny, K. De Corte, V. S. Shatsky // *Chemical Geology*. – Netherlands : Elsevier BV, 2001. – V. 176. – P. 265–281.
194. *Cartigny P.* A mantle origin for Paleoproterozoic peridotitic diamonds from the Panda kimberlite, Slave Craton: Evidence from  $^{13}\text{C}$ -,  $^{15}\text{N}$ -,  $^{33,34}\text{S}$ -stable isotope systematics / P. Cartigny, J. Farquhar, E. Thomassot [et al.] // *Lithos*. – Netherlands : Elsevier BV, 2009. – V. 112. – P. 852–864.
195. *Cartigny P.* Diamond genesis, mantle fractions and mantle nitrogen content: a study of  $\delta^{13}\text{C}$ -N concentrations in diamonds / P. Cartigny, J. W. Harris, M. Javoy // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 2001. – V. 185. – P. 85–98.
196. *Cartigny P.* Eclogitic diamond formation at Jwaneng: no room for a recycled component / P. Cartigny, J. W. Harris, M. Javoy // *Science*. – Washington, DC, 1998. – V. 280. – P. 1421–1424.
197. *Cartigny P.* C- and N-stable isotope characteristics of Diamonds from Namibia / P. Cartigny, T. Stachel, J. W. Harris, M. Javoy // 8th International Kimberlite Conference (Victoria, 2003). – Victoria, 2003. – FLA\_0122.
198. *Channer D. M. Der.* The Guaniamo diamond region, Bolivar state, Venezuela: a new kimberlite province / D. M. Der. Channer, R. Cooper, F. Kaminsky // 7th International Kimberlite Conference : Extended Abstract (Cape Town, 11–17 April, 1998). – Cape Town, 1998. – P. 144–146.
199. *Chaves M. L. S. C.* Diamonds from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil) and their redistribution through the geological record / M. L. S. C. Chaves, J. Karfunkel, A. Hoppe, D. B. Hoover // *Journal of South American Earth Sciences*. – UK : Elsevier, 2001. – V. 14, № 3. – P. 277–289.
200. *Chinn I.* Diamond growth histories at Premier mine / I. Chinn, C. Pienaar, C. Kelly // 8th International Kimberlite Conference : long abstract (Victoria, 2003). – British Columbia, Victoria, 2003. – FLA\_0159.
201. *Chrenko R. M.* Infra-red spectrum of diamond coat / R. M. Chrenko, R. S. McDonald, K. A. Darrow // *Nature*. – [s. l.] : Springer Nature, 1967. – V. 214. – P. 474–476.
202. *Chrenko R. M.* Transformation of the state of nitrogen in diamond / R. M. Chrenko, R. E. Tuft, H. M. Strong // *Nature*. – [s. l.] : Springer Nature, 1977. – V. 270. – P. 141–144.
203. *Clark C. D.* One-phonon infrared absorption in diamond / C. D. Clark, S. T. Davey // *Journal of Physics C: Solid State Physics*. – UK : Institute of Physics ; IOP Publishing Limited, 1984. – V. 17. – № 6, P. 1127–1140.

204. *Clark C. D.* Radiation induced defects in diamond / C. D. Clark, E. W. J. Mitchell // Radiation Effects and Defects in Solids. – UK, 1971. – № 9, I. 3–4. – P. 219–234.
205. *Clark C. D.* Optical measurements on the GR 1 centre in diamond / C. D. Clark, J. Walker // Diamond Research. – London : Industrial Diamond Informa Formation Bureau, 1972. – P. 2–5.
206. *Coolins A. T.* Migration of nitrogen in electron irradiated typed Ib diamond / A. T. Coolins // Journal of Physics C: Solid State Physics. – UK : Institute of Physics ; IOP Publishing Limited, 1978. – V. 11, № 10. – P. 417–422.
207. *Davies G.* The A nitrogen aggregate in diamond-its symmetry and possible structure / G. Davies // Journal of Physics C: Solid State Physics. – UK : Institute of Physics ; IOP Publishing Limited, 1976. – V. 9, № 19. – P. 537–542.
208. *Davies R. M.* The characteristics and origins of alluvial diamonds from the Eastern Australia : thesis for the degree of Doctor of Philosophy / Davies R. M. – Sydney, 1998.
209. *Davies R. M.* Diamonds from Wellington, NSW: insights into the origin of eastern Australian / R. M. Davies, S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin // Mineralogical Magazine. – London, 1999. – V. 63, № 4. – P. 447–471.
210. *Davies R. M.* Geochemical characteristics of microdiamond from kimberlites at Las de Gras, Central Slave Craton / R. M. Davies, W. L. Griffin, S. Y. O'Reilly, B. J. Doyle // 8th International Kimberlite Conference : long abstract (Victoria, 2003). – British Columbia, Victoria, 2003. – FLA\_0048.
211. *Davies R. M.* Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume? / R. M. Davies, W. L. Griffin, S. Y. O'Reilly, T. E. McCandless // Lithos. – Netherlands, Elsevier BV, 2004. – V. 77. – P. 99–111.
212. *Deines P.* Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finsch and Premier kimberlite, South Africa / P. Deines, J. W. Harris, J. J. Gurney // Geochimica et Cosmochimica Acta. – UK : Elsevier Ltd., 1984. – V. 48, № 2. – P. 325–342.
213. *Deines P.* Carbon isotopic composition, nitrogen content and inclusion composition of diamonds from the Roberts Victor Kimberlite, South Africa; evidence for super  $^{13}\text{C}$  depletion in mantle / P. Deines, J. W. Harris, J. J. Gurney // Geochimica et Cosmochimica Acta. – UK : Elsevier Ltd., 1987. – V. 51, № 5. – P. 1227–1243.
214. *Deines P.* Depth-related carbon isotope and nitrogen concentration variability in the mantle below the Orapa kimberlite, Botswana, Africa / P. Deines, J. W. Harris, J. J. Gurney // Geochimica et Cosmochimica Acta. – UK : Elsevier Ltd., 1993. – V. 57. – P. 2781–2796.
215. *Deines P.* The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffifontein Kimberlite, South Africa; evidence for super  $^{13}\text{C}$  depletion in mantle / P. Deines, J. W. Harris, J. J. Gurney // Geochimica et Cosmochimica Acta. – UK : Elsevier Ltd., 1991. – V. 55, № 5. – P. 2615–2625.
216. *Deines P.* Nitrogen and  $\text{C}^{13}$  content of Finsch and Premier diamonds and their implications / P. Deines, J. W. Harris, P. M. Spear, J. J. Gurney // Geochimica et Cosmochimica Acta. – UK : Elsevier Ltd., 1989. – V. 53. – P. 1367–1378.
217. *De Stefano A.* Diamonds and eclogites of the Jericho kimberlite (Northern Canada) / A. De Stefano, M. Kopylova, P. Caryigny, V. Afanasiev // Contributions to Mineralogy and Petrology. – Germany : Springer-Verlag GmbH, 2009. – V. 158. – P. 295–315.
218. *De Stefano A.* Enigmatic diamonds in Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa Southern Ontario, Canada / A. De Stefano, N. Lefebvre, M. Kopylova // Contributions to Mineralogy and Petrology. – Germany : Springer-Verlag GmbH, 2006. – V. 151, № 2. – P. 153–173.

219. *Dobrinets I. A.* HPHT-Treated Diamonds: Diamonds Forever / I. A. Dobrinets, V. S. Vins, A. M. Zaitsev. – Springer Series in Materials Science. – [s. l.] : Springer-Verlag, 2013. – V. 181. – 257 p.
220. *Eldridge C. S.* Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation / C. S. Eldridge, W. Compstone, I. S. Williams [et al.] // *Nature*. – [s. l.] : Springer Nature, 1991. – V. 353. – P. 649–653.
221. *Evans T.* Aggregation of nitrogen in diamond / T. Evans ; ed. J. Field // *The properties of natural and synthetic Diamond*. – London : Academic Press, 1992. – P. 259–290.
222. *Evans T.* Nitrogen aggregation, inclusion equilibration temperatures and age of diamonds / T. Evans, J. W. Harris; Geological Society of Australia// 4th International Kimberlite Conference : extended abstracts. – Blackwell, Perth, Australia, 1989. – V. 2, № 14. – P. 1101–1106.
223. *Evans T.* Conversion of platelets into dislocation loops and voidite in type IaB diamonds / T. Evans, I. Kiflawi, W. Luyten [et al.] // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. – London, 1995. – V. 449. – P. 295–313.
224. *Evans T.* Imperfections in type I and type II diamonds / T. Evans, C. Phaal // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. – London, 1962. – V. 270, № 1343. – P. 538–552.
225. *Goss J. P.* Identification of the structure of the 3107 cm<sup>-1</sup> H-related defect in diamond / J. P. Goss, P. R. Briddon, V. Hill [et al.] // *Journal of Physics Condensed Matter*. – UK, 2014. – V. 26, № 14. – P. 1–6.
226. *Haggerty S. E.* Diamond genesis in a multiply-constrain model / S. E. Haggerty // *Nature*. – [s. l.] : Springer Nature, 1986. – V. 320, № 6057. – P. 34–37.
227. *Hammouda T.* High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints of carbon recycling and storage in the mantle / T. Hammouda // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 2003. – V. 214. – P. 357–368.
228. *Hardy J. R.* Two-phonon IR lattice absorption in diamond / J. R. Hardy, S. Smith // *Philosophical Magazine*. – London, 1961. – V. 6. – P. 1163–1172.
229. *Harris J. W.* Systematic studies of nitrogen in diamonds from known sources / J. W. Harris, P. M. Spear ; Geological Society of Australia // 4th International Kimberlite Conference : Extended Abstracts. – Blackwell, Perth, Australia : 1986. – V. 4, № 16. – P. 398–400.
230. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths / B. Harte // *Journal of Geology*. – Chicago, 1977. – V. 85. – P. 279–288.
231. *Hayman P.* Alluvial diamonds from the Rio Soriso (Juina, Brazil) / P. Hayman, M. Kopylova, F. Kaminsky // 8th International Kimberlite Conference (Victoria, 2003) : Long Abstract. – Victoria, British Columbia, 2003. – FLA\_ 0320.
232. *Hudson P. R.* Observation of planar faults of giant platelets in natural diamond / P. R. Hudson, P. P. Phakey // *Physica Status solidi (A) Applications and Materials*. – Germane, 1976. – V. 36. – P. 627–636.
233. *Hunt L.* The Carolina kimberlite, Brazil-insights into unconventional diamond deposit / L. Hunt, T. Stachel, R. Morton, H. Grütter// 9th International Kimberlite Conference (Frankfurt, 10–15 August, 2008) : Extended Abstract. – Frankfurt, 2008. – FLA\_ A00181.
234. *Iakoubovskii K.* Optical characterization of natural Argyle diamonds / K. Iakoubovskii, G. J. Adriaenssens // *Diamond and Related Materials*. – UK : Elsevier BV, 2002. – № 11. – P. 125–131.

235. *Izraeli E. S.* Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid / E. S. Izraeli, J. W. Harris, O. Navon // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 2001. – V. 187, № 3–4. – P. 323–332.
236. *Izraeli E. S.* Fluid and mineral inclusions in cloudy diamonds from Koffifontein, South Africa / E. S. Izraeli, J. W. Harris, O. Navon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – UK : Elsevier Ltd., 2004. – V. 68. – P. 2561–2575.
237. *Jacob D. E.* Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust / D. E. Jacob, D. Jagoutz, D. Lowry [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – UK : Elsevier Ltd., 1994. – V. 58, № 5. – P. 5191–5207.
238. *Jacob D. E.* Isotopic analysis (Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb) of single subcalcic garnet grains from Yakutian kimberlites / D. E. Jacob, E. Jagoutz, N. V. Sobolev, A. Sorowka // 6th International Kimberlite Conference, NWT, Canada : Long Abstract. – Novosibirsk, 1995. – P. 257–259.
239. *Jagoutz E.* Sm-Nd systematic in eclogites from Siberia / E. Jagoutz ; Geological Society of Australia // 4th International Kimberlite Conference : Long Abstract. – Perth, Australia, 1986. – P. 265–266.
240. *Kaiser W.* Nitrogen, a major impurity in common type I diamond / W. Kaiser, L. Bond // *Physical Review*. – Prince George's Country, Maryland, USA, 1959. – V. 115. – P. 857–863.
241. *Kaminsky F. V.* Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption data / F. V. Kaminsky, G. K. Khachatryan // *Canadian Mineralogist*. – Vancouver, 2001. – V. 39. – P. 1733–1745.
242. *Kaminsky F. V.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth / F. V. Kaminsky, G. K. Khachatryan // *Lithos*. – Netherlands, Elsevier BV, 2004. – V. 77, № 1–4. – P. 255–271.
243. *Kaminsky F. V.* Super-deep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil / F. V. Kaminsky, G. K. Khachatryan, P. Andreazza [et al.] // 9th International Kimberlite Conference (Frankfurt, 10–15 August, 2008) : Extended Abstract. – Frankfurt, 2008. – 9 IKC A00005.
244. *Kaminsky F. V.* Super-deep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil / F. V. Kaminsky, G. K. Khachatryan, P. Andreazza [et al.] // *Lithos*. – Netherlands, Elsevier BV, 2009. – V. 112. – P. 833–842.
245. *Kaminsky F. V.* Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: new minerals in the carbonate-halide association / F. V. Kaminsky, R. Wirth, A. Schreiber // *Journal of the mineralogical association of Canada*. – Vancouver, 2013. – V. 51, I. 5. – P. 669–688.
246. *Kaminsky F. V.* Diamonds from Guaniamo area, Venezuela / F. V. Kaminsky, O. D. Zakharchenko, D. M. DeR. Channer [et al.] // 7th International Kimberlite Conference (Cape Town, 11–17 April, 1998). – Cape Town, 1998. – P. 395–398.
247. *Kaminsky F. V.* Super-deep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil / F. V. Kaminsky, O. D. Zakharchenko, R. Davies [et al.] // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – Germany : Springer Verlag, 2001. – V. 140. – P. 734–753.
248. *Kaminsky F. V.* Diamonds from the Guaniamo area, Venezuela / F. V. Kaminsky, O. D. Zakharchenko, W. L. Griffin [et al.] // *Canadian Mineralogist*. – Vancouver, 2000. – V. 38. – P. 1347–1370.
249. *Kaminsky F. V.* Diamond from the from the Los Coquitos area, Bolivar State Venezuela / F. V. Kaminsky, O. D. Zakharchenko, G. K. Khachatryan [et al.] // *Canadian Mineralogist*. – Vancouver, 2006. – V. 44 (2). – P. 323–340.

250. *Kaminsky F. V.* Diamond from the Los Coqitos area, Bolivar state, Venezuela / F. V. Kaminsky, O. D. Zakharchenko, G. K. Khachatryan [et al.] ; ed. Pecchio M. [et al.] // Applied Mineralogy. – São Paulo, 2004. – P. 563–566.
251. *Kaminsky F. V.* Diamond from the from the Coromandel Area, Minas Gerais, Brazil / F. V. Kaminsky, O. D. Zakharchenko, G. K. Khachatryan, A. A. Shiryaev // Revista Brasileira de Geology. – São Paulo, Brasil, 2001. – V. 31. – P. 583–596.
252. *Khachatryan G. K.* «Equilibrium» and «non-equilibrium» diamonds from deposits in the East European platform, as revealed by infrared absorption data / G. K. Khachatryan, F. V. Kaminsky // Canadian Mineralogist. – Vancouver, 2003. – V. 41. – P. 171–184.
253. *Khachatryan G. K.* The relationship between the distribution of nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth / G. K. Khachatryan, F. V. Kaminsky // 8th International Kimberlite Conference (Victoria, 2003): Long Abstract. – Victoria, Canada. – 2003. – FLA\_0002.
254. *Kiflawi I.* The creation of the 3107 cm<sup>-1</sup> hydrogen absorption peak in synthetic diamond single crystals / I. Kiflawi, D. Fisher, H. Kanda, G. Sittas // Diamond and Related Materials. – UK : Elsevier BV, 1996. – V. 5. – P. 1516–1518.
255. *Kirkley M. B.* The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds / M. B. Kirkley, J. Gurney, M. Otter [et al.] // Applied Geochemistry. – UK : Elsevier Ltd., 1991. – V. 6. – P. 477–494.
256. *Klein-BenDavid O.* Mantle fluid evolution – a tale of one diamond / O. Klein-BenDavid, E. S. Izraeli, E. Hauri, O. Navon // Lithos. – Netherlands, Elsevier BV, 2004. – V. 77. – P. 243–253.
257. *Klein-BenDavid O.* High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds – a new type of diamond-forming fluid/ O. Klein-BenDavid, A. M. Logvinova, M. Schrauder, Z. V. Speitius // Lithos. – Netherlands : Elsevier BV, 2009. – V. 112. – P. 648–659.
258. *Klein-BenDavid O.* TEM imaging and analysis of microinclusions in diamonds: a close look at diamond-bearing fluids / O. Klein-BenDavi, R. Wirth, O. Navon // American Mineralogist. – Chantilly, VA, USA, 2006. – V. 91. – P. 353–356.
259. *Kopylova M.* Carbonatitic mineralogy of natural diamond-forming fluids / M. Kopylova, O. Navon, L. Dubrovinsky, G. Khachatryan // Earth and Planetary Science Letters. – Netherlands : Elsevier BV, 2010. – V. 291. – № 1–4. – P. 126–137.
260. *Lightowers E. C.* Determination of boron in natural semiconducting diamond by prompt particle nuclear microanalysis and Schottky barrier differential-capacitance measurements / E. C. Lightowers, A. T. Collins // Journal of Physics D: Applied Physics. – 1976. – V. 9, № 6. – P. 951–963.
261. *Logvinova A.* Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation / A. Logvinova, R. Wirth, E. Fedorova, N. Sobolev // European Journal of Mineralogy. – Stuttgart, 2008. – V. 20. – P. 317–331.
262. *Lu T.* Multiple core growth structure and nitrogen abundances of diamond crystals from Shandong and Liaoning kimberlite piped, China / T. Lu, H. Chen, Z. Qiu [et al.] // European Journal of Mineralogy. – Stuttgart, 2012. – V. 24. – P. 651–656.
263. *Mainkar D.* Diamonds from the Behradich kimberlite pipe, Bastar craton, India: a reconnaissance study / D. Mainkar, T. Gupta, S. C. Patel [et al.] // The Journal of Geological Society of India. – Bangalore, 2012. – Spec. Issue. – P. 309–316.
264. *Mainkar D.* Physical and infrared characteristics of diamond from Behradich kimberlite, Bastar craton, India / D. Mainkar, T. Gupta, S. C. Patel [et al.] // 10th International Kimberlite Conference (Bangalore, 6–11 February, 2012). – Bangalore, 2012. – 10 IKC–52.

265. *Mainwood A.* Nitrogen and nitrogen-vacancy complexes and their formation in diamond / A. Mainwood // *Physical Review B*. – Prince George's Country, Maryland, USA, 1993. – V. 49, № 12. – P. 7934–7940.
266. *McNamara K. M.* Identification of defects and impurities in chemical-vapor-deposited diamond through infrared spectroscopy / K. M. McNamara, B. E. Williams, K. K. Gleason, B. E. Scruggs // *Journal of Applied Physics*. – Prince George's Country, Maryland, USA, 1994. – V. 76. – P. 2466–2472.
267. *Melton C. E.* Experimental results and a theoretical interpretation of gaseous inclusions found Arkansas natural diamonds / C. E. Melton, A. A. Giardini // *American Mineralogist*. – Chantilly, VA, USA, 1975. – V. 60, № 5–6. – P. 413–418.
268. *Melton C. E.* The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil / C. E. Melton, A. A. Giardini // *American Mineralogist*. – Chantilly, VA, USA, 1974. – V. 59, № 7–8. – P. 775–783.
269. *Melton C. E.* The nature and significance of occluded fluids in tree Indian diamonds / C. E. Melton, A. A. Giardini // *American Mineralogist*. – Chantilly, VA, USA, 1981. – V. 66, № 7–8. – P. 746–750.
270. *Melton C. E.* The observation of nitrogen, carbon dioxide, methane and argon as impurities in natural diamonds / C. E. Melton, C. A. Salotti, A. A. Giardini // *American Mineralogist*. – Chantilly, VA, USA, 1972. – V. 57, № 9–10. – P. 1518–1523.
271. *Mendelssohn M. J.* Geologically significant information from routine analysis of the mid-infrared spectra of diamonds / M. J. Mendelssohn, H. J. Milledge // *International Geology Review*. – UK, 1995. – V. 37. – P. 95–110.
272. *Meyer H. O. A.* Genesis of diamond: a mantle saga / H. O. A. Meyer // *American Mineralogist*. – Chantilly, VA, USA, 1985. – V. 70. – P. 344–355.
273. *Meyer H. O. A.* Inclusions in diamond / H. O. A. Meyer ; ed. P. H. Nixon // *Mantle xenoliths* / Chichester : Chichester John Wiley Sons, 1987. – P. 501–522.
274. *Meyer H. O. A.* Inclusions in Diamond / H. O. A. Meyer, F. R. Boyd // *Carnegie Institute of Washington Year Book*. – Washington, DC, 1968. – V. 66. – P. 446–450.
275. *Meyer H. O. A.* Inclusions in Diamond / H. O. A. Meyer, F. R. Boyd // *Carnegie Institute of Washington Year Book*. – Washington, DC, 1969. – V. 68. – P. 315–324.
276. *Mitchell R. H.* Kimberlites and lamproites: primary sources of diamond / R. H. Mitchell // *Geoscience Canada Reprint. Series 6*. – Thunder Bay, Ontario, Canada, 1991. – V. 18, № 1. – P. 1–16.
277. *Mitchell R. H.* Kimberlites: their mineralogy, geochemistry and petrology : monography / R. H. Mitchell. – Boston, MA : Springer, 1986. – 436 p.
278. *Moore M.* On the internal structure of natural diamonds of cubic habit / M. Moore, A. R. Lang // *Philosophical Magazine A. Physics of Condensed Matter, Structure, Defects and Mechanical Properties*. – London, 1972. – V. 26, № 6. – P. 1313–1326.
279. *Navon O.* Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions / O. Navon, I. D. Hutcheson, G. R. Rossman, G. J. Wasserburg // *Nature*. – [s. l.] : Springer Nature, 1988. – V. 335. – P. 784–789.
280. *Navon O.* Diamond-forming fluids: their Origin and Evolution / O. Navon, O. Klein-Ben-David, Y. Weiss // 9th International Kimberlite Conference (Frankfurt, 10–15 August, 2008) : Extended Abstract. – Frankfurt, 2008. – 9 IKC-A00121.
281. *Pearson D. G.* Singlecrystal Re-Os isotope study of sulphide inclusions from a Siberian diamond / D. G. Pearson, S. B. Shirey, G. P. Bulanova [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – UK : Elsevier Ltd., 1999. – V. 63, № 5. – P. 703–711.

282. *Pearson D. G.* Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr evidence for thick Archean lithosphere beneath Siberia modified by multistage metasomatism / D. G. Pearson, S. B. Shirey, S. W. Carlson [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – UK : Elsevier Ltd., 1995. – V. 59, № 5. – P. 959–971.
283. *Ravi S.* Diamonds from the Eastern Dharwar craton, India: their physical and infrared characteristics / S. Ravi, M. V. Sufija, S. C. Patel [et al.] // 10th International Kimberlite Conference (Bangalore, 6–11 February, 2012). – Bangalore, 2012. – 10 IKC–346.
284. *Ravi S.* Diamond potential of the Eastern Dharwar craton, southern India and a reconnaissance study of physical and infrared characteristics of the diamonds / S. Ravi, M. V. Sufija, S. C. Patel [et al.] // *The Journal of Geological Society of India*. – Bangalore, India, 2012. – Spec. Issue. – P. 335–348.
285. *Reid A. R.* Stratigraphy of the type Area of the Roraima Group, Venezuela / A. R. Reid ; Ministerio de Minas e Hidrocarburos // Memoria de la IX Conferencia Inter-Guayanas. Boletín de Geología. – Caracas, 1972. – Publ. Esp. 6. – P. 343–353.
286. *Richardson S. Y.* Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton / S. Y. Richardson, J. W. Harris // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 1997. – V. 151. – P. 271–277.
287. *Ringwood A. E.* Nature of the 650-km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation / A. E. Ringwood, T. Irifune // *Nature*. – [s. l.] : Springer Nature, 1988. – № 331. – P. 131–136.
288. *Ringwood A. E.* Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites / A. E. Ringwood, A. Mayor // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 1971. – V. 12. – P. 411–418.
289. *Robertson R.* Two types of diamonds / R. Robertson, J. J. Fox, A. E. Martin // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. – London, 1934. – V. A232 (719). – P. 463–535.
290. *Scarratt K. A.* Note on diamond types / K. Scarratt, E. Fritsh // *Gems & Gemology*, Spring. – Easton, MD, 1992. – V. 28, № 1. – P. 38–42.
291. *Schidlowski M.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget / M. Schidlowski, R. Eichmann, C. E. Junge // *Precambrian Research*. – Netherlands : Elsevier BV, 1975. – V. 2. – P. 1–69.
292. *Schulze D. J.* Extreme geochemical variation accompanying diamonds growth, Guaniamo, Venezuela / D. J. Schulze, B. Harte, J. W. Valley [et al.] // 8th International Kimberlite Conference (Victoria, 2003) : Long Abstract. – Victoria, Canada, 2003. – FLA\_0187.
293. *Schulze D. J.* Evidence for subduction and crust-mantle mixing for a single diamond / D. J. Schulze, B. Harte, J. W. Valley, D. V. de R. Channer // *Lithos*. – Netherlands, Elsevier BV, 2004. – V. 77. – P. 349–358.
294. *Schulze D. J.* Oxygen isotope composition of mantle eclogites / D. J. Schulze, J. S. Valley, K. S. Viljoen, M. J. Spicuzza // 8th International Kimberlite Conference : Long Abstract. – Victoria, Canada, 2003. – FLA\_0188.
295. *Sharp W. E.* A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites / W. E. Sharp // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 1974. – V. 21, № 4. – P. 351–354.
296. *Shirey S. B.* Diamonds and Geology of Mantle Carbon / S. B. Shirey, P. Cartigny, D. J. Frost [et al.] // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – Chantilly, VA, USA, 2013. – V. 75. – P. 355–421.
297. *Shrauder M.* Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana / M. Shrauder, O. Navon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – UK : Elsevier Ltd., 1994. – V. 58, № 2. – P. 761–771.

298. *Smith E. M.* Archean mantle fluids preserved in fibrous diamonds from Wawa, Superior craton / E. M. Smith, M. G. Kopylova, G. M. Nowell [et al.] ; The Geological Society of America // *Geology*. – USA, Boulder, 2014. – № 6. – P. 1071–1074.
299. *Smith E. M.* N-rich fluid inclusions in octahedrally-grown diamond / E. M. Smith, M. G. Kopylova, M. L. Frezzotti, V. P. Afanasiev // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 2014. – V. 393. – P. 39–48.
300. *Spetsius Z. V.* Diamonds of Yakutia: photographic evidence for their origin : monography / Z. V. Spetsius, L. A. Taylor. – Lenoir City, Tennessee, USA : Tranquility Base Press, 2008. – 278 p.
301. *Stachel T.* Diamonds from the asthenosphere and transition zone / T. Stachel // *European Journal of Mineralogy*. – Stuttgart, 2001. – V. 13. – P. 883–892.
302. *Stachel T.* Syngenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana) – a deep peridotite profile with a history of depletion and re-enrichment / T. Stachel, J. W. Harris // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – Germany : Springer-Verlag GmbH, 1997. – V. 127. – P. 336–352.
303. *Stachel T.* Kankan diamonds (Guinea) I: from the lithosphere down to the transition zone / T. Stachel, G. P. Brey, J. W. Harris // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – Germany : Springer-Verlag GmbH, 2000. – V. 140. – P. 1–15.
304. *Stachel T.* Kankan diamonds (Guinea) III:  $\delta^{13}\text{C}$  and nitrogen characteristics of deep diamonds / T. Stachel, J. W. Harris, S. Aulbach, P. Deines // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – Germany : Springer-Verlag GmbH, 2002. – V. 142, № 4. – P. 465–475.
305. *Stachel T.* Kankan diamonds (Guinea) II: lower mantle inclusion paragenesis / T. Stachel, J. W. Harris, G. P. Brey, W. Joswig // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – Germany : Springer-Verlag GmbH, 2000. – V. 140. – P. 16–27.
306. *Stachel T.* Peridotitic diamonds from the Slave and Kaapvaal cratons-similarities and differences based on a preliminary data set / T. Stachel, J. W. Harris, R. Tappert, G. P. Brey // *Lithos*. – Netherlands : Elsevier BV, 2003. – V. 71. – P. 489–503.
307. *Takaoka N.* Rare gas elemental abundances and isotopic compositions in diamonds / N. Takaoka, M. Ozima // *Geological Survey Open File Report*. – 1978. – № 701. – P. 418–420.
308. *Tappert R.* Deep mantle diamonds from South Australia: A record of Pacific subduction at the Gondwanan margin / R. Tappert, J. Foden, T. Stachel [et al.] ; The Geological Society of America // *Geology*. – USA, Boulder, 2009. – V. 37, № 1. – P. 43–46.
309. *Tappert R.* Mineral inclusions in diamond from the Panda kimberlite, Slave Province, Canada / R. Tappert, T. Stachel, J. W. Harris [et al.] // *European Journal of Mineralogy*. – Stuttgart, 2005. – V. 17, № 3. – P. 423–440.
310. *Taylor L. A.* Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa. Part 1. Mineralogy, petrography, and whole rock chemistry / L. A. Taylor, C. R. Neal // *The Journal of Geology*. – Chicago, 1989. – V. 97, № 5. – P. 551–567.
311. *Taylor L. A.* The significance of internal inclusions in large diamonds from Yakutia, Russia / L. A. Taylor, M. Anand, P. Promprated [et al.] // *American Mineralogist*. – Chantilly, VA, USA, 2003. – V. 88, № 5–6. – P. 912–920.
312. *Taylor L. A.* Eclogitic inclusions in diamonds: Evidence of complex mantle processes over time / L. A. Taylor, G. A. Snyder, G. Crozaz [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – Netherlands : Elsevier BV, 1996. – V. 142. – P. 535–551.
313. *Taylor W. R.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch / W. R. Taylor, H. J. Milledge // 6th International Kimberlite Conference, NWT, Canada : Extended Abstract. – Novosibirsk, 1995. – P. 620–622.

314. *Taylor W. R.* Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamonds / W. R. Taylor, D. Canil, H. J. Milledge // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – UK : Elsevier Ltd., 1996. – V. 60. – P. 4725–4733.
315. *Taylor W. R.* Nitrogen aggregation and cathodoluminescence characteristics of Diamond from the Point Lake kimberlite pipe, Slave province / W. R. Taylor, J. J. Gurney, H. J. Milledge // 6th International Kimberlite Conference, NWT, Canada : Extended Abstract. – Novosibirsk, 1995. – P. 614–616.
316. *Taylor W. R.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of Australian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds / W. R. Taylor, L. A. Jaques, M. Ridd // *American Mineralogist.* – Chantilly, VA, USA, 1990. – V. 75. – P. 1290–1310.
317. *Viljoen K. S. (Fanus)* An infrared investigation of inclusions-bearing diamonds from Venetia kimberlite, Northern Province, South Africa: implications for diamonds from craton-margin settings / K. S. Viljoen (Fanus) // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – Germany : Springer-Verlag GmbH, 2002. – V. 144. – P. 98–108.
318. *Vins V. G.* A model of HPHT color enhancement mechanism in natural gray diamonds / V. G. Vins, O. V. Kononov // *Diamond and Related Materials.* – UK : Elsevier BV, 2003. – V. 12, № 3–7. – P. 542–545.
319. *Wallce M. E.* An experimental determination of primary carbonatite magma composition / M. E. Wallce, D. H. Green // *Nature.* – [s. l.] : Springer Nature, 1988. – V. 335. – P. 343–346.
320. *Weiss Y.* Comparison between LA-ICP-MS and EPMA analysis of trace elements in diamonds / Y. Weiss, W. L. Griffin, S. Elhlou, O. Navon // *Chemical Geology.* – Netherlands : Elsevier BV, 2008. – V. 252, I. 3–4. – P. 158–168.
321. *Wirth R.* Inclusions of nanocrystalline hydrous aluminium silicate «Phase Egg» in superdeep diamonds from Juina (Mato Grosso State, Brazil) / R. Wirth, C. Vollmer, F. Brenker [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters.* – Netherlands : Elsevier BV, 2007. – V. 259. – P. 384–399.
322. *Westerlund K.* FTIR absorption and stable nitrogen and carbon isotope microanalysis of Mid-Archaean diamonds from the Panda kimberlite / K. Westerlund, E. H. Hauri, J. J. Gurney // 8th International Kimberlite Conference : Long Abstract. – Victoria, British Columbia, 2003. – FLA\_0137.
323. *Win T. T.* Distribution and characteristics of diamond from Myanmar / T. T. Win, R. M. Davies, W. L. Griffin [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences.* – UK : Elsevier, 2001. – V. 19. – P. 563–577.
324. *Woods G. S.* Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds / G. S. Woods // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences.* – London, 1986. – V. 407. – P. 219–238.
325. *Woods G. S.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds / G. S. Woods, A. T. Collins // *Journal of Physics and Chemistry of Solids.* – UK : Elsevier, 1983. – V. 44, № 5. – P. 471–475.
326. *Yaxley G. M.* Experimental demonstration of refractory carbonate-bearing eclogites and siliceous melt in the subduction regime / G. M. Yaxley, D. H. Green // *Earth and Planetary Science Letters.* – Netherlands : Elsevier BV, 1994. – V. 128. – P. 313–325.
327. *Yokochi R.* Nitrogen in peridotite xenolith: Large isotopic heterogeneity and N<sub>2</sub>/Ar enrichment / R. Yokochi, B. Marty, G. Chazot, B. Burnard // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – UK : Elsevier Ltd., 2009. – V. 73. – P. 4843–4861.

328. *Zaitsev A.* Optical properties of diamond: A data handbuch : monography / A. Zaitsev. – Berlin : Springer, 2001. – 502 p.
329. *Zedgenizov D. A.* Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy / D. A. Zedgenizov, H. K. Kagi, V. S. Shatsky, N. V. Sobolev // Mineralogical Magazine. – London, 2004. – V. 68. – P. 61–73.
330. *Zedgenizov D. A.* Mg- and Fe-rich carbonate-silicate high-density fluids in cuboid diamonds from the Internationalnaya kimberlite pipe (Yakutia) / D. A. Zedgenizov, A. L. Ragozin, V. S. Shatsky [et al.] // Lithos. – Netherlands : Elsevier BV, 2009. – V. 112S. – P. 638–647.

УДК 553.2  
ISBN 978-5-85657-037-2

Научно-методическое издание

Рецензент:

Главный научный сотрудник ГЕОХИ им. Вернадского РАН,  
доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН Ф. В. Каминский

Г. К. Хачатрян, А. Н. Барышев

**Азот и водород в алмазах: следствия минерогенеза**

Редакторы: Г. В. Вавилова, О. А. Грибовская, В. С. Жаркова

Оригинал-макет: А. С. Рязанцева

Художник: А. В. Андреев

Верстка: О. А. Грибовская, А. С. Рязанцева, В. Ю. Козлова

Подписано в печать

Формат 210 x 290. Тираж 550 экз. Цена договорная

Отпечатано в ФГБУ «ЦНИГРИ»

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

© Хачатрян Г. К., Барышев А. Н., 2022  
© ФГБУ «Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов», 2022

