

Федеральное Государственное бюджетное учреждение
науки Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения
Российской академии наук

В.С. Шкодзинский

**ПЕТРОЛОГИЯ
ЛИТОСФЕРЫ И
КИМБЕРЛИТОВ
(МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ
АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)**

Ответственный редактор **В.В. Бескрованов**, д. г.-м. н.,
профессор

Якутск, 2014

УДК 552.311:552.323
ББК 26.321.11

Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Издательский дом СВФУ. 2014. 452 с.

Приведены геологические и планетологические доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли. На их основе разработана принципиально новая детальная модель образования и кристаллизации расслоенного по составу глобального магматического океана и формирования в результате его фракционирования кислой кристаллической коры, мантии, магм и литосферы древних платформ. Показано, что кимберлиты возникли из остаточных расплавов перидотитового слоя магматического океана. Это объясняет позднее их формирование в истории Земли, богатство расплавофильными компонентами и приуроченность к древним платформам. Алмазы кристаллизовались в процессе этого фракционирования в результате накопления углерода в остаточном расплаве. Возрастание вязкости расплавов обусловило уменьшение скорости диффузии углерода и возрастание степени пересыщения им расплавов. Это определило уменьшение роли послыйного тангенциального роста кристаллов алмаза, увеличение роли радиального роста и эволюцию их кристалломорфологии в последовательности октаэдры, додекаэдровиды, кубы, агрегаты. Накопление в остаточном расплаве расплавофильных компонентов привело к возрастанию содержания азота, легкого изотопа углерода и примесей в алмазах. Показателем эволюции алмазного вещества является величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции, которая специфична для каждой разновидности алмаза.

Книга предназначена для широкого круга читателей, интересующихся происхождением Земли, геосфер, кимберлитов и алмаза. Табл. 3, илл. 201, библиогр. 510.

Рецензенты:

И.И. Колодезников, д.г.-м.н., профессор

З.А. Алтухова, к.г.-м.н.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
ПРИЗНАКИ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ.....	10
Представления о происхождении Земли – основа теории глубинных геологических процессов.....	10
Доказательства раннего образования ядра и гетерогенной аккреции Земли	12
Свидетельства горячей аккреции Луны.....	21
Геологические доказательства горячего формирования Земли.....	22
МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ЗЕМЛИ.....	31
Существующие модели магматического океана	32
Недостатки опубликованных моделей магматического океана.....	33
Исходные данные для расчета модели земного магматического океана.....	36
Образование и эволюция синаккреционного магматического океана.....	40
Эволюция постааккреционного магматического океана.....	44
Расчет длительности остывания постааккреционного магматического океана.....	46
Геологические доказательства большой длительности кристаллизации магматического океана.....	51
ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА.....	59
Недостатки существующих представлений.....	59
Формирование исходного вещества кислой коры.....	61
Происхождение высокотемпературных метаморфических комплексов.....	64
Образование зеленокаменных поясов.....	68
Происхождение атмосферы и гидросферы.....	69
Эволюция процессов раннего осадкообразования.....	72
Природа особенностей метаморфизма гнейсовых комплексов.....	77
Специфика анатектических процессов.....	83
Природа структурных особенностей гнейсовых комплексов.....	90
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ.....	94
Существующие представления.....	94
Невозможность деплетирования мантии путем отделения выплавок.....	95
Невозможность существования процессов метасоматического	

обогащения мантии.....	101
Природа общих особенностей состава мантии.....	106
Глобальное фракционирование магматического океана – главная причина разнообразия состава пород мантии.....	108
Происхождение эклогитов.....	120
Генезис архейских кратонов и их литосферных корней.....	124
Влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию.....	127
ПРИРОДА МАГМ	140
Невозможность образования магм путем частичного плавления.....	140
Декомпрессионно-фрикционное (реоморфическое) образование кислых магм в зонах ультраметаморфизма и коллизии.....	147
Формирование магм на стадии образования литосферы древних платформ.....	156
Природа высокорудноносных гидротерм в кислых магмах.....	163
Образование кимберлитовых и карбонатитовых магм на поздней стадии эволюции литосферы древних платформ.....	168
Роль декомпрессионно-фрикционного плавления в формировании кимберлитовых магм.....	176
Генезис магм траппов.....	180
Существование в мантии магомполютов.....	182
Происхождение магм в океанических и субдукционных областях.....	186
К проблеме генезиса ультраосновных магм.....	196
Природа распределения редкоземельных элементов в магматических породах.....	197
Природа распределения радиогенных изотопов в магматических породах.....	205
Главные тренды и серии магматического фракционирования.....	213
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ, ДИАТРЕМ И ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД	219
Недостатки существующих представлений.....	219
Р-Т диаграмма фазового состава кимберлитовых магм как количественная основа для решения проблем петрологии кимберлитов.....	223
Сущность декомпрессионного затвердевания магм при подъеме.....	225
Сила взрывов декомпрессионно затвердевавших кимберлитовых магм.....	229
Происхождение диатрем.....	232
Генезис брекчий и туфов.....	234
Особенности взрывов кислых магм.....	243
Природа разнообразия вулканических извержений.....	245
Природа различий распространенности, морфологии, размера тел и	

текстуры магматических пород разного состава.....	247
Магматические серии кимберлитов.....	249
К проблеме петрохимической систематики кимберлитов.....	256
Природа геохимического разнообразия кимберлитов.....	258
ГЕНЕЗИС АЛМАЗА.....	263
Главные гипотезы образования алмазов.....	263
Ведущая роль влияния вязкости расплава на кристалломорфологию алмазов.....	267
Зависимость кристалломорфологии алмазов от содержания кремнекислоты в кимберлитах и величины структурного параметра их расплавов.....	269
Генезис ромбододекаэдров.....	275
Ростовое происхождение округлых алмазов.....	280
Природа явлений резорбции алмазов.....	285
Причины различного содержания азота в алмазах.....	289
Природа различий изотопного состава углерода в алмазах.....	296
Удельная интенсивность рентгенолюминесценции – показатель эволюции алмазного вещества.....	301
Формирование главных морфологических разновидностей алмаза при фракционировании магматического океана.....	303
Природа различий других свойств алмаза.....	315
Происхождение включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в алмазах.....	318
О необходимости выделения кимберлитового парагенезиса включений в алмазах.....	320
Генезис флюидно-расплавных включений в алмазах.....	322
Происхождение крупных алмазов в кимберлитах.....	326
КРИТЕРИИ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ.....	334
Существующие представления.....	334
Зависимость продуктивности кимберлитов от хромистости включений граната и кристалломорфологии алмазов.....	335
Петрохимические критерии алмазоносности.....	340
Связь алмазоносности кимберлитов с особенностями их размещения.....	350
Корреляция крупности алмазов с составом кимберлитов.....	354
Алмазоносность карбонатитовой и лампроитовой магматических серий в кимберлитах.....	360
ПРИРОДА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ.....	364
Присутствие мощной древней литосферы – главное необходимое условие для формирования кимберлитов.....	364
Тектонические деформации древней литосферы – другое	

необходимое условие для образования кимберлитов.....	366
Формирование кимберлитов в обстановке внутриконтинентального спрединга.....	368
Природа связи кимберлитов с субмеридиональными линеамен- тами.....	374
Природа изменений состава и алмазоносности кимберлитов на северной окраине Сибирской платформы.....	376
Покровы лампроитовидных туфов – источники некимберлитовых алмазов в россыпях.....	383
Природа повышенной крупности алмазов в некоторых россыпях.....	393
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	398
ЛИТЕРАТУРА.....	411
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	446

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейшим достижением планетологии в последние десятилетия является получение убедительных доказательств горячего образования планет земной группы и фракционирования на них глобальных океанов магмы глубиной до многих сотен километров. Установлены многочисленные геологические признаки существования процессов глобального магматического фракционирования на Земле и на Луне. Между тем, почти во всех геологических публикациях до сих пор делаются попытки решать генетические проблемы на основании безнадежно устаревших представлений о холодном образовании нашей планеты. Неучет самого массового и эффективного процесса дифференциации вещества, глобального магматического фракционирования, является непреодолимым препятствием в выяснении истинной природы глубинных геологических процессов. Он приводит к выдвижению полуфантастических ошибочных предположений, которые находятся в грубом противоречии с эмпирическими данными и превращают петрологическую науку в скопление множества противоречивых непродуктивных гипотез. По этой причине упорный труд многих тысяч исследователей, большие затраты средств и накопление множества новых фактов не приводят к решению многочисленных загадок геологии и порождает сомнения в познаваемости глубинных процессов.

Очевидна необходимость учета при петрологических исследованиях современных данных о горячем образовании Земли. Такой подход требует разработки базовых положений концепции горячего образования нашей планеты, детальной модели возникновения и фракционирования океана магмы и его роли в формировании земной коры, мантии, магм и оруденения. Это очень большая и сложная задача. Автор посвятил ее решению ряд публикаций (Шкодзинский, 1985, 1995, 2003, 2009, 2012). Но полученные новые принципиально важные результаты по этой проблеме не получили оценки в литературе вследствие традиционного консерватизма большинства исследователей и укоренившегося стремления использовать хотя и недоказанные и во многом нелепые предположения, но зато привычные и популярные. Поэтому появилась необходимость в дополнительных обоснованиях, детализации и популяризации новых представлений. Этому посвящена данная книга. В ней подробно показано, что только учет горячего образования Земли позволяет однозначно решить разнообразные генетические проблемы петрологии.

Особенно большое внимание уделено анализу происхождения кимберлитов и алмаза. Это связано с тем, что они встречаются только в областях с мощной континентальной литосферой. Поэтому без выяснения

генезиса последней не возможно понять их природу. Решение проблемы происхождения кимберлитов и алмаза имеет большое практическое и научное значение. Кроме того, они лучше всего изучены и по ним опубликовано большое количество эмпирических данных. Тем не менее, почти все вопросы их генезиса не имеют убедительного решения. Поэтому эти объекты очень удобны для демонстрации плодотворности использования концепции горячего формирования Земли. Для установления происхождения кимберлитовых и других магм большое значение имеет выяснение механизма анатексиса в высокотемпературных метаморфических комплексах – единственного доступного непосредственному изучению примера массового частичного плавления. По этой причине в книге подробно рассмотрена природа древнейших метаморфических комплексов.

Надежное решение генетических проблем требует разработки количественных физико-химических моделей исследуемых явлений. В петрологии такие модели используются мало, несмотря на имеющееся в настоящее время значительное количество экспериментальных и термодинамических данных. Например, даже в самых капитальных работах проблемы магматической петрологии до сих рассматриваются без использования количественных моделей магм, видимо, ввиду непривычной сложности таких моделей. Это является одной из причин отсутствия однозначного решения многих генетических проблем. В книге приведены такие модели для главных типов магм и на их основе получены принципиально новые результаты.

В монографии, в отличие от наиболее распространенных геологических публикаций, большое внимание уделено рассмотрению вопросов происхождения Земли, поскольку без ответа на эти вопросы не возможно обоснованное решение большинства петрологических проблем. Генезис нашей планеты впервые рассмотрен на основании детального анализа геологических данных, так как они дают наиболее прямые и однозначные ответы на все вопросы.

В книге рассмотрено большое количество взаимосвязанных проблем. Такой комплексный подход в настоящее время является актуальным в связи с возросшей узкой специализацией большинства исследований и с редкостью обобщающих публикаций. Широко распространенные попытки решать глобальные генетические проблемы на основании достижений в узких разделах минералогии или петрологии являются малоэффективными вследствие неучета в них большого количества данных по другим разделам геологической науки. Только анализ всех имеющихся данных по взаимосвязанным проблемам может привести к разработке единой правильной теории глубинных геологических процессов. Такой широкий подход особенно необходим в случае рассматриваемой в этой книге новой

парадигмы горячего образования Земли, так как только он позволяет оценить ее преимущества. По этой причине здесь рассмотрены все вопросы происхождения древней коры, мантии, магм, литосферы, кимберлитов и алмаза, хотя главными являются проблемы кимберлитов и алмаза. Для всех генетических вопросов концепция горячего формирования Земли дает принципиально новое решение.

По всем затронутым в книге многочисленным проблемам опубликовано большое количество различных представлений. В ограниченной по объему монографии автор имел возможность рассмотреть лишь наиболее обоснованные из них. При решении проблем главное внимание уделялось новым геологическим и планетологическим данным.

В результате выполненных исследований на количественной физико-химической основе разработана единая система принципиально новых моделей глубинных геологических процессов и формирования литосферы. В отличие от традиционных представлений она во всех деталях согласуется с имеющимися эмпирическими данными и объясняет множество ранее непонятных явлений.

Автор выражает благодарность ведущему инженеру Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН Л.П. Тороповой за помощь в подготовке иллюстраций к книге.

ПРИЗНАКИ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Представления о происхождении Земли – основа теории глубинных геологических процессов

Главные эндогенные геологические процессы тесно взаимосвязаны. Поэтому выяснение происхождения и закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых с целью их успешного прогноза и поиска требует знания генезиса магматических пород, с которыми они связаны; земной коры, в которой они размещаются, и мантии, в которой зарождалось большинство магм, то есть происхождения всех пород литосферы. Убедительное решение этих вопросов не возможно без выяснения генезиса Земли.

Поэтому представления о природе эндогенных геологических процессов всегда были тесно связаны с взглядами на происхождение нашей планеты. В конце девятнадцатого столетия, когда господствовали идеи Канта и Лапласа об огненно-жидком формировании Земли, обычно предполагалось, что недра ее еще не остыли и в них вечно существуют большие резервуары магм преимущественно основного состава, фракционирование которых приводит к формированию кислых и других расплавов (Bowen, 1915). Алмаз, как и другие минералы кимберлитов, кристаллизовался в процессе остывания исходных магм этих пород. Кислая кристаллическая кора образовалась в результате метаморфизма древних осадочных и магматических пород под влиянием глубинного тепла.

Но в первой половине прошлого века развернувшимися геофизическими исследованиями было установлено преимущественно твердофазное состояние мантии и коры в настоящее время и, следовательно, отсутствие в них вечно существующих магм. Выяснилось, что распространенность кислых и основных магматических пород в земной коре сопоставима, а в океанах, где массово развиты базальты, почти нет кислых магматитов. Это противоречит идее образования всех кислых магм из основных. В случае первичного расплавленного состояния Земля была бы идеально расслоенной и в ней прекратились бы процессы дифференциации, что совершенно не согласуется с высокой современной магматической и тектонической активностью нашей планеты.

В связи с этим в середине прошлого столетия О.Ю. Шмидтом, В.С. Сафроновым, Г. Юри и другими исследователями была выдвинута и получила широкое распространение гипотеза холодной гомогенной аккреции Земли. На ней до сих пор в явной или неявной форме основываются главные генетические представления геологии. О.Ю. Шмидт

(1962) предполагал, что планеты Солнечной системы образовались в результате объединения под влиянием гравитационных сил холодных частиц с адсорбированными и намерзшими на них газами в газовой-пылевой облаке, захваченном гравитационным полем Солнца при движении его в космическом пространстве. Состав выпадавших частиц не менялся с течением времени, то есть аккреция была гомогенной. Вследствие небольшой скорости слипания частиц под влиянием гравитационных сил за первый миллиард лет аккреции сформировалось только около половины массы Земли. Возраст ее составляет 6,3 – 7,6 млрд. лет. Высокая температура земных недр обусловлена тепловыделением при распаде радиоактивных элементов. Последние в значительном количестве содержатся не только в земной коре, но и в более глубоких частях Земли. Ядро состоит не из металлического железа, а из сильно сжатого силикатного вещества. Гравитационная дифференциация в земных недрах происходила очень медленно вследствие огромной вязкости глубинного вещества.

В гипотезе холодного образования Земли и извечно твердофазного состояния ее недр возникли большие трудности в объяснении генезиса магм. Поэтому некоторые геологи стали отрицать их существование. Очень широкое распространение получили представления о метасоматическом образовании кристаллических пород, особенно гранитов. Выход из “кризиса магм” был найден в возрождении высказанных еще в девятнадцатом веке идей Геттона и Лайеля о палингенном образовании магм, то есть путем отделения выплавки из глубинных пород, частично подплавленных под влиянием радиогенного тепла. Предполагалось, что разнообразие состава магм определяется в основном Р-Т условиями и степенью подплавления мантийных пород, а также составом гипотетических флюидов, вызывающих глубинный метасоматоз. Кимберлитовые магмы сформировались из расплавов очень слабо (на 0,05 – 0,10 %) подплавленных глубинных перидотитов, алмаз заимствовался этими магмами из мантии. Железное ядро и силикатная мантия возникли в результате гравитационной дифференциации в земных недрах хондритового вещества. Кристаллическая кора континентов сформировалась преимущественно в результате подъема к земной поверхности кислых магм.

Однако, несмотря на более чем полувековые детальные исследования, к настоящему времени не удалось получить доказательства справедливости этих предположений. Множество более частных генетических проблем петрологии не нашло убедительного решения с таких позиций. Появилось большое количество петрологических данных, противоречащих этой системе взглядов. Наиболее непонятным является генезис кислых магм в ультраосновной мантии и механизм предполагаемого отделения выплавки в

слабо подплавленных очень прочных глубинных породах. Полученные новые планетологические данные противоречат большинству положений гипотезы холодной гомогенной аккреции.

Доказательства раннего формирования ядра и гетерогенной аккреции Земли

К настоящему времени в результате наблюдений с помощью космического телескопа Хаббл в межзвездных газовой-пылевых туманностях открыто большое количество планет, вращающихся вокруг молодых звезд. Поэтому выдвинутая в восемнадцатом веке Кантом и Лапласом небулярная гипотеза образования Солнечной системы путем гравитационного сжатия газовой-пылевого облака нашла убедительное подтверждение. Эволюция этих облаков происходит следующим образом (Рузмайкина, 1991). В молекулярных облаках с плотностью порядка 10^{-21} г/см³ и температурой около 10К возникают центральные сгущения от десятых долей до нескольких масс Солнца. Их возраст не превышает 10^5 лет. Около некоторых молодых звезд обнаружены дискообразные газовой-пылевые облака. Время их жизни обычно меньше 10^7 лет, так как у более древних звезд такие диски встречаются чрезвычайно редко. Эти наблюдения противоречат предположению О.Ю. Шмидта (1962) о формировании протопланетного диска путем захвата Солнцем межзвездного вещества. Они свидетельствуют о возникновении его и Солнца в ходе единого процесса эволюции межзвездного облака.

Начало сжатия этого облака было вызвано давлением излучения взорвавшейся сверхновой звезды в его окрестностях около 4,6 млрд. лет назад. Затем оно происходило под влиянием сил гравитационного притяжения. Сначала, вследствие разреженного и тонкодисперсного состояния, вещество сжималось изотермически, так как генерировавшееся тепло успевало излучаться в космическое пространство. При сжатии частицы с первоначально большой скоростью вращения, вследствие повышенной центробежной силы, в меньшей мере притягивались к центру облака. Это приводило к увеличению в краевых частях облака доли частиц с повышенной скоростью вращения. Данное явление, видимо, объясняет природу известного парадокса приуроченности большей части момента вращения Солнечной системы к планетам (98 %), несмотря на незначительную долю их массы (менее 1 %).

В результате уплотнения облака генерировавшееся тепло перестало теряться путем излучения и изотермическая эволюция вещества сменилась адиабатической, при которой температура и давление в диске увеличивались. С течением времени диск распался на две части – на

сравнительно плотную центральную, или Протосолнце, и вращавшуюся внешнюю. Сильное сжатие и рост температуры в Протосолнце обусловили начало протекания в нем термоядерной реакции образования гелия из водорода (Сафронов, 1987; Витязев, 1991). Судя по изотопным данным, сжатие произошло быстро (в течение около 1 млн. лет) и привело к образованию Солнца 4567,5 млн. лет назад (Галимов, 2011). Резкий рост температуры после начала термоядерной реакции обусловил его расширение. В результате выброса из Солнца сформировалось около 1 % вещества протопланетного диска (в том числе все короткоживущие изотопы) (Лаврухина, 1976). Остальные 99 % вещества этого диска возникли в недрах звезд более раннего поколения.

Диск имел более высокую температуру и давление в близкой к Солнцу внутренней части и в медианной плоскости. В результате потери тепла путем излучения с поверхности диска температура его постепенно снижалась. Поэтому в нем происходили процессы конденсации элементов. По термодинамическим расчетам различных исследователей первыми конденсировались Re, Os, W (при температуре выше 1800K), затем корунд (1785K при 10^{-3} бар), перовскит (1647K). В дальнейшем корунд, реагируя с газом, превращался в мелилит (1625K). Затем возникали шпинель (1513K), диопсид (1450K), форстерит (1444K), анортит (1362K), энстатит (1349K), железо (1349K) и все более низкотемпературные конденсаты (Рингвуд, 1982; Фегли, Пальме, 1991). Присутствие в метеорите Allende ранних светлых включений, сложенных в основном высокотемпературными минералами (перовскитом, мелилитом, шпинелью и сплавом высокотемпературных платиноидов), и другие особенности состава метеоритов подтверждают эту последовательность конденсации (Додд, 1986). Таким образом, протопланетный диск был очень горячим, а не холодным, как предполагал О.Ю. Шмидт (1962) в гипотезе холодной гомогенной аккреции.

Этой гипотезе противоречит широкое распространение железных метеоритов, обогащенных высокотемпературными сидерофильными элементами и обедненных низкотемпературными. Существование таких метеоритов указывает на слипание частиц железа при очень высокой температуре и, следовательно, на ранней стадии эволюции протопланетного диска. Примером являются железные метеориты группы IVB (рис. 1), которые содержат в несколько раз больше высокотемпературного компонента иридия (температура конденсации 1480K при 10^{-4} бар; Фегли, Пальме, 1991) и в тысячи раз меньше низкотемпературного германия (800K; Smyth et al., 1989), чем в случае полной конденсации всех элементов в протопланетном диске и установления химического равновесия между ними (линии КО на рис. 1).

По приведенным на рис. 1 данным Келли и Ларимера (Kelly, Larimer, 1980), метеориты этой группы сформировались из материала, конденсировавшегося при температуре 1270 – 1280К. Судя по относительно небольшим ($2 - 25$ °С/млн. лет) скоростям охлаждения, железные метеориты группы IVB образовались в результате распада тела радиусом 160 – 190 км (Goldstein, Short, 1967). Следовательно, уже на высокотемпературной стадии остывания протопланетного диска формировались железно-металлические тела астероидного размера.

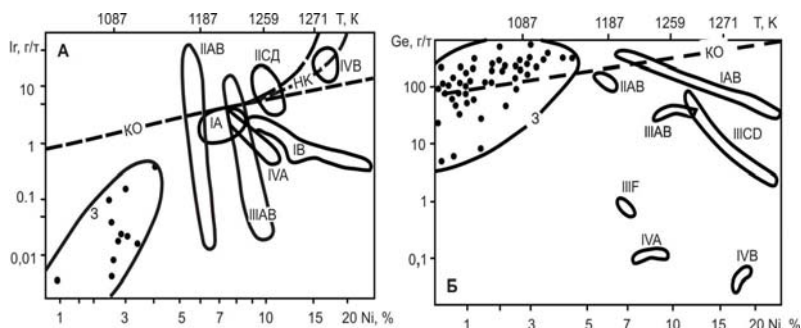


Рис. 1. Соотношение Ir – Ni (А) и Ge-Ni (Б) в железных метеоритах различных групп (IB, IIAB и др.) и в земном самородном железе (3). Линии КО – космическое отношение Ir – Ni и Ge – Ni, кривая НК отражает начало конденсации иридия. Содержание никеля скоррелировано с температурой в протопланетном диске. Рисунок демонстрирует высокую температуру аккреции многих родительских тел железных метеоритов (особенно группы 4B), существование в них трендов дифференциации (группы IAB, IIAB, IIIAB, IIIICD) (Шкодзинский, 2003). Построен путем экстраполяции диаграмм Келли и Ларимера (Kelly, Larimer, 1977) в низкотемпературную область и по опубликованным данным по составу самородного железа в траппах (Копылова, Олейников, 1997, 2000; Олейников, Копылова, 1995; Олейников и др., 1985).

Однозначным подтверждением этого вывода являются результаты новейших изотопных исследований. По Hf-W данным (Kleine et al., 2009) родоначальное для железных метеоритов тело расплавленного железа сформировалось примерно 4567 млн. лет назад. Из этих данных вытекает очень важный вывод о том, что в протопланетном диске в области возникновения планет земной группы интенсивные процессы слипания горячих железных частиц и формирования сложенных ими крупных тел происходили очень рано, всего через полмиллиона лет после образования Солнца (4567,5 млн. лет назад). Это противоречит предполагаемому в

гипотезе холодной аккреции позднему образованию земного ядра в результате гравитационной дифференциации земных недр.

Харрис и Тозер (Harris, Tozer, 1967) объяснили причину протекания ранних интенсивных процессов слипания металлического железа. Они обосновали важную роль магнитных сил в процессах аккреции и дифференциации протопланетного диска. По их расчетам, поперечное сечение захвата намагниченных частиц при размере их больше 10^{-5} см было в двадцать тысяч раз больше, чем немагнитных. Вследствие существования магнитных сил частицы металлического железа (температура конденсации 1349K) после достижения ими температуры Кюри (1043K для чистого железа и на десятки градусов ниже для его сплавов с никелем и кобальтом) и намагничивания в магнитном поле Солнца начинали быстро слипаться. Это приводило к раннему протеканию процессов аккреции и металл-силикатного фракционирования в протопланетном диске. Харрис и Тозер предполагали, что фракционирование под влиянием магнитных сил обусловило резко различное содержание железа в веществе планет земной группы.

Позже Лаример и Андерс (Larimer, Anders, 1970) пришли к выводу, что отсутствие зависимости между содержанием серы и железа в обыкновенных хондритах свидетельствует о протекании процессов металл-силикатного фракционирования выше температуры троилитовой ступени конденсации (680K). Различное содержание металлического и окисленного железа в хондритах (температура окисления около 1000K; Додд, 1986) позволяет предполагать протекание процессов металл-силикатного фракционирования примерно при этой температуре. Последняя близка к температуре Кюри для железа (1043K). Поэтому Лаример и Андерс также пришли к выводу о протекании процессов металл-силикатного фракционирования под влиянием магнитных сил.

С таким выводом согласился Р.Т. Додд (1986) в своей монографии по петрологии и геохимии метеоритов. Г.В. Войткевич (1979, 1983), а затем Нач, Берг (Nuth, Berg, 1994) и В.С. Шкодзинский (1995, 2003) на этом основании пришли к заключению о том, что металлические ядра планет земной группы сформировались раньше мантий в результате быстрой аккреции намагниченных частиц железа после достижения ими температуры Кюри.

Этот вывод легко проверить опубликованными данными по составу железных метеоритов. Достаточно очевидно, что после слипания частиц протопланетного диска в крупные тела они переставали вступать в реакцию с более поздними конденсатами. На рис. 2 показано нормированное к углистым хондритам содержание элементов-примесей с различной температурой конденсации в металлической фазе железных метеоритов.

Рисунок демонстрирует, что содержание элементов с температурой конденсации ниже точки Кюри для железа в железных метеоритах во много раз меньше, чем в углистых хондритах, тогда как для элементов с более высокой температурой конденсации оно, наоборот, в несколько раз выше. То есть, температура Кюри для железа является рубежом, после достижения которого, конденсировавшиеся в протопланетном диске элементы почти переставали растворяться в металлическом железе. Причиной этого может быть только быстрое слипание металлических частиц под влиянием магнитных сил в крупные тела и прекращение после этого их химического взаимодействия с образующимися конденсатами.



Рис. 2. Соотношение температуры конденсации и нормированного к углистым хондритам среднего содержания элементов-примесей в железных метеоритах ($C_{ж}/C_{y}$). 1 – температура начала конденсации; 2 – температура Кюри для железа; 3 – содержание элементов в углистых хондритах по (Маракушев, Безмен, 1983). Рисунок демонстрирует резко повышенное содержание в железных метеоритах элементов-примесей, конденсировавшихся выше температуры Кюри, и пониженное элементов, конденсировавшихся ниже этой температуры. Использованы опубликованные аналитические данные (Buchwald, 1975; Crocket, 1972; Hirata, Masuda, 1992; Hoashi et al., 1992; Greenland, 1967; Pernica, Wasson, 1987; Ryan et al., 1990; Wasson et al., 1998). Температура конденсации по (Ригвуд, 1982; Фегли, Пальме, 1991; Schmitt et al., 1989).

Это наглядно демонстрирует ведущую роль магнитных сил в аккреции металлических тел и свидетельствует о том, что аккреция была гетерогенной. Однако положение о важной роль магнитных сил в процессах аккреции не было замечено и не нашло поддержки у планетологов. Как будет показано ниже, геологические данные однозначно свидетельствуют о правильности этого положения. Поэтому магнитные силы являются главными при аккреции земного ядра.

С учетом рассмотренных выше данных, процессы дифференциации и аккреции в протопланетном облаке выглядят следующим образом. На стадии существования высокотемпературного газового облака начались и наиболее интенсивно протекали процессы дифференциации компонентов под влиянием электромагнитного и корпускулярного излучения раннего Солнца. Большинство остатков паров легких элементов, особенно водород и гелий, были удалены во внешнюю холодную часть протопланетного диска, а пары тяжелых элементов, в первую очередь железа, сконцентрировались в близкой к Солнцу внутренней высокотемпературной его части.

Температура в протопланетном диске снижалась с удалением от Солнца. Поэтому в области зарождения планет земной группы конденсация силикатов, видимо, начиналась во внешней части зоны распространения астероидов. Вследствие значительной удаленности от Солнца напряженность его магнитного поля здесь была небольшой. В связи с этим в данной части почти не происходили процессы намагничивания относительно небольшого количества содержащегося металлического материала и его быстрой аккреции. Это подтверждается редким присутствием металлических тел во внешней части зоны астероидов и увеличением их содержания во внутренней части (Morrison, 1977). После относительно быстрого образования хондр (через 1,7 – 2 млн. лет после возникновения Солнца; Галимов, 2011) в результате слияния капель расплавленных высокотемпературных силикатных конденсатов дальнейшие процессы аккреции силикатного и металлического материала в зоне астероидов протекали очень медленно под влиянием гравитационных сил с формированием хондритов через 2 – 4 млн. лет после образования Солнца. Отсутствие или небольшое проявление процессов магнитной сепарации в этой зоне объясняют частое сонахождение в матрице хондритов силикатов и металлического железа.

В близких к Солнцу участках протопланетного диска напряженность магнитного поля была большей, поэтому конденсировавшиеся частицы металлического железа после охлаждения их до температуры Кюри намагничивались и почти полностью слипались под влиянием мощных магнитных сил. Как отмечали Харрис и Тозер, скорость слипания их была достаточной для образования агрегатов в тысячу и более частиц за несколько лет. Яркой иллюстрацией большой мощности магнитных сил является мгновенное слипание в цепочки мелких железных предметов, например, скрепок, намагниченных при движении около магнита.

Аккреция под влиянием магнитных сил происходила очень быстро, видимо, до достижения металлическими телами размера 10 – 100 км в диаметре. При большем размере выделявшееся при импактных процессах тепло не успевало теряться (Макалкин, Дорофеева, 1991), тела

разогревались выше температуры Кюри, утрачивали намагниченность и в дальнейшем укрупнялись под влиянием гравитационных сил. Последние были на 18 – 21 порядков больше, чем для силикатных частиц сантиметровых размеров. Поэтому скорость гравитационного укрупнения больших железных тел была несопоставимо выше, чем силикатного материала. Это привело к очень быстрому объединению железных частиц в примыкающих к Солнцу частях протопланетного диска с образованием железных ядер будущих планет. После формирования ядер резко возросшие с увеличением массы силы их гравитационного притяжения обусловили интенсивное выпадение на них силикатного материала, представленного пылевидным материалом и продуктами его объединения (планетезималями).

В случае образования металлических ядер под влиянием магнитных сил время формирования планет земной группы должно быть значительно меньше, чем при холодной гомогенной аккреции (более 1 млрд. лет, по представлениям О.Ю Шмидта, 1962; 100 млн. лет, по А.Б. Макалкину и В.А. Дорофеевой, 1991). Это полностью подтверждается новейшими изотопными данными. Так, по высокоточному (разрешающая способность около 1 млн. лет) марганец-хромовому (^{53}Mn – ^{53}Cr) хронометру аккреция и дифференциация крупных тел в протопланетном облаке произошла в первые миллионы лет его эволюции (Lumair, Shukolykov, 1997), по гафний-вольфрамовому хронометру – в первые 10 млн. лет (Halliday, 2000). Это согласуется с существованием современных газово-пылевых облаков обычно лишь вокруг звезд с возрастом менее 10 млн. лет (Рузмайкина, 1991). Полученные величины на один – два порядка меньше принимавшихся раньше оценок длительности аккреции под влиянием только гравитационных сил и подтверждают раннее быстрое образование ядра.

Под воздействием мощных магнитных сил аккреция почти всего металлического железа в области зарождения планет земной группы произошла раньше, чем силикатного материала. Перед слипанием железных частиц подавляющая часть летучих компонентов, особенно водорода, была удалена за пределы зоны питания растущей Земли, а общее давление в протопланетном диске составляло 10^{-2} – 10^{-6} атм. (Додд, 1986). Очевидно, что в таких условиях образующееся земное ядро не могло захватить заметное количество водорода и других летучих компонентов. Как было показано ранее (Шкодзинский, 2003, 2012), крупные желваки и блоки самородного железа, иногда присутствующие в базитах, имеют признаки захвата их из внешней части ядра нижнемантийными плюмами. Поэтому незначительное содержание в них водорода ($0,08 \text{ см}^3/\text{г} = 7,2 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$; Олейников и др., 1985), примерно такое же, как в магматических породах и

железных метеоритах, подтверждает отсутствие существенного количества этого компонента в ядре.

В связи с раздельной аккрецией железо ядра никогда не находилось в смеси с силикатным материалом мантии. По этой причине, а также в связи с незначительным содержанием в мантии воды и углекислоты, в земных недрах не могли происходить реакции $\text{Fe} + \text{H}_2\text{O} = \text{FeO} + \text{H}_2$ и $\text{Fe} + \text{CO}_2 = \text{FeO} + \text{CO}$, которые обычно считаются источником летучих компонентов в ядре.

В соответствии с гипотезой холодной гомогенной аккреции обычно предполагается, что земное ядро сформировалось в результате разделения по плотности в недрах нашей планеты совместно выпадавших холодных силикатных и металлических частиц. Однако еще А.Е. Рингвуд (1982) отмечал, что содержание хорошо растворимых в металлическом железе сидерофильных элементов (Ni, Co, Cu, Au и др.) в мантийных породах на один – два порядка выше, чем в случае совместного выпадения силикатных и металлических частиц и установления между ними химического равновесия. При достижении такого равновесия летучие компоненты в мантийных породах и в зарождающихся в них магмах были бы представлены в основном H_2 и CO , а не H_2O и CO_2 , как в действительности. В последнее время выяснилось, что мантия гораздо менее обеднена высокосидерофильными элементами (Au, Pt, Re, Os, Ru, Rh, Ir), чем умеренно сидерофильными (Fe, Ni, Co, W) (Guyot, 1994). О'Нейл и Тейлор (O'Neill, Taylor, 1990) показали, что фугитивность кислорода при образовании мантийных пород была на 4 порядка выше, чем в случае равновесности их с металлическим железом.

Чтобы объяснить эти противоречия с гипотезой гомогенной аккреции, А.Е. Рингвуд (1982) предположил, что гравитационная дифференциация вещества Земли произошла очень быстро вследствие ускорения ее интенсивным разогревом за счет преобразования в тепло потенциальной энергии, выделявшейся при опускании тяжелого материала и всплывания легкого. Поэтому между металлическими и силикатными частицами не успело установиться химическое равновесие. Однако экспериментальные исследования (Borisov et al., 1992) свидетельствуют о том, что равновесие между металлом и силикатами в условиях мантии достигается очень быстро, для Hf и In всего за несколько часов. Поэтому нет оснований связывать отсутствие этого равновесия с кинетическими причинами.

Таким образом, все попытки “спасти” идею гомогенной аккреции Земли оказались малоуспешными. По этой причине большинство участников конференции по происхождению земного ядра в Германии в 1994 г. пришло к заключению, что аккреция при формировании Земли была гетерогенной (Guyot, 1994). Сначала выпадал металлический материал,

затем более окисленный силикатный и на заключительной стадии – материал, обогащенный летучими компонентами.

Тепловыделение при процессах аккреции было пропорциональным квадрату радиуса падавших тел за счет резкого сокращения удельных теплотерьер на излучение при ударах крупных тел (Рингвуд, 1982; Витязев, 1983). Поэтому аккреция ядра в результате объединения быстро возникших за счет магнитных сил крупных глыб металлического железа должна была сопровождаться его очень сильным импактным разогревом. Величину этого разогрева наиболее уверенно можно оценить по современной температуре ядра и теплотерьерям за всю историю Земли. Выполненные расчеты (Шкодзинский, 2003) показали, что сразу же после аккреции температура на границе внешнего и внутреннего ядра составляла 4528° , а на поверхности внешнего ядра – 3338° С. В результате теплопередачи в мантию температура ядра за всю историю Земли снизилась на 228° .

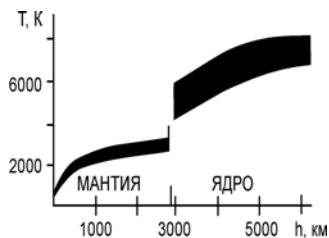


Рис. 3. Скачок температуры на современной границе ядра и мантии по геофизическим данным (Bukowinskii, 1999).

При аккреции нижней мантии выпадали значительно более мелкие тела, чем при образовании ядра, поэтому величина ее импактного разогрева была меньше. Это подтверждается существованием в настоящее время скачка температуры между ядром и мантией. Величина такого скачка Раймондом и Квентином (Raymond, Quentin, 1998) оценивается в $1000 - 2000^{\circ}$ С, а Буковинским (Bucowinskii, 1999) – в $700 - 3000$ К (рис. 3). Существование этого скачка температуры является важным доказательством ранней быстрой аккреции земного ядра под влиянием магнитных сил.

Нижняя мантия сначала была более низкотемпературной, чем средняя и верхняя, поэтому конвекция в ней отсутствовала (Шкодзинский, 2003). Конвективные потоки появились после прогрева нижней мантии ядром, видимо, $3,8 - 3,7$ млрд. назад, когда началось массовое образование базитов зеленокаменных поясов. Проявление процессов плитной тектоники на Земле, таким образом, связано с тепловой конвекцией в ее недрах и обусловлено ранним быстрым горячим образованием ядра под влиянием мощных магнитных сил.

Другие планеты земной группы имеют значительно меньшие по сравнению с Землей массы ядер (Луна – примерно в 1000 раз, Меркурий – в 9, Марс – в 39, Венера – в 1,3). Поэтому подогрев мантий ядрами на них был чаще всего очень небольшим. В настоящее время эти ядра уже успели полностью или частично остыть. Это подтверждается отсутствием на других планетах земной группы отчетливых признаков современного проявления процессов плитной тектоники. Об этом же свидетельствуют раннее завершение магматических процессов на Луне (примерно 3,15 млрд. лет назад), большая мощность ее литосферы и меньшая величина современного теплового потока. Они равны соответственно 700 км и $0,38 \cdot 10^{-6} - 0,53 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек).

Свидетельства горячей аккреции Луны

Выдающимся достижением планетологии последних десятилетий является получение убедительных данных, свидетельствующих о горячем образовании планет земной группы и о существовании на них глобальных океанов магмы. Первые такие данные были получены около пятидесяти лет назад в результате полетов космических аппаратов и космонавтов на Луну. Оказалось, что на ней нет малодифференцированных пород типа хондритов (Snyder et al., 2000). Все ее породы (кроме тонкого слоя реголита) являются магматическими, имеют очень древний возраст (обычно 4,5 – 3,7 млрд. лет) и часто сильно дифференцированный состав (содержат до сотен хондритовых норм расплавофильных компонентов). Это указывает на протекание на начальной стадии эволюции Луны глобальных процессов магматической дифференциации.

Особенно показательным является присутствие на ней анортозитовой коры мощностью около 60 – 100 км с возрастом 4,45 – 4,20 млрд. лет. Очень быстрое, по геологическим масштабам, образование огромного объема анортозитов возможно только в результате фракционирования слоя мафической магмы мощностью до тысячи километров. Поэтому была выдвинута (Wood et al., 1964) и получила массовое распространение концепция существования на Луне глобального океана магмы. Всплывание плагиоклаза при его кристаллизации привело к формированию анортозитовой коры, а отсадка темноцветных минералов – к образованию мантии. Повышенная отражательная способность поверхности Меркурия свидетельствует об анортозитовом составе его коры и о протекании на нем таких же процессов глобального магматического фракционирования.

Возникшее при дроблении малых планет вещество дифференцированных каменных метеоритов имеет признаки образования в

результате процессов магматического фракционирования. Часть дифференцированных каменных метеоритов имеет изотопный возраст около 4,5 млрд. лет (Додд, 1986). Это свидетельствует о том, что дифференциация таких метеоритов происходила сразу же после аккреции и была связана с кристаллизацией магматического океана на родоначальной планете. Расчеты В.С. Сафронова и С.В. Козловской (1977) показали, что процессы импактного плавления начинались на планетах земной группы уже при достижении ими 10 % радиуса Земли. Распад короткоживущих изотопов (особенно ^{26}Al с периодом полураспада 0,74 млн. лет) также мог вызывать плавление наиболее ранних тел размером 100 км через 1 – 2 млн. лет после их возникновения (Макалкин, Дорофеева, 1991).

Геологические доказательства горячего образования Земли

Очевидно, что механизм формирования Земли должен самым непосредственным образом отразиться на ее геологическом строении и эволюции. Поэтому геологические данные имеют основополагающее значение для реконструкции этого механизма. Они дают наиболее прямые ответы на все вопросы ее происхождения. Тем не менее, эти данные очень мало использовались при определении характера аккреции Земли.

Многочисленные изотопные исследования, результаты которых были обобщены И.Н. Толстихиным, уже к началу 1990-х годов привели к общему выводу о том, что «...фракционирование вещества (прото вещества?) осуществлялось очень рано, вероятно, непосредственно в ходе аккреции Земли или даже до нее ...» (Толстихин, 1991, с. 84). Так, $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ должно было увеличиться в 30 раз за первые 10 млн. лет. В первые 20 млн. лет в исходном резервуаре вещества гнейсов Амитсох (Гренландия) была достигнута величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равная 0,6992. На Луне рубидий-стронциевое фракционирование произошло в первые 3 млн. лет. В интервале 10 – 50 млн. лет после образования Земли из ее мантии выделилось 60 – 90 % ^{36}Ar . Бедность мантии и богатство кислой земной коры расплавофильными компонентами свидетельствуют о магматическом характере этой дифференциации.

Если Земля имеет горячее происхождение, на ней, как на Луне, существовал океан магмы и происходила его дифференциация путем отсадки кристаллизовавшихся минералов, то наиболее крупная земная сфера мантия должна сохранить признаки этой дифференциации. Судя по хорошо изученным расслоенным интрузиям, к таким признакам относятся особенности состава пород и возрастная и температурная последовательность их образования. В остывавших в малоглубинных условиях богатых магнием магмах в результате осаждения последовательно

кристаллизовавшихся минералов формировались различные кумулятивные породы – сначала дуниты, затем гарцбургиты, далее лерцолиты и вебстериты. Расплав эволюционировал по составу до богатого кремнекислотой и щелочами основного, гранитного или сиенитового (Магматические..., 1988).

В характерных для мантии условиях высокого давления остаточный расплав должен был изменяться до богатого известью эклогитового, затем до кимберлитового и карбонатитового. Все перечисленные выше кумулятивные породы, действительно, слагают мантийные ксенолиты в кимберлитах. Поля их состава на диаграмме $MgO - CaO$ располагаются вдоль единого тренда в такой же последовательности, как в расслоенных интрузиях (рис. 4). Это подтверждает образование верхней мантии древних платформ путем глобального магматического фракционирования.

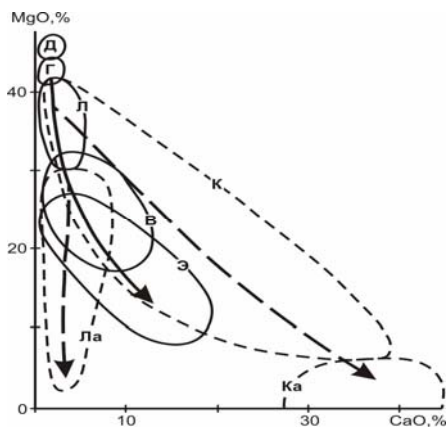


Рис. 4. Соотношение $MgO - CaO$ в мантийных породах. Поля состава ксенолитов: В – вебстеритовых; Г – гарцбургитовых; Д – дунитовых; Л – лерцолитовых; Э – эклогитовых. Поля состава магматических пород: К – кимберлитов; Ка – карбонатитов; Ла – лампроитов. Стрелки – эволюция состава кумулятов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктир). Использованы данные (Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976; Магматические..., 1985, 1988; Василенко и др., 1997; Минин и др., 2005; Фролов и др., 2005).

Если мантийные породы сформировались в результате фракционирования, то их изотопный возраст должен уменьшаться в приведенной выше последовательности образования. Рассчитанный в результате обобщения литературных данных изотопный возраст, действительно, оказался равным для дунитов и гарцбургитов в среднем

2,325 млрд. лет; для лерцолитов – 1,777 млрд.; вебстеритов – 0,713 млрд. Возникшие из остаточных расплавов эклогиты имеют средний возраст 1,407 млрд. лет; карбонатиты – 0,688 млрд. лет; кимберлиты – 0,236 млрд. (линия По на рис. 5).

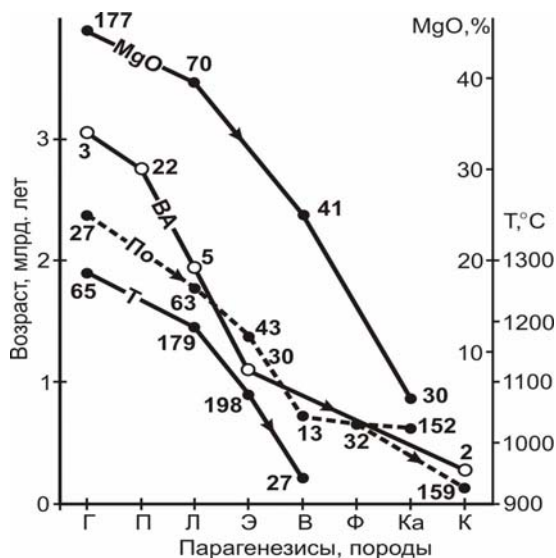


Рис. 5. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия BA), средняя температура образования при 50 кб (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Здесь и далее числа у точек – количество использованных определений. По данным (Василенко и др., 1997; Минин и др., 2005; Зайцев, 2008; Вигерс и др., 2009; Helmstaedt, Doing, 1975; Nikitina et al., 1995; Carlson et al., 2003; Gurney et al., 2003; Hopp et al., 2003; Pokhilenko et al., 2003; Taylor et al., 2003; Ahcheptov et al., 2003; Johnson, 2003; Simon et al., 2003; Bell, Buseck, 2008; Hopp et al., 2008; Cooper et al., 2008; Lazarov et al., 2008; Luguet et al., 2008; Morel et al., 2008; Ukhonov et al., 2008).

Это согласуется с полученным средним возрастом включений в кристаллизовавшихся в процессе фракционирования алмазах: 3,03 млрд. лет для гарцбургитовых по составу; 2,777 млрд. – для перидотитовых (нерасчлененных гарцбургитовых + лерцолитовых); 1,966 млрд. – для

лерцолитовых; 1,123 – для эклогитовых и 0,357 – для кимберлитовых (линия ВА).

Обращает на себя внимание чаще всего несколько более древний возраст включений в алмазах по сравнению с возрастом одноименных пород. Такое различие вполне закономерно. Оно обусловлено защитной ролью прочного алмазного вещества, предохранявшего самые ранние минералы от изменения под влиянием наиболее неравновесным с ними поздним остаточным расплавом. Земля имеет возраст около 4,56 млрд. лет, а наиболее древние включения в алмазах – в среднем 3,03 млрд. Как будет показано ниже, эта разница связана с тем, что образовавший верхнюю мантию древних платформ постагрегационный магматический океан был расслоенным по составу. Поэтому в нем при остывании не возникала обширная, от подошвы до поверхности, конвекция и он медленно кристаллизовался сверху вниз. По этой причине нижний слой этого океана начал затвердевать сравнительно поздно.

При таком происхождении температура формирования минералов ксенолитов должна снижаться от гарцбургитов к лерцолитам, затем к эклогитам и далее к вебстеритам. В настоящее время в литературе опубликовано большое количество результатов оценки Р–Т условий кристаллизации минералов в мантийных породах. Но непосредственно использовать их для выяснения температуры образования различных мантийных пород трудно, так как она очень сильно зависит от давления. Чтобы избежать влияние давления на результаты оценки средней температуры определялись величины тепловых потоков, на линии которых попадают точки условий формирования ксенолитов на диаграммах Р–Т. Для гарцбургитов средняя величина теплового потока при кристаллизации оказалась равной 44,9 мВт/м², для лерцолитов – 42,2 мВт/м², для эклогитов – 39,0 мВт/м², для вебстеритов – 36 мВт/м². При 50 км (на глубине около 150 км) этим величинам тепловых потоков соответствует температура 1275, 1190, 1075 и 950 °С (линия Т на рис. 5). То есть, средняя температура кристаллизации, действительно, понижалась от ранних дифференциатов к поздним в полном соответствии с образованием этих пород в процессе магматического фракционирования. Судя по рис. 5, она уменьшилась примерно на 400 градусов за последние 2 млрд. лет. Это согласуется с имеющимися оценками остывания мантии на 100 – 200 градусов за каждый миллиард лет (Магматические..., 1987).

При фракционировании в остаточных расплавах резко понижалось содержание окиси магния, вследствие выноса ее кристаллизовавшимися минералами. Действительно, среднее содержание MgO в гарцбургитах со средним возрастом 2,325 млрд. лет составляет 45,0 %, в лерцолитах с возрастом 1,777 млрд. лет – 39,6 %, в вебстеритах с возрастом 0,730 млрд.

лет – 25,5 %, в карбонатитах с возрастом 0,65 млрд. лет – 4,0 % (линия MgO на рис. 5).

Если на Земле существовал простиравшийся до ее поверхности магматический океан, то линии древних геотермических палеоградиентов должны проектироваться на $P - T$ диаграммах в область высокой температуры при низком давлении. На рис. 6 показаны поля $P-T$ условий кристаллизации мантийных ксенокристаллов клинопироксена из алмазonoсных кимберлитов Якутии. Если экстраполировать эти поля до оси температуры, то они проектируются в область ее очень высоких значений – 500 – 1100 °C. Примерно в эту же область проектируется и поле условий минералообразования в докембрийских гнейсах (Шкодзинский, 2003). Крутой наклон раннедокембрийских палеоградиентов к земной поверхности отмечали Л.Л. Перчук (1973), Б.Г. Лутц (1975), В.И. Шульдинер (1982, 1991), В.С. Шкодзинский и А.Н. Зедгенизов (1998). Природа такого наклона долгое время оставалась неясной и служила предметом дискуссии. Очевидно, что она полностью объясняется с позиций концепции существования на Земле глобального магматического океана, протягивающегося с глубины в сотни километров до земной поверхности. Его существование обусловило очень высокую температуру приповерхностных частей нашей планеты в раннем докембрии.

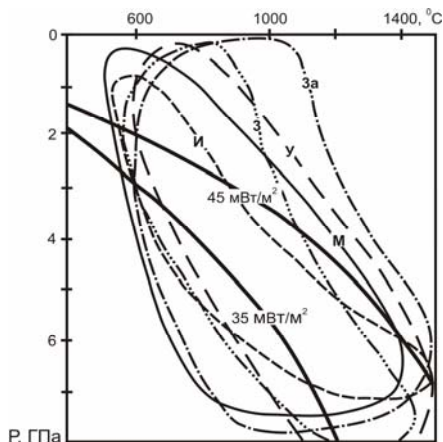


Рис. 6. Ориентировка полей $P-T$ условий образования ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитов в область высокой температуры на земной поверхности. Данные по кимберлитовым трубкам Заполярная (З), Зарница (За), Мир (М), Интернациональная (И), Удачная (У). Использованы данные (Ротман и др., 2005).

В случае присутствия такого океана должны были формироваться его остаточные расплавы и образованные ими породы, маркирующие заключительные процессы фракционирования. Судя по опубликованным экспериментальным данным (Wyllie, Huang, 1975, 1976), к этим породам относятся карбонатиты и кимберлиты, так как остаточные расплавы такого

состава формируются в условиях высокого давления. Поэтому, если эти породы образовались в конце процессов фракционирования магматического океана, то они должны появляться на поздней стадии эволюции Земли.

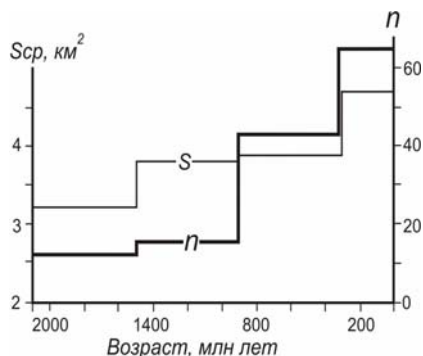


Рис. 7. Увеличение количества (n) и средней площади (Scp) карбонатитовых массивов с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

Наша планета существует около 4,56 млрд. лет. А первые карбонатиты, как иллюстрирует рис. 7, появились в существенных количествах лишь примерно около 2,2 млрд. лет назад. Число их массивов особенно резко возросло в последние 300 – 200 млн. лет. Вследствие остывания мантии с течением времени в карбонатитах быстро увеличивалось содержание редкоземельных элементов (рис. 8), углекислоты и других расплавофильных химических компонентов, в большом количестве накапливавшихся в самых поздних низкотемпературных остаточных расплавах.

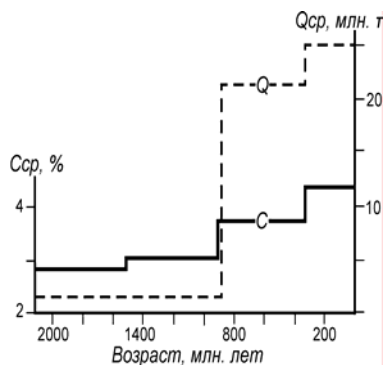


Рис. 8. Увеличение среднего содержания (Ccp) и средних запасов редких металлов (Qcp) в карбонатитовых месторождениях с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

Кимберлиты начали внедряться в основном около 0,8 млрд. лет назад. В последующем количество их возрастало примерно в геометрической

прогрессии и максимальное их число сформировалось в последние 150 млн. лет (рис. 9). Эти результаты и многие другие иллюстрируют существование процессов глобального магматического фракционирования на нашей планете. В основном эти процессы обусловили направленный характер ее геологической эволюции.

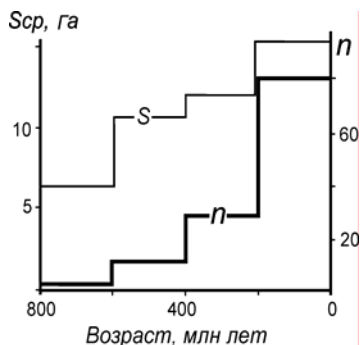


Рис. 9. Увеличение количества (n) и средней площади (Scp) кимберлитовых трубок с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

О горячем образовании Земли и существовании на ней глобального океана магмы свидетельствуют также: 1) отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет и следов завершившей аккрецию массовой метеоритной бомбардировки, связанное с длительным расплавленным состоянием приповерхностных частей Земли; 2) значительное превышение (в 5 – 10 раз) современного теплового потока над величиной радиогенного тепловыделения (Смыслов, 1993), обусловленное большими запасами первичного тепла в земных недрах; 3) данные о значительно большей высокотемпературности архейской коры по сравнению с современной (Глебовицкий, 1977; Конди, 1983) и о тонкости и пластичности литосферы в раннем докембрии (Салоп, 1982); 4) изотопные свидетельства очень раннего образования исходного вещества кислой коры (Добрецов, 1980; Конди, 1983), 5) признаки резкого обеднения мантии рубидием примерно 3,8 млрд. лет назад; 6) изотопные данные о раннем формировании земной гидросферы (Carrington, Watt, 1994) и атмосферы (Кегг, 1980), идентичной по составу современной, за исключением кислорода; 7) высокая температура (до 370 °C) архейских водоемов, судя по изотопному составу кислорода осадочных минералов (Михайлов, 1985); 8) термофильность предков всех современных видов бактерий, судя по результатам расшифровки их генетического кода (Заварзин, 1990); 9) глобальная устойчивость состава однотипных магматических пород и комплементарность разнотипных, свидетельствующие о формировании их исходных субстратов в ходе единых процессов фракционирования; 10)

признаки постепенного повышения жесткости континентальной коры и литосферы с течением времени в связи с остыванием (появление горизонтально залегающего платформенного чехла, увеличение высоты гор, количества крупновалунных конгломератов, глубины океанических впадин) и множество других данных, которые будут рассмотрены ниже.



Рис. 10. Горячая аккреция Земли и ее магматический океан [sotvoreniye.ru].

Таким образом, приведенные выше результаты однозначно свидетельствуют о горячей гетерогенной аккреции Земли и существовании на ней глобального океана магмы. Заключительный этап ее горячей аккреции отражает рис. 10. Он иллюстрирует одновременное выпадение множества планетезималей. Большая интенсивность аккреции обусловила импактное плавление их и приповерхностных пород и существование на нашей планете магматического океана.

Полученные результаты кардинально противоречат гипотезе О.Ю. Шмидта (1962) и других планетологов о холодной гомогенной аккреции Земли и свидетельствуют об ее ошибочности. В связи с этим необходим коренной пересмотр представлений о глубинных геологических процессах, полностью основанных на этой гипотезе. Для этого необходима разработка детальной модели фракционирования земного магматического океана.

Выводы

Таким образом, в последние десятилетия получены убедительные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли. О гетерогенном ее формировании свидетельствуют: 1) в двадцать тысяч раз большая скорость слипания в протопланетном облаке намагниченных железных частиц по сравнению с силикатными немагнитными; 2) обедненность многих

железных метеоритов низкотемпературными сидерофильными элементами, указывающая на формирование их родительских тел на высокотемпературной стадии конденсации протопланетного облака до начала процессов аккреции силикатного материала; 3) данные о резком снижении содержания в железных метеоритах сидерофильных элементов с температурой конденсации ниже точки Кюри для железа, свидетельствующие о раннем быстром слипании железных частиц в протопланетном диске под влиянием магнитных сил; 4) изотопные данные о формировании родительского тела железных метеоритов всего через полмиллиона лет после возникновения Солнца; 5) отсутствие обедненности земной мантии хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами и кислородом, указывающее на то, что железо-металлический материал никогда не был смешан в недрах Земли с силикатным; 6) скачок температуры на границе мантии с ядром, свидетельствующий о ранней быстрой аккреции ядра. Ядро изначально имело более высокую температуру по сравнению с мантией, что является причиной существования термальной мантийной конвекции.

Доказательствами горячей аккреции Земли являются: 1) установленное положение точек состава различных мантийных пород на едином тренде магматического фракционирования; 2) формирование этими породами единых возрастной и температурной последовательностей, полностью аналогичных таковым в расслоенных интрузиях; 3) проекция полей Р-Т условий кристаллизации мантийных ксенокристаллов из кимберлитов в область очень высокой температуры приповерхностных пород (500 – 1100 °С), указывающая на существование на Земле океана магмы; 4) отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет и следов завершившей аккрецию массовой метеоритной бомбардировки; 5) значительное превышение (в 5 – 10 раз) современного теплового потока над величиной радиогенного тепловыделения; 6) признаки постепенного повышения жесткости континентальной коры и литосферы с течением времени в связи с остыванием и множество других данных.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ЗЕМЛИ

Существующие модели магматического океана

За последние 50 лет после установления признаков горячего образования планет земной группы было предложено значительное количество моделей лунного и земного магматических океанов. Они разработаны в основном зарубежными планетологами. Большинство российских и зарубежных геологов до сих пор отрицательно относится к концепции магматического океана, так как она требует слишком радикального пересмотра длительно укоренявшихся предположений о природе земной коры, мантии, магм и эндогенных геологических процессов. В последнее время некоторые геологи стали признавать существование этого океана, но без учета вытекающих из них «революционных» следствий. Очевидно, что такое эклектическое «признание» не облегчает решение дискуссионных геологических проблем.

Ранние модели лунного океана однородного хондритового состава (Taylor, Bence, 1975; Ringwood, Kesson, 1977 др.) различаются главным образом принятой его глубиной (от 200 до 1000 километров и более), учетом или неучетом радиогенного тепловыделения, изменения состава минералов с ростом давления и длительности процессов его остывания. Уже эти модели объяснили многие особенности строения Луны и состава ее пород. В соответствии с этими моделям, кристаллизация однородного магматического океана происходила, как в расслоенных интрузиях, снизу вверх.

Начальная глубинная стадия кристаллизации магматического океана приводила к отсадке темноцветных минералов и к образованию кумулятивной мантии, преимущественно оливиновой в нижней части и оливин-пироксеновой – в верхней. На менее глубинной поздней стадии происходили кристаллизация и всплывание плагиоклаза, который сформировал анортозитовую кору лунных континентов. Верхняя часть слоя поданортозитового остаточного расплава была сильно обогащена калием, редкоземельными элементами, фосфором и другими расплавофильными крупноионными компонентами. Эта часть была источником KREEP-базальтов. Аббревиатура последних означает богатство их калием, редкими землями и фосфором. Остаточные расплавы самой верхней части поданортозитового слоя расплава, возможно, сформировали лунные граниты. В последних моделях большое внимание уделяется генезису ядра и природе тонких особенностей химического состава лунных пород.

Разработанные модели остывания и фракционирования лунного магматического океана мало применимы для земного, вследствие примерно в 6 раз большей силы тяжести на Земле, большего ее размера и несколько иного состава. В одной из наиболее ранних моделей, предложенной А.Е. Рингвудом (1982), предполагалось, что однородный земной магматический океан имел температуру около 2000 °С и глубину 400 км. Его кристаллизация привела к образованию оливин-пироксеновых кумулатов верхней мантии и маломощной (около 3 км) гранофировой протокры, так как накопление кремнекислоты в остаточном расплаве возможно лишь при небольшом давлении на заключительной стадии придонной кристаллизации магматического океана.

По модели Хофмейстер (Hofmeister, 1983), земной магматический океан глубиной 120 км при перидотитовом составе должен был сформировать нижний слой дунитовых кумулатов мощностью 70 км, 10 км гарцбургитовых, 19 км вебстеритовых, 5 км лейкократовых габброноритовых кумулатов и 16 км железистых лейкогабброноритовых остаточных расплавов, образовавших протокры. При пикритовом составе океана сформировались 90 км преимущественно оливиновых кумулатов, 3 – меланогабброноритовых, 12 – лейкогабброноритовых и 15 км железистой лейкодиоритовой протокры. Принятая Хофмейстером глубина земного магматического океана слишком мала, так как даже на небольшой Луне она обычно оценивается в 200 – 1000 км.

В соответствии с моделью Охтани (Федорин, 1991), фракционирование хондритового океана глубиной 1000 км привело к образованию перовскитовой нижней мантии, пироксен-оливиновой верхней и базальтовой протокры. Аги и Уолкер (Agee, Walker, 1988) на основании анализа имеющихся экспериментальных данных пришли к заключению о том, что на глубине более 250 км оливин становится менее плотным, чем хондритовый по составу расплав. Поэтому средний этап кристаллизации хондритового магматического океана глубиной 1050 и 2900 км привел к образованию перовскитовой нижней мантии. Выше существовал перекрывающий ее слой магмы (нижний магматический океан). Еще выше располагался слой перидотитовой верхней мантии и залегающей на ней слой расплава (верхний магматический океан). Нижний магматический океан был источником коматититовых расплавов, в продуктах затвердевания верхнего океана зарождались толеитовые магмы. Согласно модели В.С. Попова (1990) фракционирование хондритового магматического океана глубиной 1000 км привело к формированию ортопироксенитовой протокры.

В большинстве более поздних моделей земного магматического океана главное внимание уделялось происхождению железного ядра. Поэтому

обычно предполагалась большая начальная его глубина – от 1000 до 3500 км. Согласно модели Я.В. Федорина (1991), магматический океан глубиной до 3500 км располагался на более холодном недифференцированном раннем твердом веществе Земли. В океане существовали 3 слоя: нижний, сложенный расплавом железа; средний хондритовый и верхний, обогащенный литофильными компонентами. Железный расплав нижнего слоя, вследствие его очень высокой плотности, постепенно просачивался в недифференцированное вещество Земли и формировал ее ядро. Под влиянием увеличивавшегося давления расплав железа на некоторой глубине затвердевал, что резко замедляло скорость его опускания. Поэтому предполагается, что в нижней мантии до настоящего времени сохранилось большое количество металлического железа и процессы отсадки его продолжаются. В результате кристаллизации верхнего слоя магматического океана сформировалась кислая протокора. Однако наиболее трудный вопрос о механизме накопления кремнекислоты при образовании кислой протокоры в работе не рассматривается.

Хонда с соавторами (Honda et al., 1998) пришли к заключению о том, что гравитационная дифференциация земных недр в твердом состоянии не объясняет очень быстрое образование ядра – в первые сотни миллионов лет по изотопным данным (Рингвуд, 1982; Guyot, 1994). Они предполагали, что сразу же после аккреции центральная часть Земли (до половины ее радиуса) были сложена силикатным материалом, а выше располагался магматический океан, нижняя часть которого состояла из расплавленного железа. В дальнейшем железный расплав просочился сквозь подстилающее твердое вещество и сформировал земное ядро.

Недостатки опубликованных моделей магматического океана

Главным недостатком предложенных моделей земного магматического океана является невозможность на их основе убедительно решить проблему происхождения огромного объема исходного вещества кислой коры. По изотопным данным это вещество возникло очень рано (в первые десятки – сотни миллионов лет; Толстихин, 1991). Как будет показано ниже, в твердой мантии нет механизма, способного обеспечить его образование. Поэтому единственным реальным способом его формирования является глобальное магматическое фракционирование. Эти модели полностью не объясняют природу геохимической гетерогенности мантии и генезис исходных субстратов различных мантийных магм, хотя процессы фракционирования магматического океана, вследствие их глобальности и реальности, являются наиболее перспективными для объяснения этой гетерогенности.

Предложенные модели лунного магматического океана не дают ответа на вопрос о происхождении наиболее молодых «морских» базальтов и некоторых особенностей глубинного строения Луны. Все они основаны на гипотезе гомогенной аккреции, хотя, как показано выше, существуют многие доказательства гетерогенной аккреции планет земной группы.

Общим недостатком моделей земного и лунного магматических океанов является отсутствие убедительного обоснования механизма их образования и исходного состава. В принципе возможны два механизма возникновения магматического океана – в результате переплавления вещества через некоторое время после аккреции под влиянием распада короткоживущих изотопов (^{146}Sm , ^{129}J , ^{205}Pb , ^{107}Pd , ^{53}Mn , ^{26}Al) и вследствие импактного тепловыделения при аккреции. В первом случае магматический океан будет иметь однородный состав, если аккреция была гомогенной, то есть, если средний состав выпадавших частиц не изменялся во времени. Во втором случае магматический океан неизбежно будет различным по составу в его верхней и нижней частях, так как температура земной поверхности сильно повышалась к концу аккреции из-за укрупнения выпадавших планетезималей и уменьшения удельных теплопотерь на излучение. Это приводило к увеличению глубины магматического океана и щелочности и мафичности остаточных расплавов, формировавшихся на его дне в результате компрессионной кристаллизации и фракционирования (Шкодзинский, 1995, 2003).

Принимаемая во всех моделях однородность состава магматического океана подразумевает, таким образом, его формирование в результате тепловыделения при распаде короткоживущих изотопов. Однако анализ их вклада в разогрев вещества Земли (Федорин, 1991) свидетельствует о том, что он является небольшим, так как главная масса вещества Земли образовалась после почти полного распада наиболее распространенного изотопа ^{26}Al . Период его полураспада составляет 0,74 млн. лет. Поэтому через 5 млн. лет после образования протопланетного диска он должен был почти полностью исчезнуть. Вклад распада короткоживущих изотопов в разогрев может быть существенным лишь для вещества хондр, возникших на более ранней стадии конденсации (1,7 – 2 млрд. лет после возникновения Солнца), что подтверждается высоким содержанием в хондрах метеорита Allende ^{26}Mg , являющегося дочерним изотопом ^{26}Al . Расчеты же интенсивности импактного тепловыделения (Сафронов, Козловская, 1977) показали, что уже при достижении растущим телом размера 0,1 радиуса Земли аккреция сопровождалась импактным плавлением падавшего материала. Поэтому при разработке модели исходного состава постаккреционного магматического океана необходимо учитывать синаккреционную историю его формирования и эволюции.

Во всех моделях магматического океана предполагается образование планет земной группы в результате процессов гомогенной аккреции. В связи с этим для объяснения быстрого формирования земного ядра возникает необходимость принимать хондритовый состав и большую начальную глубину постааккреционного магматического океана, что приводит к трудностям при решении некоторых петрологических проблем. В частности, модели глубокого магматического океана не позволяют объяснить быстрое формирование большого объема исходного вещества кислой протокоры. Это обусловлено тем, что очень высокое давление при придонной кристаллизации такого океана резко ограничивает масштабы накопления кремнекислоты в остаточном расплаве и исключает возможность возникновения больших объемов кварц-нормативных расплавов.

В случае существования очень глубокого (тысяча и более километров) постааккреционного магматического океана в его верхней части в результате процессов придонной кристаллизации и фракционирования произошло бы большое накопление железа, щелочей и других расплавофильных компонентов. Поэтому верхняя мантия очень сильно отличалась бы по составу от нижней. Как будет показано ниже, определенные различия существуют. Но они значительно меньше, чем в случае модели глубокого магматического океана. Это указывает на относительно небольшую глубину земного магматического океана.

Рассмотренные недостатки были учтены в разработанной автором модели земного магматического океана (Шкодзинский, 1985, 1995, 2003). В последующие годы главные ее положения были дополнены, детализированы и частично уточнены. Наиболее важным в проблеме моделирования процессов образования магматического океана является вопрос об эволюции температуры на его поверхности при аккреции, так как этот параметр определяет все его генетические особенности. Обычно температура оценивается на основе модельных расчетов динамики слипания частиц в протопланетном диске. Однако точность такого моделирования не велика. Это является причиной значительных различий в определении величины импактного разогрева Земли. Оценки температуры ведущими планетологами Каулой, А.Е. Рингвудом, А.Б. Макалкиным и В.С. Сафроновым (кривые **К**, **Ри**, **М** и **С** на рис. 11) варьируют от нескольких сот до трех и более тысяч градусов. То есть, они различаются почти в 10 раз, что отражает отсутствие определенности в представлениях о механизме образования нашей планеты и является одной из причин нерешенности многих генетических проблем петрологии.

Исходные данные для расчета модели земного магматического океана

Геологические данные являются хорошим критерием правильности модели. Неучет их при выборе исходных параметров разрабатываемых планетологами моделей является главной причиной противоречий этих моделей друг с другом и с фактическими геологическими данными. Учет таких данных позволяет избежать практически всех неопределенностей в моделировании. Поэтому здесь эти данные широко использованы при разработке модели земного магматического океана. По этой причине разработанная модель сильно отличается от моделей других исследователей.

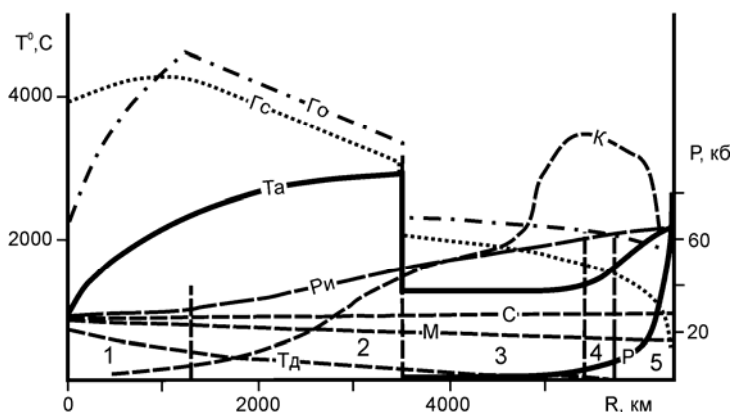


Рис. 11. Эволюция главных физических характеристик Земли при ее образовании: температуры поверхности при аккреции, по В.С. Сафронову (С), А.Е. Рингвуду (Ри), Кауле (К) и по разработанной модели (Та); температуры протопланетного диска в окрестностях формирующейся Земли по А.Б. Макалкину (М) (Рингвуд, 1982; Федорин, 1991) и по разработанной модели (Тд); давления на дне синаккреционного магматического океана (Р). Го и Гс — геотермические градиенты соответственно на начальном этапе образования Земли и на современном. Поля 1 — 5 — условия формирования вещества внутреннего (1) и внешнего (2) ядра, нижней (3), средней (4) и верхней (5) мантии (Шкодзинский, 2003).

Глубину раннего земного магматического океана можно оценить, исходя из того, что небольшое (менее 5 кб) давление при его кристаллизации и фракционировании было благоприятным для накопления кремнекислоты в остаточном расплаве и для образования исходного

вещества кислой коры. Вследствие небольшого давления в раннем магматическом океане, начальный период его фракционирования был единственным в истории Земли, когда могло сформироваться кислое вещество. Он был достаточно продолжительным, поскольку, при относительно небольшом кислом остатке в ультраосновных магмах и значительном объеме кислой коры, необходима дифференциация большого объема магм для образования исходного вещества коры.

Окончание периода образования кислого вещества должно было сказаться на современном слоистом строении мантии. Скорее всего, это окончание отражает ближайшая к ядру граница между нижней и средней мантией на глубине около 1000 км. Как будет показано ниже, низкобарическое фракционирование такого объема пиrolитовой магмы было примерно достаточным для возникновения современного объема кислого вещества континентальной коры.

С увеличением размера падавших тел по мере аккреции температура на поверхности растущей Земли постепенно повышалась. Это приводило к росту глубины позднеаккреционного силикатного магматического океана. Максимальных P и T он достиг при завершении массовых процессов аккреции. В это время закончилась синаккреционная стадия эволюции магматического океана и началась постаккреционная. Важнейшей особенностью последней является возникновение в конце ее возможности медленного остывания и фракционирования наиболее мафических глубинных слоев океана магмы с формированием щелочных и субщелочных остаточных мафических расплавов.

Эти расплавы и продукты их затвердевания были исходными для верхнемантийных щелочных магм (Шкодзинский, 1995). Поэтому самое большое давление, зафиксированное в выносимых этими магмами ксенолитах, отражает глубину постаккреционного магматического океана. Максимальное давление, установленное в минеральных парагенезисах мантийных ксенолитов в кимберлитовых магмах составляют обычно 70 – 80 кб. Следовательно, постаккреционный магматический океан имел глубину в среднем около 240 – 250 км. Почти такая же глубина, 200 км, предполагается Хуаном (Huang, 1996) для земного магматического океана на основании относительно небольших различий состава нижней и верхней мантии. На Луне, судя по анортозитовому составу выбросов даже очень крупных импактных кратеров и по геофизическим данным, мощность анортозитовой коры составляет около 60 – 100 км, что требует глубины родоначального для анортозитов лунного магматического океана не менее тысячи километров. На Луне магматический океан был значительно глубже, чем земной, вследствие примерно в 6 раз меньшей силы тяжести на этой планете, увеличившей во столько же раз глубину полного компрессионного

затвердевания его вещества под влиянием силы тяжести и положение его дна.

Глубина постааккреционного земного магматического океана примерно соответствует средней мощности современной литосферы древних платформ. Поэтому можно предположить, что вещество последней сформировалось в основном в постааккреционную стадию эволюции магматического океана и вследствие этого обогащено щелочами и другими литофильными компонентами. В связи с этим континентальная литосфера имеет пониженную плотность и не тонет в подстилающей астеносфере, несмотря на более высокую температуру и подплавленность последней. В связи с этим мощные излияния лав на Венере, обусловившие обновление ее поверхности примерно 0,5 млрд. лет назад и возникновение большого количества действующих до сих пор вулканов, возможно, связано с погружением более мафической и поэтому плотной затвердевшей верхней части магматического океана в незатвердевшие нижние.

В последние годы появились данные о том, что во включениях в алмазе некоторых кимберлитов встречается перовскит-периклаз-вюститовый парагенезис, свидетельствующий о формировании его при давлении 200 кб и, возможно, большем (Hutchison et al., 1995). Это может указывать на существование более глубокого (до 600 – 700 км) магматического океана в некоторых районах Земли. Такая большая глубина его может быть обусловлена иногда падением на заключительной стадии аккреции очень крупных планетезималей. Оно вызвало сильный локальный разогрев океана и возникновение на его дне углублений, заполненных высокотемпературной магмой. Дифференциация придонных частей таких участков глубокого океана, видимо, привела к образованию особенно глубинных остаточных кимберлитовых расплавов. Формировавшиеся из них магмы выносили ультравысокобарические алмазы. Однако общие особенности эволюции Земли и состава кимберлитов, как будет показано, хорошо объясняются исходя из модели постааккреционного океана со средней глубиной около 240 км. Ниже будут приведены данные о том, что приуроченность наиболее высокоалмазоносных кимберлитов к областям, удаленных от краев древних платформ на многие сотни километров, возможно, также указывает на разную глубину магматического океана в различных областях нашей планеты. В самых глубоких частях впоследствии сформировалась наиболее мощная литосфера протократонов центральных частей платформ, в корневых частях которых возникали магмы высокоалмазоносных кимберлитов.

Увеличение давления в реальных недосыщенных летучими компонентами магмах приводит к их кристаллизации, поэтому каждой начальной температуре магматического океана соответствует определенная

его глубина. Первичной глубине пиролитового по составу постагрегационного магматического океана в 240 км соответствует температура на его поверхности около 1996°C , что отражает правый конец кривой **Та** на рис. 11. На этом рисунке кривая **Го** показывает геотермический градиент на Земле после завершения процессов ее агрегации. Он рассчитан на основе линии температуры агрегации **Та** с учетом разогрева вещества при адиабатическом сжатии под влиянием новообразованных верхних частей Земли и с учетом близкого к адиабатическому распределения температуры во внешнем расплавленном ядре. Кривая **Гс** представляет современный геотермический градиент, полученный на основе выполненных расчетов температуры в пограничной с ядром мантии. Учитывались адиабатическое распределение температуры в расплавленном внешнем ядре и значительный прогрев им негорячего внутреннего ядра за длительную историю Земли (Шкодинский, 2003).

Кривая **Тд** приближенно отражает эволюцию температуры в протопланетном диске в окрестностях Земли по мере агрегации последней. Левое ее окончание соответствует температуре точки Кюри для железа, 770°C , при которой оно приобрело магнитные свойства и начало слипаться под действием магнитных сил. Для средней части этой кривой, соответствующей окончанию агрегации ядра и началу агрегации мантии, принята температура 200° . Основанием для этого является то, что мантийный оливин с характерной для мантии средней железистостью 12 % должен был конденсироваться в протопланетном диске при температуре около 280° (рис. 12). Слипаться он должен был при несколько более низкой температуре.

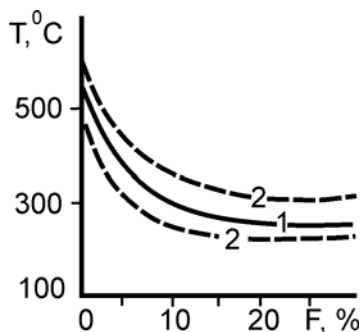


Рис. 12. Равновесное содержание фаялита (F) в оливине (1 — среднее, 2 — область неопределенности) в зависимости от температуры конденсации его в протопланетном диске (Grossman, 1972). При среднем содержании фаялита в мантийном оливине 12 % агрегация мантии должна была происходить при температуре в протопланетном диске в окрестностях Земли ниже 280°C .

Магнетит имеет температуру конденсации около 130°C , поэтому в протопланетном диске он, видимо, образовался в период агрегации нижней мантии и в повышенном количестве выпадал при ее формировании. Это

согласуется с высокой окисленностью железа в базальтах срединно-океанических хребтов (СОХ), образующихся в нижнемантийных плюмах.

При аккреции нижней мантии (поле 3 на рис. 11), в соответствии с существовавшей температурой в протопланетном диске (линия Тд) и последовательностью конденсации элементов, падавший материал состоял преимущественно из высоко- и среднетемпературных силикатных конденсатов, главным образом, из форстерита и пироксенов и имел близкий к ультраосновному состав. Примем его в среднем пиролитовым, по А.Е. Рингвуду (75% перидотита + 25% базальта), так как он хорошо согласуется с составом мантийных пород и к настоящему времени достаточно детально изучено поведение пород такого состава при плавлении и кристаллизации. Наиболее мафический материал, видимо, имел гарцбургитовый состав.

Образование и эволюция синаккреционного магматического океана

Как иллюстрирует кривая эволюции температуры аккреции **Т_а** на рис. 11, падавшее вещество разогревалось в результате импактного тепловыделения до температуры порядка 1300 °С, плавилось и формировало на расплавленном внешнем ядре силикатный магматический океан. Глубина его при принятой кривой эволюции давления на его дне (линия Р на рис. 11) и с учетом еще небольшого ускорения силы тяжести на формирующейся Земле в период окончания образования нижних частей мантии составляла 36 км, что соответствовало давлению на его дне около 2 – 3 кб. По мере увеличения размера Земли росло давление в придонном слое магматического океана под влиянием роста нагрузки новообразованных его верхних частей. В результате этого в придонном слое магматического океана происходили процессы компрессионной кристаллизации наиболее высокотемпературных минералов, главным образом оливина, в меньшей мере, пироксенов и шпинели. Вследствие их большего по сравнению с расплавом удельного веса они постепенно осаждались и формировали кумулаты с различным количественным соотношением этих минералов. Остаточный расплав постепенно обогащался литофильными компонентами и значительно разогревался под влиянием выделения скрытой теплоты кристаллизации.

В случае величины энтальпии кристаллизации $\Delta H = 90$ кал/г, теплоемкости магмы $C = 0,3$ кал/(г·°С) и степени ее кристаллизации $\kappa = 80$ % разогрев магмы при кристаллизации составлял $\Delta T = \kappa \Delta H / 100\% C = 80\% \cdot 90 \text{ кал/г} : [100\% \cdot 0,3 \text{ кал/г} \cdot (^\circ\text{С})] = 240$ °. При величине коэффициента объемного расширения $5 \cdot 10^{-5}$ град⁻¹ (Справочник..., 1969) такой разогрев приводил к снижению плотности расплава примерно на 1,2 %. За счет увеличения содержания литофильных компонентов уменьшение плотности

расплава при 80 %-ной степени кристаллизации пиролитовой магмы составило еще около 7 %. Суммарное снижение плотности равно примерно 8,2 %. Под влиянием такого большого снижения плотности остаточный расплав периодически всплывал, частично смешиваясь с главным объемом магмы и формируя более кислый слой в верхней части магматического океана. При достижении земной поверхности остаточный расплав терял часть содержащихся в нем летучих компонентов. Такое явление – одна из причин бедности ими пород мантии, раннего резкого обеднения этих пород (Толстихин, 1991) первичными изотопами благородных газов и возникновения на Земле атмосферы и гидросферы.

Небольшая часть остаточных расплавов захоронялась в промежутках между кристаллами и при уплотнении последних под влиянием растущего давления нагрузки частично отжималась с формированием встречающихся в мантийных ксенолитах секущих и согласных жил менее мафических пород. При падении особенно крупных планетезималей под действием мощного гидравлического удара на дне магматического океана возникали углубления. Заполнявший их расплав компрессионно затвердевал и формировал исходное вещество эклогитов. Кумулаты и расплавы на этой ранней стадии образования магматического океана были бедны литофильными компонентами, так как последние еще не успели накопиться в магматическом океане. Таким путем формировалось вещество нижних частей мантии, поднимаемое современными конвективными потоками чаще всего под океанами и генерирующее наиболее примитивные по составу базальты.

Долю образовавшегося остаточного расплава в магматическом океане по отношению к количеству выпавшего при аккреции вещества, N , можно оценить на основе выведенного из формулы объема шара уравнения

$$N = \{R_1^3 - (R_1 - h_1)^3 + [R_1^3 - (R_1 - h_2)^3]K\} 100\% / [R_1^3 - (R_1 - h_1)^3],$$

где R_1 – радиус Земли в конце рассматриваемой стадии; h_1 – глубина океана; h_2 – мощность образованных на этой стадии кумулатов и океана; K – доля захороненного в кумулатах расплава (Шкодзинский, 2003). Принимая величину K , равной 0,07, получаем для нижней мантии $N = [5430^3 - 5394^3 + (5430^3 - 3394^3)0,07]100\% / (5430^3 - 3394^3) \cong 9,5 \%$.

Придонное давление на этой стадии эволюции магматического океана составляло в среднем 2,5 кб (кривая P в поле 3 на рис. 11). По расчетам Д.Х. Грина (1973), такой степени затвердевания пиролитовой магмы при этом давлении соответствует кварц-толеитовый состав остаточного расплава. Данный состав является средним для сформированного при аккреции нижней мантии магматического океана. Неизбежные значительные вариации температуры, глубины океана и состава падавшего материала приводили к разной степени его дифференциации и к изменениям состава в

разных участках от пикритового слабо дифференцированного, через оливин- и кварц-толеитовый, до андезитового и дацитового, наиболее дифференцированных. Присутствовали также не успевшие дифференцироваться новообразованные в среднем пиrolитовые по составу расплавы. Эта совокупность различных расплавов подвергалась при аккреции влиянию двух противоположных процессов – расслоению по удельному весу и механическому импактному перемешиванию.

Скорость усреднения состава перемешивавшихся расплавов в результате диффузии была несопоставимо ниже скорости гравитационного разделения их по удельному весу. Так, величина коэффициента диффузии кремнезема в расплаве системы $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ при 1400°C составляет $8 \cdot 10^{-8} \text{ см}^2/\text{сек}$ (Эппельбаум и др., 1978). В этом случае за год ($3,16 \cdot 10^7 \text{ сек}$) он может диффундировать на расстояние менее 1 см. За это же время капли новообразованного в результате аккреции на поверхности магматического океана пиrolитового расплава радиусом 1 м, в соответствии с формулой Стокса для жидкостей опустились в кислом расплаве на $1,45 \cdot 10^4 \text{ м}$ (Шкодзинский, 1995). То есть капли перемещались в более чем миллион раз дальше, чем атомы кремния. Следовательно, даже сильное импактное перемешивание различных расплавов магматического океана не приводило к полному усреднению их состава. По этой причине различные расплавы располагались на разной глубине в соответствии с их плотностью и магматический океан был расслоенным. Это свидетельствует об ошибочности распространенных до сих пор моделей однородного по составу магматического океана. Как будет показано ниже, расслоенность магматического океана определила многие важнейшие особенности процессов образования геосфер и эволюции Земли.

Таким образом, в результате аккреции нижней мантии на растущей Земле сформировался примерно 36-километровый слой неоднородного в среднем кварц-толеитового расплава. Он имел кислый состав в верхней части и основной – ультраосновной в нижней. В кумулатах преимущественно захоронялись наиболее глубинные расплавы состава толеитов, кварцевых толеитов и пикритов. Они соответствуют по составу магмам, формирующимся в срединно-океанических хребтах. Примитивность состава этих магм выражается в бедности их калием, фосфором, титаном, в небольшом суммарном содержании в них редкоземельных элементов и в незначительной обогащенности легкими редкими землями. Это свидетельствует об отсадке преимущественно оливина при формировании исходного вещества этих магм и подтверждает существование небольшого давления в раннем магматическом океане.

При образовании средней части мантии (поле 4 на рис. 11), в соответствии с принятой кривой температуры аккреции, придонное

давление в магматическом океане возросло от 5 до 15 кб, а его глубина в конце стадии достигла 76,8 км (Шкодзинский, 1995). Вследствие увеличения поверхности Земли с ростом ее радиуса мощность ранее образованного слоя в среднем кварц-толеитовой магмы уменьшилась до 29,8 км. Мощность новообразованного в течение этой стадии слоя магмы составила $76,8 - 29,8 = 47$ км. Толщина слоя кумулатов равна мощности средних частей мантии – 500 км. Остаточный расплав составлял 17 % объема выпавшего материала. При среднем давлении на дне магматического океана 7,5 кб этой степени кристаллизации пиrolитовой магмы, по данным Д.Х. Грина (1973), отвечает состав остаточного расплава, промежуточный между высокоглиноземистым щелочным базальтом и высокоглиноземистым оливиновым толеитом. Однако в соответствии с последовательностью эволюции пиrolитовой магмы в интервале давления 5 – 15 кб состав расплава в отдельных частях магматического океана варьировал от пикритового, через оливин-толеитовый, высокоглиноземистый щелочно-базальтовый, до щелочно-оливинового базальтового. Более мафические из них располагались в придонных частях магматического океана в соответствии со своей повышенной плотностью. Возникавшие на этой стадии преимущественно пироксен-оливиновые кумулаты и захоронявшиеся в них расплавы были несколько богаче расплавофильными компонентами, чем сформировавшиеся на предыдущей стадии.

При образовании верхней мантии (поле 5 на рис. 11) интенсивность падения и размеры падавших тел были самыми большими. Это обусловило возрастание температуры на поверхности магматического океана и его глубины соответственно до 1996°C и 240 км. Общая мощность слоя ранее сформированного расплава вследствие увеличения площади поверхности Земли уменьшилась с 76,8 до 67,5 км. Толщина слоя новообразованной магмы составляла $240 - 67,5 = 172,5$ км, а мощность слоя возникших кумулатов была $400 - 240 = 160$ км. Сформированный на этой стадии остаточный расплав магматического океана составил 58 % объема выпавшего материала. Придонное давление в магматическом океане изменялось от 15 кб в начале стадии до 80 кб в конце. При таком давлении и степени кристаллизации пиrolитовой магмы остаточный расплав имел в среднем субщелочной пикритовый состав. В местах небольшого выпадения вещества протопланетного диска и пониженной в связи с этим температуры магматического океана степень кристаллизации пиrolитовой магмы была выше, что обусловило образование здесь щелочнопикритовых и базанитовых расплавов. На участках падения крупных планетезималей и повышенной в связи с этим температуры состав расплава приближался к перидотитовому.

В связи с высоким давлением на этой стадии наряду с оливином и пироксенами был устойчив в придонной части магматического океана и осаждался также гранат. Формировавшиеся кумулаты были в среднем богаче расплавофильными компонентами, особенно щелочами. Степень этого обогащения была очень неравномерной, так как в придонную компрессионную кристаллизацию постоянно вовлекались недифференцированные новообразованные импактные магмы. Они формировали бедные расплавофильными компонентами кумулаты.

В постаккреционном магматическом океане пикритовый слой в нижней части переходил в перидотитовый. Последний возник в результате опускания наиболее мафических поздних импактных расплавов. Вследствие прекращения аккреции эти расплавы мало подвергались процессам придонного компрессионного фракционирования и поэтому имели малодифференцированный состав. Как будет показано ниже, тренды фракционирования в кимберлитах свидетельствуют о том, что содержание щелочей в перидотитовом слое составляло 0,10 – 0,05 %, извести – 1 – 2, двуокиси титана – 0,1, кремнекислоты – 25 – 35, окиси магния – более 40 %.

Эволюция постаккреционного магматического океана

Таким образом, после завершения основных процессов аккреции и роста Земли ее поверхность была покрыта расслоенным по составу магматическим океаном средней глубиной около 240 км. Его нижняя часть мощностью 172,5 км имела состав перидотита и субщелочного пикрита. Средняя часть мощностью 43,5 км состояла из высокоглиноземистого базальта, верхняя часть толщиной около 24 км имела состав кварцевого толеита. Самая верхняя часть кварц-толеитового в среднем расплава имела гранодиоритовый состав. Закончился синаккреционный этап эволюции магматического океана и начался постаккреционный. Если при аккреции главной причиной кристаллизации магматического океана был рост давления новообразованных верхних частей, то после ее завершения кристаллизация океана происходила в результате остывания. Разница плотности верхнего кислого и нижнего перидотитового слоев магматического океана составляла $2,8 - 2,3 = 0,5 \text{ г/см}^3$, то есть была очень большой. Поэтому охлаждавшиеся и приобретающие вследствие этого несколько большую плотность кислые расплавы верхнего слоя не могли превзойти по плотности пикритовые и перидотитовые расплавы нижнего слоя.

Следовательно, в расслоенном по составу магматическом океане конвекция не могла быть единой на всю его глубину, как в однородном по составу. Остывавшие расплавы опускались лишь до подошвы относительно

однородного по составу слоя. Поэтому конвекция была локальной, что сильно замедляло процессы затвердевания. Эти процессы в общем происходили в последовательности от верхних слоев к нижним, а не снизу вверх, как в моделях однородного по составу магматического океана. Сначала кристаллизовался верхний слой. Выделявшиеся кристаллы опускались до идентичной им по плотности сферы и охлаждали ее. В последней также начинались процессы кристаллизации более мафических магм. Остаточные расплавы в каждом слое обогащались расплавофильными элементами и всплывали в верхнюю часть родоначального им слоя. Процесс продолжался до полного затвердевания всех слоев.

Наиболее древние серые гнейсы имеют изотопный возраст около 4 млрд. лет (Bowring, Williams, 1999). Наиболее высокотемпературные разности мантийных ксенолитов, гарцбургиты, судя по их изотопным возрастам, начали кристаллизоваться 3,5 млрд. лет назад, то есть более чем через 1 млрд. после формирования Земли и через 0,5 млрд. лет после возникновения первых пород земной коры. Главная масса гарцбургитов возникла 3,0 – 2,5 млрд. лет назад (рис. 5) или через 1,5 – 2,0 млрд. лет после завершения аккреции. Это подтверждает затвердевание постааккреционного магматического океана сверху вниз.

В итоге такого затвердевания сформировалась сложная расслоенная толща, в которой существовали серии родственных по составу кумулатов и продуктов кристаллизации остаточных расплавов. В этой толще в значительной мере условно можно выделить две части. На ранней стадии затвердели верхние части магматического океана, обогащенные кремнекислотой и полевошпатовой составляющей. В выполненных Д.Х. Грином и А.Е. Рингвудом (1968) экспериментах за счет кристаллизации на 60 % высокоглиноземистого толеита с 52,9 %-ным содержанием SiO_2 образовалось 40 % остаточного дацитового расплава с 65,8 % кремнекислоты. При таких соотношениях за счет 36-километрового слоя в среднем кварц-толеитового расплава, возникшего при аккреции нижней мантии (24 км при современном радиусе Земли), сформировался слой дацитового расплава мощностью 9,6 км. После его кристаллизации образовался покрывающий всю поверхность Земли в среднем гранодиоритовый по составу слой мощностью около 8,64 км. После разрыва и скупивания последнего при образовании почти не содержащих гранитной коры океанов мощность его возросла до $8,64 \text{ км} \cdot 2,5 = 21,6 \text{ км}$. В результате внедрения и излияния в последующем основных и образующихся при их малоглубинной дифференциации кислых расплавов мощность кристаллической коры вполне могла увеличиться до современной ее средней мощности на континентах 30 – 40 км.

После возникновения кислой протокры происходили процессы кристаллизации и фракционирования базит-пикритовой по составу нижней части магматического океана. Большинство расплавов в ней было значительно обогащено расплавофильными элементами при более раннем фракционировании синаккреционного магматического океана. Поэтому отсадка граната, оливина, пироксенов и шпинели при фракционировании глубинных мафических частей магматического океана привела к образованию наиболее богатых расплавофильными элементами кумулатов, которые обычно рассматриваются как обогащенная мантия. Высокотемпературное фракционирование этих частей еще больше увеличило содержание таких элементов в их остаточных расплавах и обусловило возникновение после их частичной кристаллизации расположенных среди кумулатов линз и жил полустатвердевших высокощелочных пород различной основности, в частности, кимберлитовых, карбонатитовых и лампроитовых по составу, послуживших источниками соответствующих магм.

Расчет длительности остывания постаккреционного магматического океана

Для выяснения роли магматического океана в геологической истории Земли важно оценить длительность его остывания и затвердевания. Расчет ее для природных объектов, особенно для таких крупных как магматический океан, — задача очень сложная, поскольку длительность зависит от многих факторов. Подобные задачи обычно решаются приближенно путем расчета стандартных вариантов, наиболее близких к рассматриваемому случаю. Длительность остывания магматического океана сильно (в десятки раз) различается в зависимости от того, как происходило остывание — под влиянием только кондуктивной теплопередачи в атмосферу или в результате процессов конвекции. Обычно принимается, что магматический океан был однородным по составу. При остывании такого океана неизбежно должны были развиваться процессы конвекции с погружением его верхних остывших частей, с компрессионной придонной их кристаллизацией и всплыванием нижних неостывших, что сильно ускоряло процессы затвердевания. Согласно расчетам, выполненным Гербертом с коллегами (Herbert et al., 1978), однородный по составу лунный магматический океан глубиной 200 км должен был затвердевать с участием процессов конвекции в течение около 200 млн. лет, а глубиной 1000 км — около 850 млн. лет.

Земной магматический океан был расслоенным по составу и плотности, что сильно редуцировало процессы конвекции. Если плотность возрасла с

глубиной равномерно, то конвекция в нем вообще не возникала, так как при величине коэффициента объемного расширения магмы $10^{-4} \text{ град}^{-1}$ (Справочник..., 1969) и при полученной плотности его нижней и верхней частей соответственно 2,8 и 2,3 г/см³ для начала конвекции необходимо, чтобы температура придонной части магматического океана была более чем на 2200 ° выше по сравнению с верхней. Это абсолютно нереально. Следовательно, конвекция могла существовать лишь в пределах отдельных однородных слоев. Величина теплопереноса F_c при конвекции $F_c = 0,5 \rho c_p^{-1} (\alpha g h)^2 (\Delta T_m)^{3/2}$ прямо пропорциональна квадрату высоты конвективной ячейки h (Herbert et al., 1978). Поэтому многократное уменьшение этой высоты в расслоенном магматическом океане (видимо, в 10 – 100 раз) очень сильно (на 2 – 4 порядка) редуцировало в нем теплопотери путем конвекции и приводило к его остыванию главным образом в результате кондуктивной теплопередачи. Только таким путем остывала твердая перекрывающая оболочка, возникавшая в результате кристаллизации океана сверху вниз.

По рассматриваемой модели образования земной мантии подстилавшие магматический океан породы почти не отличались от него по температуре. Поэтому его остывание происходило сверху. На самой ранней стадии выделявшиеся из магмы газы вследствие высокой температуры терялись в космическое пространство. Поэтому газовая оболочка Земли была тонкой или отсутствовала. Но по мере остывания количество теряемых газов уменьшалось и толщина возникавшей газовой оболочки увеличивалась. В верхней ее части происходила конденсация водяного пара с образованием мощного облачного слоя. Поэтому газовой-паровой оболочка была малопрозрачной для излучения и магматический океан остывал в результате теплоотдачи в эту оболочку. В настоящее время по изотопному составу кислорода определены температуры образования некоторых древних осадочных пород (Михайлов, 1985), поэтому температурную эволюцию земной поверхности в первом приближении можно считать установленной.

При заданной температуре поверхности остывающего тела имеет место граничное условие первого рода (Пехович, Жидких, 1991). В этом случае для полуограниченного плоского тела начальное условие имеет вид $t|_{\tau=0} = t_0$. Граничные условия $t|_{x=0} = t_n$, $\partial t / \partial x|_{x=\infty} = 0$ и $t|_{x=\infty} = t_0$, где t – температура тела в заданное время τ , t_0 – начальная температура, t_n – температура поверхности, x – пространственная координата. Безразмерный параметр, показывающий относительную температуру, равен $\theta = 1 - \text{erfc}(0,5(Fo_x)^{-0,5})$. Здесь Fo_x – число (критерий) Фурье, $Fo_x = a\tau x^{-2}$, a – коэффициент температуропроводности, $\text{erfc}(u)$ – функция ошибок Гаусса, $\text{erfc}(u) = 2p^{-0,5} \int_u^\infty e^{-u^2 du}$. Конечная формула для расчета имеет вид $t = t_n + \theta(t_0 - t_n)$.

Средняя температура земной поверхности оценивалась по кривой 1б на рис. 13, построенной на основе следующих соображений. После завершения аккреции огромное количество воды будущей гидросферы находилась в парообразном состоянии и температура пара приближалась к температуре магмы. 3,5 млрд. лет назад в зеленокаменных толщах появляются первые маломощные слои конгломератов, видимо, аллювиального происхождения, что указывает на начало конденсации воды. Для нее критическая точка, при которой жидкая фаза начинает отличаться по свойствам от газа, равна 374°C при давлении 218,4 атм. При уменьшении температуры ниже этой величины на земной поверхности появились первые водоемы.

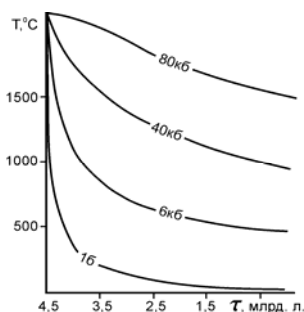


Рис. 13. Динамика снижения температуры в результате остывания в придонном (линия 80 кб) и в промежуточных по глубине слоях (40 и 6 кб) в постаккреционном магматическом океане и на земной поверхности (линия 1б).

Появление в зеленокаменных толщах конгломератов свидетельствует, видимо, о снижении температуры газовой-паровой оболочки ниже 374°C . Это согласуется с имеющимися определениями температуры образования древнейших осадочных пород зеленокаменного пояса Исуа (Гренландия). По изотопному составу кислорода температура их образования 3,75 млрд. лет назад составляла $90 - 150^{\circ}\text{C}$, а в некоторых породах — до 370°C ; 3,2 млрд. лет назад — 70°C , а 1,2 млрд. лет назад — 52°C (Михайлов, 1985). В современный период средняя температура земной поверхности принята равной 15°C .

Предполагаем, что придонная часть перидотитового слоя постаккреционного магматического океана, находившаяся в субсолидусных условиях при давлении 80 кб, содержала в среднем 75 % твердых фаз. Судя по Р-Т диаграмме состояния системы перидотит — вода (Шкодзинский, 1985), температура на дне магматического океана в этом случае составляла 2104°C . С учетом адиабатического градиента температура верхней части океана была равна 1996°C , а в среднем для океана составляла 2050°C .

В геологических справочниках отсутствуют данные по коэффициентам температуропроводности и теплопроводности для силикатных расплавов, но известно, что они значительно (иногда на порядок) меньше, чем для

кристаллических веществ того же состава. Стекла являются переохлажденными расплавами, поэтому воспользуемся имеющимися данными для стекол. Величина коэффициента температуропроводности для кварцевых стекол варьирует от $0,393 \cdot 10^{-6}$ до $0,680 \cdot 10^{-6}$ м²/сек (Пехович, Жидких, 1976). Принимаем ее равной в среднем для расплава и образующейся твердой оболочки $0,45 \cdot 10^{-6}$ м²/сек.

Для расчета эволюции температуры в магматическом океане при процессах остывания и кристаллизации необходимо знать эффективную температуру магматического океана. Последняя равна его начальной температуре, увеличенной за счет тепла, выделявшегося при распаде радиоактивных изотопов. Содержание радиоактивных элементов в кварц-толеитовом верхнем слое предполагаем равным в среднем для урана $0,3 \cdot 10^{-6}$ г/г, для тория – $0,9 \cdot 10^{-6}$ г/г, для калия – 1 % (Bukowinskii, 1999). Тепловыделение при распаде этих элементов для 1 г вещества океана составит 480 кал за 1 млрд. лет (Берч и др., 1949), что обеспечит кажущийся разогрев верхнего слоя на 1600 °С (при отсутствии процессов его остывания).

Принимаем, что в каждый следующий миллиард лет суммарное тепловыделение всех радиогенных элементов за счет снижения их содержания уменьшалось на 25 % (Федорин, 1991). Ультраосновные мантийные ксенолиты имеют содержание радиоактивных элементов в десятки – сотни раз более низкое, чем коровые породы (Bukowinskii, 1999). Поэтому предполагаем величину радиогенного разогрева средних и нижних частей магматического океана в 100 раз меньшей, чем верхнего слоя.

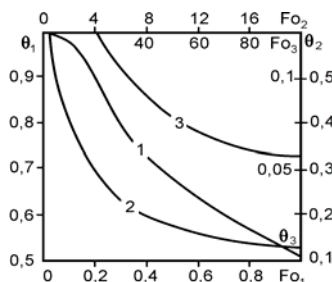


Рис. 14. Зависимость параметра температуры θ от критерия Фурье Fo для случая остывания полуограниченного плоского тела (Пехович, Жидких, 1976).

Расчеты проводились на основании вычисленной А.И. Пеховичем и В.М. Жидких (1976) зависимости между числом Фурье Fo и параметром температуры θ (рис. 14), что сильно упростило вычисления. Исходные данные и результаты расчетов распределения температуры в магматическом океане 3,5, 2,5, 1,5 и 0,5 млрд. лет назад показаны в табл. 1. Рассчитанная по такой методике кривая эволюции температуры на дне магматического

океана в течение всей истории Земли показана линией 80 кб на рис. 13. Она иллюстрирует, что к концу протерозоя (570 млн. лет назад) на дне магматического океана температура снизилась с 2104 ° до 1540 °С.

Таблица 1

Исходные данные и результаты расчетов длительности остывания
земного магматического океана

Параметры		Возраст, т, млрд. лет				
		3,5	2,5	1,5	0,5	0
		Средняя температура земной поверхности за период с начала образования Земли, °С				
		500	280	192	151	136
6 кб, глубина 24 км	Fo	24,5	49	73,5	98	112
	θ	0,113	0,080	0,066	0,057	0,05
	Тр*	1600	2800	3700	4375	4628
	Ткр	7	120	133	133	133
	Тм	856	657	568	517	496
40 кб, 120 км	Fo	0,98	1,96	2,94	3,99	4,48
	θ	0,52	0,40	0,315	0,276	0,26
	Тр	333	583	771	912	965
	Ткр	104	201	257	260	260
	Тм	1533	1302	1101	1000	952
80 кб, 240 км	Fo	0,245	0,49	0,735	0,98	1,12
	θ	0,84	0,68	0,568	0,52	0,46
	Тр	174	304	401	474	506
	Ткр	82,5	220	266	275	275
	Тм	2002	1830	1678	1540	1525

*Тр – повышение температуры за счет радиоактивного распада за период с начала образования Земли (в случае отсутствия процессов ее остывания); Ткр – увеличение температуры за счет выделения тепла при кристаллизации; Тм – температура магмы или продуктов ее кристаллизации.

Полученная величина примерно соответствует температуре образования минералов в наиболее глубоких мантийных ксенолитах (1500 – 1520 °С при 80 кб) и температуре затвердевания большинства мафических расплавов при высоком давлении (Шкодзинский, 1985). Их затвердевание маркирует окончание периода существования на Земле обширного глобального магматического океана и начало современного периода ее эволюции.

Геологические доказательства большой длительности кристаллизации магматического океана

Таким образом, выполненные расчеты свидетельствует о большой длительности существования на Земле магматического океана и о завершении кристаллизации большей части его объема в конце позднего протерозоя. Этот вывод хорошо согласуется с признаками значительной перестройки геологических процессов на границе протерозоя и фанерозоя; с началом образования в это время мощных толщ грубообломочных конгломератов, высоких гор и глубоких океанов (Яншин, 1993), связанным с возникновением толстой жесткой холодной литосферы.

Очень длительное затвердевание магматического океана согласуется со средним изотопным возрастом большинства ксенолитов мантийных дунитов и гарцбургитов 2,325 млрд. лет; лерцолитов – 1,777 млрд.; вебстеритов – 0,713 млрд. Возникшие из остаточных расплавов эклогиты имеют средний возраст 1,407 млрд. лет; карбонатиты – 0,688 млрд. лет; кимберлиты – 0,236 млрд. (см. рис. 5). Это соответствует полученному среднему возрасту включений в кристаллизовавшихся в процессе фракционирования алмазах: 3,03 млрд. лет для гарцбургитовых по составу; 2,777 млрд. – для перидотитовых (нерасчлененных гарцбургитовых + лерцолитовых); 1,966 млрд. – для лерцолитовых; 1,123 – для эклогитовых и 0,357 – для кимберлитовых.

Динамика изменения температуры в кристаллизовавшемся магматическом океане показана на рис. 15. На нем отражены также Р-Т условия метаморфизма раннедокембрийских комплексов различных районов мира (Д) и образования остаточных расплавов щелочных и субщелочных пород (кимберлитовых, лампроитовых, щелочно-базальтовых, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов) при фракционировании глубинных слоев магматического океана.

Как иллюстрирует рисунок, Р-Т условия формирования минеральных парагенезисов докембрийских комплексов располагаются между кривыми Р-Т, существовавшими в магматическом океане примерно 3,5 и 1,8 млрд. лет назад. Это совпадает с наиболее распространенным изотопным возрастом докембрийских метаморфических комплексов, свидетельствует о связи ареального распространения в них высокотемпературных минеральных парагенезисов с образованием их в процессе кристаллизации кислого слоя магматического океана и о хорошем соответствии результатов расчетов с природными данными.

Как показывает положение изоконцентрат расплава, содержание последнего в это время составляло 5 – 25 %, что согласуется с мигматизированностью докембрийских ортогнейсовых комплексов и с

широким развитием в них гранитного магматизма. Поля Р-Т условий образования остаточных расплавов различных щелочных пород располагаются левее изохроны 2,5 млрд. лет. Следовательно, эти породы должны быть моложе возраста данной изохроны, что объясняет появление щелочных магматических пород на поздней стадии эволюции Земли.

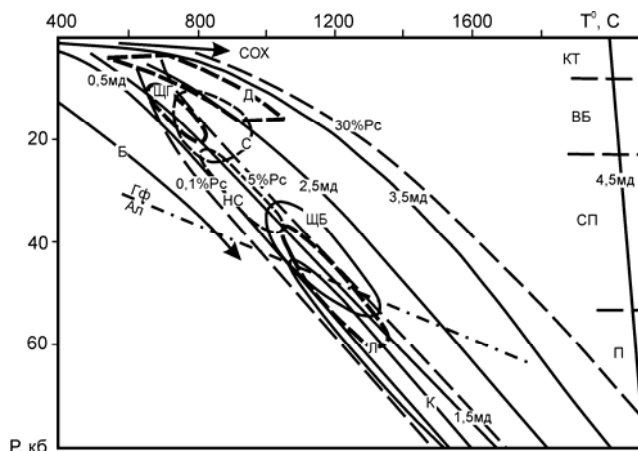


Рис. 15. Распределение температуры в постаккреционном магматическом океане на различных этапах (4,5; 3,5; 2,5; 1,5 и 0,5 млрд. лет назад) кристаллизации. 0,1% Rc и др. – изоконцентраты расплава. Поля: КТ, ВБ, СП и П – слои магматического океана со средним составом соответственно кварцевого толеита, высокоглиноземистого базальта, субщелочного пикрита и перидотита; Д – Р-Т условия метаморфизма докембрийских гнейсов (Шульдинер, 1991); К, Л, ЩБ, С, НС и ЩГ – Р-Т условия образования остаточных расплавов состава соответственно кимберлитов, лампроитов, щелочных базальтов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. Стрелки Б и СОХ – средние тренды метаморфизма в зонах субдукции и срединно-океанических хребтов. Рисунок объясняет наиболее распространенный возраст докембрийских гнейсов 3,5 – 1,7 млрд. лет и относительно молодой (менее 2,5 млрд. лет) возраст щелочных и субщелочных магматических пород.

Результаты приведенных выше расчетов показывают, что температура на наиболее распространенной глубине (180 км) зарождения кимберлитовых расплавов в континентальной литосфере должна составлять в настоящее время 1230 – 1240 °С (табл. 1). Это примерно соответствует современному тепловому потоку 40 мВт/м², наблюдающемуся на древних платформах. При такой величине этого потока температура на глубине 180 км (при 60 кб) должна составлять 1220 °С.

Экстраполяция имеющихся экспериментальных данных (Boettcher et al., 1975) свидетельствует о том, что при давлении 60 кб температура солидуса карбонатитов равна примерно 600 – 700 °С, а остаточный расплав имеет кимберлитовый состав при 800 – 1000 ° (Шкодзинский, 1995). То есть температура в нижних частях континентальной литосферы превосходит таковую для солидуса карбонатитов и кимберлитов.

Из этого следует очень важное положение о том, что карбонатитовые и кимберлитовые остаточные расплавы до сих пор существуют в нижних частях литосферы древних платформ и количество их постепенно увеличивается за счет остывания и фракционирования щелочно-ультрасиновых магм. Это должно приводить к возрастанию интенсивности кимберлитового и карбонатитового магматизма во времени, особенно в течение фанерозоя.

Проведенными исследованиями установлено, действительно, резкое возрастание интенсивности проявлений карбонатитового и кимберлитового магматизма в течение протерозоя и фанерозоя. Увеличивается количество образующихся тел (см. рис. 7, 9) и средняя и суммарная занимаемая ими площадь на современном зрозсионном срезе.

Так, количество сформировавшихся карбонатитосодержащих комплексов возрастает от 12 в интервале 2,1 – 1,5 млрд. лет до 15 в интервале 1,5 – 0,9 млрд. лет, 43 в интервале 0,9 – 0,3 млрд. лет и до 65 в последнем коротком интервале 0,3 – 0 млрд. лет. Размер возрастных интервалов на рис. 7 и 9 выбирался достаточно большим, чтобы избежать влияния некоторой неравномерности проявлений магматизма, связанной с существованием тектонических циклов.

Средняя и суммарная площадь обнаженных частей карбонатитовых тел в этих возрастных интервалах составляют соответственно 3,21 и 38,6 км²; 3,81 и 57,2 км²; 3,88 и 167,38 км² и 4,7 и 305,2 км². Для кимберлитов эти характеристики равны соответственно 1 тело площадью 6 га для интервала 0,8 – 0,6 млрд. лет; 11 тел средней и суммарной площадью соответственно 11 и 120 га для интервала возрастов 0,6 – 0,4 млрд. лет; 28 тел, 12,1 и 338,9 га для возрастов 0,4 – 0,2 млрд. лет; 79 тел, 15,5 и 1214,5 га для возрастов 0,2 – 0 млрд. лет (рис. 9). Кимберлитовых тел древнее 0,8 млрд. лет известно слишком мало, поэтому отсутствует представительный материал для изучения изменений их количественных характеристик в это время.

Таким образом, количество образующихся кимберлитовых тел в фанерозое изменялось примерно в геометрической прогрессии, увеличиваясь каждые 0,2 млрд. лет в 2 – 3 раза, а занимаемая ими суммарная площадь возрастала почти в 3 раза. Количество и суммарная площадь сформировавшихся карбонатитовых массивов особенно сильно, соответственно примерно в 1,5 и почти в 2 раза, увеличились в последние

0,3 млрд. лет. Возрастание интенсивности кимберлитового, карбонатитового и щелочного магматизма во времени отмечала Л.Н. Когарко (2008) на основании анализа опубликованных изотопных данных.

Другой важной особенностью эволюции карбонатитов является увеличение в них от древних к более молодым среднего содержания расплавофильных компонентов, накапливавшихся в самых поздних низкотемпературных остаточных расплавах при магматическом фракционировании. Наибольшей способностью к концентрации в расплаве обладают легкие редкоземельные элементы (LREE). Например, коэффициент распределения их между карбонатитовым и кимберлитовым расплавами и ортопироксеном составляет 200, для тяжелых редкоземельных элементов (HREE) он уменьшается до 67 – 42, для Sc он равен 7,8, для Li – 5,6 (Гирнис и др., 2006).

Как иллюстрирует рис. 8, среднее суммарное содержание окислов редких элементов увеличивается от 2,8 % для карбонатитовых месторождений с возрастом 2,1 – 1,5 млрд. лет до 3 % с возрастом 1,5 – 0,9 млрд. лет, до 3,7 % с возрастом 0,9 – 0,3 млрд. лет и до 4,3 % с возрастом 0,3 – 0,0 млрд. лет. Средние запасы редкометалльных месторождений для карбонатитов этих возрастных интервалов составляют соответственно 1,5; 1,5; 21,5 и 25 млн. тонн.

Среднее содержание Nb_2O_5 и средние его запасы возрастают соответственно следующим образом: 0,3 % и 0,3 млн. т.; 0,36 % и 0,3 млн. т.; 0,4 % и 0,5 млн. т.; 1,06 % и 2,20 млн. т. (рис. 16). При построении этого рисунка не учитывалось гигантское месторождение в карбонатитах Маунт-Вельд с возрастом 2,064 млрд. лет (Австралия), поскольку его запасы (7,5 млн. т) в десятки раз превосходят суммарные запасы Nb_2O_5 в карбонатитах наиболее древнего возрастного интервала. Это месторождение сформировалось, видимо, в особых условиях.

Среднее содержание анкерита также увеличивается в рассмотренных возрастных интервалах в последовательности 4; 5; 16 и 20 %, что отражает, вероятно, более интенсивное накопление его в остаточных расплавах по сравнению с кальцитом и нежелезистым доломитом. Средние запасы железа в связанных с карбонатитами его месторождениях увеличиваются с 70 до 81 и 119 млн. т. в возрастных интервалах соответственно 1,5 – 0,9, 0,9 – 0,3 и 0,3 – 0,0 млрд. лет. Среднее содержание железа в рудах остается при этом почти постоянным, равным 21 %.

Имеющейся информации по содержанию редкоземельных элементов в кимберлитах недостаточно для изучения их эволюции в этих породах. Поэтому были использованы данные по их химическому составу. Для кимберлитов наблюдается более сложное распределение содержания расплавофильных компонентов в разновозрастных породах, что связано с

их большей тугоплавкостью по сравнению с карбонатами и с большей глубиной их образования.

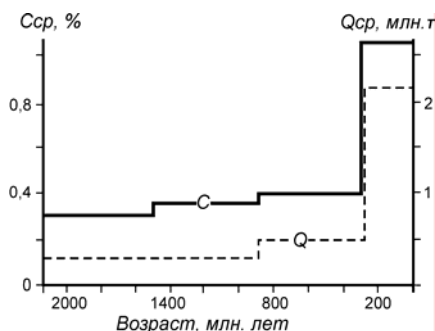


Рис. 16. Возрастание среднего содержания (C_{cp}) и запасов (Q_{cp}) Nb_2O_3 в карбонатитовых месторождениях с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

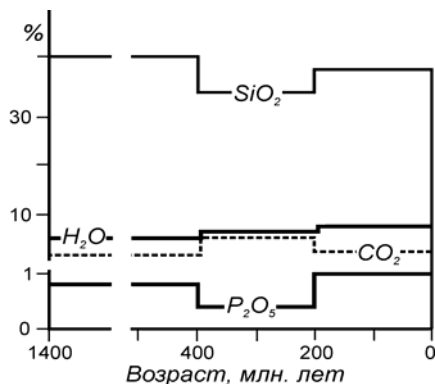


Рис. 17. Зависимость среднего содержания H_2O , CO_2 , P_2O_5 , SiO_2 в кимберлитах от их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

Моноotonно увеличивается во времени среднее содержание только самого расплавофильного компонента из рассмотренных – воды. Среднее количество ее возрастает с 6 % до 7,5 % и до 8 % в возрастных интервалах соответственно более 0,4, 0,4 – 0,2 и 0,2 – 0,0 млрд. лет (рис. 17). Среднее содержание менее расплавофильных P_2O_5 , SiO_2 и щелочей увеличивается только в последнем возрастном интервале по сравнению с предыдущим. Количество же расплавофобных MgO , CaO и величина MgO/FeO в этом интервале уменьшаются.

Таким образом, для карбонатитов и кимберлитов характерны три главных особенности эволюции во времени – относительно позднее (в основном в протерозое) их появление, резкое возрастание интенсивности проявлений кимберлитового и карбонатитового магматизма с течением

времени и обогащение самыми расплавофильными компонентами пород поздних возрастных интервалов.

Как будет показано ниже, природу выявленных закономерностей невозможно убедительно объяснить с позиций господствующих в настоящее время представлений о формировании карбонатитовых и кимберлитовых магм путем обособления выплавов из слабо подплавленных (на десятые – сотые доли процента) метасоматизированных мантийных перидотитах. Происхождение их легко объясняется рассмотренной моделью формирования исходных расплавов этих пород в процессе длительного продолжающегося и в настоящее время фракционирования глубинных частей постаكкреционного магматического океана. Такой их генезис согласуется с существованием в литосфере Сибирской платформы глубинных электропроводящих слоев с повышенным поглощением поперечных сейсмических волн, которые, видимо, содержат остаточные расплавы карбонатитового и кимберлитового состава.

Щелочно-ультраосновной состав приобретали самые последние остаточные расплавы глубинных мафических слоев постаккреционного магматического океана. Это объясняет очень большое содержание в них расплавофильных компонентов. Например, содержание легких редких земель в карбонатитах достигает десяти тысяч хондритовых норм. Следовательно, остаточный расплав такого состава сформировался после кристаллизации перидотитовой магмы более чем на 99,99 %. Только медленные процессы кристаллизации океана магмы способны были обеспечить такое совершенное фракционирование.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в основании континентальной литосферы до сих пор еще протекают заключительные процессы фракционирования остатков магматического океана. Остаточные расплавы карбонатитового и кимберлитового состава залегают, видимо, в виде линз, жил и неправильных тел среди кумулатов ультраосновного и основного состава повышенной щелочности и вследствие относительно небольшого размера прямо не фиксируются сейсмологическими методами.

Выводы

Вследствие горячего формирования на Земле возник и длительно фракционировал глобальный магматический океан. Недостатком опубликованных моделей земного магматического океана являются отсутствие убедительных обоснований его происхождения, состава и глубины. Учет механизма его образования привел к выделению двух стадий эволюции земного магматического океана – синаккреционной и

постаккреционной. На синаккреционной стадии нижние части магматического океана кристаллизовались и фракционировали под влиянием роста давления его новообразованных верхних частей. Кумулаты формировали мантийные ультраосновные породы, захороненные среди них расплавы – тела эклогитов.

Большая часть остаточных расплавов всплывала в верхнюю часть магматического океана. Небольшая глубина и величина силы тяжести на формировавшейся Земле обусловили существование небольшого (в среднем 2,5 кб) давления в раннем магматическом океане и формирование кварц-нормативных (до гранодиоритовых) и толеитовых остаточных расплавов. Толеитовые расплавы захоронялись среди кумулатов, что объясняет толеитовый состав океанических и многих континентальных базальтов, формировавшихся при подъеме нижнемантийных конвективных потоков. Наиболее легкие кислые расплавы накапливались в верхней части магматического океана. Это является причиной образования огромного объема исходного вещества кислой континентальной коры. С возрастанием глубины океана по мере аккреции состав его остаточных расплавов эволюционировал от кислых и средних до основных, субщелочных пикритовых и перидотитовых. Это обусловило возникновение расслоенности в постаккреционном магматическом океане глубиной около 240 км.

Вследствие расслоенности в магматическом океане не возникали обширные конвективные потоки, поэтому он медленно остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз под влиянием в основном кондуктивных теплопотерь. Расчеты показали, что главная масса расплавов закристаллизовалась к концу протерозоя, что объясняет резкое изменение стиля геологического развития Земли на границе протерозоя и фанерозоя. Затвердевание и фракционирования кислого слоя в архее и протерозое привели к образованию ортогнейсов и гранитов континентальной кислой кристаллической коры. Последующая кристаллизация более глубинных и мафических слоев постаккреционного магматического океана обусловила формирование пород мантийной литосферы древних платформ.

Кимберлитовые и карбонатитовые остаточные расплавы образовались на последней стадии фракционирования нижнего перидотитового слоя магматического океана, что объясняет позднее появление магматических пород такого состава в истории Земли и приуроченность их к древним платформам, которые сложены продуктами кристаллизации постаккреционного магматического океана. Судя по резкому возрастанию интенсивности карбонатитового и кимберлитового магматизма в течение фанерозоя и по увеличению содержания низкотемпературных минералов в карбонатитах, процессы фракционирования остатков магматического

океана в основании литосферы древних платформ продолжаютс я и в настоящее время. Это согласуется с существованием в ее нижней части слоев повышенных электропроводности и поглощения поперечных сейсмических волн.

ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Недостатки существующих представлений

Проблема происхождения континентальной кристаллической коры давно привлекает внимание исследователей. Тем не менее, до настоящего времени эта проблема не имела убедительного решения. Это связано с тем, что в соответствии с господствующей в геологии гипотезой холодной гомогенной аккреции Земли обычно предполагается невысокая температура и твердофазное состояние недр в течение всей ее истории существования. Но по экспериментальным и петрологическим данным (Грин, 1973) выплавление кварц-нормативных магм из реальной бедной летучими компонентами ультраосновной мантии возможно лишь при давлении менее примерно 3 – 4 кб. Однако на глубине 12 – 15 км, соответствующем такому давлению, температура коры и мантии (первые сотни градусов в настоящее время) всегда была намного меньше, чем необходимо (более 1000 °) для начала плавления ультраосновных пород. Поэтому невозможно объяснить образование огромного объема кислого вещества, присутствующего на Земле.

В двухэтапной модели Д.Х. Грина и А.Е. Рингвуда (1968) предполагается, что из мантии сначала выплавлялись основные магмы. Затем возникшие из них основные породы погружались на большую глубину и преобразовывались в кварцсодержащие эклогиты. Из них выплавлялись кислые магмы. Однако в тысячах изученных ксенолитов эклогитов в кимберлитах нигде не отмечается присутствие кислых по составу прожилков и обособлений, что опровергает эту гипотезу.

Кроме того, при таком происхождении кислая кристаллическая кора имела бы относительно молодой возраст. Однако изотопные и геологические исследования однозначно показали, что кристаллическая кора начала формироваться очень рано и изначально имела кислый (гранодиоритовый) состав. Так, установленные в северо-западной Канаде в комплексе Акаста надежно датированные самые древние в мире породы коры имеют уран-свинцовый возраст по циркону до 4,002 – 4,031 млрд. лет и представлены тоналитовыми и гранодиоритовыми гнейсами (Bowring, Williams, 1999). По оценкам С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана (1988) континентальная кора имеет в среднем гранодиоритовый состав и около 75 % ее образовалось в архее, то есть, в первые два миллиарда лет существования Земли. При этом чаще всего высокие величины начальных

отношений радиогенных и нерадиогенных изотопов свидетельствуют о том, что формирование древнейших пород происходило не из первичного недифференцированного вещества Земли, а из материала, обогащенного крупноионными элементами и поэтому относительно близкого по составу к кислой коре. Так, гнейсы Хеброн на восточном берегу Лабрадора имеют изохронный рубидий-стронциевый возраст 3,618 млрд. лет, а величину начального отношения изотопов стронция, равную 0,7044 (Barton, 1975). Чтобы это отношение повысилось до такой величины от исходного его значения на Земле 0,699 (BABI) необходимо отделение исходного материала этих гнейсов от первичной мантии 4,15 млрд. лет назад при величине рубидий-стронциевого отношения в нем, равной 0,25 (Фор, 1989). При величине данного отношения, равной средней для земной коры (0,13 по Тейлору и Мак-Леннану, 1988), исходный материал этих гнейсов должен был возникнуть 4,543 млрд. лет назад, то есть, примерно через семнадцать миллионов лет после начала аккреции Земли (4,56 млрд. лет назад). По оценкам Ю.М. Артемова (1980) особенности распределения изотопов стронция свидетельствуют о том, что образование исходного вещества кислой коры произошло не позже 4,4 млрд. лет назад. Анализ распределения этих и других изотопов привел многих исследователей (Азбель, 1983, 1988; Толстихин, 1991 и др.) к заключению об очень раннем формировании исходного вещества кислой коры, сразу же после аккреции, или даже в процессе ее. Изотопные данные являются количественными и основаны на результатах строгих расчетов, поэтому они в высшей степени убедительны.

В соответствии с предположением об основном составе ранней коры некоторые исследователи считали, что зеленокаменные комплексы являются ее остатками. Однако описанные случаи несогласного залегания этих комплексов на гнейсах и гранитах, находки в них гальки последних (Конди, 1983; Синицын, 1990; Митрофанов, 2001), их невысокий метаморфизм и геофизические свидетельства выклинивания зеленокаменных пород на относительно небольшой глубине достаточно определенно указывают на образование зеленокаменных комплексов после гнейсового основания и противоречат взглядам об основном составе ранней коры. Случаи же прорывания и метаморфизма зеленокаменных комплексов гранитоидами основания и иногда получаемый более молодой изотопный возраст последнего являются естественным следствием явлений реоморфизма фундамента и не противоречит более древнему возрасту его вещества по сравнению с зеленокаменными комплексами.

Некоторые исследователи (Monastersky, 1989; Шульдинер, 1991) предполагали, что континентальная земная кора образовалась в результате разрушения и осадочной дифференциации мантийных основных

магматических пород. Однако это предположение не согласуется с хорошо установленным в настоящее время (Лутц, 1991, 1997; Тейлор, Мак-Леннан, 1988) кислым (кварц-диоритовым – грандиоритовым), а не основным в среднем составе континентальной коры.

Формирование исходного вещества кислой коры в процессе глобального магматического фракционирования

Все особенности континентальной кристаллической коры объясняет модель образования и фракционирования на Земле глобального магматического океана. Как уже отмечалось, импактный разогрев прямо пропорционален квадрату среднего радиуса падавших тел (Витязев, 1983). Поэтому на ранней стадии аккреции силикатного материала, когда падали в основном мелкие частицы и сила гравитационного притяжения была небольшой, температура поверхности была минимальной, что обусловило относительно небольшие температуру и глубину раннего силикатного магматического океана и низкое давление в его фракционировавшем придонном слое. В этот период происходило повышенное выпадение магнетита, частицы которого вследствие магнитности обладали большой скоростью слипания, но не успели полностью войти в состав ядра из-за низкой температуры и поздней конденсации этого минерала в протопланетном облаке. Вследствие еще небольших темпов приращения скорости аккреции большая часть образовывавшихся импактных расплавов компрессионно затвердевала. Низкое давление, повышенный окислительный потенциал и высокая степень кристаллизации при фракционировании были благоприятными для формирования кварц-нормативного остаточного расплава. Содержание кремнекислоты в нем повышалось при повторном вовлечении его во фракционирование на различных стадиях аккреции.

Как показано выше, состав этого расплава в среднем соответствовал кварцевому толеиту. Но наиболее кислые его разновидности, видимо, достигали состава трондьемитов и диоритов, а наиболее основные имели состав толеитов. Толеитовые части раннего магматического океана, вследствие их повышенной плотности, располагались в его придонной части и поэтому наиболее часто захоронялись среди нижнемантийных кумулатов, средние кварц-толеитовые – реже. Это согласуется с преимущественно толеитовым и иногда кварц-толеитовым составом океанических магм, формирующихся в нижнемантийных плюмах в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления наименее мафических пород нижней мантии (Шкодзинский, 1992, 1995, 1997). Как отмечалось ранее (Шкодзинский, 2009), существует множество признаков

того, что блоки самородного железа, изредка присутствующие в толеитовых субвулканических интрузиях, вынесены нижнемантийными плюмами и зарождавшимися в них магмами из самых нижних частей мантии. В связи с этим находка в местности Асук на о. Диско железосодержащего магнезиального андезита (Pedersen, 1978, 1987), а точнее – бонинита, подтверждает важное для разработанной модели положение о присутствии в раннем океане участков, более кислых, чем кварцевый толеит. Наиболее древние метаморфические комплексы с высоким начальным отношением изотопов стронция (типа упоминавшихся гнейсов Хеброн, Лабрадор), видимо, образовались в результате кристаллизации таких синаккреционных кислых расплавов. Бонинитовый состав этого андезита указывает на очень небольшую глубину начального магматического океана и на крайне малобарические условия его фракционирования. Для образования огромной массы исходного вещества кислой коры нижние примерно две тысячи километров мантии должны были сформироваться при давлении в магматическом океане менее 4 кб.

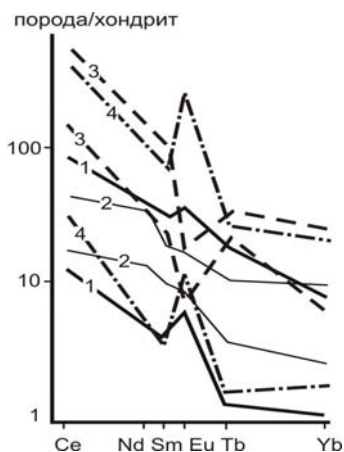


Рис. 18. Пределы нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в эндербитах (1), серых гнейсах (2), гранито-гнейсах (3) и рассеянном гранитном материале эндербитов (4) Алданского щита (Дук и др., 1986).

Образование исходного материала коры в раннем магматическом океане, в котором еще не произошло в больших масштабах накопление расплавофильных крупноионных элементов, является одной из причин относительно невысокого содержания в серых и эндербитовых гнейсах щелочей, особенно калия. Этим же обусловлено небольшое содержание редкоземельных элементов в таких породах (обычно 10 – 30 хондритовых норм по сравнению с сотнями этих норм в щелочных верхнемантийных магмах (рис. 18)

Низкое давление и неустойчивость граната при фракционировании раннего магматического океана объясняют относительно небольшой наклон кривых распределения редкоземельных элементов в серых и эндербитовых гнейсах (отношение La/Yb в них составляет 7 – 10) по сравнению с верхнемантийными щелочными породами (обычно более 100), образовавшимися при высоком (30 – 80 кб) давлении.

Как уже отмечалось, в период аккреции нижней мантии происходило формирование в протопланетном облаке и в связи с этим интенсивное выпадение магнетита на растущую Землю, что является причиной повышенной окисленности железа в веществе нижней мантии по сравнению с верхней (Шкодзинский, 2003). Это же объясняет и относительно высокую окисленность железа в серых и эндербитовых гнейсах, выражающуюся в частом присутствии магнетита в них и в ассоциирующихся с ними породах.

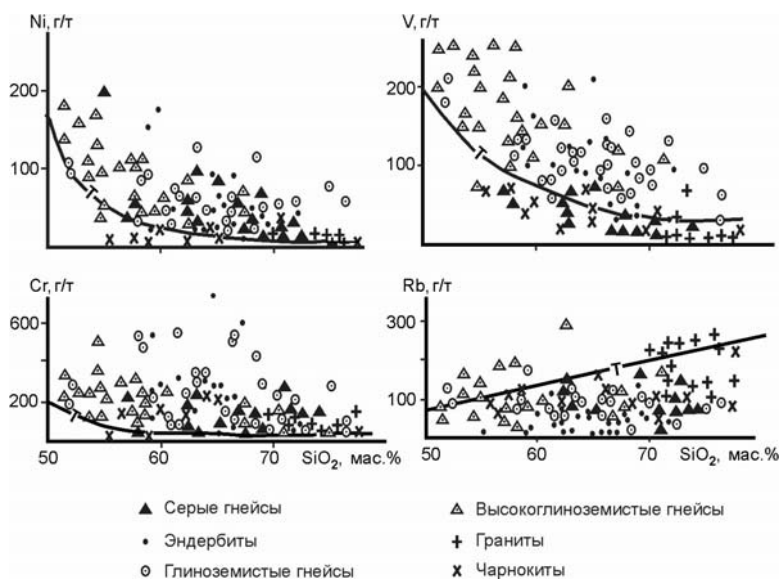


Рис. 19. Соотношение содержаний Ni, Cr, V, Rb и SiO₂ в докембрийских породах Алданского щита (Шкодзинский, 2003). Линии Т – тренды соотношения этих компонентов в фанерозойских магматических породах.

При аккреции средней и верхней мантии формировавшиеся мафические импактные расплавы вследствие повышенной плотности тонули в верхней более кислой части магматического океана. Как свидетельствуют результаты расчетов (Шкодзинский, 1995), скорость

гравитационного разделения этих расплавов в миллионы раз выше скорости диффузии химических компонентов в них. Поэтому эти расплавы мало смешивались между собой. Однако обмен наиболее подвижными компонентами должен был происходить. Например, в соответствии с формулой Стокса для жидкостей капля основного расплава радиусом $R = 100$ см с плотностью $\rho_2 = 2,72$ г/см³ и вязкостью $\eta_2 = 3 \cdot 10^2$ пуаз за время $T = 1$ год $= 3,16 \cdot 10^7$ сек утонет в кислом расплаве с плотностью $\rho_1 = 2,3$ г/см³ и вязкостью $\eta_1 = 3 \cdot 10^7$ пуаз на $2TR^2g(\rho_2 - \rho_1)(\eta_2 - \eta_1)/3\eta_1(2\eta_1 - 3\eta_2) = 2 \cdot 3,16 \cdot 10^7 \cdot 10^4 \cdot 982 \cdot 0,42(3 \cdot 10^7 - 3 \cdot 10^2)/9 \cdot 10^7(6 \cdot 10^7 - 9 \cdot 10^2) = 1,45 \cdot 10^6$ см $= 14,5$ км. За это время калий, при величине коэффициента диффузии его $6,6 \cdot 10^{-5}$ см²/сек, способен проникнуть из кислого расплава в основной на расстояние в десятки сантиметров. Очевидно, что подобные процессы за время аккреции средней и верхней мантии должны были привести к заметному изменению состава слоя кислого расплава в отношении наиболее подвижных компонентов. Этим, видимо, в значительной степени обусловлена давно отмечавшаяся (Магматические..., 1987; Тейлор, Мак-Леннан, 1988) и казавшаяся загадочной специфическая особенность состава серых и энтербитовых гнейсов и многих ассоциирующих с ними пород, заключающаяся в пониженном содержании в них типичных для кислых магм компонентов (калия, рубидия, цезия) и в повышенной концентрации компонентов, типичных для мафических магм (никеля, кобальта, хрома). Существование этой тенденции иллюстрирует рис. 19, который показывает, что гнейсы Алданского щита содержат в среднем в 2 раза меньше рубидия и в 2 – 5 раз больше никеля, кобальта и хрома, чем фанерозойские магматические породы такой же кремнекислотности.

Происхождение высокотемпературных метаморфических комплексов

После прекращения аккреции началась постепенная кристаллизация магматического океана в результате остывания его верхних частей. Возникавшие в них конвективные ячейки имели небольшие размеры по вертикали (стадия 5 на рис. 20) и затвердевание постааккреционного магматического океана в общем происходило сверху вниз. Кристаллизация самой верхней части слоя кислого расплава должна была привести к возникновению наиболее древних пород кислой коры, представленных серыми гнейсами (стадия 6 на рис. 20). Относительно невысокая амфиболитовая фация метаморфизма этих гнейсов связана с образованием их из самой верхней наиболее низкотемпературной части слоя кислого расплава. Процессами кристаллизационной дифференциации обусловлены значительные вариации в них количества фемических и салических минералов и их слоистоподобное строение. Перекристаллизация при вязком

течении является причиной присутствия в серых гнейсах бластических структур и гнейсовидных текстур.

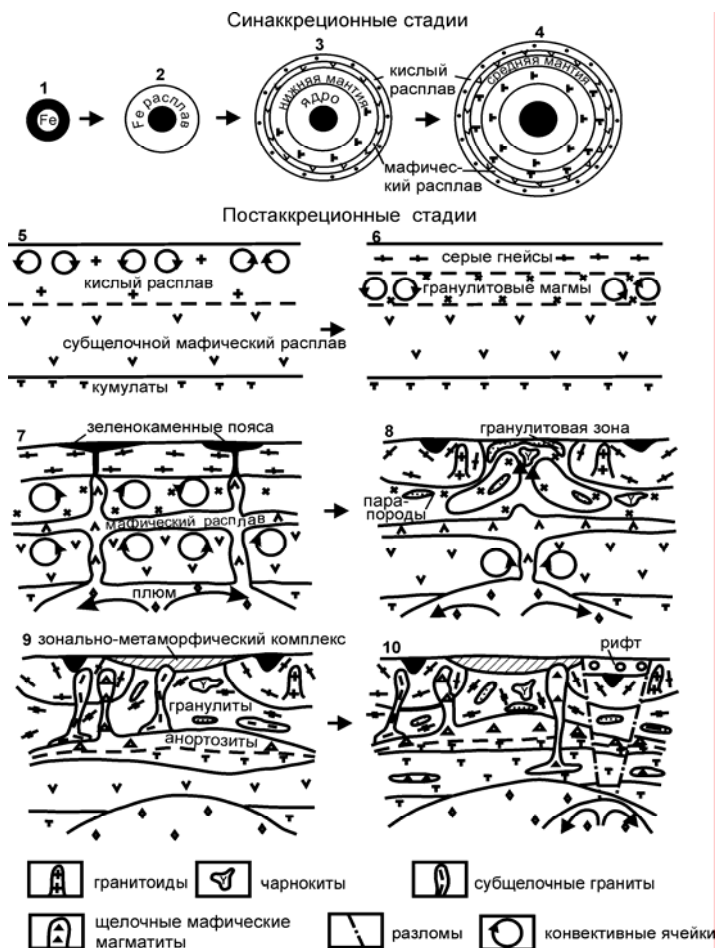


Рис. 20. Стадии формирования (1 – 4) и докембрийской эволюции (5 – 10) Земли: 1 – 2 – аккреция внутреннего твердого (1) и внешнего расплавленного (2) ядра; 3 – 4 – формирование нижней (3) и верхней (+средней) (4) мантии; 5 – панмагматическая; 6 – 8 – образование кислой коры и серогнейсовых (6), зеленокаменных (7) и гранулитовых (8) комплексов; 9 – 10 – тонких пластичных плит с формированием зонально-метаморфических комплексов, автономных

анортозитов и субщелочных гранитоидов (9), ранних рифтов и щелочных магматических пород (10).

В то же время очень высокая вязкость исходных кислых расплавов серых гнейсов препятствовала возникновению в них, как и в гранитных интрузиях, мономинеральных темноцветных или плагиоклазовых участков, образующихся при фракционировании в тысячи раз менее вязких основных магм. В древних серогнейсовых комплексах обычно отсутствуют парапороды. Это связано с очень высокой температурой земной поверхности и парообразным состоянием главной массы воды при их формировании, что редуцировало процессы осадкообразования.

Значительная часть формировавшихся в мантийных плюмах мафических магм, вследствие их повышенной плотности, должна была размещаться под кислым слоем магматического океана и после затвердевания и дифференциации сформировала базитовый (существенно анортозитовый) слой континентальной коры. Длительный прогрев высокотемпературными мафическими магмами нижних частей слоя кислого расплава приводил к их всплыванию. Это могло сопровождаться разрывом наиболее затвердевших участков серогнейсовой коры и формированием гранулитовых подвижных зон. В них глубинные высокотемпературные гранулитовые магмы и мигмы выходили на земную поверхность и после затвердевания образовали гранулитовые комплексы (стадия 8 на рис. 20).

В русско- и англоязычной литературе сложилось различное понимание природы гранулитовых комплексов и участков коры, где эти комплексы обнажаются (Синицын, 1992). Российские геологи обычно предполагают, что гранулитовые комплексы, вследствие более высокой степени их метаморфизма, подстилают толщи, метаморфизованные в амфиболитовой фации, и поэтому являются в среднем более древними. Эти представления базируются на постулате осадочно-вулканогенного происхождения исходных пород древних гнейсовых комплексов и возможности их стратиграфического расчленения, положенном в основу многочисленных схем стратиграфической корреляции этих комплексов и легенд для геологического картирования древних щитов.

Развитие серогнейсовых и гранулитовых комплексов на Алданском, Анабарском и Украинском щитах в разных тектонических блоках не позволяет проверить справедливость этих представлений. Присутствие же гранулитовых комплексов в явных тектонических окнах среди толщ амфиболитовой фации метаморфизма, например высокобарических гранулитов в Становой серогнейсовой области (Карсаков, 1987), казалось бы, подтверждают эти взгляды. Однако им противоречат уже давно получаемые данные (Синицын, 1992; Попов, Смелов, 1996; Шкодзинский и

др., 1998) об обычно более молодом изотопном возрасте гранулитовых комплексов по сравнению с серогнейсовыми. Наглядно это иллюстрирует рис. 21, из которого следует, что наиболее распространенный возраст серых гнейсов Алданского щита составляет 3,6 – 2,6 млрд. лет, а гранулитовых гнейсов – 3 – 2,2 млрд. лет.

Другим противоречием представлениям о более древнем возрасте гранулитовых комплексов является чаще всего более широкое распространение в них явных парапород (высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов и мраморов) по сравнению с серогнейсовыми. При обычно предполагаемом увеличении роли осадочных пород в истории Земли должна наблюдаться противоположная тенденция. Не согласуется с этими представлениями отсутствие протяженных маркирующих горизонтов в высокотемпературных гнейсовых комплексах и широко распространенные взгляды (Черкасов, 1979; Шульдинер, 1982) о невозможности детального стратиграфического расчленения этих комплексов.

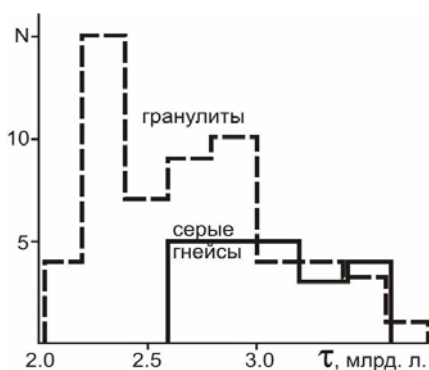


Рис. 21. Гистограммы уран-свинцовых и самарий-неодимовых возрастов гранулитовых и серых гнейсов Алданского щита (Шкодзинский, Зедгенизов, 1998).

Но наиболее убедительным противоречием гипотезе более древнего возраста гранулитовых комплексов являются получаемые иногда данные о наложенности зон гранулитового метаморфизма на серогнейсово-зеленокаменную кору. Эти признаки особенно характерны для гранулитовых зон Африки (Синицын, 1992) и выражаются в присутствии в них различных по размеру блоков гранит-зеленокаменных комплексов и в их метаморфизме до гранулитовой фации на контакте с гранулитовыми толщами. При этом базальты зеленокаменных поясов превращаются в двупироксеновые кристаллические сланцы. На этом основании участки распространения гранулитовых гнейсов здесь выделяются как гранулитовые подвижные зоны, наложенные на гранит-зеленокаменные протократоны.

Иногда предполагается, что гранулитовые зоны являются бескорневыми и под гранит-зеленокаменными комплексами нет гранулитовых гнейсов (Скляров и др., 2001). Это, однако, не согласуется с уже упоминавшимся присутствием высокобарических гранулитов в тектонических окнах среди гнейсов амфиболитовой фации, а также с большой мощностью кристаллической коры на континентах (обычно 30 – 50 км), при которой простираание серогнейсовых комплексов до границы с мантией практически невероятно. В свете распространенных представлений о вулканогенно-осадочном происхождении гранулитовых гнейсов не ясна природа высокотемпературного метаморфизма в гранулитовых подвижных зонах.

В соответствии с моделью глобального магматического океана существовали как гранулитовые подвижные зоны, так и постилающий гранит-зеленокаменную кору слой гранулитовых гнейсов. Первые возникли в результате всплывания к земной поверхности нижних высокотемпературных частей слоя кислого расплава, вторые – результат автохтонной кристаллизации этих частей. Гранулитовые комплексы в малоэродированных щитах с широким распространением серогнейсовых и зеленокаменных пород и мало- и среднебарических минеральных парагенезисов слагают подвижные в протерозое зоны. Гранулиты глубоко эродированных щитов с незначительным распространением серых гнейсов и зеленокаменных поясов и с преимущественно высокобарическими минеральными парагенезисами образовались путем кристаллизации нижних частей слоя кислого расплава. Наиболее типичные представители гранулитов второй разновидности распространены на Анабарском щите, где почти нет серогнейсовых и зеленокаменных пород, а давление при процессах кристаллизации составляло обычно 7 – 9 кб (Розен, Федоровский, 2001).

Образование зеленокаменных поясов

Как отмечалось, залегавшая на ядре нижняя часть мантии, вследствие еще небольшого подогрева ее ядром и незначительного радиогенного разогрева, была изначально на несколько сотен градусов холоднее современной. Ядро, наоборот, было значительно горячее, так как оно еще не успело остыть под влиянием теплоотдачи в мантию. Верхние части последней были более высокотемпературными и менее плотными, чем нижние, вследствие повышения температуры по мере аккреции. Поэтому мантия сначала была очень гравитационно устойчивой и в ней не могли происходить процессы конвекции.

Однако под влиянием очень горячего ядра нижние части мантии постепенно сильно разогрелись и приобрели способность к всплыванию. Начало массового образования коматиитов и базитов зеленокаменных поясов 3,7 – 3,5 млрд. лет назад свидетельствует о появлении в это время первых конвективных потоков вещества из нижней мантии. В участках их подъема происходили подогрев и растекание незатвердевших нижних и средних частей магматического океана, растяжение полужатвердевшей серогнейсовой протокры, формирование на ней прогибов и излияние в них мантийных мафических магм с образованием зеленокаменных поясов (стадия 7 на рис. 20). Последние не возникали на гранулитовых комплексах, так как они еще не обнажались на земной поверхности.

Особенностью древнейшей конвекции было отсутствие в верхних частях мантии четко выраженных нисходящих конвективных струй, так как всплывавший материал в основном растекался под магматическим океаном и поэтому почти не остывал. То есть, конвекция имела характер адвекции, при которой горячее вещество размещается над более холодным и на его место опускается все вышележащее вещество, а не отдельные холодные струи. Отсутствие нисходящих конвективных потоков и тяжелой холодной литосферы явилось причиной отсутствия в раннем архее убедительных признаков существования процессов субдукции и объясняет нетипичность андезитов (Конди, 1983; Синицын, 1990) для ранних зеленокаменных поясов.

Растяжение ранней пластичной серогнейсовой коры над областями подъема и растекания нижнемантийных плюмов приводило к подъему незатвердевших нижних частей слоя кислого расплава в образующиеся зеленокаменные пояса и к возникновению кислых вулканитов, характерных для средних и поздних этапов формирования этих поясов. На поздних этапах в зонах прогибания пластичной серогнейсовой коры накапливались ранние осадочные толщи.

Происхождение атмосферы и гидросферы

Резкое отличие газово-водной оболочки Земли по составу от вещества Солнца и близость ее к магматическим газам в настоящее время привело большинство исследователей к отказу от идей о восстановленном водородно-метановом составе ранней атмосферы Земли и к представлениям (Гораи, 1984; Озима, 1990) об ее умеренной окисленности. По этим представлениям атмосфера и гидросфера являются вторичными и образовались в результате дегазации магм, поднимавшихся из недр Земли. Это согласуется с рассмотренными выше данными об удалении большинства первичных газов из окрестностей Земли солнечным ветром.

Если бы такого удаления не было, то в виде газов они не могли бы захватываться и удерживаться Землей, так как температура ее поверхности при аккреции достигала 2300К. Поэтому при процессах образования и на самой ранней стадии эволюции Земля, видимо, не имела значительной стабильной газовой оболочки.

Процессы придонного фракционирования магматического океана при аккреции мантии приводили к накоплению в расплаве воды и других газов, содержащихся в небольшом количестве в выпадавшем твердом материале. Это является одной из причин очень низкого содержания этих газов в кумулятивных породах мантии и согласуется с изотопными доказательствами ее очень ранней интенсивной дегазации (Азбель, 1983; Толстихин, 1991). Магматический океан был резервуаром, который накапливал летучие компоненты, а затем выделял их при кристаллизации после значительного понижения температуры земной поверхности, что предохранило многие из них от потери в космическое пространство.

По Эпику (Орік, 1963; Рингвуд, 1982) способность космических тел захватывать и удерживать газов иллюстрирует формула $B = mK^{-1}T^{-1}(GMR^{-1} - W^2R^2)$, где B – параметр удержания газов на теле; m – средняя масса газовых молекул; K – постоянная Больцмана; T – абсолютная температура; W – угловая скорость вращения тела; G – ускорение силы тяжести; M – масса тела. Оценки по этой формуле показали, что пары воды начали удерживаться Землей после падения температуры ее поверхности ниже 1305К, азота – при температуре ниже 1015К. Это произошло соответственно примерно через 100 и 170 млн. лет после завершения ее аккреции, то есть, еще до начала массовых процессов затвердевания расплава. Магматический океан покрывал всю поверхность Земли и при его глубине около 240 км количество содержащегося в нем расплава и летучих намного превосходило их количество, возникшее в последующей истории Земли после затвердевания океана. Поэтому атмосфера и гидросфера была создана в основном процессами дегазации магматического океана.

Вследствие затвердевания последнего сверху вниз наиболее глубинные его слои были изолированы от земной поверхности и поэтому содержащиеся в них летучие почти не достигали ее. Они накапливались в остаточных расплавах, что иллюстрирует высокое содержание воды и углекислоты в кимберлитах (до 30 – 40 %). Рассмотренный выше подъем глубинных частей слоя кислого расплава до земной поверхности с формированием гранулитовых подвижных зон свидетельствует о том, что главная часть летучих компонентов кислого и среднего по составу слоев и, видимо, основного отделилась от расплава при его кристаллизации. Она сформировала главный объем атмосферы и гидросферы в первые примерно 2 млрд. лет, когда произошли основные процессы кристаллизации верхней

части магматического океана. Содержание воды в магмах, особенно в кислых, обычно резко превосходит концентрацию других летучих компонентов, что объясняет значительное преобладание воды в газовой оболочке Земли. Главные летучие в магмах высоко окислены, но свободный кислород в них содержится в ничтожных количествах. Это является причиной незначительного содержания восстановленных летучих (CH_4 , CO и др.) в древней атмосфере по современным данным и небольшого количества в ней кислорода (Кегг, 1980; Бюшнер, Турчинович, 1984). Судя по появлению красноцветных пород, большая часть кислорода в ней образовалась после 2 млрд. лет назад в результате фотосинтеза. По данным В.Н. Сергеева и др. (1991) в это время содержание кислорода в атмосфере увеличилось с 1 до 10 – 15%.

Результаты изучения современных вулканических извержений свидетельствуют о том, что расплавы магматического океана, кроме воды, содержали и выделяли значительное количество CO_2 , H_2S , HCl , HF и некоторых других кислых эманаций. Поэтому ранняя газовая оболочка должна была содержать много кислотных газов. Это согласуется с результатами определений состава газовых включений в раннедокембрийских кварцитах. Так, по данным Ю.П. Казанского (Юдович, Кетрис, 2000) в кварцитах иенгурской серии Алданского щита во флюидных включениях присутствует 61% CO_2 и 3,5% H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl и HF . Во включениях в кварцитах Карелии содержится 44% CO_2 и 31% H_2S , HF , NH_3 . По некоторым оценкам концентрация углекислоты в атмосфере в архее на 3 порядка превосходила современную и парциальное давление ее достигало нескольких десятков бар.

Вследствие очень высокой температуры протокоры и газовой-паровой оболочки выделявшиеся из магматического океана летучие компоненты долгое время не остывали и не отлагали содержащиеся в них рудные компоненты. Последние рассеивались в этой оболочке и после ее остывания сформировали многочисленные стратиформные месторождения в протерозое. Это объясняет почти полное отсутствие гидротермального оруденения, связанного с огромными массами архейских кислых гнейсов и гранитоидов, и появление в протерозойских осадочных породах большого количества стратиформных месторождений вне связи с какими-либо конкретными магматическими комплексами. Затвердевание нижнекоровых частей магматического океана наряду с формированием щелочных остаточных расплавов и магматических пород обусловило возникновение в основном ураноносных остаточных флюидов. С их подъемом, видимо, связано образование преимущественно в протерозое гидротермальных месторождений урана зон глубинных разломов на древних щитах, близких по возрасту к щелочным магматическим породам.

Эволюция процессов раннего осадкообразования

Процессы раннего осадкообразования определялись эволюцией гидросферы. В наиболее ранний этап (1 на рис. 22) температура всей земной поверхности была очень высокой, вода находилась в парообразном состоянии, пар был близок к равновесию с родоначальной магмой, химическая активность кислых газов была еще небольшой, поэтому осадкообразующие процессы почти не происходили. Это согласуется с данными А.Д. Савко и А.Д. Додатко (1991) о нехарактерности для архея четко выраженных кор выветривания и объясняет редкость парапород в типичных серогнейсовых комплексах. После возникновения серогнейсовых протократонов над наиболее остывшими их частями газовой-паровой оболочка должна была значительно охлаждаться и частично конденсироваться в результате теплового излучения ее верхних частей в космическое пространство. Это приводило к выпадению кислотных дождей и к началу процессов кислотного выщелачивания приповерхностных частей протократонов.

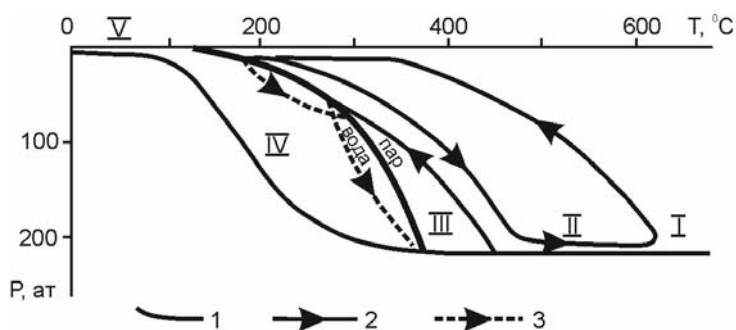


Рис. 22. Этапы эволюции гидратмосферы и осадкообразования на Земле. I – газовой-паровой оболочка, равновесная с магмой, отсутствие осадкообразования; II – интенсивно конвектирующая полуостывшая оболочка, кислотное выщелачивание гнейсов, образование глиноземистых и богатых кварцем эоловых осадков; III – появление первых горячих водоемов и зарождение в них простейших микроорганизмов, формирование хемогенных кремнистых, железистых и карбонатных осадков; IV – массовая конденсация пара, образование обширных прохладных водоемов, затопление континентов, начало формирования их осадочного чехла; V – современная гидросфера и процессы осадкообразования. 1–3 – эволюция температуры и давления в газовой-паровой оболочке у земной поверхности (1); при конвекции (2); в падающих каплях дождя (3).

По результатам исследований А.Д. Савко и А.Д. Додатко (1991) высокое содержание кислых газов в древней атмосфере вызывало непривычно глубокое разложение пород в ранних корях выветривания и интенсивный вынос из них многих компонентов. В это время в первых горячих периодически испарявшихся водоемах формировались преимущественно хемогенные осадки и иногда эвапориты, встречающиеся в зеленокаменных комплексах.

После начала образования гранулитовых подвижных зон газовой паровая оболочка, остывавшая над гранит-зеленокаменными протократонами, должна была сильно нагреваться над выходами гранулитовых магм и мигм. Если бы современная гидросфера находилась в парообразном состоянии, то давление ее составляло бы 440 бар. Принимаем, что количество воды на земной поверхности в раннем докембрии в среднем составляло примерно половину от современного и давление газовой-паровой оболочки было равно 220 атм. В этом случае динамическая вязкость пара при 400°C составляла $354 \cdot 10^{-7} \text{ кг/(м}\cdot\text{сек)}$, она была намного ниже вязкости воды ($1,019 \cdot 10^{-1} \text{ кг/(м}\cdot\text{сек)}$ при 20°C) и близка к вязкости воздуха в современной атмосфере ($184 \cdot 10^{-7} \text{ кг/(м}\cdot\text{сек)}$) (Таблицы..., 1976). Поэтому большая разница в температуре газовой-паровой оболочки над кратонами и над зонами выхода гранулитовых мигм (видимо, первые сотни градусов) приводила к возникновению ее интенсивной циркуляции с перемещением нижних частей от центра кратонов к гранулитовым зонам (этап II на рис. 22).

Плотность нижней части газовой-паровой оболочки ($0,1 \text{ г/см}^3$) была примерно в тысячу раз выше, чем у современной атмосферы. Поэтому ее перемещения должны были сопровождаться интенсивным переносом мелкого обломочного материала ортогнейсов кратонов, химически выщелоченных под влиянием увеличивавшейся активности кислотных эманаций магматического океана при остывании. Этот материал осаждался в прогибах формировавшихся поздних зеленокаменных поясов и в зонах выхода гранулитовых мигм, поскольку в последних быстрые горизонтальные перемещения газовой-паровой оболочки сменялись более медленными восходящими.

Ранние осадки метаморфизовались под влиянием еще горячего основания, частично погружались в него и преобразовывались в парапороды, широко распространенные в гранулитовых комплексах. В случае длительного переноса песчаной фракции в условиях горячей газовой-паровой оболочки происходило полное оглинивание полевых шпатов и выдувание глинистого материала. В результате формировались толщи кварцевых песков, которые при метаморфизме превращались в кварциты.

Огромные тела безрудных кварцитов мощностью до 200 м, характерные, например, для иенгрской серии Алданского щита, видимо, образовались таким путем. Это согласуется с иногда наблюдающимися переходами их в высокоглиноземистые гнейсы и с присутствием в них реликтовых псаммитовых структур (Кулиш, 1983).

Особенностью олового переноса является разделение в нем песчаной и пылевидной фракции, поскольку они транспортировались соответственно путем волочения и сальтации и в виде пыли (Гразиньский и др., 1976) в газовой-паровой оболочке, и невозможность значительных перемещений гальки и валунов и формирования сложенных ими оловых отложений. Это объясняет широкое развитие двух главных разновидностей парагнейсов в гранулитовых комплексах – гранатовых глиноземистых (апопсаммитовых) и кордиерит-, силлиманитсодержащих высокоглиноземистых (апопелитовых) – и нетипичность для гнейсовых комплексов метаконгломератов. Вследствие длительного взаимодействия оловых осадков с газовой-паровой оболочкой они содержали значительно больше воды, чем гранулитовые мигмы. Это является причиной чаще всего отсутствия гиперстена и обычно большего содержания анатектического гранитного материала в парагнейсах по сравнению с окружающими ортогнейсами.

В следующий этап (III на рис. 22) конденсировавшиеся в верхней части газовой-паровой оболочки капли воды могли достигать поверхности гранулитовых подвижных зон с образованием сначала временных часто кипящих и периодически полностью испаряющихся, а затем все менее горячих водоемов. При отсутствии олового привноса в них формировались хемогенные кремнистые часто железистые или марганцовистые осадки, преобразованные впоследствии в соответствующие кварциты. В случае олового привноса эти бассейны быстро заполнялись оловыми осадками.

При дальнейшем падении температуры (этап IV на рис. 22) и содержания в атмосфере кислотных газов в наиболее остывших участках возникали и длительно существовали теплые водоемы с небольшой кислотностью, в которых окиси магния и кальция начинали связываться с углекислотой с образованием карбонатов. Их метаморфизм приводил к формированию мраморов и известковистых кристаллических сланцев, обычно характерных для верхних частей гранулитовых комплексов.

Парообразное состояние большей части воды на ранней стадии развития Земли обусловило формирование очень мощного слоя облаков в верхней части газовой-паровой оболочки, где вследствие теплового излучения в космическое пространство резко падала температура и происходила конденсация пара. Мощный облачный слой почти полностью поглощал солнечное излучение. Поэтому в это время не было обычной широтной климатической зональности, что объясняет одинаковый состав

древнейших парапород (глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы, кварциты и мраморы) на различных докембрийских щитах. Данный вывод согласуется с результатами исследований А.И. Пака (1987), по которым в раннем докембрии на всей Земле существовал жаркий влажный климат. Это противоречит предположениям о позднем появлении воды в результате привноса ее кометами. Разделение на слабо выраженные аридные и гумидные зоны намечается в раннем протерозое.

Интенсивное испарение проливных дождей из конденсировавшихся верхних частей газово-паровой оболочки на раскаленной земной поверхности и вновь процессы конденсации пара должны были сопровождаться массовыми явлениями ионизации газов и электрическими разрядами. Горячий влажный душный полумрак ранней Земли непрерывно освещался молниями и оглашался громовыми раскатами. По современным данным (Hill, 1992) интенсивные электрические разряды в богатой углекислотой атмосфере должны были приводить к синтезу органических соединений и к зарождению первых микроорганизмов в ранних минерализованных горячих водоемах. Присутствие глинистых осадков способствовало процессам синтеза. Результаты расшифровки генетического кода свидетельствуют, что предки всех современных видов бактерий были термофильными (Заварзин, 1990), как бактерии современных “черных курильщиков” на дне океанов. Это подтверждает зарождение первых организмов в ранних горячих водоемах. Остатки бактерий обнаружены в породах зеленокаменных поясов с возрастом около 3,5 – 3,4 млрд. лет (Синицын, 1990). Широко распространенный графит в парагнейсах и кварцитах некоторых гранулитовых комплексов, видимо, имеет органическое происхождение.

В последние десятилетия после установления уникальной определяющей роли ДНК и РНК в жизненных процессах возникли значительные трудности в объяснении происхождения жизни на Земле. Это связано с тем, что генезис этих чрезвычайно сложных молекул не понятен с позиций доминирующих гипотез Опарина – Холдейна – Бернала о самоорганизации высокомолекулярных веществ в коацерваты и Миллера о формировании предшественников биомолекул под влиянием молний и ультрафиолетового излучения. Однако недавно В.Н. Пармоном (2002) показано, что главная особенность живых организмов, способность химических соединений к изменениям и эволюции за счет естественного отбора, могла появиться и в отсутствии ДНК и РНК. Такие изменения могли происходить при образовании различных типов сахаров из формальдегида по реакции Бутлерова. Это могло привести к быстрому (за первые десятки миллионов лет) возникновению ранних примитивных микроорганизмов в древних минерализованных водоемах в присутствии ионов магния и

кальция под влиянием электрических разрядов и высокой температуры водоемов. ДНК и РНК еще отсутствовали. Они появились при последующей длительной эволюции.

В условиях резкого недостатка солнечного света главным источником энергии для некоторых типов бактерий могло быть эндогенное тепло и реакции каталитического окисления закисного железа, хорошо растворимого в воде в кислотных условиях и сносимого кислыми дождевыми водами в водоемы. Это объясняет исключительно широкое развитие железистых кварцитов в раннедокембрийских супракристаллических толщах, высокоокисленное состояние железа в этих породах, несмотря на еще низкое содержание свободного кислорода в атмосфере, и широкое распространение остатков бактерий, установленное в железистых кварцитах Криворожского бассейна при детальном исследовании (Белевцев и др., 1991).

Возникавшие на поверхности гранулитовых подвижных зон осадки были сначала высокопористыми, поэтому не могли погружаться в подстилающие затвердевающие мигмы и магмы. Однако постепенно эти осадки метаморфизовались под влиянием горячего основания. Плотность не содержащих пор кислых пород на 5 – 10% больше, чем их расплавов. Поэтому метаморфизованные осадки вместе с затвердевшими магматическими породами постепенно погружались и конвективными течениями опускались в глубинные части гранулитовых мигм. С такими процессами, видимо, связано присутствие небольшого количества парапород в преимущественно ортогнейсовых интразональных мегакомплексах древних щитов, залегание их в виде изолированных тел и отсутствие в этих мегакомплексах протяженных маркирующих горизонтов.

На осадки, накапливавшиеся на поверхности полукристаллических гранулитовых мигм, могли изливаться кислые и, реже, более основные по составу магмы из еще незатвердевших подстилавших слоев магматического океана, а также толеитовые магмы из поднимавшихся нижнемантийных плюмов. Главной особенностью таких излияний было отсутствие или незначительное проявление процессов дегазации их магм, так как они находились в условиях относительно высокого (порядка 220 атмосфер) давления газовой оболочки. Это обусловило незначительную роль при этих излияниях процессов декомпрессионного затвердевания и взрывных явлений и объясняет нетипичность для докембрийских гнейсовых комплексов метаморфизованных вулканических брекчий, бомб и лапиллей. Присутствие этих образований не мог бы замаскировать никакой метаморфизм, так как он не уничтожает границы между разными по составу породами. В связи с этим при таких излияниях, вопреки широко

распространенным представлениям, почти не формировались туфы и туффзиты.

Кислые магмы поднимались из малоглубинных частей магматического океана. Поэтому они не имели значительного напора, не формировали высокие вулканы и размещались на земной поверхности в виде субгоризонтальных линз и слоев. Такие же тела возникали и при излияниях глубинных мафических магм, поскольку последние теряли напор в результате расширения стенок магмоводов в пластичной затвердевающей коре. Высокая температура газовой оболочки и, особенно, затвердевающей коры приводили к медленному остыванию излившихся магм и к образованию ими хорошо раскристаллизованных субгоризонтальных тел магматических пород. Это объясняет постоянное переслаивание парагнейсов с различными гранитоидами и кристаллическими ортосланцами в раннедокембрийских комплексах. Таким образом, древнейший вулканизм, как и другие процессы, кардинально отличался от фанерозойского в связи с присутствием в этот период глобального магматического океана.

По мере кристаллизации слоя кислого расплава процессы погружения осадков в центральных частях гранулитовых зон прекращались. Но они, видимо, еще некоторое время происходили на границе с серогнейсовыми протократонами, под которые погружались конвективные потоки мигм в основании гранулитовых подвижных зон и где протекала своеобразная внутрикоровая субдукция.

По мере кристаллизации кислого слоя магматического океана масштабы механического смешения накапливавшихся на этом слое осадочных пород и его магм уменьшались и начинали формироваться толщи, состоявшие в основном из осадочных пород. Они метаморфизовались под влиянием еще неостывшего основания и преобразовывались в преимущественно супракрустальные обычно зонально-метаморфические комплексы (стадия 9 на рис. 20).

Природа специфики метаморфизма раннедокембрийских гнейсов

Раннедокембрийские гнейсовые комплексы составляют примерно 75 % объема континентальной кристаллической коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Остальные 25 % сложены более молодыми породами. Последние в некоторых участках слабо, реже сильно метаморфизованы. Следовательно, объем сильно метаморфизованных фанерозойских пород, видимо, составляет не более 5 % континентальной коры. Из этих соотношений следует, что если бы режим метаморфизма не менялся во времени, то Р-Т условия метаморфизма раннедокембрийских пород были бы намного

разнообразнее, чем фанерозойских. Однако показанные на рис. 23 Р-Т условия раннедокембрийского и более молодого метаморфизма свидетельствуют об обратном. Если величины геотермических градиентов в фанерозое варьируют от примерно 3 – 5 град/км в ультравысокобарических часто алмазо- и коэситоносных субдукционных комплексах (Кокчетавском в Казахстане, Максютловском на Урале, гор Даби в Китае и др.) до 200 – 250 град/км в зонах срединно-океанических хребтов и в вулканических дугах, то в раннедокембрийских гнейсовых комплексах, судя по результатам обобщений В.И. Шульдинера (1991), они равны преимущественно 20 – 30 град/км.

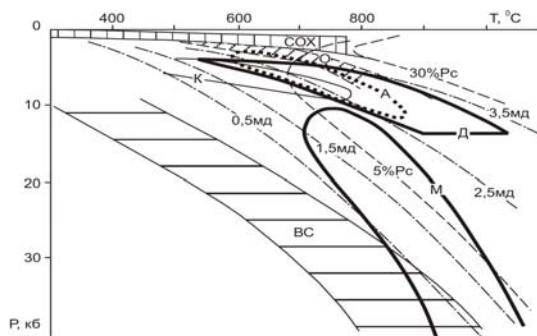


Рис. 23. Динамика остывания постаккреционного магматического океана и условия образования минеральных парагенезисов в докембрийских гнейсах мира (Д) (Шульдинер, 1991) и Алданского щита (А), в мантийных ксенолитах (М) (Шкодзинский, 2003) и в фанерозойских метаморфических породах субдуцированной коры (ВС), коллизионных областей (К), под островными дугами (О) и срединно-океаническими хребтами (СОХ) (Скляров и др., 2001). Линии 0,5 мд, 1,5 мд и 3,5 мд – Р-Т условия в магматическом океане 0,5, 1,5 и 3,5 млрд. лет назад; 5%Рс и 30%Рс – содержание в нем расплава.

Таким образом, вариации величин геотермических градиентов при метаморфизме раннедокембрийских гнейсовых комплексов были в 20 – 30 раз меньше, чем при метаморфизме более молодых пород. Амплитуда вариаций давления и температуры при метаморфизме раннедокембрийских гнейсов составляли примерно 8 кб и 500 ° С, а фанерозойских комплексов – 45 – 50 кб и 1000 °. Такая поразительная выдержанность Р-Т параметров минералообразования в древних гнейсовых комплексах, несмотря на их гигантское распространение, нашла отражение в представлениях об их ареальном почти монофациальном метаморфизме по сравнению с полифациальным зональным метаморфизмом фанерозойских пород.

Природа такого различия, как и происхождение метаморфизма раннедокембрийских комплексов, не получили убедительного объяснения. В ранних публикациях обычно предполагалось, что эти комплексы являются глубинными частями древних орогенов. Однако такому предположению противоречат крайне неравномерный метаморфизм пород в корневых зонах фанерозойских орогенов и ареальное распространение древнего метаморфизма, тогда как каждая из фанерозойских геодинамических обстановок имеет локальное развитие. Большая выдержанность Р-Т параметров метаморфизма древних гнейсов свидетельствует о существовании в раннем докембрии на всей Земле сходной геодинамической обстановки, не повторявшейся в фанерозойской истории нашей планеты.

В соответствии с приведенными выше данными спецификой раннего докембрия было существование затвердевавшего слоя кислого расплава магматического океана и формирование кислой коры в результате этого затвердевания. Всеземное развитие этого слоя обусловило ареальное распространение высокотемпературных минеральных парагенезисов в образующейся кислой коре и почти монофациальность древнего метаморфизма. Температура образования парагенезисов раннедокембрийских гнейсов при наиболее распространенном давлении 7 кб составляет $685 - 850^{\circ}$ (рис. 23). Она равна температуре кристаллизации кислого расплава при этом давлении в интервале содержания 70 – 95 % твердых фаз. Следовательно, величины Р-Т параметров образования минеральных парагенезисов раннедокембрийских гнейсов и большая выдержанность соотношений этих параметров на всей Земле связаны с процессами кристаллизации глобального магматического океана.

Время заключительных (более 75 % твердых фаз) этапов кристаллизации слоя кислого расплава 3,5 – 1,8 млрд. лет назад (рис. 23) очень хорошо согласуется с обычно устанавливаемым изотопным возрастом докембрийских гнейсовых комплексов 3,7 – 1,7 млрд. лет. Меньший наклон изохроны 3,5 млрд. лет к оси температуры, чем высокотемпературной границы Р-Т параметров древних гнейсов на рис. 23, соответствует обычно наблюдающимся более молодым изотопным возрастам гранулитовых пород по сравнению с серыми гнейсами (рис. 21). Такая тенденция омоложения возраста пород с увеличением глубины расположения их в земной коре и мантии особенно хорошо видна при сравнении Р-Т условий образования минеральных парагенезисов докембрийских гнейсов и мантийных ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах. Если поле гнейсов расположено в основном между изохронами 3,5 и 1,8 млрд. лет, то поле Р-Т параметров мантийных ксенолитов находится преимущественно между изохронами 2,4 и 0,5 млрд. лет. Эта расчетная (по времени кристаллизации

разноглубинных частей магматического океана) тенденция хорошо согласуется также с наблюдающимся омоложением реальных изотопных возрастов при переходе от серых гнейсов (обычно 3,5 – 2,6 млрд. лет для Алданского щита) к гранулитовым породам (3,4 – 2 млрд. лет, рис. 40), затем к ксенолитам нижней коры Африки (2,5 – 1,4 млрд. лет; Тейлор, Мак-Леннан, 1988) и далее к протолитам мантийных ксенолитов (1,5 – 0,6 млрд. лет) и кимберлитов (0,6 – 0,7 млрд. лет) в Якутской кимберлитовой провинции (Зайцев, 2001). Такое омоложение наглядно иллюстрирует вытекающее из модели постаккреционного расслоенного магматического океана затвердевание его сверху вниз.

Важной особенностью метаморфизма докембрийских гнейсов является обычно отсутствие в них реликтов прогрессивной стадии. Если в фанерозойских комплексах выделяется как прогрессивная, так и регрессивная стадия метаморфизма и восстанавливается почти замкнутый тренд их Р-Т эволюции (Скляр и др., 2001), то в докембрийских гнейсовых комплексах обычно фиксируется лишь регрессивная стадия. При этом выделяется регрессивный тренд с преимущественным падением давления (субизотермической декомпрессии) и с падением в основном температуры (субизобарического охлаждения) (Harley, 1998). Очевидно, что отсутствие прогрессивной стадии метаморфизма в древних гнейсах связано с формированием подавляющего большинства из них в результате кристаллизации кислого расплава магматического океана.

Сохранение прогрессивной стадии метаморфизма можно ожидать в парагнейсах докембрийских высокотемпературных комплексов. Существование тенденции накопления безводных минералов в темноцветной составляющей анатектического жильного материала парагнейсов по сравнению с таковой субстрата и несколько повышенная магнезиальность граната в жильном материале (Шкодзинский, 1987) свидетельствуют о том, что жильный материал содержит в среднем несколько более высокотемпературные минеральные парагенезисы, чем субстрат. Это отражает сохранение в субстрате парагнейсов предпоследнего этапа прогрессивной стадии метаморфизма. Однако более ранние этапы, видимо, не сохраняются в связи с быстрым подъемом температуры в осадочных породах при погружении их в горячее основание и с формированием сразу высокотемпературных минеральных парагенезисов. В ортогнейсах темноцветная составляющая в жильном материале обычно богаче гидроксилсодержащими минералами, чем в субстрате. Поэтому минеральные парагенезисы этого жильного материала образовались при несколько более низкой температуре на регрессивной стадии.

Как уже отмечалось, другой особенностью раннедокембрийского метаморфизма является крутой наклон тренда его Р-Т параметров к оси

температуры (рис. 23), вследствие чего он проектируются на нее в область высоких температур. Такое явление отмечалось Л.Л. Перчуком (1973), Б.Г. Лутцем (1975), В.И. Шульдинером (1982, 1991) и В.С. Шкодзинским и А.Н. Зедгенизовым (1998). В древних гнейсах комплексах обычно отсутствуют постепенные переходы в их малобарические разности. Поэтому эмпирически трудно установить, связан ли крутой наклон трендов с высокой температурой земной поверхности в этот период или тренды резко выполаживаются в малоглубинной области. Существование последнего варианта предполагали Л.Л. Перчук и Б.Г. Лутц. Но, как справедливо отмечал В.И. Шульдинер, причиной такого резкого выполаживания может быть только высокая температура земной поверхности незадолго до метаморфизма, то есть, любой вариант приводит к горячей поверхности Земли в раннем докембрии. По расчетам В.И. Шульдинера на основании обобщения трендов метаморфизма во многих щитах эта температура была около 300 °. Экстраполяция В.С. Шкодзинским и А.Н. Зедгенизовым трендов метаморфизма Алданского щита и мантийных ксенолитов показала температуру земной поверхности более 460 °. Эти цифры хорошо согласуются с представлениями о существовании и кристаллизации магматического океана на ранней стадии развития Земли, но значительно выше, чем приводившиеся выше данные о температуре образования древних осадочных пород (до 100 – 370 °С). Однако это расхождение легко преодолевается, если учесть, что водоемы формировались только на самых остывших участках земной поверхности. Температуры, полученные по трендам метаморфизма, относятся к в среднем более горячим участкам земной коры.

Еще одной особенностью раннедокембрийских гнейсов является отсутствие достоверно установленных их постепенных переходов в слабо метаморфизованные породы. Иногда к последним относят зеленокаменные комплексы. Однако, как отмечалось, эти комплексы обычно обнаруживают признаки несогласного залегания на гнейсах и содержат гальку последних, поэтому метаморфизм зеленокаменных комплексов является существенно более молодым. Очевидно, что отсутствие постепенных переходов раннедокембрийских гнейсов в низкотемпературные породы является закономерным следствием образования их минеральных парагенезисов в результате (в ортогнейсах) или под влиянием (в телах парагнейсов) процессов кристаллизации магматического океана.

В соответствии с гипотезой метаморфизма погружения высокие величины T и P при образовании минеральных парагенезисов докембрийских гнейсов сначала связывали с влиянием перекрывавших их толщ мощностью в 20 – 30 км. Однако в дальнейшем выяснилось, что объем осадочных бассейнов Земли значительно меньше, чем этих толщ.

Геологические следы существования последних отсутствуют, а средняя величина эрозионного среза древнейших комплексов обычно оценивается лишь в первые километры. Это получило название “парадокса архейского метаморфизма” (Резанов, 2002). Предполагали связь этого явления с большей силой ускорения силы тяжести на Земле в докембрии по сравнению с фанерозоем, с существованием в это время мощных зеленокаменных толщ, погрузившихся затем под кислую кору, с давлением утерянной впоследствии мощной водородной оболочки. Этим предположениям противоречат отсутствие доказательств изменения гравитационной постоянной во времени, рассмотренные выше данные о протекании процессов метаморфизма гнейсов до образования зеленокаменных толщ и о невозможности захвата водорода Землей при аккреции.

В случае образования путем кристаллизации магматического океана парадокс архейского метаморфизма не возникает, так как высокотемпературность наиболее распространенных раннедокембрийских ортогнейсов обусловлена их магматическим происхождением. Вследствие существования локальной конвекции в остывающем магматическом океане минералы ортогнейсов компрессионно кристаллизовались в основном при погружении нисходящих струй в придонные части кислого слоя на глубину 15 – 25 км. При последующем подъеме в восходящих струях полукристаллизованные ортогнейсы размещались в малоглубинных частях коры и происходило их частичное декомпрессионное подплавление. Но главная масса их минералов сохранялась и на всем интервале глубин первоначально имела состав, соответствующий придонным высокобарическим условиям образования.

Такое происхождение, видимо, имеют величины давления в 5 – 7 кб, часто устанавливаемые в минеральных парагенезисах гранулитовых комплексов. То есть, эти величины обусловлены не существованием мощных перекрывающих толщ, а проявлениями конвекции. Это согласуется с локальным распространением таких парагенезисов и с переслаиванием их с менее высокобарическими парагенезисами (3 – 4 кб) даже в одном и том же обнажении. Такое явление получило название «переслаивание метаморфических фаций». Оно не возможно при осадочном происхождении исходных пород высокотемпературных комплексов и подтверждает образование последних в результате кристаллизации магматического океана. В тоже время в некоторых районах (среднее течение р. Сутам на Алданском щите) высокобарические парагенезисы имеют региональное распространение. Это может быть связано с образованием их в процессе перекристаллизации при скупивании коры и с выдвиганием ее нижних частей при тектонических деформациях.

Отсутствие мощных перекрывающих толщ при метаморфизме раннедокембрийских гнейсов подтверждается непосредственным залеганием на этих гнейсах зеленокаменных поясов. Изотопный возраст последних обычно очень близок к возрасту основания. Поэтому трудно предположить, что перекрывающие толщи мощностью в 20 – 30 км были смыты за короткий промежуток времени между процессами образования гнейсов и зеленокаменных пород. Особенно это очевидно, если учесть, что, судя по редкости конгломератов, рельеф в этот период был выровненным и процессы эрозии протекали очень медленно.

Таким образом, все особенности метаморфизма раннедокембрийских гнейсовых комплексов однозначно свидетельствуют об их образовании в результате длительной кристаллизации слоя кислого расплава в расслоенном постаккреционном магматическом океане. При таком происхождении минеральные парагенезисы раннедокембрийских ортогнейсов являются магматическими и постмагматическими автометаморфическими, в парапородах они образовались в результате динамотермального метаморфизма.

Специфика анатектических процессов

Для раннедокембрийских гнейсовых комплексов характерно повсеместное присутствие значительного количества небольших (до нескольких десятков сантиметров в поперечнике) послойных, реже секущих преимущественно кварц-полевошпатовых выделений, а также крупных тел гранитоидного состава. Это явление получило название “региональная гранитизация” (Reinolds, 1958; Резанов, 2002). Природа его уже более полутора веков является предметом дискуссии.

Подавляющее большинство кварц-полевошпатовых выделений и согласные гранитные тела не имеют признаков раздвижения вмещающих пород при образовании, поэтому обычно принимается, что гранитный материал не внедрился извне, а сформировался на месте. До середины прошлого века наиболее распространенными были представления о метасоматическом образовании гранитного материала путем привноса гранитофильных (K_2O , Na_2O , SiO_2) и выноса гранитофобных (MgO , FeO , CaO и др.) компонентов. Предполагалось, что кислая континентальная кора возникла в основном в результате процессов метасоматической гранитизации. Некоторые исследователи (Резанов, 2002) до сих пор разделяют эти представления. Тем не менее, в последние десятилетия распространенность этих взглядов очень сильно уменьшилась, так как им противоречат отсутствие метасоматической зональности в гранитизированных комплексах, источников гранитофильных компонентов

в земной коре и мантии и зон базификации, куда должны были бы выноситься гранитофобные компоненты. Но особенно им противоречат признаки инертного поведения всех компонентов, даже воды, при реакциях минералообразования в гранитизированных гнейсах (Шкодзинский, 1976, 1985).

Соответственно резко увеличилась популярность представлений о формировании гранитного материала в гнейсах в результате их частичного плавления при метаморфизме и обособления гранитного расплава. Обычно предполагается, что такое обособление расплава приводит к возникновению кислых магм в земной коре и является аналогом процессов зарождения мафических магм в мантии. Такое предположение без каких-либо доказательств повторяется уже десятки лет и поэтому почти не подвергается сомнениям. Между тем, детальное специальное изучение (Шкодзинский, 1976, 1985) показало, что многие гранитные выделения никогда не состояли из анатектического расплава. В случае его присутствия он составлял лишь незначительную долю (менее 10 %) гранитного материала. В анатектических мигматитах жильный материал остается автохтонным даже при содержании его более 40 %. То есть, в реальных гнейсовых комплексах не происходило отделение анатектического расплава и нет тел, состоявших из этого расплава, что полностью противоречит гипотезе маглообразования путем отделения выплавок.

Рассмотрим подробнее полученные результаты. При изучении выяснилось, что обычно предполагаемое увеличение доли биотита в темноцветной составляющей гранитного материала по сравнению с таковой субстрата характерно лишь для относительно однородных по составу биотит-роговообманковых и разнообразных гиперстеновых ортогнейсов.

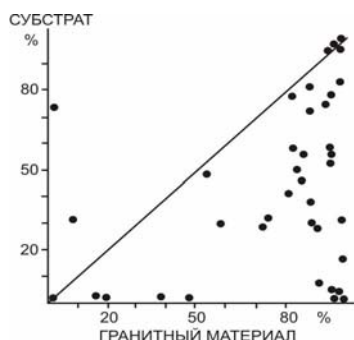


Рис. 24. Соотношение долей безводных минералов в темноцветной составляющей субстрата и жильного материала в анатектических мигматитах Алданского щита.

В явных парапородах (глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсах) наблюдается противоположная тенденция. В них темноцветная

составляющая гранитного материала представлена в основном гранатом, гиперстеном, кордиеритом, то есть, безводными минералами, хотя в субстрате широко распространен биотит (рис. 24).

В соответствии с результатами экспериментов по плавлению осадочных пород (Platen, Holler, 1967; Knabe, 1970) и с расчетами (Шкодзинский, 1976) такое явление обусловлено разложением биотита при плавлении, ввиду вхождения содержащейся в нем воды в расплав, и с кристаллизацией новообразованных безводных минералов главным образом в среде расплава. Это связано с тем, что в нем на много порядков быстрее происходит диффузия компонентов по сравнению с твердым субстратом.

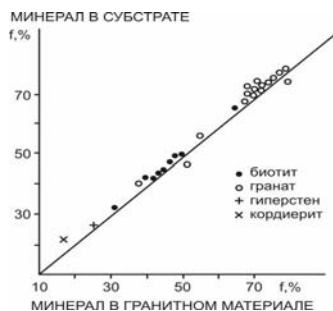


Рис. 25. Пониженная железистость минералов в анатектическом жильном материале по сравнению с субстратом в высокоглиноземистых мигматитах Алданского щита.

Вопреки широко распространенным предположениям железистость темноцветных минералов в гранатосодержащем анатектическом жильном материале (35 – 55 % для биотита) оказалась несколько ниже (на 1 – 3 %), чем в ассоциирующем субстрате (рис. 25).

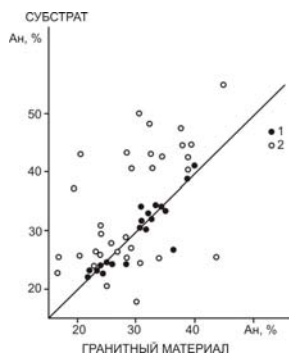


Рис. 26. Соотношение основности плагиоклаза в ассоциирующемся субстрате и рассеянном гранитном материале (1) и в крупных телах гранитов (2) в мигматитах Алданского щита (Шкодзинский, 1985).

Это резко отличает этот материал от гранитов, в которых биотит обычно имеют высокую железистость (70 – 80 %). Такое явление связано с

формированием феррофильного граната при дегидратационном плавлении, что уменьшало железистость равновесных с ним минералов.

Основность плагиоклаза в субстрате и рассеянном анатектическом жильном материале примерно одинакова (рис. 26) (Johannes, Gupta, 1982; Gupta, Johannes, 1986). Это не согласуется с диаграммой плавкости Боуэна. По этой диаграмме в случае, например, андезина №40 в субстрате в плагиоклазовом компоненте расплава и в возникшем при его кристаллизации гранитном материале должен присутствовать альбит №7. Такое несоответствие обусловлено кристаллизацией в среде расплава основного плагиоклаза, возникавшего при инконгруэнтном плавлении, и последующим его смешением с альбитом, формировавшимся при затвердевании расплава. Оно свидетельствует о том, что выплавки не отделялись от материнских пород.

Важнейшей особенностью анатектического жильного материала в парагнейсах является постоянное присутствие в нем бластических структур, отсутствие идиоморфизма кристаллов главных минералов и магматических структур, а также явлений гравитационной отсадки даже такого высокоплотного минерала как гранат. Судя по пониженной железистости (рис. 25), выполненным расчетам реакций минералообразования и экспериментальным данным, гранат формировался в процессе плавления и, следовательно, очень долго (десятки – сотни миллионов лет) находился в еще полностью незатвердевшем жильном материале.

В соответствии с формулой Стокса кристаллы граната с плотностью $\rho_1 = 4,3 \text{ г/см}^3$, радиусом $R = 1 \text{ см}$ утонут в кислом расплаве с плотностью $\rho_2 = 2,3 \text{ г/см}^3$ и вязкостью $\eta = 3 \cdot 10^7$ пуаз за 1 год ($T = 3,16 \cdot 10^7$ сек) на расстояние $S = 0,222TR^2g(\rho_1 - \rho_2)/\eta = 457 \text{ см}$. Между тем, кристаллы граната радиусом до 2 – 3 см не осаждались на дно выделений анатектического жильного материала поперечником до первых десятков сантиметров даже за многие миллионы лет высокотемпературного метаморфизма. Это противоречит широко распространенным представлениям о расплавленном состоянии анатектического жильного материала при образовании и свидетельствует о том, что он представлял собой каркас сросшихся кристаллов, в промежутках между которыми находился расплав.

Преимущественно твердофазное состояние анатектического гранитного материала при образовании обусловлено тем, что необходимая для плавления вода в реальных условиях закрытой природной системы и отсутствия флюидной фазы заимствовалась из биотита. Количество ее в последнем относительно не велико (3 – 4 %), поэтому при плавлении разлагалось много биотита и формировалось большое количество твердых фаз. То есть, плавление имело резко выраженный инконгруэнтный характер,

а не конгруэнтный, как обычно предполагается. Этот вывод иллюстрирует следующий расчет реакции плавления гранат-силлиманитовых гнейсов

$$3nK_{0,85}Mg_{1,7}Fe_{1,1}Al_{1,6}Si_{2,74}(OH)_{1,8}O_{10,2} + 1,35nNaAlSi_3O_8 + 1,67nAl_2SiO_5 + 9,46nSiO_2 + (3,43 - 2,8n)Mg_{0,6}Fe_{2,4}Al_2Si_3O_{12} = 3,43Mg_{0,6+n}Fe_{2,4-n}Al_2Si_3O_{12} + 1,2nKAlSi_3O_8 + 9nK_{0,15}Na_{0,15}Al_{0,3}Si_{1,27}(OH)_{0,6}O_{2,84} \text{ или } 3n\text{Биотит} + 1,35n\text{Альбит} + 1,67n\text{Силлиманит} + 9,46n\text{Кварц} + (3,43 - 2,8n)\text{Гранат} = 3,43\text{Гранат более магнезиальный} + 1,2n\text{Ортоклаз} + 9n\text{Расплав}.$$

Здесь n – приращение магнезиальности граната. В случае $n = 0,1$, удельных молекулярных объемов граната, ортоклаза и расплава соответственно 115, 109 и 53 см³ объем новообразованных твердых фаз составляет $2,8 \cdot 0,1 \cdot 115 + 3,43 \cdot 115 + 1,2 \cdot 0,1 \cdot 109 = 439,3$ см³, а расплава $9 \cdot 0,1 \cdot 53 = 47,6$ см³. Если все новообразованные твердые фазы кристаллизовались в выделениях расплава (вследствие на много порядков большей скорости диффузии химических компонентов в нем), то их объем составлял 90,2 % от объема анатектического жильного материала. При таком и значительно меньшем содержании твердых фаз анатектический жильный материал состоял в основном из каркаса сросшихся кристаллов. Поэтому в нем не могли происходить процессы гравитационной дифференциации, растущие кристаллы чаще всего не могли приобретать идиоморфную огранку, расплав не мог перемещаться за пределы материнской породы. Размеры тел субстрата и анатектического жильного материала контролировались дистанцией диффузионных перемещений химических компонентов в расплаве и составляли чаще всего сантиметры – первые дециметры.

Резко выраженным инконгруэнтным характером плавления природные системы резко отличаются от экспериментов, в большинстве которых плавление производится при избытке флюидной фазы. В них необходимая для плавления вода заимствуется из флюида и поэтому обычно не происходит дегидратация биотита и амфибола. Неправомерное механическое перенесение результатов таких экспериментов на процессы природного анатексиса привели к ложным представлениям о том, что анатексис – это переход вещества гнейсов в расплав, из него состоял анатектический жильный материал и процессы обособления его приводили к образованию гранитных магм.

Еще одной важной особенностью анатектического материала в парагнейсах является его постоянная автохтонность. Это выражается в расположении его только в материнских парагнейсах и в отсутствии такого материала во вмещающих ортогнейсах, что особенно хорошо видно при основном составе последних. Если в парагнейсах гранатсодержащий рассеянный гранитный материал чаще всего составляет 30 – 40 %, то в контактирующих с ними основных кристаллических сланцах он отсутствует

полностью, даже если последние перекрывают парагнейсы. В случае тектонического дробления сланцев в них появляются обычно крупные секущие тела гранитоидного состава, но они имеют признаки образования путем реоморфизма, то есть выжимания гранитогнейсов (Шкодзинский, 1976).

Другим выражением автохтонности анатектического рассеянного гранитного материала является близость минеральных парагенезисов и состава минералов в нем и в субстрате, что отражает образование их в ходе одних и тех же процессов анатектической дифференциации. Автохтонность анатектического жильного материала отражает и выдержанность его содержаний в однотипных по составу и степени метаморфизма гнейсах в пределах крупных щитов и в разных щитах, а также равномерность его распределения в одинаковых по составу гнейсах (Шкодзинский, 1976). Последнюю особенность демонстрирует рис. 27, на котором приведены соотношения последовательных сумм мощностей анатектического рассеянного гранитного материала и субстрата в биотит-гранатовых парагнейсах р. Амедици Алданского щита, замеренные по линиям вкрест простирания одного и того же тела парагнейсов.

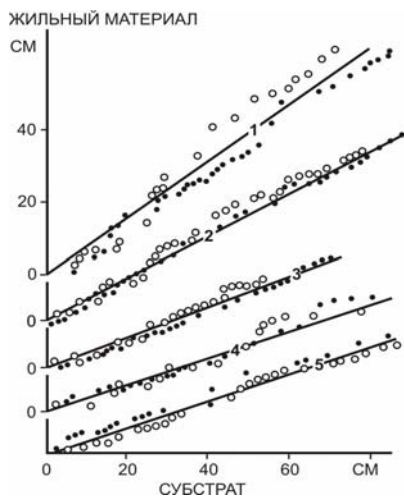


Рис. 27. Соотношение последовательных сумм мощностей (в см) тел анатектического жильного материала и субстрата в биотит-гранатовых мигматитах р. Амедици Алданского щита. Прямолинейность линий соотношения свидетельствует о равномерном распределении жильного материала в породах одного состава (Шкодзинский, 1976).

Почти полное совпадение систем разных замеров в одном и том же теле и прямолинейность средних линий на рисунке показывает равномерность распределения анатектического жильного материала в мигматитах при содержании его 30 – 40 %. Даже при содержании 46,5 % (линия 1) жильный материал не перемещается из подплавленных пород. Автохтонность

анатектического жильного материала в мигматитах отмечалась многими исследователями (Barbey et al., 1990; Spear et al., 1999). В связи с автохтонностью анатектический жильный материал не мог быть источником кислых магм (Шкодзинский, 1985; Barbey et al., 1990). Это подтверждается обычно присутствием в жильном материале отчетливого европиевого максимума (рис. 18), тогда как для гранитоидов характерен европиевый минимум. Поэтому господствующие в геологии представления о формировании магм путем выплавления является мифом, находящимся в грубом противоречии с эмпирическими данными.

В ортогнейсах темноцветная составляющая в рассеянном жильном материале обычно богаче биотитом, чем в субстрате. В нем содержится более кислый плагиоклаз и более железистые темноцветные минералы. То есть, наблюдаются во многом противоположные тенденции, чем в анатектическом гранитном материале парагнейсов, что свидетельствует о формировании в ортогнейсах жильного материала не в процессе плавления, а путем кристаллизации уже существующего расплава. В свете разработанной модели такой расплав является остаточным, возникшим при кристаллизации родоначальных магм ортогнейсов. Это указывает на формирование подавляющего большинства ортогнейсов не в результате метаморфизма микрозернистых вулканитов, а путем кристаллизации и фракционирования слоя кислого расплава в постаккреционном магматическом океане (Шкодзинский, 2003).

Ранняя медленная кристаллизация больших объемов кислых расплавов магматического океана, вследствие длительности процессов их остывания, должна была сопровождаться процессами фракционирования с образованием в них двух типов участков – богатых кристаллами и остаточным расплавом. Это является причиной существования в докембрийских гнейсовых комплексах двух главных типов кислых пород – серых гнейсов и гранитогнейсов в толщах амфиболитовой фации метаморфизма и эндербитовых гнейсов и гранито- и чарнокитогнейсов в толщах гранулитовой фации. Существенно кумулятивное происхождение серых и эндербитовых гнейсов и остаточно-магматический генезис расплавов гранито- и чарнокитогнейсов подтверждается бедностью первых калием и обогащенностью кальцием, железом и магнием и противоположным соотношением содержаний этих компонентов во вторых. Европий в повышенных по сравнению с расплавом количествах входит в полевые шпаты, поэтому небольшой европиевый максимум в эндербитовых гнейсах и отчетливый минимум в гранитогнейсах (рис. 18) также подтверждают их соответственно кумулятивное и остаточно-магматическое происхождение. Вследствие на много сотен миллионов лет более быстрого затвердевания верхней части слоя кислого расплава процессы

фракционирования при образовании серых гнейсов должны были происходить в меньшей степени, чем при формировании гранулитовых. Видимо, это является причиной отсутствия или значительно меньшей величины европиевого максимума в серых гнейсах по сравнению с эдербитами.

Бластические структуры и отсутствие процессов отсадки плотных ксенолитов основных кристаллических сланцев в секущих телах гранитного состава, несмотря на большую длительность остывания огромных масс докембрийских гнейсов, а также обычно высокая основность плагиоклаза в них свидетельствуют о том, что при процессах внедрения секущие граниты находились в преимущественно твердофазном состоянии. Следовательно, эти граниты образовались в результате реоморфизма гранитогнейсов, то есть, путем заполнения пластичными гнейсами гранитного состава формирующихся зон разрыва. В коренных обнажениях иногда удается наблюдать, как эти гнейсы выжимались в такие зоны, перекристаллизовывались, постепенно теряли гнейсовидную структуру и приобретали облик массивных гранитов или пегматитов. Ниже будут приведены доказательства, что подобные явления обусловлены процессами декомпрессионно-фрикционного переплавления и приводили к формированию гранитных магм.

Природа структурных особенностей гнейсовых комплексов

Развернувшиеся несколько десятилетий назад детальные структурные исследования выявили ряд специфических структурных особенностей древних гранулитовых комплексов. Эти комплексы обычно сильно тектонически деформированы, в них широко развиты сжатые изоклинальные складки, большинство тел имеют крутые углы залегания, хотя региональные геофизические границы являются субгоризонтальными. Характерна субгоризонтальная (согласная с напластованием) ориентировка ранней мигматитовой полосчатости и осевых поверхностей ранней изоклинальной складчатости, постепенная смена во времени мелкой сжатой изоклинальной складчатости все более открытыми и крупными складками с субвертикальными осевыми поверхностями (Паталаха, 1981; Миллер, 1982; Дук и др., 1986; Эз, 1997). Крупные складки, как правило, открытые (Черкасов, 1979; Шульдинер, 1982). С позиций обычно принимаемых представлений об осадочно-вулканогенном происхождении гранулитовых комплексов очень трудно понять природу их структурных особенностей. Это в определенной мере позволяет сделать модель кристаллизации магматического океана.

Как уже отмечалось, в гранулитовых подвижных зонах в результате остывания верхней части мигм формировалась тонкая пластичная кора, под которой происходило локальное конвективное течение обычно несколько более меланократового полужидкого материала. После увеличения мощности коры и прекращения процессов ее погружения в пограничном слое (2 на рис. 28) между конвектирующими мигмами (1 на рисунке) и малоподвижной корой (слои 3 и 4) возникали особенно большие градиенты скоростей течения.

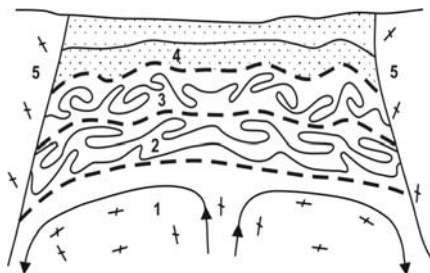


Рис. 28. Процессы образования складок в остывающих гранулитовых зонах под влиянием локальной конвекции. 1 – ламинарно текущие мигмы; 2 – формирование изоклиальной складчатости в пограничном с корой слое; 3 и 4 – образование открытых складок в коре.

Эти градиенты приводили к перекристаллизации кристаллического каркаса полужатвердевших мигм, к формированию бластических структур и ранней субгоризонтальной кристаллизационной сланцеватости. Одновременно происходила дифференциация вещества по механическим свойствам с концентрацией полевых шпатов и остаточного расплава ортогнейсов и анатектического расплава парагнейсов в микроучастках с пониженным давлением. Это обусловило возникновение ранней субгоризонтальной мигматитовой полосчатости.

Эксперименты по сдвиговому течению (Миллер, 1982) свидетельствуют о том, что в зоне, пограничной с неподвижной стенкой, при значительной скорости перемещений формируются параллельные этой стенке сжатые изоклиальные складки с утолщенными слоями в замках, связанными с перетеканием в них пластичного материала. Поэтому под кровлей непогружавшейся затвердевавшей коры должна была возникать субгоризонтальная сжатая изоклиальная складчатость (слой 2 на рис. 28). По мере утолщения коры процессы образования изоклиальных складок должны распространяться на все более глубинные части затвердевавших гранулитовых зон. Это объясняет ранее непонятное постоянное формирование такой складчатости на самых ранних этапах образования докембрийских гнейсовых комплексов (Миллер, 1982; Дук и др., 1986).

Наращивавшие кору снизу затвердевавшие слои с изоклиальной складчатостью с течением времени должны были дополнительно

деформироваться в условиях меньшей текучести их материала под влиянием продолжавшейся конвекции в ниже расположенных мигмах. Вследствие остывания и увеличения жесткости пород в них формировались более крупные открытые складки, сминающие ранние сланцеватость, мигматитовую полосчатость и субгоризонтальные сжатые изоклинальные складки (слой 3 на рис. 28). По мере утолщения коры эти процессы образования дополнительных складок охватывали все более глубинные части гранулитовых зон. При изменении направления конвективных течений уже сформированная система открытых складок сминалась системами складок другого простирания. Последние были еще более крупными и пологими вследствие продолжавшегося увеличения жесткости пород. После еще большего остывания возникали вязкие тектонические разрывы, зоны рассланцевания, катаклаза и бластеза. Это объясняет природу эволюции главных особенностей тектонических деформаций гранулитовых гнейсовых комплексов во времени. Вследствие существования в родоначальных мигмах субвертикальных конвективных потоков многие формировавшиеся тела пород в гранулитовых комплексах изначально имели крутое залегание.

В связи с всеобщей пластичностью пород и с отсутствием тектонических упоров при формировании степень тектонической деформированности серогнейсовых комплексов должна быть меньше, чем гранулитовых, что согласуется с имеющимися эмпирическими данными (Синицын, 1990).

Исходя из концепции формирования с участием процессов глобального магматического фракционирования была разработана систематика и легенда для картирования метаморфических комплексов и на их основе составлена схема геологического строения Алданского щита (Шкодзинский и др., 1998; Шкодзинский, 2003). Она продемонстрировала применимость этой концепции для картирования раннедокембрийских метаморфических комплексов.

Выводы

Исходные для континентальной коры кварц-нормативные и более кислые остаточные расплавы сформировались очень рано на начальном этапе синаккреционного фракционирования магматического океана, когда придонное давление в нем было менее 4 кб. При постааккреционном остывании магматического океана происходила дифференциация этих расплавов с образованием существенно кумулятивных серых гнейсов и эндербитов и остаточно-магматических гранитов и чарнокитов.

Атмосфера и гидросфера возникли в результате дегазации верхней части магматического океана. Осадкообразование в раннем докембрии контролировалось процессами конденсации воды в газовой-паровой оболочке и было в основном эоловым и хемогенным. Все особенности метаморфизма раннедокембрийских гнейсовых комплексов свидетельствуют о формировании этих пород в результате кристаллизации кислого слоя магматического океана.

В ортогнейсах мигматизирующий жильный материал является преимущественно остаточно-магматическим, в парагнейсах – анатектическим. Крупные тела раннедокембрийских гранитоидов являются остаточно-магматическими или реоморфическими. Вследствие резко выраженной инконгруэнтности плавления анатектический жильный материал при формировании состоял в основном из каркаса сросшихся минералов с небольшим количеством расплава в интерстициях. В анатектических мигматитах не происходили существенные перемещения анатектического материала вследствие большой прочности каркаса сросшихся кристаллов. Спецификой геодинамических обстановок раннего докембрия было протекание процессов сжатия и растяжения формировавшейся кислой коры в условиях высокой текучести ее вещества. В свете данных о протекании процессов глобального магматического фракционирования на ранней стадии эволюции Земли господствовавшая до сих пор непунистическая концепция происхождения раннедокембрийских гнейсовых комплексов является ошибочной. Ведущую роль в их образовании играли процессы плутонизма.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Существующие представления

Мантия является самой крупной оболочкой Земли. В ней зарождалось большинство магм, в том числе алмазосодержащие кимберлитовые. Конвекция в мантии в настоящее время рассматривается как главная причина протекания тектонических и магматических процессов на нашей планете. Поэтому выяснение генезиса и особенностей эволюции мантии имеет основополагающее значение для решения многих дискуссионных геологических проблем.

В истории развития представлений о ней выделяется два этапа. До примерно шестидесятых – восьмидесятых годов прошлого столетия в соответствии с представлениями Канта и Лапласа об огненно-жидком образовании Земли обычно предполагалось магматическое происхождение пород мантии и существование в эволюции кимберлитовых магм плутонического этапа (Смирнов, 1970; Францессон, 1968), на котором сформировались высокобарические минералы и породы глубинных ксенолитов. Алмаз кристаллизовался в ультраосновной магме, образовавшей мантию и кимберлитовые расплавы (Орлов, 1973).

Однако после установления геофизическими исследованиями твердофазного состояния мантии и широкого распространения гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли (Шмидт, 1962; Сафронов, 1969) появились и до сих пор являются господствующими представления (Dawson, 1980; Рингвуд, 1982) о том, что мантия никогда не была расплавленной. Она сформировалась в результате гравитационного разделения совместно выпадавших металлических и силикатных частиц протопланетного диска и сначала была однородной по составу.

Принимается, что состав мантии в среднем соответствует силикатной составляющей хондритов. А.Е. Рингвуд оценил его как пиролитовый (75 % перидотита + 25 % базальта), поскольку такой состав позволяет объяснить образование в мантии большого количества различных основных магм. Он соответствует примитивному лерцолиту, хотя породы этого состава не обнаружены среди ксенолитов в кимберлитах (Магматические ..., 1988).

По А.Е. Рингвуду перидотиты, слагающие мантийные ксенолиты в кимберлитах и щелочных базальтах, не могут быть источником наиболее распространенных мантийных магм – базальтовых, так как слишком бедны некогерентными (точнее расплавофильными) компонентами. Следовательно, по его представлениям эти породы были обеднены

(деплетированы) этими компонентами при более ранних процессах выплавки базальтовых магм и являются реститами. Основные магмы образуются и в настоящее время. Поэтому под слоем обедненных верхнемантийных перидотитов должны находиться не обедненные (примитивные) мантийные породы, содержащие в повышенном количестве компоненты базальтовых магм и генерирующие эти магмы.

Невозможность существования процессов деплетирования мантии путем отделения выплавки

Кроме низкого содержания в породах расплавофильных компонентов признаком деплетированности мантии считается высокая магнезиальность оливина. Она наиболее часто рассматривается в литературе в качестве показателя степени деплетированности. Рис. 29 иллюстрирует, что в мантийных ксенолитах из кимберлитов оливин чаще всего имеет магнезиальность около 93 %, хотя варьирует от 89 до 95 % (Smith et al., 2008). В некоторых кимберлитах Якутии она иногда уменьшается до 78 % и возрастает до 98 % (Ahchepkov et al., 2008). Минимальная магнезиальность оливина должна примерно отражать состав недеплетированных перидотитов.

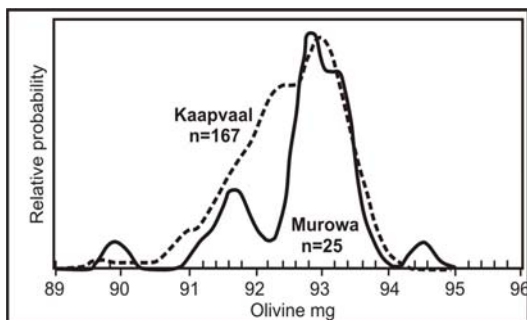


Рис. 29. Гистограмма магнезиальности оливина из ксенолитов перидотитов в кимберлитах (Smith et al., 2008).

Рений-осмиевый изотопный возраст деплетированных перидотитов из кратона Зимбабве обычно варьирует от 1,5 до 4,3 млрд. лет, но чаще всего составляет около 3 млрд. лет (рис. 30) (Smith et al., 2008). Близкие возрасты установлены и для других регионов. Поэтому обычно предполагается, что удалявшиеся при деплетировании выплавки сформировали архейскую кристаллическую кору древних платформ (Rudnick, Herrzberg, 2012).

Судя по экспериментально установленной зависимости между степенью плавления лерцолита и магнезиальностью равновесного с расплавом оливина (рис. 31), магнезиальности последнего 93 %

соответствует степень плавления перидотита около 47 %. Следовательно, с позиций гипотезы реститовой природы деплетированности мантийных перидотитов из литосферной мантии древних платформ мощностью в среднем около 200 км должен был удалиться слой мафического (базальтового – коматиитового) расплава толщиной около 180 км. Очевидно, ни в одном из древних кратонов нет такого количества мафических магматических пород, что отмечали некоторые исследователи (Rudnick, Herzberg, 2012). Это опровергает гипотезу реститовой природы перидотитов литосферной мантии древних платформ.

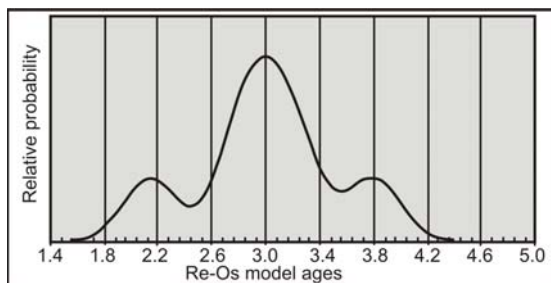


Рис. 30. Re-Os модельный возраст перидотитовых ксенолитов из кимберлитов Murowa, Африка (Smith et al., 2012).

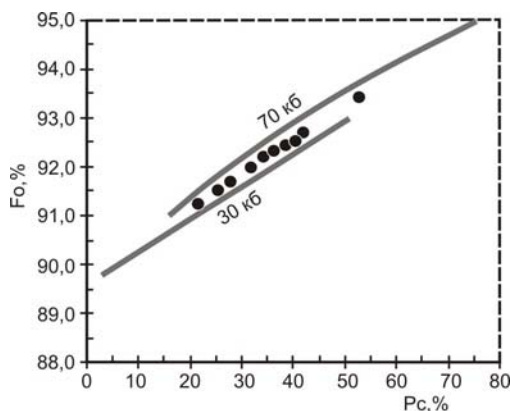


Рис. 31. Зависимость степени плавления перидотитов от магнезиальности оливина. Точки – перидотиты из ксенолитов в кимберлитах кратона Kaapvaal (Hin et al., 2008).

Другим противоречием ей является отсутствие в этих породах признаков интенсивного разогрева мантии в архее, с которым должно быть связано частичное плавление. Как иллюстрирует рассчитанная по экспериментальным данным (Шкодзинский, 1985) P-T диаграмма для системы перидотит + 0,5 % H₂O (рис. 32) для плавления перидотита на 40 % при давлении 40 кб температура его должна повыситься с 900 ° до 1550 °, то

есть на 650 °. Невозможно вообразить причину ее такого большого увеличения.

Но самое главное, в мантийных ксенолитах из кимберлитов постоянно наблюдаются признаки остывания мантии (распад высокотемпературных минералов и замещение их низкотемпературными фазами и отсутствие противоположных явлений). Как отмечалось выше, средняя температура кристаллизации на глубине 150 км наиболее ранних мантийных дунитов и гарцбургитов со средним изотопным возрастом 2,325 млрд. лет составляла 1275 °С, перцолитов с возрастом 1,777 млрд. лет – 1190 °, вебстеритов с возрастом 0,713 млрд. лет – 950 ° (см. рис. 5). Это согласуется с признаками увеличения жесткости древней литосферы и земной коры с течением времени, с появлением в конце протерозоя горизонтально залегающего платформенного чехла и с возрастанием масштабов наиболее низкотемпературного карбонатитового и кимберлитового магматизма к концу фанерозоя (см. рис. 7, 9).

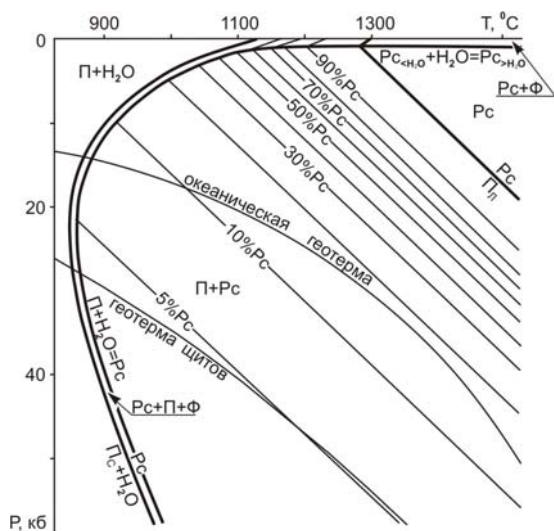


Рис. 32. Р-Т диаграмма фазового состава системы перидотит + 0,5 % H_2O (Шкодзинский, 1985). П, P_l и P_{pl} – соответственно перидотит и его твердые фазы в условиях ликвидуса и солидуса. P_c – расплав, Φ – флюидная фаза.

Судя по огромной мощности литосферной мантии, большая часть предполагаемых процессов частичного плавления должна происходить при очень большом давлении в поле устойчивости граната. Вследствие значительно большей концентрации в гранате тяжелых легких редких земель по сравнению с легкими (рис. 33) в мантийных реститах должен наблюдаться четко проявленный положительный наклон кривых распределения этих элементов, близкий к таковому для граната. С

удалением из остаточного расплава в гранат кумалатов преимущественно тяжелых редких земель связан хорошо проявленный отрицательный наклон кривых распределения в щелочных магматических породах (линии 7 и 8 на рисунке). Однако, в мантийных перидотитах линии распределения либо субгоризонтальные (1 и 2), либо имеют четко проявленный отрицательный наклон (3). По этой причине обычно предполагается, что выплавление при деглетировании мантийных пород происходило в условиях небольшого давления, при которых в породах был неустойчив гранат (Rudnick, Herzberg, 2012). Однако объяснить причину существования низкого давления в мантии на глубине в сотни километров практически невозможно. Это также противоречит реститовой природе перидотитов из мантийных ксенолитов.

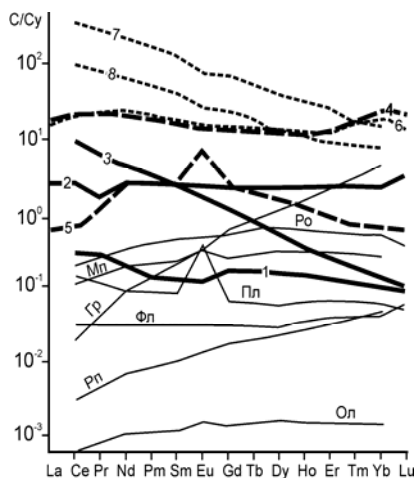


Рис. 33. Нормированное к хондритам распределение РЗЭ в породах мантийных ксенолитов: в бедных (1) и богатых расплавофильными компонентами (2, 3) перидотитах; в биминеральных эклогитах (4); гросспидитах (5); базальтах СОХ; щелочных магматических породах (7, 8); в оливине (Ол); ромбиеском пироксене (Рп); флогопите (Фл); гранате (Гр); плагноклазе (Пл); моноклинном пироксене (Мп) и в роговой обманке (Ро). (Магматические..., 1985, 1987, 1988).

Данное явление, как и все другие, полностью объясняется приведенной выше моделью фракционирования глобального океана магмы при образовании Земли. На синаккреционной стадии его эволюции вследствие небольшой еще силы тяжести и пониженной глубины океана фракционирование происходило в основном при низком давлении (менее 4 – 5 кб) при отсутствии граната. Присутствие возникших на этой стадии продуктов в постааккреционном магматическом океане является причиной отсутствия или слабого проявления положительного наклона линий распределения редкоземельных элементов в перидотитах мантийных ксенолитов в кимберлитах.

Выше были приведены доказательства отсутствия процессов удаления анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его 40 – 46 % (см. рис. 27). Еще Ю.М. Шейнманн (1963) отмечал, что

скорость всплывания расплавов, при характерных для земной коры и мантии небольших степенях частичного плавления, слишком мала для того, чтобы это всплывание могло обеспечить процессы удаления выплавов и магмообразование. Например, расчет по формуле Стокса, $W = 2\Delta\rho g R^2 / 9\eta$, показывает, что при разности плотности вмещающей среды и расплава $\Delta\rho = 0,6 \text{ г/см}^3$ скорость подъема каплей расплава радиусом $R = 1 \text{ см}$ в астеносфере с вязкостью $\eta = 10^{20}$ пуаз составит $W = 2 \cdot 0,6 \cdot 981 / (9 \cdot 10^{20}) = 1,3 \cdot 10^{-18} \text{ см/сек}$. Следовательно, за 4,5 млрд. лет ($1,42 \cdot 10^{17}$ сек), то есть за всю историю Земли, капля всплывет всего на $1,3 \cdot 10^{-18} \cdot 1,42 \cdot 10^{17} \approx 0,19 \text{ см}$. Поэтому сепарация выплавов под влиянием гравитационных сил является настолько медленным процессом, что с ней нельзя связывать магмообразование и низкие содержания расплавофильных компонентов во многих мантийных перидотитах.

Чтобы преодолеть эту трудность, некоторые исследователи (Sleep, 1974 и др.) предполагали, что всплывание расплава происходит по каналам между зернами минералов. Скорость такого всплывания описывается формулой Дарси: $W = B(c_2 - c_1)g\eta^{-1}$, где B – коэффициент, зависящий от геометрии каналов; c_2 и c_1 – плотность среды и расплава; η – вязкость расплава; g – ускорение силы тяжести. Расчеты по этой формуле дают значительно большую скорость отделения расплава. Так, по Д. Теркоту и Дж. Шуберту (1985), для базальтового расплава при содержании его 3,5 % она составляет 10^{-6} м/сек .

Однако получаемые результаты не имеют никакого отношения к природным процессам, поскольку никому еще не удалось установить присутствие каналов в глубинных кристаллических породах. Кроме того, скорость просачивания лимитируется не трением расплава о стенки каналов, как в этой формуле. Она определяется скоростью деформации кристаллического каркаса в участках потери и аккумуляции расплава. Вязкость кристаллического каркаса в 10^{20-24} раз больше вязкости расплава. Поэтому неучет влияния вязкости каркаса в формуле Дарси примерно в квадриллионы раз завышает рассчитанную скорость всплывания расплава по сравнению с реальной. Расчет по формуле Дарси в некоторой степени правомерен лишь для сильно подплавленных пород, в которых разрушен кристаллический каркас и зерна минералов со всех сторон окружены расплавом. Но такое состояние, по результатам экспериментов Арнтда (Arndt, 1977), достигается при расплавлении перидотита более, чем на 35 – 40 %. Эта степень плавления намного выше, предполагаемой при образовании магм (от 0,05 % для кимберлитовых и 10 – 20 % для толеитовых). Некоторые исследователи (McKenzie, 1985) предполагали, что межзерновые каналы должны возникать в породах при их подплавлении вследствие первого появления расплава в интерстициях зерен различных

минералов. Если эти минералы хорошо смачиваются расплавом, то его капли имеют тенденцию к объединению и размещению в каналах между зернами. Мерой смачиваемости является величина двухмерного (дигедрального) выполненного расплавом угла между двумя сочленяющимися кристаллами. Предполагается, что при величине этого угла менее 60° между зернами возникают каналы, по которым может просачиваться расплав.

Однако выполненные экспериментальные исследования показали, что в пористые мантийные перидотиты расплав может проникнуть не более чем на сантиметры – дециметры (Nielson, Wilshire, 1993). Эксперименты по частичному плавлению гнейсов (Laporte, Watson, 1995) свидетельствуют о том, что расплав в них не выполняет связную систему каналов, а располагается в виде плоскоограниченных выделений на углах зерен, хотя двугранные углы между зернами роговой обманки и выделениями расплава при 1300°C составляют 25° , а между зернами кварца, полевых шпатов и расплавом варьируют от 12 до 60° . То есть эти углы меньше 60° и, по представлениям МакКензи, должны были бы обеспечивать выполнение расплавом связной системы каналов. Но этого не происходит. В значительной мере это обусловлено тем, что большинство реальных пород являются полиминеральными. Поэтому ранние расплавы по причине их эвтектичности или котектичности возникают на стыке не двух, а трех и более зерен минералов и образуют изолированные изометричные выделения, а не выполняющие каналы.

В многоминеральных породах присутствуют не только хорошо, но и плохо смачиваемые расплавом кристаллы. Поэтому межзерновые каналы, даже в случае их возникновения, чаще всего не будут протяженнее нескольких диаметров хорошо смачиваемых зерен и неизбежно прервутся при достижении плохо смачиваемых зерен. Еще более непреодолимым барьером для движения расплава по гипотетическим интерстиционным каналам являются тела тугоплавких пород, например, дунитов, в которых кристаллы прочно срослись и не подплавлялись.

Следует отметить, что попытки придумать абстрактные схемы отделения расплава от слабо подплавленных пород путем введения различных невероятных искусственных допущений совершенно бесперспективны, так как им противоречат рассмотренные выше результаты изучения природных процессов частичного плавления. Эти попытки основаны на глубокой уверенности в существовании процессов отделения выплавок при формировании природных магм. Однако, как частично показано выше, существование таких процессов является ничем не подтвержденным мифом, основанном на весьма поверхностном подходе и

на игнорировании природных данных. Магмы формируются совершенно другим путем, что будет подробно показано ниже.

Невозможность процессов метасоматического обогащения мантии

В настоящее время широко обсуждается причина существования среди мантийных ксенолитов разностей, не только бедных, но и богатых расплавофильными компонентами. В таких ксенолитах наряду с оливином и ромбическим пироксеном, присутствуют также богатый щелочами и известью моноклинный пироксен, гранат, флогопит, ильменит, реже калиевый полевой шпат и кварц (коэсит). Происхождение их невозможно объяснить, исходя из моделей гомогенной холодной аккреции и образования основных магм путем выплавления. Поэтому было выдвинуто предположение (Ллойд, Берли, Сан, Беттчер и др.) о возникновении таких пород в результате проявления процессов мантийного метасоматоза под влиянием гипотетических флюидных потоков. Таким образом, предполагается существование в мантии трех типов пород: первичных недифференцированных (примитивных), обедненных в результате удаления базальтовых выплавов и метасоматически обогащенных крупноионными расплавофильными компонентами.

Формирование каждой разновидности пород обычно связывается с существованием самостоятельных процессов в мантии. Например, широкое распространение среди мантийных ксенолитов африканских кимберлитовых трубок относительно богатых кремнекислотой гарцбургитов и признаки более поздней кристаллизации в них некоторых зерен ромбического пироксена по сравнению с оливином рассматривается как доказательство метасоматического обогащения мантии кремнекислотой в позднем архее.

В связи с последующей кристаллизацией в мантийных породах граната, клинопироксена, флогопита и карбонатов и с присутствием богатых расплавофильными компонентами разностей гарцбургитов, лерцолитов, пироксенитов и других пород предполагается существование еще многих эпизодов метасоматического обогащения и деплетирования мантийных пород. Таким образом, формирование каждой химической и минералогической разновидности пород связывается с существованием самостоятельных процессов обогащения или обеднения. Поэтому суммарное число этих предполагаемых процессов должно быть очень большим. Однако подсчитать их очень трудно, так как принимается, что в обогащенных породах могут отсутствовать признаки развития поздних минералов. В связи с этим выделение эпизодов обогащения и обеднения мантийных пород является в высшей степени субъективным и гипотетическим.

Подавляющее большинство летучих компонентов было удалено давлением излучения Солнца из окрестностей Земли в протопланетном диске до начала главных процессов ее аккреции. Это является причиной массового распространения в мантийных породах безводных минералов – оливина, пироксенов, граната, шпинели – и крайне редкой встречаемости в них гидроксилсодержащих минералов – флогопита и амфибола.

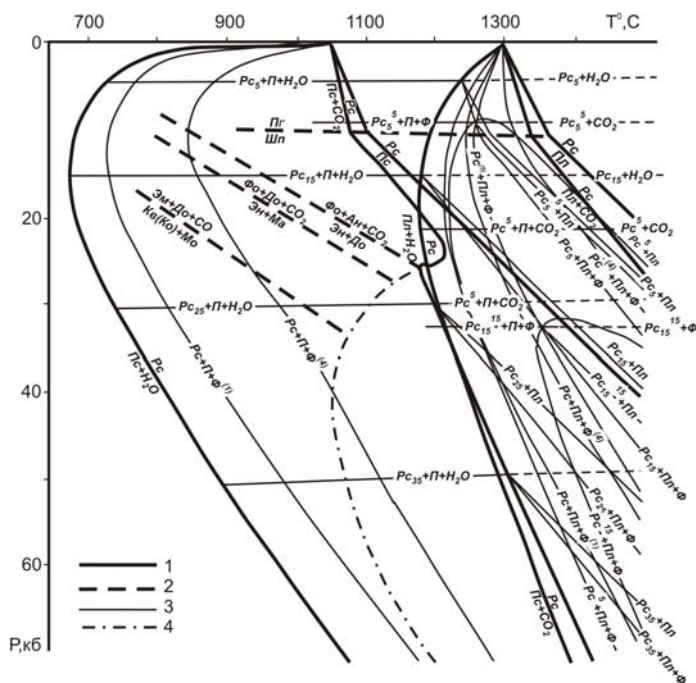


Рис. 34. P-T диаграмма состояния системы перидотит- H_2O - CO_2 с 1 % K_2O . 1 – солидус при избытке H_2O и CO_2 и их отсутствии; 2 – линии твердофазных равновесий; 3 – изоконцентраты (мас. %) воды (подстрочные индексы) и углекислоты (надстрочные) в расплаве в различных ассоциациях и изолинии массовых соотношений CO_2 к H_2O (надстрочные индексы в скобках); 4 – линия начала карбонатизации расплава. Символы: Ди – диопсид; До – доломит; Кв – кварц; Ко – коэсит; Ма – магнетит; Пг – плагиоклаз; Пс – твердые фазы перидотита в условиях солидуса; Пл – то же в условиях ликвидуса; П – в промежуточных условиях; Рс – расплав; Ф – флюид; Фо – форстерит; Шп – шпинель; Эн – энстатит (Шкодинский, 1995).

Мантийные породы очень бедны летучими компонентами. Например, среднее содержание воды в них оценивается в 0,1 мас. % (Рингвуд, 1982). Поэтому эти породы не могут быть источником гипотетических метасоматизирующих флюидов.

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют об огромной растворимости летучих компонентов в расплаве при высоком давлении. Эти данные обобщены на Р-Т диаграмме состояния системы перидотит- H_2O - CO_2 (рис. 34). Из нее видно, что, например, при 50 кб растворимость воды в расплаве в присутствии флюидной фазы составляет 35 %, а углекислоты – 25 %. Вследствие этого все летучие компоненты, содержащиеся в мантийных породах (обычно 0,1 – 0,5 %), и в десятки раз большее их количество полностью растворятся в расплаве и в них не может существовать самостоятельная флюидная фаза. Это наглядно иллюстрирует Р-Т диаграмма фазового состава системы перидотит + 0,5 % H_2O (рис. 32). На нем при давлении выше 26 кб в условиях геотермического градиента щитов и больше 14 кб – при океаническом градиенте находится поле твердые фазы + расплав при отсутствии флюидной фазы ввиду полного растворения летучих компонентов в расплаве.

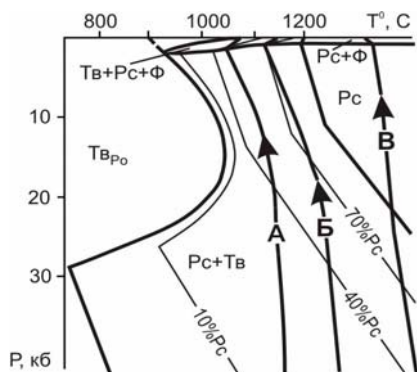


Рис. 35. Р-Т диаграмма фазового состава основных магм. Рс – расплав, Тв_{Рс} и Тв – твердые фазы с амфиболом и без него; Ф – флюид. А, Б, В – различные варианты эволюции магм при подъеме (Шкодзинский, 1995).

Ниже будет показано, что в самых последних остаточных кимберлитовых расплавах в результате накопления в них летучих компонентов при фракционировании могло появиться незначительное количество пузырьков флюида. Однако объем таких участков в мантийной литосфере был меньше 0,1 % и появлялись они на самой последней стадии ее остывания (в последние сотни миллионов лет). Поэтому их присутствие не противоречит выводу о невозможности существования флюидной фазы в массово распространенных породах мантийной литосферы.

Обычно предполагается (Aulbach et al., 2003), что вызывающие мантийный метасоматоз флюидные потоки отделяются от основных магм поднимающихся в астеносфере мантийных плюмов. Однако, появление здесь флюидов еще менее вероятно, чем в мантийной литосфере, так как давление здесь значительно выше и, следовательно, еще больше растворимость летучих компонентов в расплаве. Это наглядно иллюстрирует Р-Т диаграмма фазового состава толеитовых магм (рис. 35). Из нее видно, что почти на всем пути подъема в этих магмах отсутствует самостоятельная флюидная фаза. Она появляется лишь в приповерхностных условиях. Это согласуется с распространением пузыристых базальтовых лав лишь в наземных излияниях и с отсутствием их в относительно глубинных подводных излияниях. В последних внешнее давление слоя воды даже в десятки бар препятствует процессу вскипания лав в результате выделения летучих компонентов из расплава под влиянием декомпрессии.

По данным тектонофизики, открытые трещины и поры не могут существовать в земных недрах на глубине более 20 – 30 км (Лобковский, 1988). Поэтому в мантии нет путей для движения метасоматизирующих флюидов, даже если бы последние в ней каким-то таинственным образом появились. К выводу об отсутствии в мантии потоков флюидов пришел И.Д. Рябчиков (2005) на основании существования прямой корреляции между величинами содержания летучих и других расплавофильных компонентов в мантийных породах.

Часто предполагается, что мантийный метасоматоз обусловлен просачиванием не флюида, а расплава. Однако, вязкость расплава на много порядков больше вязкости флюида (Таблицы..., 1976). Поэтому его просачивание в не имеющей пор и трещин мантии еще более невероятно, чем движение флюида. Кроме того, при поступлении в верхние более холодные породы расплав должен кристаллизоваться, что приведет к его исчезновению. Поэтому даже в пористых породах верхних частей земной коры просачивание расплава через поры в экзоконтактах интрузий не отмечается.

Характерное для мантии высокое давление резко увеличивает химическую активность летучих компонентов и приводит к их полному связыванию не только в расплаве, но и в пороодообразующих минералах. Например, при давлении более 9 – 20 кб углекислота начинает связываться форстеритом и пироксенами (см. рис. 34) с образованием карбонатов (Wyllie, 1968) и даже при практически не достижимом высоком содержании ее в породах, порядка 10 – 20 %, она будет полностью поглощена этими минералами.

В интервале давления примерно 2 – 30 кб кристаллизация роговой обманки приведет к полному поглощению небольшого количества воды,

растворенной в толеитовых магмах, и флюидная фаза в них не появится даже при полной кристаллизации.

Как показано выше, вопреки широко распространенным представлениям (Рингвуд, 1982), земное ядро не может быть источником летучих компонентов, так как в нем нет существенного количества других примесей, кроме сидерофильных элементов, кислорода и серы. Последние два компонента в ней химически связаны, поэтому они не могут выделяться в виде флюидной фазы. Аккреция частиц в протопланетном диске происходила при давлении в нем порядка $10^{-2} - 10^{-6}$ атм. (Додд, 1986; Витязев, 1991). При таком низком давлении очень небольшие остатки летучих компонентов в окрестностях Земли не могли в существенном количестве растворяться в металлическом железе. Давление, при котором растворялись летучие компоненты в какой-либо фазе, при прочих равных условиях, равно давлению, при котором может происходить их отделение из этой фазы. Поэтому для выделения летучих компонентов из ядра необходимо, чтобы существующее в нем давление несколько тысяч килобар снизилось бы до $10^{-2} - 10^{-6}$ бар, что абсолютно невероятно.

Если бы флюидные потоки каким-либо невероятным путем появились в мантии, то они вызвали бы ее интенсивное плавление, так как температура солидуса перидотита в присутствии флюидной фазы при давлении 20 кб на 850° ниже, чем в сухих условиях (см. рис. 34). При большем давлении эта разница еще больше. Возникший расплав полностью поглощал бы флюид. В случае продолжения его воображаемого притока произошло бы полное плавление мантийных пород. Если бы подток летучих компонентов обеспечил содержание их в расплаве более нескольких десятков процентов, то только в этом случае в возникшем мантийном океане магмы появились бы пузырьки самостоятельной флюидной фазы. Однако в этом варианте более холодные и в среднем более плотные породы коры утонули бы в океане магмы и на Земле исчезли бы континенты. Этого не произошло, поэтому не было и флюидных потоков в мантии.

Таким образом, самые разнообразные данные свидетельствуют о невозможности существования в мантии флюидной фазы, флюидных потоков и связанного с ними метасоматоза. Вера в их существование является еще одним мифом. Его появление связано с грубым игнорированием имеющихся экспериментальных и природных данных.

В мантии может существовать только фаза расплава, в котором сконцентрированы летучие и другие расплавофильные компоненты. Скорость диффузионного перемещения химических компонентов в твердых фазах крайне мала, поэтому она не может обеспечить заметные перемещения компонентов в масштабах мантии. Например, если бы диффузионные перемещения элементов превышали первые миллиметры, то

не возможно было бы определять изотопный возраст мантийных пород, так как соотношения в них между исходными и дочерними изотопами сильно нарушались бы и определения по ним возраста не имели бы геологического смысла. Однако результаты многочисленных определений по ним возраста достаточно хорошо согласуются с другими данными (см. рис. 5).

Существованию в мантии обширных метасоматических процессов противоречит отсутствие в мантийных ксенолитах из кимберлитов признаков существования метасоматической зональности, которая возникает при протекании реальных метасоматических перемещений химических компонентов. Теория такой зональности была разработана Д.С. Коржинским (1957) и подтверждена результатами многих детальных исследований достоверных метасоматических пород – скарнов, вторичных кварцитов, грейзенов.

Таким образом, широко распространенные в настоящее время представления об участии в формировании мантийных пород процессов метасоматического привноса расплавофильных компонентов находятся в грубом противоречии с многочисленными эмпирическими и теоретическими данными. Очевидна необходимость кардинального пересмотра этих представлений. Полученные выше доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли объясняют все особенности состава мантийных пород и магм и без привлечения нереальных процессов метасоматоза.

Природа некоторых общих особенностей состава мантии

Из рассмотренной выше модели образования Земли в результате горячей гетерогенной аккреции следует, что земное ядро образовалось раньше мантии и силикатное вещество Земли никогда не было перемешано в ее недрах с металлическим. Это объясняет долгое время дискутировавшуюся причину отсутствия обедненности мантийных пород хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами.

Известно (Рингвуд, 1982), что земная мантия и вся Земля обеднена по сравнению с углистыми хондритами и внешней оболочкой Солнца (предполагаемого исходного вещества протопланетного диска) сильно летучими компонентами. Величина этого обеднения для легких газов – гелия и водорода – составляет квинтиллионы – миллионы раз. Как уже отмечалось, для газов такое обеднение связано с удалением их световым давлением из области зарождения Земли во внешние части протопланетного диска.

Справедливость этого положения подтверждается уменьшением величины обеднения с возрастанием атомного веса и химической

активности газов (рис. 36). Существование этой зависимости обусловлено тем, что тяжелые атомы и химически связанные с другими элементами были менее подвержены перемещениям под влиянием давления света.

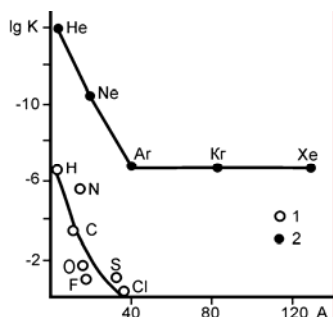


Рис. 36. Уменьшение степени обеднения обычными (1) и благородными (2) газами Земли с увеличением их атомного веса (A). К – нормированные к Солнцу содержания. Построен по данным (Войткевич, 1983).

Бедность земной мантии умеренно летучими элементами (селеном, серой, золотом и др.) обычно объясняют частичной потерей их вследствие повышения температуры Земли при гравитационном разделении вещества ядра и мантии (Рингвуд, 1982). Однако такое предположение не согласуется с приведенными доказательствами более раннего образования земного ядра по сравнению с мантией. Поэтому обеднение Земли этими элементами, как и газами, должно быть связано с удалением их из зоны роста Земли давлением излучения Солнца.

В таком случае степень обеднения мантии должна увеличиваться с падением температуры конденсации данных компонентов в протопланетном диске и их химической активности. Это обусловлено тем, что такие компоненты позже подвергались процессам аккреции, дольше находились в газообразном состоянии в протопланетном диске и поэтому полнее удалялись световым давлением Солнца из зоны роста Земли. Это подтверждает рис. 37, на котором показано соотношение нормированного к углистым хондритам содержания летучих компонентов в земной мантии с температурой конденсации их в протопланетном диске. Для сравнения на рисунок нанесен также состав бедных калием «морских» базальтов Луны. Отрицательный наклон полосы расположения точек на рисунке показывает, что степень обеднения земной мантии летучими элементами, действительно, увеличивается с уменьшением температуры их конденсации в протопланетном диске. Такое же обеднение, но в еще большей степени, характерно и для лунных «морских» базальтов.

Мерой химической активности элементов в протопланетном диске в значительной мере является величина их химического сродства к широко распространенному в нем химически активному элементу – кислороду.

Химически малоактивные элементы с низкой величиной этого сродства (например, золото с $\Delta Z_{298}^0 = -28$ и медь с $\Delta Z_{298}^0 = 61$ ккал/моль) (Маракушев, 1997) располагаются в нижней части рис. 37. То есть, степень обеднения ими земной мантии и лунных морских базальтов, действительно, существенно (на 1 – 2 порядка) выше, чем химически высокоактивными элементами (верхняя часть рисунка). Для последних величина химического сродства с кислородом равна: для магния – 272, для кремния – 205, для индия – 103, для висмута – 79 ккал/моль).

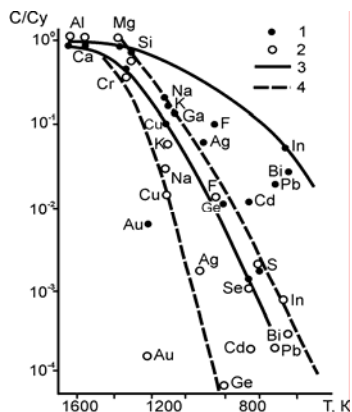


Рис. 37. Соотношение нормированного к углистым хондритам содержания (C/C_y) главных элементов в земной мантии (1, 3) и в низкотитанистых лунных базальтах (2, 4) с температурой конденсации этих элементов в протопланетном диске. Построен по данным (Рингвуд, 1982; Jagoutz et al., 1984). Рисунок демонстрирует возрастание степени обеднения земных и лунных пород высоколетучими элементами по мере снижения температуры их конденсации.

Таким образом, особенности дефицита в земной мантии умеренно летучих элементов свидетельствуют о связи его с дифференциальным удалением этих элементов давлением излучения Солнца из внутренних частей протопланетного диска во внешние. Более значительные масштабы этого обеднения для Луны могут свидетельствовать о формировании ее ближе к Солнцу, чем Земля (возможно между Землей и Венерой), и о дальнейшем захвате ее Землей после завершения аккреции под влиянием достигшего максимальной величины гравитационного поля нашей планеты. Распространенное в последнее время предположение о возникновении Луны из материала Земли, выброшенного под влиянием мегаимпакта, не согласуется с значительными различиями химического состава пород этих тел (см. рис. 37).

Глобальное магматическое фракционирование – главная причина разнообразия состава пород мантии

Мантийные породы глубинных ксенолитов весьма неоднородны по составу. Например, содержание кремнекислоты в них варьирует от 28 до 57

% и более, а сумма щелочей – от сотых долей до 10 – 11 % (рис. 38). Если же учесть, что по модели глобального магматического фракционирования в мантии должны присутствовать субстраты, идентичные по составу всем глубинным магмам, то содержание щелочей в ее веществе может достигать 15 % и более. Высокощелочные субстраты очень легкоплавкие, поэтому они обычно расплавляются при подъеме и не встречаются в виде ксенолитов.

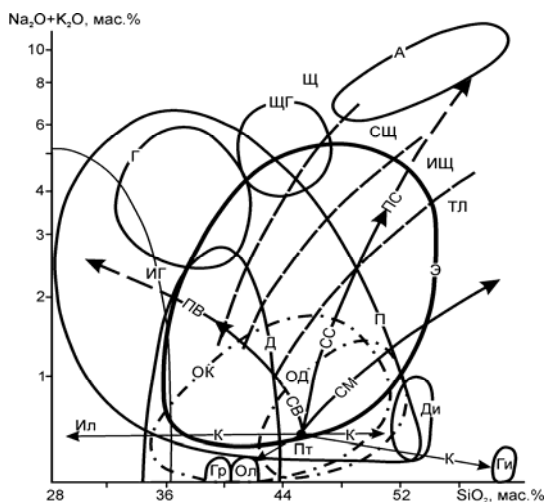


Рис. 38. Соотношение суммарного содержания щелочей и кремнекислоты в породах мантийных ксенолитов. ИГ – ильменитовые гипербазиты; Г – горнблендиты; П – перидотиты и пироксениты; Д – дуниты; Э – эклогиты; ЩГ – щелочное габбро; А – анортоклазиты; ОК – ксенолиты в океанических базальтах; ОД – ксенолиты в островодужных базальтах (Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976; Магматические..., 1988; Уханов и др., 1988; Специус, Серенко, 1990; Кимберлиты..., 1994). Поля: щелочных (Щ), субщелочных (СЩ), известково-щелочных (ИЩ) и толеитовых (ТЛ) пород. Линии со стрелками показывают изменения остаточных расплавов при синаккреционном малобарическом (СМ), среднебарическом (СС), высокобарическом (СВ), постаккреционном среднебарическом (ПС) и высокобарическом (ПВ) фракционировании магматического океана, а также изменение состава кумулатов (К). Овалы Ди, Ги, Гр и Ол – поля состава соответственно диопсида, гиперстена, граната и оливина.

Еще больше вариации количества редкоземельных элементов (см. рис. 33). Нормированное к углистым хондритам содержание их в ультраосновных ксенолитах варьирует от 0,1 до 10, то есть изменяется на два порядка. Но в щелочных мантийных магмах оно иногда в 1000 раз

выше, чем в хондритах. Следовательно, общий размах колебаний их содержания может достигать четырех порядков. Возникает вопрос о природе дифференцированности состава мантии.

Очевидно, что при глобальном магматическом фракционировании существовали несопоставимо более благоприятные условия для разделения химических компонентов, чем в твердой мантии, поскольку вязкость последней обычно составляет $10^{18} - 10^{24}$ пуаз, а мафических расплавов – $10 - 10^2$ пуаз. То есть вязкость среды при глобальном магматическом фракционировании более чем на двадцать порядков меньше, чем твердой мантии и, следовательно, во столько же раз выше скорость дифференциации химических компонентов.

Реальность и эффективность процессов магматического фракционирования в разделении химических компонентов подтверждается многочисленными примерами расслоенных основных, а иногда и кислых интрузий. В середине прошлого столетия большим количеством экспериментальных и расчетных данных была показана ведущая роль магматического фракционирования в процессах формирования самых разнообразных магматических пород. Однако в последние 40 – 50 лет эти представления были почти оставлены и заменены гипотезой о ведущей роли выплавления и метасоматоза в этих процессах, хотя реальность их не была доказана.

В рассмотренной модели глобального магматического океана выделяется две стадии его фракционирования – синаккреционная и постаккреционная. Выделение впервые синаккреционной стадии имеет большое значение, поскольку позволяет объяснить образование всей мантии в результате глобального магматического фракционирования, не предполагая существования очень большой глубины магматического океана, равной суммарной мощности мантии и коры (около 2900 км). На синаккреционной стадии происходили процессы кристаллизация и фракционирования придонной части магматического океана под влиянием роста давления новообразованных его верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы формировали кумулаты мантии. Остаточный расплав частично всплывал, увеличивая объем магматического океана и приводя к накоплению в его верхней части расплавофильных компонентов.

Кумулативный генезис главной массы ультраосновных пород мантии объясняет бедность большинства из них расплавофильными компонентами, ограниченный набор минералов, слагающих эти породы, самые различные количественные соотношения в них минералов и обычное отсутствие корреляции между количеством и магнезиальностью оливина в ксенолитах перидотитов (Магматические..., 1987). Породы мантии, действительно, обычно обеднены расплавофильными химическими компонентами, как

предполагали Рингвуд (1982) и многие другие исследователи. Но это обеднение является не следствием выплавления из них базальтовых магм, а результатом разделения ранних минералов и основных и других по составу остаточных расплавов в процессе глобального магматического фракционирования, то есть следствием кумулятивного происхождения большинства мантийных пород.

Из рассмотренной модели горячего образования Земли следует, что существует две разновидности мантии. Ранняя мантия сформировалась из магматического океана в процессе аккреции и располагается глубже постаккреционной мантии. Последняя в настоящее время слагает литосферу древних платформ. Синаккреционная мантия начинается от ядра и продолжается до континентальной литосферы. В ней происходят процессы конвекции в результате подогрева ее изначально горячим ядром.

Вследствие возрастания температуры земной поверхности в процессе аккреции глубина магматического океана постепенно увеличивалась от первых десятков до примерно 240 километров. Поэтому вещество синаккреционного океана фракционировало в среднем при меньшем давлении, чем постаккреционного. Пониженное давление приводило к более широкой устойчивости и к большим масштабам отсадки оливина при фракционировании синаккреционного магматического океана. Оливин намного беднее кремнекислотой, чем пироксены и гранат. Поэтому его отсадка приводила к более интенсивному накоплению кремнекислоты в остаточном расплаве, чем при отсадке других минералов. Это должно было обусловить меньшее содержание кремнекислоты во многих породах постаккреционной мантии по сравнению с синаккреционной.

Анализ опубликованных данных по составу около двухсот мантийных ксенолитов в океанических базальтах, характеризующих океаническую мантию, и в кимберлитах, отражающих состав мантийной литосферы древних платформ, показал, что породы верхней мантии под океанами, действительно, в среднем отчетливо богаче кремнекислотой, чем под континентами (рис. 39, 40). Эта разница особенно велика между производными океанической мантии базальтами срединно-океанических хребтов, и дифференциатами мантийной литосферы древних платформ – кимберлитами и карбонатитами. При образовании магм последних в процессе фракционирования перидотитового слоя постаккреционного магматического океана при повышенной доле углекислоты (более 60 %) в летучей составляющей содержание кремнекислоты в остаточном расплаве резко уменьшалось (Wyllie, Huang, 1975). Поэтому разница между количеством этого химического компонента в карбонатитах и базальтах достигает 40 % (рис. 39).

Для бедных магнием пород континентальной литосферной мантии характерно пониженное на 2 – 8 % содержание TiO_2 (рис. 40) по сравнению с океанической мантией. Это обусловлено более высокой в среднем величиной давления при образовании континентальной мантии, что было причиной широкого развития в ней баррофильного относительно малотитанистого граната. Частичное замещением им ильменита, видимо, привело к вытеснению TiO_2 в остаточный расплав при фракционировании и к высокой его концентрации в самых поздних щелочных расплавах и породах.

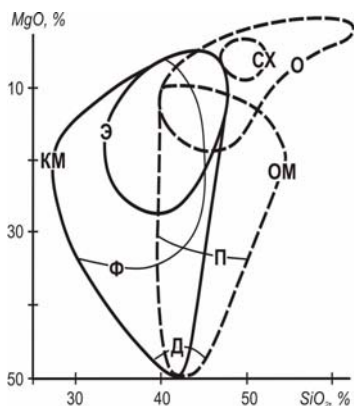


Рис. 39. Соотношение содержания MgO и SiO_2 в ксенолитах дунитов (Д), пироксенитов (П), эклогитов (Э) и флогопитсодержащих пород (Ф) из континентальной мантийной литосферы (КМ) и из мантии океанических областей (ОМ). Между линиями П и Д расположено поле лерцолитов. Составы: СХ – базальтов срединно-океанических хребтов, О – базитов океанических островов (Шкодзинский, 2010).

С повышенным вхождением Al_2O_3 и CaO в гранат, видимо, связано пониженное количество этих компонентов в остаточных расплавах и в бедных магнием породах континентальной литосферной мантии. Высокое содержание натрия и низкое калия в осаждавшихся высокобарических клинопироксенах были причиной соответственно меньшего количества Na_2O и большего K_2O в остаточных расплавах и в низкомagneзиальных породах мантии древних платформ (рис. 40).

Из модели горячей аккреции Земли следует, что на всех главных этапах геологической эволюции в ее недрах существовали крупные (до многих миллионов кубических километров) тела расплавов магматического океана. Они легко выжимались и всплывали по зонам растяжения, возникавшим при тектонических деформациях земной коры и мантии, и формировали магмы. Поэтому для образования последних нет необходимости предполагать нереальные с кинетической точки зрения процессы отделения выплавов из слабо подплавленных глубинных пород.

Состав формировавших мантию кумулатов и остаточных расплавов изменялся во времени в результате процессов магматического

фракционирования. Ими, а не гипотетическими процессами метасоматоза и отделения выплавов, обусловлены вариации состава мантийных пород и эволюция процессов минералообразования в них.

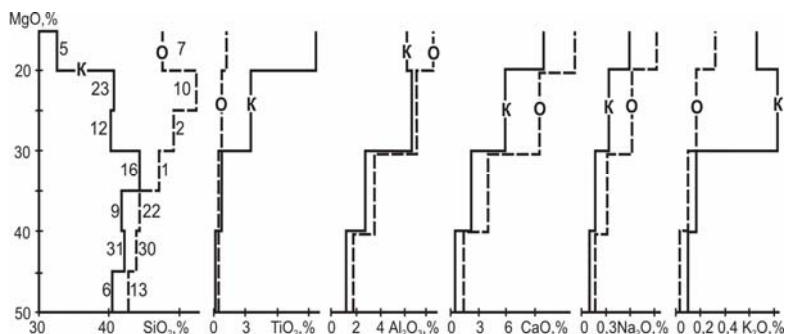


Рис. 40. Соотношения содержания MgO со средним количеством TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O в ксенолитах континентальной (К) и океанической (О) мантии. Числа у линий – количество использованных определений (Шкодзинский, 2010).

В соответствии с последовательностью фракционирования мафических магм при кристаллизации нижнего наиболее мафического слоя постаккреционного магматического океана первыми формировались дунитовые и гарцбургитовые, затем лерцолитовые, далее пироксенитовые и экзотические по составу флогопитсодержащие кумулаты и глиммериты. Состав остаточных расплавов должен был эволюционировать через пикритовый (эклогитовый) к карбонатитовому и кимберлитовому в магмах с повышенным отношением углекислоты к воде (более 60 молекулярных процентов углекислоты от суммы ее с водой) и до лампроитового при средней и низкой величине такого отношения. Как уже отмечалось, при таком происхождении точки состава различных мантийных пород должны располагаться вдоль трендов магматического фракционирования. Они должны формировать единые возрастные и температурные ряды, соответствующие последовательности их формирования при фракционировании. Это полностью подтверждает рис. 4.

На нем на диаграмме $\text{MgO} - \text{CaO}$ поля точек состава дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и вебстеритов из мантийных ксенолитов в кимберлитах различных древних платформ, действительно, расположены вдоль одного и того же линейного тренда в направлении уменьшения содержания магния и увеличения количества кальция. Поле состава эклогитов располагается на продолжении этого же тренда, что свидетельствует о формировании их в верхней мантии древних платформ в

процессе образования других ее пород при фракционировании постагрессивного глобального магматического океана.

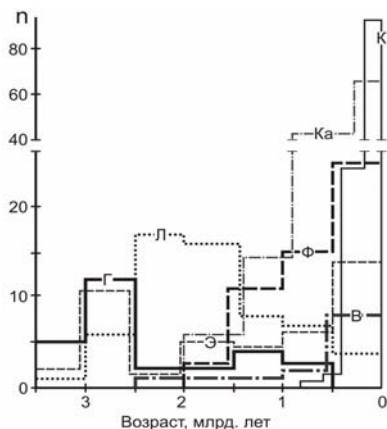


Рис. 41. Гистограммы изотопных возрастов гарцбургитов (Г), лерцолитов (Л), вебстеритов (В), эклогитов (Э) и флогопитсодержащих пород (Ф) из ксенолитов, а также кимберлитов (К) и карбонатитов (Ка). Используются те же данные, что на рис. 5.

Поле составов кимберлитов начинается в поле лерцолитов и протягивается в сторону низкого содержания магния и высокого кальция вплоть до поля типичных карбонатитов. В области низкого содержания кальция на диаграмме оно постепенно переходит в поле лампроитов.

Средний изотопный возраст ее пород уменьшался в ряду гарцбургиты – лерцолиты – эклогиты и пироксениты – флогопитсодержащие породы – карбонатиты – кимберлиты, что полностью подтверждает рис. 5. Максимумы возрастов различных мантийных пород также омолаживаются в рассмотренной последовательности (рис. 41). Исключение составляют эклогиты, для которых намечается существование двух максимумов – один в интервале 3,0 – 2,5 млрд., другой – в интервале 0,5 – 0 млрд. лет. Природа их становится понятной, если учесть, что постагрессивный магматический океан вследствие расслоенности по составу затвердевал сверху вниз. Кумулаты верхних частей каждого слоя в общем случае имеют более древний возраст, чем кумулаты нижних частей. Эклогиты возникали как при фракционировании среднеглубинного базитового слоя океана с образованием древнего максимума, так и при фракционировании нижних пикритового и перидотитового слоев. В последнем случае сформировался молодой максимум.

Разновидности кумулатов, возникшие при поздних процессах фракционирования низкотемпературных остаточных расплавов, богаче расплавофильными компонентами, чем ранние. Повышенное содержание этих компонентов является первичным и не связано с гипотетическими

процессами метасоматического обогащения. Однако небольшая часть минералов в этих породах могла возникать в результате реакции ранних минералов с остаточным расплавом. Система расплав + твердые фазы при этих реакциях оставалась полностью закрытой, поэтому возникшие реакционные минералы не являются метасоматическими с традиционной точки зрения, связывающей метасоматоз с привнесом химических компонентов. Такой механизм формирования мантийных пород с различным содержанием расплавофильных химических компонентов хорошо согласуется с отсутствием в них метасоматической зональности и с более поздним возрастом богатых расплавофильными (некогерентными) компонентами пород.

Как уже отмечалось, если породы мантийных ксенолитов в кимберлитах являются продуктом фракционирования мафических слоев магматического океана, то температура формирования их минеральных парагенезисов должна снижаться от гарцбургитов к эклогитам и вебстеритам. Средняя температура их кристаллизации при 50 кб оказалась равной соответственно 1275, 1190 и 950 ° С. (см. рис. 5). То есть, температура кристаллизации, действительно, понижалась от ранних дифференциатов к поздним в полном соответствии с образованием этих пород в процессе магматического фракционирования.

Каждая разновидность кумулатов формировалась в значительном интервале времени из расплавов, заметно различавшихся по составу и температуре. Самые ранние высокотемпературные кумулаты были бедны расплавофильными компонентами. Последние концентрировались в остаточных расплавах и после гравитационного отделения их кумулаты теряли возможность обогащаться этими компонентами в результате диффузионных процессов. Такие ранние кумулаты могут иметь большие величины отношения ^{87}Sr к ^{86}Sr , несоответствующие незначительному содержанию в них рубидия, поскольку этот в высшей степени расплавофильный химический компонент позже был удален из системы в результате гравитационного разделения твердых фаз и расплава. Эти бедные расплавофильными компонентами кумулаты обычно рассматриваются как породы, деплетированные некогерентными химическими компонентами. С позиций рассматриваемой модели магматического фракционирования их следует относить к ранним кумулатам, изначально содержащим небольшое количество расплавофильных компонентов, поскольку никаких поздних процессов их обеднения не существовало. Некогерентные компоненты целесообразно называть расплавофильными, так как это название точнее отражает их поведение при процессах образования пород в мантии.

Кумулятивный генезис ультраосновных пород мантии в результате глобального магматического фракционирования подтверждается проекцией полей Р-Т условий их образования в область очень высокой температуры на земной поверхности. Это иллюстрирует рис. 6, на котором показаны условия формирования ксенокристаллов высокоалмазонасных трубок Якутии. Как уже отмечалось, поля Р-Т условий кристаллизации их проектируется на ось температуры в интервал ее значений примерно 500 – 1100 °С. Почти такие же величины температуры на земной поверхности при процессах минералообразования получены и по геотермическим палеоградиентам для докембрийских метаморфических комплексов (см. рис. 23).

Доказательством образования мантийных пород путем магматического фракционирования является относительно большой интервал составов слагающих их минералов. Например, в ксенолите гранатового лерцолита из бразильской трубки Канастра-01 обнаружены не только гранаты лерцолитового состава по систематике (Grutter et al., 2004), но и эклогитового, вебстеритового и пироксенитового (Costa et al., 2012). Очевидно, что последние три состава гранатов возникли из интерстиционных расплавов лерцолитов под влиянием дальнейших процессов фракционирования их при снижении температуры.

Как показали детальные исследования мафических расслоенных интрузий и выполненные расчеты (Л. Уэджер, У. Дир и др.), затвердевание однородных по составу магм происходит снизу вверх. Это обусловлено тем, что рост давления очень сильно повышает температуру кристаллизации расплава (примерно на 3 °/км) и поэтому при постоянном теплосодержании приводит к процессам его кристаллизации с увеличением глубинности. Остаточный расплав всплывает, что в случае смешения его с главным объемом магмы приводит к обогащению ее расплавофильными компонентами, к уменьшению температуры ее кристаллизации и к образованию все более кислых и богатых щелочими слоев. Следствием этого является смена в расслоенных интрузиях снизу вверх ультрамафических высокотемпературных ранних кумулятов все менее мафическими и более низкотемпературными поздними (Шарков, 1980). В случае неполной ассимиляции остаточного расплава и периодического накопления его перед фронтом кристаллизации возникает ритмичная расслоенность. При таком протекании процессов фракционирования литосферная мантия древних платформ была бы резко расслоенной по составу – в нижней ее части располагались бы дуниты и гарцбургиты, выше – лерцолиты, далее – различные пироксениты и эклогиты, затем – породы, резко обогащенные расплавофильными компонентами (глиммериты, карбонатсодержащие и др.). Однако первичная расслоенность и

кристаллизация постаккреционного магматического океана сверху вниз должны существенно нарушать эту последовательность. Опускание и ассимиляция кристаллов из кристаллизовавшихся верхних слоев в нижние более мафические и высокотемпературные, видимо, могла приводить к появлению в глубинных частях океана богатых расплавофильными компонентами кумулатов среди бедных ими пород.

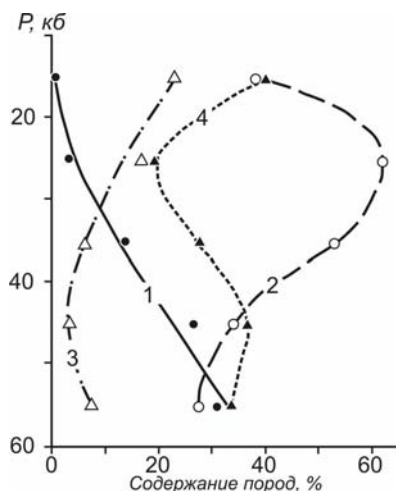


Рис. 42. Среднее содержание гарцбургитов (1), лерцолитов (2), вебстеритов (3) и эклогитов (4) среди ксенолитов, сформировавшихся в различных интервалах давления (10 – 20, 20 – 30, 30 – 40, 40 – 50 и 50 – 60 кб). Использованы те же данные, что и на рис. 5.

Для выяснения реального распределения различных кумулатов в континентальной мантийной литосфере были обобщены опубликованные данные по определениям давления при кристаллизации мантийных ксенолитов различного состава из кимберлитов разных регионов (рис. 42). Полученное распределение близко к возникающему при кристаллизации однородных магм, но с существенными нарушениями. Самые ранние и высокотемпературные кумулаты, гарцбургиты, действительно, почти отсутствуют в верхней части континентальной мантии (1 % при давлении 15 кб) и больше всего распространены (31 % среди всех пород) в самых глубинных ее частях (при 55 кб). Относительно низкотемпературных и поздних пироксенитов больше всего, примерно 23 %, встречается в мантии на глубине, соответствующей 15 кб. Ниже доля их уменьшается до 7 % при давлении 55 кб.

Максимальная доля эклогитов (40 %) установлена на глубине, соответствующей 15 кб. В самых нижних частях континентальной мантии их количество уменьшается до 33 %. Среднетемпературных лерцолитов больше всего (66 %) присутствует на глубине, соответствующей давлению

25 кб. В области меньшего давления их количество уменьшается до 39 % за счет возрастания содержания главным образом эклогитов. При давлении 55 кб содержание лерцолитов составляет около 27 %.

Данные по конкретным трубкам согласуются с преимущественной приуроченностью относительно низкотемпературных кумулатов – пироксенитов и эклогитов – к верхним частям континентальной литосферной мантии. Так, под трубкой Удачная мантия в интервале глубин 45 – 80 км сложена разнообразными пироксенитами, в интервале 80 – 180 км – пироксенитами и перидотитами, а на глубине 180 – 250 км – катаклазированными перидотитами (Кимберлиты..., 1994). Под трубкой Мир мантия в интервале 65 – 85 км состоит из пироксенитов и магнезиальных эклогитов. Глубже располагаются преимущественно перидотиты и эклогиты (Уханов и др., 1988). Таким образом, распределение различных по составу кумулатов в мантии древних платформ значительно сложнее, чем в расслоенных мафических интрузиях. Это, видимо, связано с первичной расслоенностью по составу постаккреционного магматического океана и большой длительностью процессов его затвердевания.

Процессы синаккреционного придонного фракционирования происходили при образовании всей нижней, средних и нижних частей верхней мантии, то есть они сформировали объем кумулатов общей мощностью около 2600 км. С учетом сферичности слоев кумулатов и постаккреционного магматического океана начальный объем последнего при глубине 240 км составлял около 12 % общего объема силикатного вещества Земли. Следовательно, концентрация в нем наиболее расплавофильных компонентов могла увеличиться примерно в 8 раз по сравнению с составом исходного вещества Земли. С учетом того, что некоторые расплавы синаккреционного магматического океана могли неоднократно вовлекаться в придонное компрессионное фракционирование, степень обогащения расплавов магматического океана расплавофильными компонентами на синаккреционной стадии, видимо, могла достигать двух порядков.

С позиций распространенной гипотезы образования Земли путем холодной гомогенной аккреции, первичная мантия была бедна расплавофильными компонентами. Поэтому присутствие в мантийных ксенолитах флогопита, содержащего калий, кажется загадочным и давно привлекает внимание исследователей. Было выделено две разновидности флогопита в мантийных породах. Ранняя разновидность формирует крупные, до 1,5 см, идиоморфные кристаллы, расположенные так же, как и другие породообразующие минералы. Для этого флогопита характерны относительно невысокие (менее 1 % TiO_2 и 1 % Cr_2O_3) титанистость и хромистость и прямая корреляция его железистости с железистостью

пироксенов (Кимберлиты..., 1994). Это указывает на химическую равновесность данной разновидности флогопита с другими минералами.

Более поздняя разновидность образует агрегаты мелких зерен совместно с клинопироксеном (иногда с карбонатом, амфиболом и серпентином) в интерстициях главных минералов, а также реакционные каймы вокруг граната совместно с клинопироксеном и шпинелью. Этот флогопит является более титанистым и хромистым (до нескольких процентов TiO_2 и Cr_2O_3) и имеет признаки химической неравновесности с более ранними минералами. Названные разновидности флогопита выделялись как соответственно первично- и вторично-метасоматические (Harte, Gurney, 1975), первично- и вторично-структурные (primary-textured, secondary-textured) (Delaney et al., 1980). Их образование связывалось с проявлением двух стадий метасоматоза в мантии в результате подъема флюидов.

Модель образования верхнемантийных пород древних платформ путем постагрегационной кристаллизации расслоенного магматического океана объясняет все особенности флогопита в мантийных ксенолитах без привлечения нереальных процессов подъема флюида. Как отмечалось, нижние мафические слои постагрегационного магматического океана в среднем имели состав субщелочного пикрита и перидотита. Накопление калия в остаточных расплавах при фракционировании этих слоев приводило к кристаллизации и осаждению кристаллов флогопита. Это объясняет частое присутствие крупных кристаллов этого минерала (первично-структурной разновидности) в мантийных ксенолитах ультраосновных пород и иногда формирование им почти мономинеральных пород – глиммеритов. Медленная кристаллизация в среде расплава является причиной чаще всего идиоморфной огранки его кристаллов и их химической равновесности с другими минералами.

Вследствие накопления калия в остаточных расплавах интеркумулусный расплав был особенно богат им, что обусловило возникновение интеркумулусных мелкозернистых агрегатов с большим содержанием флогопита и других субсолидусных минералов. Остаточные расплавы вступали в реакцию с более ранними высокотемпературными минералами и формировали реакционные флогопитсодержащие оторочки вокруг граната и реже пироксенов. Различная температура образования этих флогопитов и главной массы породообразующих минералов является причиной их химической неравновесности. Накопление в остаточном расплаве титана и хрома обусловило большое содержание этих компонентов в позднем флогопите.

Таким образом, процессы замещения в мантии ранних минералов поздними связаны с реакцией остаточных расплавов магматического океана

с его ранними кумулатами при понижении температуры и не указывают на существование процессов подъема глубинных флюидов.

Происхождение эклогитов

Эклогиты являются вторыми по распространенности породами (после перидотитов) среди мантийных ксенолитов в кимберлитах. Некоторые эклогитовые ксенолиты являются высокоалмазоносными. Выяснение их происхождения имеет существенное значение для решения вопросов генезиса мантии, кимберлитов, алмаза и некоторых других проблем петрологии.

В настоящее время наиболее распространенной является гипотеза образования мантийных эклогитов путем перекристаллизации базитов океанической коры, погруженной в мантию в зонах субдукции (Helmstaedt, Doing, 1975). Однако, как уже отмечалось, такому генезису эклогитов, выносимых кимберлитовыми магмами, противоречит отсутствие среди мантийных ксенолитов метаморфизованных разновидностей осадочных пород океанической коры – высокобарических гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов. Не согласуется эта гипотеза с приуроченностью кимберлитов к древним платформам, для которых не характерно присутствие зон субдукции.

Кроме того, в эклогитах широко распространены явления распада высокотемпературных твердых растворов и замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными. В случае же протекания процессов перекристаллизации океанических базитов в условиях высокотемпературной мантии должны были бы наблюдаться противоположные явления. Противоречит этой гипотезе и очень широкие вариации состава эклогитов, в частности, присутствие в них щелочных разностей с суммарным содержанием щелочей до 5 %. В типичных представителях океанической коры, в базальтах срединно-океанических хребтов, суммарное содержание щелочей обычно не превышает 3 %.

Некоторые исследователи предполагали образование эклогитов в результате кристаллизации в условиях мантии основных магм, выплавлявшихся из перидотитов. С этих позиций непонятны причины положения точек состава эклогитов на единых с различными ультраосновными породами континентальной мантии трендах магматического фракционирования (см. рис. 4). Четким показателем такого фракционирования является уменьшение в породах и минералах количества окиси магния и возрастание содержания щелочей, извести и других расплавофильных химических компонентов.

Как иллюстрирует рис. 43, с уменьшением количества MgO и с возрастанием Na_2O в клинопироксене и CaO в гранате точки состава этих минералов из перидотитов сменяются точками из эклогитов без существенного перерыва и почти без перекрытия. Это также свидетельствует о формировании различных перидотитов и эклогитов мантийной литосферы древних платформ в ходе единого процесса магматического фракционирования.

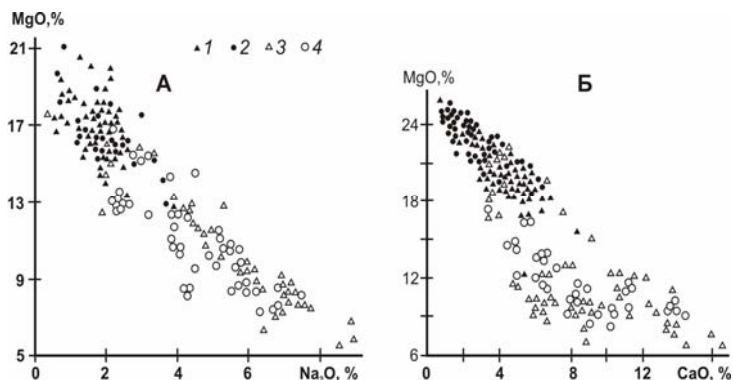


Рис. 43. Соотношение содержаний MgO и Na_2O в моноклинном пироксене (А) и MgO и CaO в гранате (Б) из алмазных (1, 3) и неалмазных (2, 4) ультраосновных (1, 2) и эклогитовых (3, 4) ксенолитов в кимберлитах (Шкодзинский, 2010).

При выяснении природы эклогитов необходимо учесть существование синаккреционной и постаккреционной стадий фракционирования глобального магматического океана. Вещество нижней мантии, поднимаемое плюмами под океанами и слагающее астеносферу, сформировалось в синаккреционном магматическом океане, а современной континентальной литосферы – в постаккреционном. Поэтому оно должно несколько различаться по составу. Это подтверждают рис. 39 и 40. Как отмечалось, породы континентальной мантии в среднем на 5 – 7 % беднее кремнекислотой, чем океанической. В них меньше TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и больше K_2O .

Различия состава пород континентальной и океанической мантии позволяют оценить природу эклогитов из мантийных ксенолитов в кимберлитах. Поле их составов на рис. 39 полностью располагается в области континентальной мантии, существенно отличается от поля составов базитов океанических островов и не перекрывается полем базальтов

срединно-океанических хребтов, считающихся наиболее типичными представителями океанических основных пород. Это вполне определенно свидетельствует о том, что эклогиты мантийной литосферы древних платформ не сформировались в результате погружения океанической коры в зонах субдукции или путем кристаллизации основных магм в мантийных камерах, а возникли, как и другие ее породы, в процессе фракционирования постагрегационного магматического океана. Данный вывод подтверждается расположением точек их состава на единых с ультраосновными породами трендах фракционирования (см. рис. 4) и формированием ими единых возрастных и температурных рядов (см. рис. 5).

Поле точек соотношения La и Yb в эклогитах также располагается на продолжении тренда фракционирования ультраосновных пород литосферы древних платформ (рис. 44). Они занимают такое же положение по отношению к мантийным ультраосновным кумулатам, как базиты дифференцированных малоглубинных интрузий по отношению к их более мафическим породам.

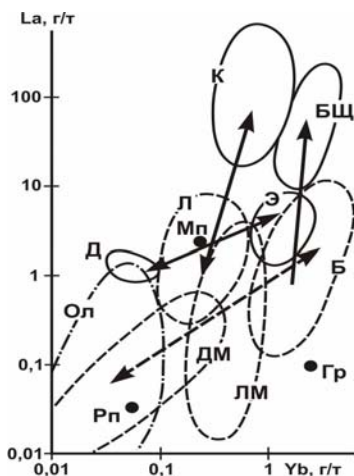


Рис. 44. Соотношение содержаний La и Yb в мантийных дунитах (Д), лерцолитах (Л) и эклогитах (Э); в дунитах (ДМ), лерцолитах (ЛМ) и базитах (Б) дифференцированных мафических интрузий; в кимберлитах (К); щелочных базитах (БЩ); оливине (Ол); ромбическом (Рп) и моноклиновом пироксене (Мп); в гранате (Гр). Стрелки – тренды фракционирования. Построен по данным (Леснов, 2007).

Формирование эклогитов в процессе фракционирования постагрегационного магматического океана согласуется с присутствием эклогитов в телах высокобарических ультраосновных пород массива Молданубикум (ЧССР). Контакты этих тел тектонические. Здесь присутствуют прослои, линзы и обособления эклогитов в гранатовых перидотитах. В гипербазитах района Старе этого массива в тектоническом блоке мощностью около 220 м чередуются прослои гранатовых дунитов (гарцбургитов), лерцолитов и эклогитов. Судя по скважине, на долю

эклогитов в этом блоке приходится 8,5 м, дунитов – 36 м. В некоторых случаях наблюдаются текстуры, свидетельствующие о магматической природе расслоенности пород (Магматические..., 1988). Эти примеры вполне определенно указывают на автохтонное образование эклогитов в процессе глубинного фракционирования ультраосновных магм.

Экспериментальные исследования Ю.А. Литвина с соавторами (2009; Бутвина, Литвин, 2010) показали, что появление при высоком давлении пироксена с высоким содержанием жадеита обуславливает его реакции с форстеритом с образованием граната, энстатита и Na-Mg-силиката. Это приводит к преодолению "эклогитового барьера" и к появлению возможности эволюции перидотитовых расплавов в эклогитовые. Вероятно, в расплавах такого и несколько более кислого состава происходили кристаллизация и отсадка богатого кальцием и железом граната и омфациита. На поздней стадии к ним присоединялись кианит, корунд, сульфиды и некоторые другие минералы. Из этих кумулатов сформировались эклогиты.

Остаточные расплавы в зависимости от особенностей их состава в дальнейшем, видимо, эволюционировали до лампроитовых, карбонатитовых и кимберлитовых. Это подтверждается присутствием в алмазах включений эклогитового парагенезиса, более молодым в среднем возрастом образованных такими расплавами магматических пород и повышенным содержанием в них воды, углекислоты, щелочей и других расплавофильных компонентов.

В соответствии с полученными результатами эклогиты, содержащиеся в веществе астеносферы, в средней и нижней мантии образовались иным путем и имеют другой состав, чем присутствующие в литосферной мантии древних платформ. По разработанной модели горячей гетерогенной аккреции Земли они являются результатом быстрого затвердевания расплавов синаккреционного магматического океана и имеют преимущественно состав примитивных толеитовых базальтов. Вследствие их декомпрессионного плавления в поднимавшихся нижнемантийных плюмах формировались огромные массы океанических и континентальных базитов (Шкодзинский, 2009).

В астеносфере, вследствие ее высокой температуры, вещество таких эклогитов находится в расплавленном состоянии, поэтому основные магмы в океанах обычно не выносят ксенолиты этих пород, подобно тому, как кимберлитовые магмы почти не выносят ксенолиты кимберлитового состава. Описаны лишь единичные находки кимберлитовых по составу глубинных ксенолитов (Владимиров и др., 1976). Эклогиты мантийной литосферы древних платформ сформировались как промежуточный продукт фракционирования постааккреционного магматического океана. Они богаче окисью магния и беднее кремнекислотой, чем эклогиты нижней мантии.

Мантийная литосфера древних платформ в настоящее время является намного более низкотемпературной, чем астеносфера под океанами. Поэтому эклогиты в ней находятся в твердом состоянии и кимберлитовые низкотемпературные магмы выносят значительное количество ксенолитов этих пород.

Из теории аккреции (Сафронов, 1969; Витязев, 1991) следует, что размер формировавших Землю тел различался на несколько порядков. Как отмечалось, при падении крупных глыб на дне магматического океана под влиянием гидравлического удара формировались углубления. Заполнявший их в разной степени дифференцированный расплав почти мгновенно оказывался при давлении выше солидусного и поэтому очень быстро остекловывался без значительного фракционирования, а затем раскристаллизовывался под воздействием возрастания давления. Поэтому тела эклогитов в нижней мантии могут иметь огромный размер. Это объясняет быстрое образование колоссальных объемов траппов, магмы которых возникали в результате декомпрессионного переплавления этих крупных тел эклогитов в поднимавшихся нижнемантийных плюмах.

Рассматриваемая модель образования эклогитов средней и нижней мантии из захороненных в кумулатах расплавов магматического океана не отрицает возможности формирования в ней в фанерозое эклогитов в результате субдукции океанической литосферы. Однако, судя по данным сейсмической томографии, эта холодная плотная литосфера опускалась на большую глубину в удалении от зон зарождения базальтовых и тем более кимберлитовых и щелочных магм. Поэтому субдукционные эклогиты обычно не оказывали влияние на состав мантийных магм и выносимых ими ксенолитов.

Генезис архейских кратонов и их литосферных корней

В настоящее время установлена приуроченность наиболее высокоалмазоносных кимберлитов к участкам архейских кратонов с максимальной мощностью литосферы, достигающей 250 – 300 км. Предполагается, что мантийная литосфера этих кратонов отличается от нижележащей мантии пониженным содержанием Al_2O_3 и CaO (Rudnick, Herberg, 2012) и повышенным количеством и магнезиальностью оливина. Это иллюстрируют рис. 45 и 46. Первый рисунок показывает, что в перидотитах из ксенолитов в кимберлитах содержится в среднем больше более магнезиального оливина, чем следует из тренда фракционирования океанических магм. На втором рисунке видно, что под Северной Америкой магнезиальность оливина в литосферной мантии, судя по результатам изучения разноглубинных ксенолитов в кимберлитах (Griffin et al., 2003),

уменьшается в среднем от 93 % на глубине 70 – 160 км до 90 % на глубине 140 – 240 км.

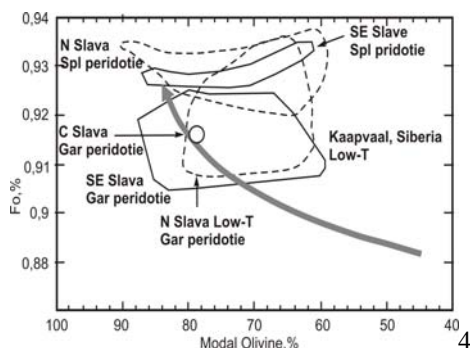


Рис. 45. Более высокая в среднем магнeзиальность оливина в перидотитах континентальной литосферы по сравнению с трендом океанического фракционирования (линия со стрелкой) (Aulbach et al., 2003).

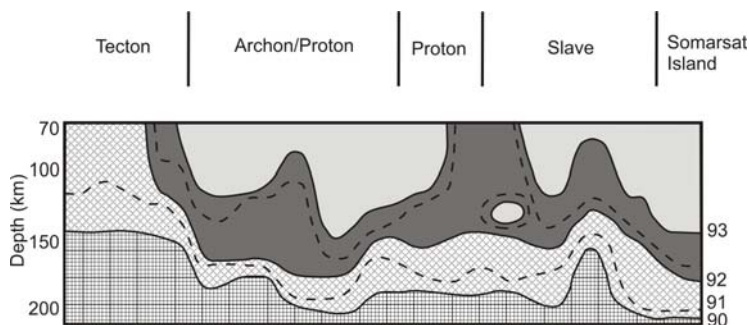


Рис. 46. Распределение оливина различной магнeзиальности в литосфере Северной Америки (Griffin et al., 2003).

Предложено три главные гипотезы формирования литосферных корней (Rudnick, Herzberg, 2012): частичное плавление в архее вещества поднимающихся плюмов с удалением из них большого количества (30 – 50 %) коматиитового расплава, подслаивание океанической литосферы при процессах спрединга, обусловленное метасоматозом частичное плавление мантийного вещества с удалением выплавок. Последние должны иметь высокую щелочность, ввиду высоко давления при частичном плавлении и привноса флюидами наиболее расплавофильных компонентов. Как уже частично отмечалось, первой и третьей гипотезе противоречит отсутствие в коре больших объемов архейских коматиитов и щелочных магматических пород и признаков присутствия граната при предполагаемых процессах

плавления. Вторая гипотеза не согласуется с отсутствием больших объемов эклогитов в литосферной мантии кратонов.

Разработанная модель формирования мантии в результате фракционирования глобального магматического океана полностью объясняет происхождение и все особенности архейских кратонов и их корней. По этой модели кратоны образовались в результате остывания в раннем докембрии постаكкреционного расслоенного океана магмы. Кристаллизация его сверху вниз обусловила очень раннее начало образования литосферы будущих платформ. Подъем и растекание вещества нижнемантийных плюмов приводило к пластическим деформациям, возникновению складчатости, возрастанию мощности и сокращению площади еще пластичной литосферы, к ее разрыву и утонению в некоторых участках с формированием зародышей будущих кратонов и древних платформ.

К началу верхнего протерозоя эта литосфера приобрела большую жесткость и перестала пластически деформироваться под влиянием подъема и растекания вещества нижнемантийных плюмов. На ней начал формироваться горизонтально залегающий платформенный чехол и участки с такой литосферой приобрели свойства жестких кратонов. В дальнейшем под влиянием подъема плюмов происходил раскол литосферы в основном в участках ее первично пониженной мощности. В результате сформировались древние и современные континенты.

В участках тонкой древней литосферы подогрев близкой горячей астеносферой привел к сохранению ее повышенной пластичности, к возникновению здесь складчатости и орогенных поясов. В участках разрыва древней литосферы возникали океанические области, в которых тонкая литосфера постоянно обновлялась в результате процессов спрединга. Большая жесткость литосферы кратонов обусловлена ее ранним образованием и длительным остыванием.

Как отмечалось выше, перидотитовый слой постаккреционного магматического океана сформирован недифференцированным и слабо дифференцированным при придонном фракционировании ультраосновным материалом, выпадавшем на заключительной стадии аккреции Земли. Недифференцированный материал возник позже всего, после прекращения процессов утолщения слоя расплава и процессов его придонного фракционирования и поэтому должен был располагаться выше слабо дифференцированного. Это объясняет причину показанного на рис. 46 увеличения магнезиальности оливина снизу вверх в литосфере Северной Америки. Самые нижние кумулаты нижней мантии могут иметь более высокую магнезиальность оливина, чем в мантийной литосфере древних платформ. Но в средних и верхних ее частях она должна быть чаще всего

ниже вследствие участия в процессах кристаллизации этих частей остаточных расплавов предшествовавшего придонного фракционирования. Подъем разноглубинных частей нижней мантии в виде плюмов мог приводить к самым разным соотношениям магнезильности оливина океанических и орогенных областей с таковой литосферы древних кратонов.

Литосферные корни древних кратонов представляют собой остатки глубинных частей их мантийной литосферы. По окраинам кратонов эти глубинные части отсутствовали или исчезли в основном при ранних еще пластических деформациях, когда утонение литосферы в зонах растяжения привело к подъему подстилающих частей на малоглубинный уровень. Возможна их поздняя эрозия и под влиянием астеносферных потоков после приобретения литосферой большой жесткости. Но первый вариант, видимо, гораздо более широко распространен, поскольку формировавшиеся в литосферных корнях высокоалмазоносные кимберлиты обычно отсутствуют на окраинах платформ с тонкой литосферой. Это свидетельствует о том, что к началу процессов кимберлитобразования литосфера здесь уже имела пониженную мощность.

Влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию и его следствия

Магматизм океанов, субдукционных обстановок и отчасти древних платформ принято прямо или косвенно связывать с подъемом мантийных плюмов. Поэтому для выяснения природы этого магматизма важно рассмотреть степень обоснованности гипотезы плюмов. Открытие во второй половине прошлого века спрединга океанического дна и разработка на этой основе теории плитной тектоники привели к появлению представлений о существовании в мантии конвекции. Четко выраженные узкие вертикальные восходящие струи горячего мантийного вещества получили название плюмов, а более крупные потоки – суперплюмов. Судя по совокупности имеющихся геологических данных, растекание под континентами поднимающегося горячего вещества суперплюмов приводит иногда к расколу континентальных плит, к возникновению рифтов, океанов и различных по составу магм.

Гипотеза плюмов приобрела исключительно большую популярность. Почти во всех работах по магматизму и региональной геологии подъем плюмов рассматривается как главная причина тектонических и магматических процессов. Однако в зарубежной литературе в последнее время появляется все больше критических статей, ставящих под сомнение существование плюмов. В сентябре 2005 г. в Шотландии Американским геофизическим союзом было проведено очередное полемическое совещание

под названием «Великий спор о плюмах: происхождение и роль в образовании крупных изверженных провинций и горячих точек» (Иванов, 2006).

В течение 2000 – 2003 гг. количество критических публикаций в иностранной литературе увеличилось примерно втрое. При этом большинство исследователей считает, что структура мантии свидетельствует об отсутствии плюмов под «горячей точкой» Йоллустон. Некоторые из них отрицают их существование в «горячих точках» Афар, о. Буве, о. Макдональд, Гавайские острова, о. Реньюен, о. Исландия, о-ва Самоа, о. Таити, о. Вознесенья, Азорские о-ва, Канарские о-ва и других. Основанием для таких выводов является несоответствие имеющихся геологических данных наиболее распространенным представлениям о плюмах как грибообразных вертикальных телах, отсутствие признаков высокой температуры магм «горячих точек» (Green et al., 2001), несоответствие друг другу различных признаков дегазированной и недегазированной мантии под «горячими точками» (Anderson, 1998).

Критическое отношение к гипотезе плюмов в большой степени связано также с невозможностью найти убедительное объяснение причин подъема плюмов при господствующей в настоящее время гипотезе образования Земли путем холодной гомогенной аккреции. Как уже отмечалось, по этой гипотезе, ядро и мантия сформировались в результате гравитационного разделения металлического и силикатного вещества по удельному весу в земных недрах. Поэтому начальная температура железного ядра и силикатной мантии была бы одинаковой. В соответствии с этой гипотезой, в дальнейшем ядро должно было становиться холоднее мантии, поскольку оно содержит на четыре порядка меньше радиоактивных компонентов (U, Th, K) (Жарков, 1991).

Чтобы обойти эту трудность некоторые исследователи предполагают, что конвекция в мантии является не термической, а термохимической. То есть она происходит в значительной степени вследствие разуплотнения нижней мантии под влиянием привноса в нее летучих компонентов и щелочей из ядра. Однако такое предположение лишь увеличивает число нерешенных вопросов. Как отмечалось, ядро, судя по механизму образования и по составу железных метеоритов и самородного железа, выносимого из мантии толеитовыми магмами (Шкодзинский, 2003), не может содержать заметное количество летучих компонентов. Прочность же мантии настолько велика, что никакие химические компоненты сами по себе не могут в нее проникать.

Еще больше ставят под сомнение существование мантийных плюмов полученные в последние десятилетия данные сейсмической томографии. Компьютерная обработка накопленных к настоящему времени

сейсмологических данных неожиданно показала отсутствие обычно предполагаемых грибообразных плюмов и вообще вертикальных струй разуплотненного вещества в мантии.

Они отсутствуют даже под «горячими точками» с интенсивным магматизмом, которые обычно рассматривались как наиболее яркий пример плюмового магматизма. Вместо вертикальных разуплотненных струй в мантии фиксируются обширные горизонтальные или наклонные вытянутые тела вещества различной плотности (рис. 47), из которых не возможно сконструировать убедительную модель субвертикальной конвекции.

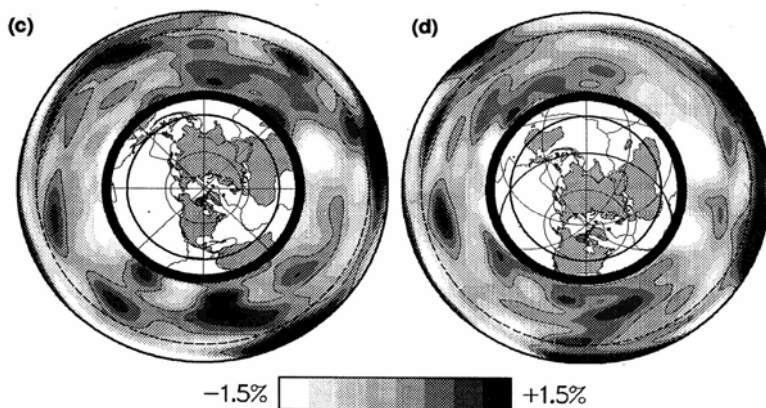


Рис. 47. Распределение областей пониженных (светлое) и повышенных (темное) скоростей распространения сейсмических волн в мантии на околоэкваториальных сечениях Земли по данным (Su et al., 1994), примерно соответствующее распределению горячего и более холодного вещества. На ядре Земли показано положение континентов, позволяющее определить ориентировку сечения.

Возникают трудности и при объяснении происхождения конкретных магматических комплексов, поскольку появляется необходимость предполагать существование нереально большого количества миниплюмов (Добрецов, 2008). Эти трудности ставят под сомнение и теорию тектоники плит, хотя она хорошо объясняет происхождение главных геодинамических обстановок.

Все эти трудности легко преодолеваются с позиций развиваемой здесь концепции горячей гетерогенной аккреции Земли. Как показано выше, земное ядро образовалось раньше мантии в результате быстрого слипания частиц железа под влиянием мощных магнитных сил. Крупные тела железа

объединялись под влиянием гравитационных сил. Температура при аккреции возрастала прямо пропорционально квадрату радиуса падавших тел за счет резкого сокращения удельных теплотерь на излучение при падении крупных глыб (Рингвуд, 1982; Витязев, 1983). Поэтому аккреция ядра в результате объединения быстро возникших за счет магнитных сил крупных тел металлического железа должна была сопровождаться его очень сильным импактным разогревом. Как показали расчеты, после завершения аккреции температура на границе внешнего и внутреннего ядра составляла 4528° , а на поверхности внешнего ядра – 3338°C (Шкодзинский, 2003).

Следовательно, ядро изначально было намного горячее мантии, поэтому оно постоянно подогревало последнюю. В последние годы геофизическими исследованиями, действительно, выявлено существование на границе между ядром и мантией переходного полурасплавленного железо-силикатного слоя мощностью около 100 км (Castle, Hilst, 2000) и резкого температурного скачка. Величина такого скачка Раймондом и Квентином (Raymond, Quentin, 1998) оценивается в $1000 - 2000^{\circ}\text{C}$, а Буковинским (Bucowinskii, 1999) – в $700 - 3000\text{K}$ (см. рис. 3). Это однозначно свидетельствует о более высокой температуре внешней части ядра по сравнению с мантией и о тепловой природе мантийной конвекции. Отсутствие в мантии субвертикальных потоков должно быть обусловлено влиянием на конвекцию силы Кориолиса.

Как известно, эта сила оказывает очень большое влияние на глобальные перемещения вещества на Земле, особенно на движение воздушных масс в атмосфере и воды в океанах. Однако при рассмотрении конвекции даже в крупных работах обычно не учитывается ее влияние, что является причиной значительного несоответствия теоретических моделей конвекции геологическим данным. Возникновение этой силы обусловлено вращением Земли вокруг своей оси, вследствие которого каждая точка на земной поверхности в районе экватора движется со скоростью $V_1 = L/t = 4 \cdot 10^7 \text{ м} / 24 \cdot 3600 \text{ сек} = 463,5 \text{ м/сек}$ (L – длина экватора, t – продолжительность суток), которая сопоставима со скоростью полета пули. На глубине 2900 км в подошве мантии эта скорость снижается до $V_2 = 252,5 \text{ м/сек}$, а в центре Земли – до нуля. Всплывающее вещество под влиянием силы инерции должно стремиться сохранять свою пониженную линейную скорость вращения и поэтому будет отклоняться к западу, опускающееся вещество под влиянием изначально высокой скорости должно отклоняться к востоку.

Кинетическая энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса при перемещениях вещества в мантии, равна $\Delta W_k = mV_1^2/2 - mV_2^2/2$, где m – масса вещества. Эта энергия при перемещениях на всю мощность мантии для 1 кг вещества составляет $\Delta W_k = 1 \text{ кг} \cdot (463,5^2 - 252,5^2) \text{ м}^2 \text{ сек}^{-2} / 2 = 151006$

Дж. Энергия, выделяющаяся при всплывании через всю мантию вещества плюма, равна $\Delta W_v = mv\Delta Tgh$. Коэффициент температурного объемного расширения для астеносферы $v = 3 \cdot 10^{-5} (^{\circ})^{-1}$, средняя разница температур плюма и вмещающей мантии $\Delta T = 160^{\circ} \text{C}$ (Добрецов, Кирдяшкин, 2001), мощность мантии $h = 2,9 \cdot 10^6 \text{ м}$. В этом случае для 1 кг всплывающего вещества $\Delta W_v = 1 \text{ кг} \cdot 3 \cdot 10^{-5} (^{\circ})^{-1} \cdot 160^{\circ} \cdot 9,81 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-2} \cdot 2,9 \cdot 10^6 \text{ м} = 136560 \text{ Дж}$. То есть, энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса, несколько больше таковой, выделяющейся при всплывании плюмов.

Следовательно, всплывание мантийных плюмов и погружение более холодного вещества, по крайней мере, в низких широтах, где величина силы Кориолиса является максимальной, должны происходить не вертикально, как обычно принимается, а в виде сильно наклонных потоков. При рассмотренных выше параметрах угол траектории всплывания с земной поверхностью должен составлять около 43° . В раннем архее, когда скорость вращения Земли была примерно в 8 раз больше современной (Далимов, Троицкий, 2005), этот угол был равен около 7° , то есть разогретое вещество перемещалось почти горизонтально.

Очевидно, что такое большое влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию должно отражаться на особенностях геологического строения районов, где происходит эта конвекция. Геологические следствия влияния силы Кориолиса на конвекцию должны особенно ярко проявляться в океанах, где эта конвекция наиболее интенсивно происходит в настоящее время. Отклонение всплывающего вещества к западу под влиянием этой силы должно наиболее сильно проявляться в низких широтах. Оно должно приводить к повышенной скорости отодвигания океанической литосферы в субмеридиональных зонах спрединга от их осей в западном направлении по сравнению с восточным и к возникновению здесь более широких полос новообразованной коры.

Для проверки этого предположения внутри сегментов между трансформными разломами измерялись расстояния по обе стороны от осей субмеридионально ориентированных зон спрединга до одноименных полосовых магнитных аномалий (9 серий замеров) и границ коры различного возраста (8 серий) в низких широтах (между 50° с. ш. и 50° ю. ш.) в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах по данным, приведенным в монографии В.Е. Хаина (2001). В этой книге содержится информация по зонам спрединга во всех океанах. Суммарная ширина одинаковых по возрасту полос новообразованной коры в западных частях зон спрединга в 16 случаях, действительно, оказалась чаще всего в 1,05 – 1,3 раза больше, чем в восточных. Это иллюстрирует рис. 48, построенный для 10 наиболее протяженных сегментов с самым полным набором магнитных аномалий и полос разновозрастной коры. Средняя суммарная ширина

западных полос по 17 сериям замеров в 1,19 раз больше, чем восточных. Полученная величина, однако, мала по отношению к результатам приведенных выше расчетов. Это может быть связано с большей разницей температуры всплывающего вещества с вмещающим, чем принято в расчетах. Высокая температура разуплотняет горячее вещество, увеличивает силу его всплывания и этим уменьшает относительное влияние силы Кориолиса.

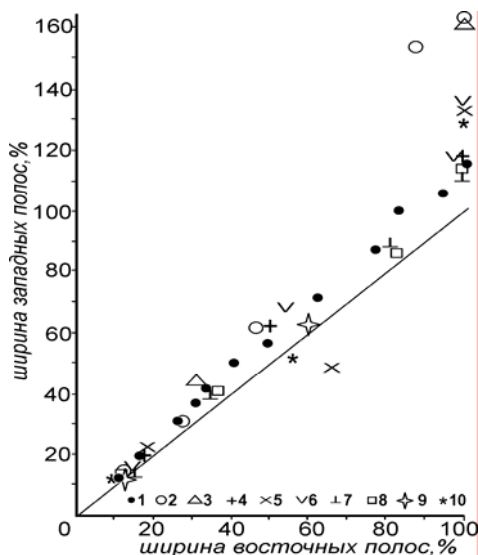


Рис. 48. Соотношение ширины западных и восточных полос одновозрастной коры в зонах спрединга (в процентах к суммарной ширине восточных полос). 1 и 2 – расстояния от оси спрединга до одноименных магнитных аномалий: 1 – в сегменте к югу от трансформного разлома Вальдивия (Западно-Чилийский хребет, Тихий океан); 2 – в сегменте к юго-востоку от о-ва Маврикий (Аравийское море, Индийский океан). 3 – 10 – расстояния от оси спрединга до границ коры одинакового возраста: 3 – сегмент южной части Индийско-Аравийского хребта (Аравийское море, Индийский океан); 4 – первый сегмент севернее Фолклендско-Агульясского трансформного разлома; 5 – первый сегмент севернее трансформного разлома Риу-Гранди; 6 – первый сегмент южнее трансформного разлома Чейн; 7 – первый сегмент севернее трансформного разлома Вима; 8 – пятый сегмент севернее этого разлома; 9 – третий сегмент севернее разлома Риу-Гранде; 10 – четвертый сегмент севернее Фолклендско-Агульясского разлома (Атлантический океан). Построен по данным (Хаин, 2001).

Имеющиеся данные о существовании скачка температуры на границе мантии с ядром (см. рис. 3) свидетельствуют о сильном подогреве им мантийного вещества, что может быть причиной высокой температуры всплывающего вещества.

Полученные результаты согласуются с существованием влияния силы Кориолиса на мантийную конвекцию. Максимальное превышение (в 1,62 – 1,64 раза) ширины западных полос наблюдается в Аравийском море Индийского океана. Это море располагается в приэкваториальной области (от 5 ° с. ш. до 30 ° ю. ш.), где влияние силы Кориолиса на всплывающее вещество наибольшее. С этим, видимо, связана максимальная величина превышения здесь ширины новообразованной коры в западной части зоны спрединга над сформированной в восточной. Однако в Атлантическом океане существование такого большого превышения около экватора не установлено, что, возможно, связано с более высокой температурой всплывающего здесь вещества в приэкваториальной области.

Для Тихого океана характерны относительно небольшие превышения ширины западных полос над шириной восточных (в 1,06 раза в среднем по 7 замерам). При этом в одном случае (во втором к северу сегменте от трансформного разлома Дарвин) суммарная ширина западной полосы земной коры, наоборот, на 5 % меньше, чем восточной. Пониженная величина превышения ширины западных полос в Тихом океане, видимо, обусловлена наиболее высокой температурой всплывающего здесь вещества и согласуется с самой большой скоростью спрединга в этом океане.

С увеличением возраста коры в среднем несколько увеличивается степень превышения ширины западных полос над восточными, что отражает максимальное отклонение точек от биссектрисы в правой верхней части рис. 48. Это свидетельствует о большем влиянии силы Кориолиса на мантийную конвекцию в прошлом (в поздней юре – раннем мелу для Атлантического океана) и согласуется с имеющимися данными о постепенном замедлении скорости вращения Земли.

Установленное существование в мантии закономерных отклонений потоков вещества от вертикальных под влиянием силы Кориолиса объясняет ряд ранее непонятных явлений. Выполненные многочисленные расчеты без учета влияния этой силы привели большинство исследователей к представлению о существовании в мантии субвертикальных потоков (плюмов) всплывающего горячего вещества. Однако, как неоднократно отмечалось в литературе (Su et al., 1994; Хаин, Короновский, 2007 и др.), данные сейсмической томографии чаще всего не подтверждают существование таких плюмов даже под «горячими точками» с интенсивным современным магматизмом (см. рис. 47). Полученные результаты свидетельствуют о том, что причиной этого противоречия между

расчетными и эмпирическими данными может быть влияния силы Кориолиса на мантийную конвекцию, которое не позволяет горячему мантийному веществу всплывать вертикально в низких широтах.

Вместе с тем, по данным сейсмической томографии в мантии не удастся отчетливо установить и преобладание западных наклонов поднимающихся потоков вещества, несмотря на очевидность влияния на них силы Кориолиса. Частично это может быть обусловлено длительностью процессов конвекции в мантии и присутствием в ней разновременных неоднородностей, маскирующих картину современных перемещений. Еще больше это должно быть связано с взаимодействием отклоняющихся в противоположных направлениях восходящих и нисходящих потоков. Океаническая литосфера в зонах субдукции в верхних частях мантии чаще всего должна опускаться по более крутым траекториям, чем всплывает разогретое вещество, так как разница ее первоначальной температуры с мантийными породами (порядка $600 - 900^{\circ}\text{C}$) выше, чем разогретого вещества (в среднем 165° по Добрецову, Кирдяшкину, 2001). Это должно приводить к пересечению нисходящих и восходящих потоков в низких широтах Земли, к деформациям и разрывам этих потоков и к частичному перемешиванию тел горячего и холодного вещества. Примерно такое распределение холодного и горячего вещества наблюдается по данным сейсмической томографии в мантии в приэкваториальной области (см. рис. 47).

Кроме того, холодные потоки, вследствие повышенной вязкости и прочности их вещества, должны больше влиять на форму горячих потоков, что приводит к сильному искажению последних. Наиболее интенсивные перемещения горячего вещества в западном направлении, видимо, происходят в виде относительно узких потоков между скоплениями более холодных масс. Обусловленные более быстрым вращением Земли очень пологие траектории течений в мантии в прошлом, наряду с расслоенностью мантии по плотности, способствовали наблюдающемуся субгоризонтальному расположению в ней большинства тел холодного и горячего вещества.

Постоянное воздействие отклоняющихся к западу больших масс всплывающего разогретого вещества должно приводить к общему перемещению литосферы в этом направлении. Геологические признаки такого перемещения описываются в литературе еще с начала прошлого столетия (Ломизе, Захаров, 1999) и рассматриваются как доказательства существования западного дрейфа литосферы. На основании анализа трендов движения «горячих точек» скорость этого дрейфа оценена в $0,11^{\circ}$ за миллион лет (Ueda, Kanamori, 1979). Движение в западном направлении в настоящее время установлено для Северной и Южной Америки (Хаин,

Короновский, 2007). Существование общего западного дрейфа литосферы не исключает возможности возникновения перемещений континентов в ней относительно друг друга, в том числе и в направлении, противоположном дрейфу. Причиной западного дрейфа континентов считается влияние лунных приливов. Однако, по Т. Джордану (Jordan, 1974) влияние приливов слишком мало, чтобы обеспечить такой дрейф. Смещение поднимающихся огромных масс мантийного горячего вещества на запад под влиянием силы Кориолиса может быть главным фактором, обуславливающим этот дрейф.

Под воздействием этой силы северные части крупных блоков земной коры и литосферы, перемещающихся из низких широт в высокие в северном полушарии, должны смещаться к востоку сильнее, чем южные. Это приведет к вращению блоков по часовой стрелке. Такое вращение недавно установлено структурными исследованиями для крупных блоков земной коры в восточной части Балтийского щита (Колодяжный, 2006).

В отличие от литосферы внешнее ядро должно медленно вращаться в восточном направлении по отношению к мантии в результате механического воздействия на него опускающихся потоков более холодного вещества, частично сохраняющих свою повышенную линейную скорость движения на восток. Наклонные конвективные ячейки должны возникать и во внешнем жидком ядре, что обусловит более быстрое вращение внутреннего ядра по сравнению с внешним. Этот вывод подтверждается сейсмологическими данными о более быстром, на $1,1^\circ$ в год, вращении внутреннего ядра по сравнению с внешним (Yong, Richards, 1996).

Сила Кориолиса возникает за счет энергии вращения Земли. Происходящее расходование этой энергии вместе с тормозящей энергией приливов должно приводить к постепенному замедлению вращения нашей планеты и объясняет имеющиеся данные (Рингвуд, 1982 и др.) о сильном уменьшении скорости ее вращения за время существования, о возрастании продолжительности суток и уменьшении их количества в году.

Очевидно, что скорости обусловленного влиянием силы Кориолиса западного дрейфа континентальной и океанической литосферы в некоторых районах могут не совпадать вследствие перемещений обычно более крупных континентальных плит под суммарным воздействием многих мантийных потоков. Такое несовпадение наблюдается в восточной части Тихого океана, где его дно перекрывается континентами Северной и Южной Америки.

Вследствие такого перемещения Тихоокеанский срединный хребет располагается в восточной части океана. Из-за общего дрейфа литосферы на запад абсолютная скорость западного и северо-западного движения плит (Тихоокеанской и Филиппинской) в среднем примерно в 2 раза больше, чем

перемещений плит (Кокос и Наска) в восточном и северо-восточном направлениях (рис. 49).

На рис. 50 показана скорость конвергенции литосферных плит вкост простираения желоба («скорость субдукции») для главных субдукционных зон Тихого океана (Хаин, Ломизе, 2005). Он иллюстрирует, что скорость конвергенции плит в западных зонах субдукции в этом океане в среднем также почти в 2 раза выше, чем в восточном. При этом с увеличением географической широты положения зон субдукции (поле 3) эта скорость в среднем уменьшается.

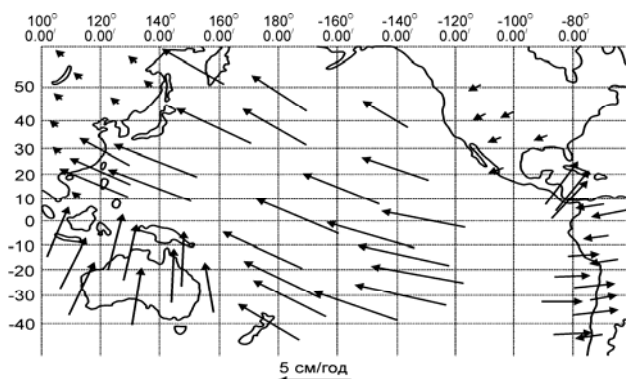


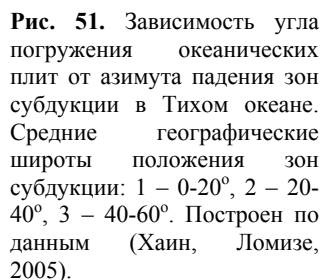
Рис. 49. Скорости перемещения плит акватории Тихого океана (программа WINEX). Длина стрелок пропорциональна скоростям перемещения (Гатинский и др., 2000).



Рис. 50. Зависимость скорости конвергенции литосферных плит вкост простираения желобов в Тихом океане от азимута падения зон субдукции (зоны с субмеридиональными азимутами падения не рассматривались). Средние географические широты положения зон субдукции: 1 – 0–20°, 2 – 20–40°, 3 – 40–60°. Построен по данным (Хаин, Ломизе, 2005).

Данное явление указывает на то, что причиной высокой скорости конвергенции плит в Тихом океане в западных зонах субдукции по

С отклонением к востоку опускающегося вещества под влиянием силы Кориолиса должно быть связано в среднем более крутое погружение субдукционных плит в западной части Тихого океана по сравнению с восточной (рис. 51). Это подтверждается меньшими в среднем углами наклона погружающихся плит в субдукционных зонах высоких широт (поле 3), где воздействие силы Кориолиса сильно пониженное. Крутое интенсивное погружение океанических плит сопровождается выжиманием и подъемом перед фронтом их опускания горячего астеносферного вещества.



Выполненные подсчеты по этой карте показали, что площадь развития мезозойских кислых магматических пород и число вынесенных на карту месторождений в западном и северо-западном обрамлении Тихого океана обычно на 10 – 15 % больше, чем на восточном и северо-восточном на той же широте. Специфической особенностью тихоокеанской окраины

Азиатского континента является очень широкое развитие оловянного оруденения, тогда как для окраин американских континентов более типично медное и золотое оруденение. Это, видимо, обусловлено более высокой первичной температурой кислых магм на Азиатском континенте и поэтому широким проявлением процессов фракционирования в них с образованием лейкократовых гранитов, с которыми преимущественно связаны оловянные месторождения.

Рассмотренные явления, прямо или косвенно обусловленные проявлением силы Кориолиса, являются причиной ярко выраженной асимметрии строения Тихого океана. Происхождение этой асимметрии давно привлекает внимание исследователей и обычно связывается с влиянием ротационных сил (Ломизе, Захаров, 1999). Однако механизм этого влияния не достаточно ясен. Ряд исследователей (Nelson, Temple, 1972; Uyeda, Kanamori, 1979 и др.) более крутые углы погружения плит в западных зонах субдукции объяснили существованием потоков вещества в мантии в восточном направлении. Плиты, погружающиеся на запад навстречу этим потокам, отклоняются ими на восток и приобретают большие углы наклона, чем погружающиеся на восток. Этой гипотезе противоречат большие абсолютные скорости движения плит в Тихом океане в западном направлении по сравнению с восточным (см. рис. 49), маловероятные при существовании в их основании глобальных потоков вещества на восток. Влияние силы Кориолиса полнее объясняет особенности современной асимметрии Тихого океана.

В более молодых океанах, не имеющих обширных зон субдукции, океаническая литосфера спаяна с континентальной и образует с ней единые плиты. Скорость и направление движения таких огромных плит зависят от процессов конвекции по существу под всеми океанами и континентами. Видимо, поэтому в молодых океанах асимметрия их строения проявлена менее отчетливо.

Выводы

Результаты выполненного анализа экспериментальных, теоретических и природных данных противоречат возможности связи разнообразия состава мантийных пород с протеканием в них гипотетических процессов отделения выплавок и флюидного метасоматоза. Неоднородность мантии обусловлена преимущественно процессами синаккреционного и постааккреционного фракционирования глобального магматического океана. Бедные расплавофильными компонентами мантийные породы сформировались на ранней стадии фракционирования магматического океана, богатые – на поздней, вследствие накопления расплавофильных

компонентов в остаточных расплавах. Это подтверждается более молодыми изотопными возрастами «обогащенных» пород мантии.

Сопоставление состава ксенолитов в кимберлитах и в океанических базальтах показало, что литосферная мантия древних платформ в среднем содержит меньше кремнекислоты, глинозема, окислов магния, кальция и натрия и больше – титана и калия, чем нижняя. Это связано с образованием их соответственно при большем и меньшем в среднем давлении при фракционировании постагрегационного и агрегационного магматического океана. Эклогиты ксенолитов из кимберлитов полностью соответствуют по составу мантии древних платформ и отличаются от океанических базальтов. Это и закономерное положение точек их состава на трендах фракционирования пород континентальной мантии свидетельствуют о формировании таких эклогитов в процессе фракционирования постагрегационного магматического океана.

Выполненные исследования показали, что на мантийную конвекцию очень большое влияние оказывает сила Кориолиса. Это объясняет отсутствие в мантии вертикальных колонн всплывающего вещества по данным сейсмической томографии. Под воздействием силы Кориолиса поднимающиеся потоки мантийного вещества сильно отклоняются к западу. Это приводит к большей ширине западных полос новообразованной коры в зонах океанического спрединга по сравнению с восточными, к большей скорости западного движения плит в Тихом океане. Оно является причиной положения островодужных зон субдукции и тыловых окраинных морей в западной части этого океана, а срединно-океанического хребта – в восточной. Следствием влияния этой силы является существование медленного западного дрейфа литосферы и восточного вращения внутреннего ядра Земли.

ПРИРОДА МАГМ

Невозможность образования магм путем частичного плавления

Как отмечалось выше, почти до середины прошлого столетия в соответствии с гипотезой Канта–Лапласа об огненно-жидком формировании Земли обычно предполагалось, что недра ее до сих пор не успели остыть и в них вечно существуют магмы преимущественно основного состава. Их фракционирование приводит к образованию других магм. Эта концепция развивалась в работах Боуэна, Дели, Заварицкого и других классиков петрологии. Было проведено большое количество экспериментальных и теоретических исследований по изучению магматической дифференциации. Результаты сопоставления химического и минерального состава различных магматических пород подтверждали экспериментальные и теоретические данные. Поэтому казалось, что генеральный путь развития петрологии магматических пород намечен и необходимо только продвижение по этому пути.

Однако положение кардинально изменилось к сороковым годам двадцатого века. Прогресс техники привел к проведению значительного количества геофизических исследований земных недр. В результате этого неожиданно было установлено отсутствие обширных расплавленных областей в мантии и земной коре. Поэтому была разработана и стала господствующей гипотеза образования Земли путем холодной гомогенной аккреции. С позиций этой гипотезы долгое время трудно было объяснять генезис магм. Выход из этого «кризиса магм» был найден в возрождении идей Геттона и Лайеля о палингенном происхождении магм, выдвинутых еще в восемнадцатом – девятнадцатом столетиях. Предполагалось, что магмы образуются путем отделения выплавок в частично подплавленных глубинных породах. Однако эти предположения имели декларативный характер и, как частично показано выше, не могли быть детально обоснованы вследствие их ошибочности. Они не решили ни одну генетическую проблему маглообразования.

Например, ультраосновные магмы не могут формироваться в результате частичного плавления мантии, поскольку они примерно соответствуют ей по составу. Для их формирования необходимо полное плавление мантийных пород. Но температура современной верхней мантии, при характерных для нее высоком давлении и сухости слагающих ее пород, не достаточно высока для полного плавления. Так, при 40 кб, то есть на глубине около 120 – 130 км, для полного плавления перидотитов необходима температура примерно 2000 – 2100 °С (см. рис. 32). На древних

платформах, где наиболее распространены ультраосновные магматические породы, в настоящее время температура на этой глубине при типичной для платформ величине геотермического градиента 35 мВт/м^2 составляет около 770° , то есть почти в 3 раза меньше, чем необходимо для полного плавления перидотитов. Поэтому с позиций гипотезы выплавления совершенно непонятна природа различных ультраосновных магматических пород, например, сопровождающих карбонатиты в зонах рифтогенеза на древних платформах.

Еще Д.Х. Грин и А.Е. Рингвуд (1968), объясняя образование базальтовых магм выплавлением их из пиролита, обратили внимание на то, что количество некогерентных (расплавфильных) компонентов в природных базальтах, особенно щелочного состава, значительно выше, чем следует из модели выплавления. Поэтому они предполагали обогащение основных выплавок этими компонентами в результате ассимиляции коровых пород. Но это не согласуется с бедностью щелочных базальтов кремнекислотой и с низкими величинами коэффициента диффузии компонентов в расплавах, препятствующими широкому проявлению процессов ассимиляции.

В настоящее время господствующими являются представления о том, что магмы повышенной щелочности выплавляются из мантийных пород, которые предварительно были обогащены расплавфильными химическими компонентами в результате протекания в мантии гипотетических метасоматических процессов. Однако, как отмечалось, существованию этих процессов противоречит огромное количество данных.

Давно было показано (Грин, 1973), что толеитовые магмы должны выплавляться из мантийных ультраосновных пород при давлении менее 20 кб, а кварцсодержащие их разности – при давлении менее 4 кб, так как при большой его величине формируются недосыщенные кремнекислотой субщелочные и щелочные основные выплавки. Но широко распространенное образование толеитов в районах с очень мощной литосферой, в частности, в близких к ним по возрасту полях алмазоносных кимберлитов, противоречит гипотезе выплавления толеитовых расплавов в малобарических условиях. Это противоречие связано с тем, что алмазоносные кимберлитовые магмы обычно формируются в областях присутствия литосферного корня, в котором мощность литосферы равна около 250 км и температура на глубине, соответствующей давлению 20 кб, составляет около 400°C (геотермический градиент 35 мВт/м^2 на рис. 6). А для образования толеитовых расплавов на этой глубине необходима температура более 1400° (Шкодзинский, 1985). То есть, температура литосферы под кимберлитовыми полями на глубине предполагаемого выплавления толеитовых магм более чем в 3,5 раза ниже необходимой для

их образования. Следовательно, они зарождались под литосферой в астеносфере при давлении более 70 – 80 кб, где выплавки должны иметь щелочной состав. Поэтому не процессы частичного плавления и отделения выплавов определяли толеитовый состав базитов кимберлитовых полей и древних платформ.

С позиций гипотезы выплавления невозможно убедительно объяснить генезис таких почти мономинеральных пород, как автономные анортозиты, поскольку первые выплавки имеют эвтектический или котектический состав. Огромные массивы этих пород на древних платформах часто не содержат в основании мафические кумулаты. Поэтому их происхождение не связано с процессами магматического фракционирования в пределах этих массивов.

Еще более непонятно с позиций гипотезы выплавления происхождение кислых и средних по составу магм, поскольку существование при давлении более 3 – 5 кб ортопироксенового барьера препятствует выплавлению их расплавов в мантийных ультраосновных породах. Формирование средних магм иногда связывали с процессами ассимиляции кислой коры основными расплавами. Но это не согласуется с присутствием андезитов в юных островных дугах, где нет мощной кислой коры; с неперегретостью большинства основных магм, выражающейся в присутствии в них вкрапленников; с относительно низкими величинами коэффициента диффузии химических компонентов в расплавах. Вследствие небольшой скорости диффузии ассимиляция привела бы к появлению локальных участков аномального состава и заметно не отразилась бы на составе всего объема магмы.

По предложенной Д.Х. Грином и А.Е. Рингвудом двухступенчатой модели, из мантийных выплавов сначала формировались основные магматические породы. Затем они погружались в область высоких величин давления и преобразовывались в кварцсодержащие эклогиты. Частичное плавление последних приводило к формированию кварц-нормативных расплавов. Однако, как справедливо отмечал В.С. Попов (1985), в гранитах и кислых вулканитах обычно отсутствуют реликты и продукты разложения минералов высокого давления. Как в коровых эклогитах, так и в мантийных ксенолитах этих пород отсутствуют автохтонные кислые по составу жилки и обособления, подобные таковым в мигматитах. В настоящее время описаны многие тысячи ксенолитов эклогитов из кимберлитовых трубок. Но ни в одном из них не отмечено присутствие участков кислого состава. Все это противоречит гипотезе выплавления кислых магм из эклогитов.

Непреодолимую трудность для гипотезы выплавления представляет объяснение механизма отделения выплавов при характерных для

природных условий небольших степенях плавления и иногда с геологической точки зрения почти мгновенное образование колоссальных объемов магмы, например, в траппах Тунгусской синеклизы. В этой гипотезе предполагается, что при содержании расплава даже в доли процента (при формировании кимберлитовых магм) он способен отделяться от кристаллического каркаса. Однако, как детально показано в разделе о происхождении мантии, экспериментальные, теоретические и природные данные однозначно свидетельствуют о невозможности отделения расплава из слабо подплавленных пород и образования магм путем аккумуляции этих выплавов.

До сих пор не получила убедительного объяснения причина специфичности состава и высокой интенсивности магматизма в раннем докембрии, природа закономерностей эволюции магматизма в истории Земли и различий состава магматических пород в главных геодинамических обстановках, особенно в океанических областях.

Если плавление происходило очень медленно и остаточные твердые фазы на каждом этапе успевали изменить свой состав в соответствии с составом образующегося расплава, то есть плавление было химически равновесным, то эволюция расплава должна быть обратной, наблюдающейся при магматическом фракционировании. В нем должно уменьшаться содержание расплавофильных компонентов и увеличиваться концентрация расплавофобных и в возникающих магматических породах должна наблюдаться антидромная последовательность формирования. В частности, в срединно-океанических хребтах, где наиболее массово проявлены процессы всплывания горячего астеносферного вещества, сначала должны в большом количестве внедряться кимберлиты и щелочные базальты, возникшие на начальной стадии плавления ультраосновных пород мантийных плюмов. Затем должны формироваться толеитовые базальты, далее пикриты и перидотиты, возникающие при все более глубоком переплавлении астеносферного вещества.

Однако магматизм срединно-океанических хребтов ничего общего не имеет с этой последовательностью. Здесь массово распространены толеиты. Кимберлиты полностью отсутствуют не только в этих участках, но и вообще в океанах. Щелочные базальты появляются обычно на поздних стадиях эволюции срединно-океанических хребтов и чаще всего на удалении от них. Последовательность магматизма в океанах и других областях почти всегда гомодромная. Богатые расплавофильными химическими компонентами магматические породы образуются на поздних стадиях магматизма, а не на ранних. Все это прямо противоречит гипотезе образования магм путем обособления выплавов.

Обычно предполагается, что наиболее доступным непосредственному наблюдению примером массового частичного плавления являются зоны ультраметаморфизма. Широкое распространение получили представления о формировании кислых магм в результате процессов отделения выплавок в этих зонах. Существование этих процессов считается наиболее веским доказательством образования магм путем выплавления. Удивительным является тот факт, что до сих пор подробно не показано, как формировались здесь магмы путем выплавления. Выше были приведены доказательства того, что никаких процессов образования кислых магм путем выплавления здесь не существует. Наиболее широко распространенный рассеянный жильный материал формировался путем сочетания процессов анатектической и метаморфической дифференциации.

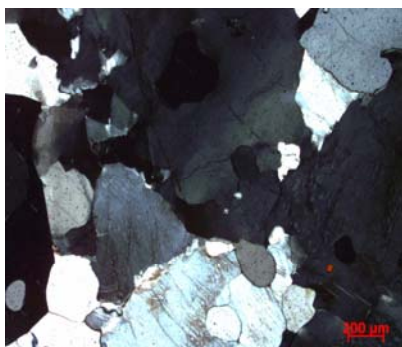


Рис. 52. Отсутствие идиоморфизма минералов в анатектическом жильном материале в высокоглиноземистых мигматитах р. Алдан, Алданский щит. Николи скрещены.



Рис. 53. Гипидиоморфнозернистая структура в малоглубинном роговообманковом граните. Казахстан (Заварицкий, 1955).

При этом объем материала, обособившегося в результате метаморфической дифференциации, был на порядок больше.

Преимущественно твердофазное состояние рассеянного анатектического материала при образовании является также причиной обычно отсутствия в нем идиоморфизма кристаллов и гипидиоморфнозернистой структуры (рис. 52). Этим кардинально отличаются от малоглубинных магматических гранитов, для которых характерно присутствие гипидиоморфнозернистой структуры (рис. 53).

Дальность диффузионного перемещения химических компонентов в анатектическом расплаве была относительно небольшой, что объясняет сравнительно незначительный размер тел рассеянного анатектического материала – обычно первые сантиметры. Анатектический рассеянный гранитный материал, вследствие своего преимущественно твердофазного состояния при образовании, не мог отделяться и формировать крупные тела гранитных магм. Это полностью подтверждается обычно отсутствием в породах, вмещающих высокоглиноземистые мигматиты, секущих тел типичного для них гранатсодержащего гранитного материала.

Характер распределения и состава гранитного материала в ортогнейсах является совершенно другим. Эти породы обычно резко преобладают по объему в высокотемпературных комплексах. В инфракрустальных комплексах, залегающих в основании древних щитов, присутствуют только метаморфические ортопороды. В них гранитные тела распределены не равномерно и имеют различный размер. Широко распространены секущие тела, иногда крупные (Шкодзинский, 1976).

Наиболее важным отличием гранитного материала ортогнейсов от такового парагнейсов является отсутствие в нем признаков кристаллизации продуктов инконгруэнтного плавления. В этом материале обычно единственным темноцветным минералом является биотит, даже если во вмещающих гнейсах присутствует пироксен или роговая обманка. Если в анатектическом рассеянном гранитном материале существуют признаки образования в процессе увеличения температуры (повышенная магнезиальность и содержание безводных темноцветных минералов), то в гранитном материале ортогнейсов таких признаков нет. В них наоборот темноцветный минерал представлен обычно биотитом, иногда присутствует мусковит, даже если во вмещающих ортогнейсах его нет. Железистость биотита выше, чем во вмещающих породах. Плаггиоклаз в жилах заметно более кислый, чем в ортогнейсах, тогда как в анатектическом жильном материале он иногда бывает несколько более основной, чем в субстрате.

Это указывает на формирование гранитного материала ортогнейсов в процессе снижения температуры метаморфических комплексов. Возможен только один механизм образования гранитного материала при снижении температуры – магматическое фракционирование при кристаллизации магм. Следовательно, ортогнейсы в самую высокотемпературную стадию

метаморфизма находились в состоянии магмы. При кристаллизации ее происходило обособление и отделение более низкотемпературных остаточных жидкостей, которые и сформировали гранитный материал этих пород. Подобные процессы частичного отделения остаточных расплавов широко распространены в малоглубинных дифференцированных интрузиях. Как уже отмечалось, объем ортогнейсов гигантский, ими сложен не содержащий парагнейсов инфракрустальный комплекс, залегающий в основании высокотемпературных метаморфических комплексов, то есть большая часть кристаллической коры древних платформ мощностью до 30 – 40 км. Следовательно, эти ортогнейсы сформировались путем кристаллизации кислого слоя постагрегационного глобального магматического океана, модель затвердевания которого приведена выше. Гранитный материал в них образовался не путем палингенного плавления, как обычно предполагается, а в результате магматического фракционирования. Плавление кислых вулканитов при метаморфизме, если бы они присутствовали в составе исходных пород метаморфических толщ, вряд ли возможно, так как температура их исходных магм была бы выше, чем температура метаморфизма. Большая часть их исходной воды была бы потеряна при приповерхностной кристаллизации вулканических магм, поэтому оставшееся количество ее было недостаточным для начала плавления при метаморфизме.

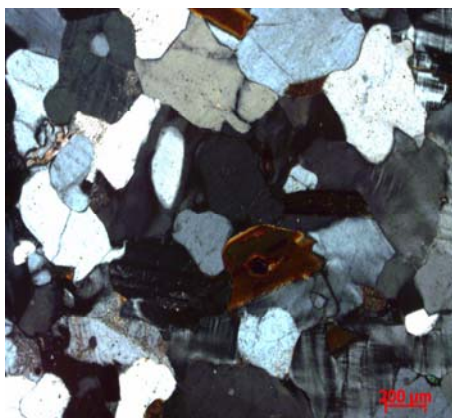


Рис. 54. Отсутствие идиоморфизма минералов в биотитовом гранитогнейсе р. Алдан. Николи скрещены.

Таким образом, процессы плавления при высокотемпературном метаморфизме не приводят к образованию кислых магм. Тем не менее, в метаморфических комплексах широко распространены в различной степени перемещенные разные по размеру тела древних гранитоидов. Общей чертой их является характерность для них гранобластовых структур (рис. 54) и

гнейсовидных текстур и отсутствие магматических структур, характерных для малоглубинных гранитоидов.

Рассмотренные противоречия гипотезе выплавления магм почти перестали обсуждаться в литературе, видимо, потому что нет никакой возможности их объяснить. Это создает ложное впечатление отсутствия нерешенных проблем в магматической петрологии и тормозит ее развитие.

Декомпрессионно-фрикционное (реоморфическое) образование кислых магм в зонах ультраметаморфизма и коллизии

Как уже отмечалось, в глубоко метаморфизованных комплексах широко распространено исходное вещество кислых магм – автохтонные гранито- и чарнокитогнейсы. На Алданском щите гранитогнейсы в большом количестве обнажаются в его западной части (бассейны рек Амедичи, Чуга, среднее течение реки Алдан), где распространены в основном породы амфиболитой фации. Чарнокитогнейсы характерны для восточной части щита (бассейны рек Гонам, Учур) и формируют более мелкие тела в гранулитовых гнейсах. Это свидетельствует об изофациальности этих гранитоидов с вмещающими толщами. Контакты их с окружающими породами обычно согласные. Иногда устанавливается значительная выдержанность тел гранитогнейсов по простирацию. В них присутствуют секущие и согласные жилы более крупнозернистых гранитов и пегматитов, сформированные остаточными расплавами.

Тела перемещенных гранитоидов имеют признаки течения в пластическом состоянии, поэтому их обычно называют реоморфическими. В них различаются гранитогнейсы с четко выраженной гнейсовидной текстурой, гнейсограниты, в которых эта текстура менее выражена, и мигматит-граниты с большим количеством жил более крупнозернистых массивных гранитов и пегматитов. Часто присутствуют будины и ксенолиты более основных метаморфических пород.

Еще С. Вегман, Х. Рид и П. Эскола отмечали приуроченность реоморфизованных мигматитов и гранитогнейсов к диапир-плутонам в ядрах куполов и антиклиналей (рис. 55). Позже описанию этих структур была посвящена огромная литература и в настоящее время они считаются характерными для зон ультраметаморфизма. Некоторые исследователи (Talbot, 1971) отмечали более высокую лейкократовость и гомогенность материала в центре куполов по сравнению с периферией. В слабо перемещенных гранитоидах (с малоразобщенными будинами метаморфических пород) текстура обычно отчетливо гнейсовидная, а структура гранобластовая, как в автохтонных гранитогнейсах.

В более перемещенных (с ксенолитоподобными включениями и с секущими контактами) текстура чаще всего приближается к массивной, плагиоклаз и темноцветные минералы начинают приобретать идиоморфизм по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату и структура приближается к гипидиоморфнозернистой, типичной для малоглубинных магматических гранитов. Изначально более меланократовые полосы деформируются, теряют гнейсовидную текстуру (изотропизируются) (рис. 56) и преобразуются в более меланократовые «тени».

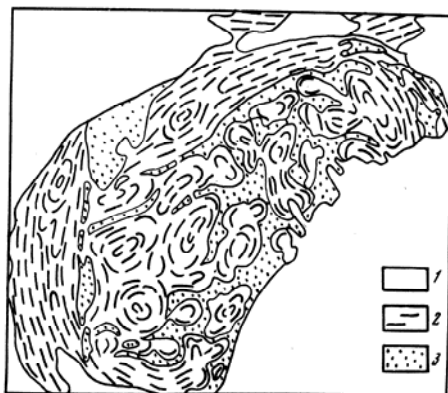


Рис. 55. Гранитогнейсовые купола в Южной Родезии.
1 – мезозойские породы; 2 – гранитогнейсы; 3 – зеленокаменные толщи (Салоп, 1971).

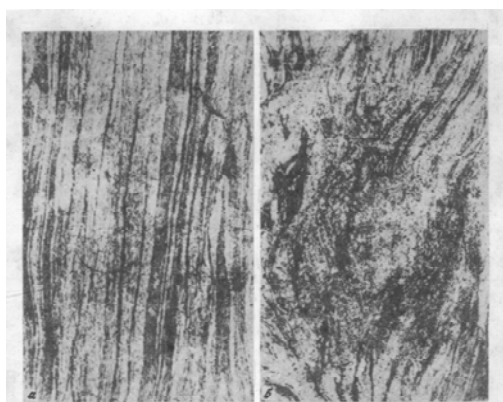


Рис. 56. Изотропизация полосчатого гранитогнейса при процессах реоморфизма. Среднее течение р. Олекмы, Алданский щит (Шкодзинский, 1985).

Существование их сторонники метасоматической гранитизации особенно часто рассматривали как доказательство трансформации метаморфических пород различного состава в граниты. Но на самом деле

оно свидетельствует лишь о гомогенизации гранитогнейсов при подъеме в результате декомпрессионного плавления. Подобные явления отмечали многие исследователи (Reinolds, 1951; Покровский, 1972). Н.Г. Судовиков (1956) считал, что процессы реоморфизма приводят к формированию гранитных магм в зонах ультраметаморфизма.

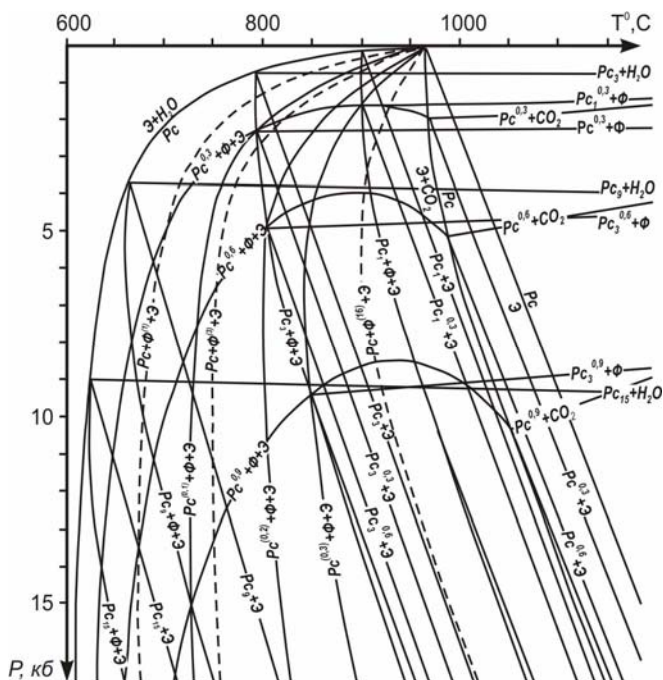


Рис. 57. Р-Т диаграмма состояния эвтектический гранит – вода – углекислота. Рс – расплав, Ф – флюид, Э – плагиоклаз, ортоклаз и кварц в эвтектических соотношениях. Индексы – содержание в мас. % H_2O (подстрочные) и CO_2 (надстрочные), в скобках – отношение CO_2 к H_2O в расплаве.

Причиной плавления гранитогнейсов при подъеме может быть декомпрессия и выделения тепла трения вязкого течения. Влияние этих факторов подвергаются все магмы при подъеме, поэтому важно количественно оценить масштабы такого влияния. Для этого для гранитной магмы необходимо построить Р-Т диаграмму ее фазового состава. Такая диаграмма отражает количественные соотношения в магме расплава, флюида и твердых фаз при различных температуре и давлении. С ее

помощью можно рассчитать влияние на магму декомпрессии и фрикционного тепловыделения при подъеме.

Подобные диаграммы является незаменимой основой для решения большинства генетических проблем петрологии магматических пород (Шкодзинский, 1985). Они рассчитываются для магм с заданным содержанием летучих компонентов. Но эксперименты проводятся обычно либо при избытке летучих компонентов, либо в их отсутствии. Поэтому для расчета диаграммы с заданным небольшим содержанием летучих компонентов необходимо построение более общей диаграммы состояния гранитной системы. На них использованы и согласованы между собой самые разнообразные экспериментальные данные и рассчитаны равновесия при различном количестве летучих.

Наиболее распространенными летучими компонентами в кислых магмах являются вода и углекислота. Построенная Р-Т диаграмма состояния для системы эвтектический гранит – вода – углекислота приведена на рис. 57. На ней линии плавления при избытке воды ($\Sigma + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Pc}$) и в сухих условиях ($\Sigma \rightarrow \text{Pc}$) построены по экспериментальным данным для системы альбит + ортоклаз + кварц (Huang, Wyllie, 1975; Luth et al., 1964; Merrill et al., 1970).

Изоконцентраты воды в расплаве при ее недостатке в равновесии с твердыми фазами и отсутствии углекислоты ($\text{Pc}_3 + \Sigma$ и др.) проведены в соответствии с расчетными данными И.Д. Рябчикова (1975) для гранитной магмы. При этом допускалось, что присутствие углекислоты при недостатке воды в такой же степени понижает температуру плавления гранита, как и в безводных условиях, то есть без учета вероятного небольшого возрастания степени этого снижения в присутствии воды.

Изолинии отношений углекислоты к воде в расплаве в присутствии флюидной и твердой фаз ($\text{Pc}^{(0,1)} + \Phi + \Sigma$ и др.) рассчитаны (Шкодзинский, 1985) на основании данных для альбитовой системы. Очевидно, что концентрацию углекислоты в водосодержащем расплаве можно определить по содержанию в нем воды и отношению углекислоты к воде. Поэтому изоконцентраты углекислоты в расплаве в ассоциации его с твердыми фазами и флюидом ($\text{Pc}^{0,3} + \Phi + \Sigma$ и др.) проведены по соответствующим точкам пересечений изолиний отношений углекислоты к воде в нем ($\text{Pc}^{(0,1)} + \Phi + \Sigma$ и др.) с изоконцентратами воды ($\text{Pc}_1 + \Phi + \Sigma$ и др.). Наклон изоконцентрат углекислоты в расплаве при ее избытке ($\text{Pc}^{0,3} + \text{CO}_2$) принят равным таковому в альбитовой системе (Mysen et al., 1976).

Очевидно, что при изменениях температуры и давления равновесие $\text{Pc}^{(0,1)} + \Phi + \Sigma$ и другие аналогичные будут смещаться с протеканием реакций типа $(0,1 + k)\text{Pc}^{(0,1)} + \Sigma + \Phi \rightarrow 0,1\text{Pc}^{(0,1+k)}$, где k – величина изменения отношения углекислоты к воде в расплаве. На рассматриваемой

диаграмме содержание летучих компонентов в системе не задано. Поэтому всегда существуют такие соотношения этих компонентов, при которых протекание реакций типа приведенной будет сопровождаться исчезновением флюида или твердых фаз с возникновением в более высокотемпературной области двухфазных (принимая кварц и полевые шпаты в эвтектических соотношениях за одну фазу) расплавосодержащих ассоциаций. Линии таких равновесий ($Pc_1^{0,3} + \Theta$, $Pc_1^{0,3} + \Phi$ и др.) показаны на диаграмме.

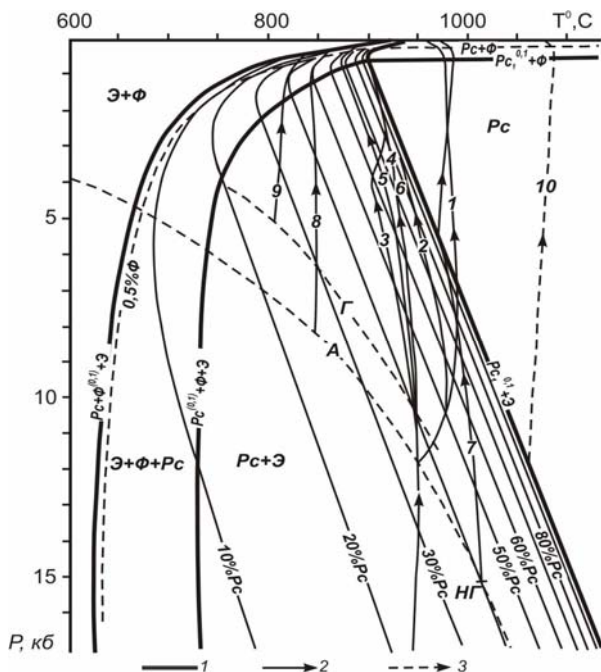


Рис. 58. P-T диаграмма фазового состава гранитных магм с содержанием 1 мас. % H_2O и 0,1 мас. % CO_2 . 1 – границы полей разного фазового состава; 2 – вероятные и 3 – маловероятные варианты эволюции магм при подъеме. А – геотермический палеогradient Алданского щита, Г – более высокотемпературный gradient, НГ – предполагаемая нижняя граница распространения кислых метаморфических пород в земной коре.

Они являются изоконцентрами в расплаве одновременно присутствующих воды и углекислоты. Эти линии необходимы для построения P-T диаграммы фазового состава, так как определяют условия

полного растворения флюида в расплаве и плавления твердых фаз при заданном содержании летучих компонентов в системе.

По имеющимся оценкам различными методами (Рябчиков, 1975; Файф, 1972; Федотов, Горицкий, 1981; Eichelberg, Hayes, 1982) содержание воды в природных кислых магмах составляет в среднем около 1 %. Содержание углекислоты принято равным 0,1 %.

На построенном при таком количестве летучих Р-Т диаграмме фазового состава кислых магм (рис. 58) равновесие $Pc^{(0,1)} + \Phi + \Xi$ отражает начало плавления в эвтектическом граните при повышении температуры при заданном отношении углекислоты к воде или полную кристаллизацию рассматриваемой гранитной магмы при остывании. Равновесие $Pc + \Phi^{(0,1)} + \Xi$ показывает полное растворение флюидной фазы в расплаве при повышении температуры. Линии $Pc_1^{0,1} + \Xi$ и $Pc_1^{0,1} + \Phi$ отражают соответственно полное плавление твердых фаз с ростом температуры и полное растворение флюидной фазы в расплаве с увеличением давления. Положение изоконцентрат расплава (80 % Pc , 60 % Pc и др.) и флюидной фазы (0,5 % Φ) рассчитано (Шкодзинский, 1985) на основании диаграммы состояния.

Р-Т диаграмма фазового состава на рис. 58 иллюстрирует существование в магмах малоизвестных явлений. На ней выделяется пять полей (Pc , $\Xi + Pc$, $\Xi + Pc + \Phi$, $Pc + \Phi$ и $\Xi + \Phi$), в каждом из которых кислые магмы имеют определенный фазовый состав, соответствующий символам поля. Самыми большими являются бесфлюидные поля $\Xi + Pc$ и Pc , в котором все летучие компоненты полностью растворены в расплаве под влиянием высокого давления. Это противоречит широко распространенным предположениям о ведущей роли флюидов в глубинных магматических процессах.

Положительный наклон изоконцентрат расплава в поле $\Xi + Pc$ и возрастание их значений снизу вверх наглядно иллюстрирует плавление твердых фаз в магмах при изотермической декомпрессии при подъеме. Но для более точной оценки масштаба проявления процессов плавления при подъеме необходимо оценить изменение температуры магм. Такие изменения отражают линии со стрелками на диаграмме фазового состава. Положение этих линий рассчитано на основании выведенного уравнения

$$(P_1 - P_2)(\rho_v - \rho_m)(\rho_v \rho_m I)^{-1} + C_m(T_1 - T_2) - \Delta H_n(A_{Pc2} - A_{Pc1})100^{-1} + \Delta H_o(A_{\Phi 2} - A_{\Phi 1})100^{-1} - 0,71(P_1 - P_2)(A'_{Pc} + A'_{Tb})100^{-1} + \Delta P'(\rho_m I)^{-1} + P_1 V_1 A'_{\Phi} [1 - (P_2 P_1^{-1})^{(k-1)/k}] [100 I (k-1)]^{-1} - 0,8(T_m - T_b)[\lambda_v C_{\rho v} (P_1 - P_2 - \Delta P)]^{0,5} (E \rho_{mg}^3)^{-0,5} = 0.$$

Здесь P_1 и P_2 – соответственно начальное и конечное давление в расчетном интервале подъема; ρ_v и ρ_m плотность вмещающих пород и магмы; I – механический эквивалент теплоты; C_m и C_v – теплоемкость

магмы и вмещающих пород; T_1 и T_2 – начальная и конечная температура магмы; $\Delta H_{\text{п}}$ и ΔH_0 – энтальпия плавления и отделения флюида от расплава; A_{pc1} , A_{pc2} , $A_{\text{ф1}}$ и $A_{\text{ф2}}$ – соответственно начальное и конечное содержание расплава и флюида; A'_{pc} , $A'_{\text{тв}}$ и $A'_{\text{ф}}$ – среднее содержание расплава, твердых фаз и флюида в расчетном интервале подъема; $\Delta P'$ – избыточное тектоническое давление, затраченное на подъем магм; V_1 – удельный объем флюида; $k = C_v/C_p = 1,29$ для трехатомных газов; $\lambda_{\text{в}}$ – коэффициент теплопроводности вмещающих пород; E – объемный расход магмы.

В этом уравнении учтены все главные процессы, влияющие на изменение температуры магм при подъеме. Рассчитывалось выделение энергии при всплывании легкой магмы в среде более плотных пород и при выжимании магм под влиянием тектонического давления. Принималось, что эта энергия полностью тратится на фрикционное тепловыделение. Учтено изменение тепловой энергии при изменении температуры магмы за счет процессов плавления – кристаллизации и отделения флюидной фазы. Учитывалось расширение конденсированных фаз и флюида и теплоотдача во вмещающие породы. Вывод этого уравнения, исходные данные и пример расчета эволюции кислых магм при подъеме приведены в более ранней публикации (Шкодзинский, 1985).

Линия 1 на рис. 58 отражает выжимание мигматизированных (содержащих расплав) гранитогнейсов под влиянием избыточного тектонического давления 3 кб. Принималось, что оно преобразуется в тепло трения вязкого течения на первых 7 км подъема. В этом интервале мигмы и магмы обладают максимальной вязкостью вследствие еще большого содержания твердых фаз. Линия 1 показывает, что такие процессы выжимания способны привести к увеличению количества расплава в гранитогнейсах на 65 % еще в глубинных условиях. Подъем мигм под влиянием только сил всплывания отражают линии 2 – 4. Линия 2 относится к варианту выделения тепла трения преимущественно на глубинной стадии, линия 3 – на среднеглубинной стадии и линия 4 – при равномерном по траектории подъема тепловыделении. Подъем гранитогнейсов в этих условиях также сопровождается приращением количества расплава в них на 65 %. Для этих вариантов принималось, что за одну секунду через поперечное сечение магмовода поднимается 250 м^3 вещества. При всплывании меньших объемов гранитогнейсов (расход $40 \text{ м}^3/\text{сек}$, линия 5), вследствие более значительных удельных теплопотерь во вмещающие породы, приращение содержания расплава будет значительно меньшим – 20 – 25 %.

Эти и другие линии (6 – 10) подъема иллюстрируют, что декомпрессия и фрикционное тепловыделение при выжимании мигматизированных гранитогнейсов на кульминационной и начальной посткульминационной

стадии метаморфизма приводит к частичному или полному переплавлению этих пород под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения. Это объясняет явления изотропизации гранитогнейсов при подъеме и все большее приближение их по текстуре и структуре к типичным магматическим гранитам (см. рис. 56). То есть реоморфизм, как и отмечали некоторые исследователи, действительно приводил к зарождению гранитных магм.

На глубинной стадии подъема степень переплавления была обычно невысокой. Это является причиной преобладания в глубинных гранитах гранобластовых структур и гнейсовидных текстур. Малоуглубинных уровней земной коры достигали в основном продукты сильного переплавления, что объясняет высокую степень гомогенности и магматичности гранитоидов этих уровней.

Одностороннее тектоническое давление способно приводить к интенсивному выжиманию наиболее легкоплавких и пластичных пород из высокотемпературных нижних уровней земной коры. Оно сопровождается их сильным переплавлением и преобразованием в гранитные магмы (линия 1 на рис. 58). Такое давление существует в складчатых зонах в период складкообразования, поэтому в них должны быть особенно широко проявлены процессы декомпрессионно-фрикционного (реоморфического) образования кислых магм.

Как показано выше, образовавшиеся при фракционировании кислого слоя магматического океана ортогнейсы слагают большую часть кристаллической коры континентов мощностью до 40 – 50 км. Поэтому объемы сформировавшихся из них кислых магм могут быть колоссальными. Это объясняет огромный объем гранитоидных батолитов складчатых областей, их обычно синскладчатое или позднескладчатое формирование и приуроченность только к тем складчатым областям, в которых есть признаки присутствия кислой кристаллической коры в основании.

Декомпрессионно-фрикционное происхождение магм гранитоидных батолитов подтверждается частым присутствием в них не прошедших полного переплавления гнейсовидных разностей. Согласуется оно и с содержанием в них ксенолитов метаморфических пород негранитного состава – основных кристаллических сланцев, высокоглиноземистых и других гнейсов. Обычно плавные закругленные очертания батолитов обусловлены высокой вязкостью их магм в связи с чаще всего большим содержанием в них недоплавленных твердых фаз. Гранитогнейсовые и гранит-мigmatитовые купола, широко распространенные в сильно эродированных складчатых областях, являются корнями эродированных гранитных батолитов или недоразвитыми батолитами.

Важным подтверждением декомпрессионно-фрикционного происхождения гранитоидным батолитов складчатых (коллизийных) областей, является совпадение их состава с таковым раннедокембрийских гранитоидов глубинных частей континентальной коры. Это иллюстрирует рис. 59, на котором величина SiO_2/CaO по горизонтальной оси является чутким показателем степени фракционирования при образовании исходных магм, а значение $(\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K})$ по вертикальной оси обратно величине щелочности при формировании гранитоидов (Шкодзинский и др., 1992). Судя по многочисленным экспериментальным данным, последняя величина примерно отражает глубинность фракционирования при формировании кислых расплавов.

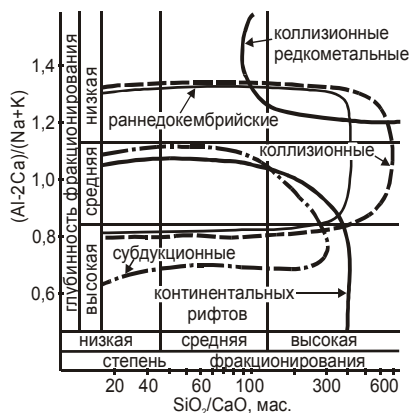


Рис. 59. Соотношение $K_{\text{Al}} = (\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K})$ и SiO_2/CaO в гранитоидах: раннедокембрийских, коллизийных, литий-фтористых, субдукционных и континентальных рифтов (Шкодзинский, Зедгенизов, 2004).

На рисунке поле состава гранитоидов коллизийного Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области почти идеально точно совпадает с полем раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита, расположенного примерно на тысячу километров от складчатой области. Это совпадение свидетельствует о формировании их из одного и того же вещества – из продуктов фракционирования кислого слоя постагреционного магматического океана. Поле коллизийных гранитоидов лишь немного дальше простирается в сторону очень высоких значений SiO_2/CaO . Это вполне закономерно, так как вследствие меньшей глубинности их исходное вещество было более глубоко переплавлено под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения и иногда подвергалось более глубоким процессам внутрикамерного фракционирования, чем глубинных древних гранитоидов.

Продуктом очень глубокого малобарического внутрикамерного фракционирования кислых магм являются литий-фтористые граниты,

которые образуются на постскладчатой стадии эволюции коллизионных областей (Шкодзинский и др., 1992). Для них характерно очень низкое содержание кальция и высокое – фтора, лития и других расплавофильных химических компонентов. Часть поля их составов приведена в правом верхнем углу рис. 59. Как будет показано ниже, субдукционные гранитоиды и граниты зон активизации древних платформ (или плитные по терминологии некоторых исследователей) формировались путем среднеглубинного фракционирования основных магматических очагов в астеносфере. Поэтому положение полей их состава в нижней части рисунка отражает большую глубинность образования родоначальных магм этих пород.

Полученные результаты во многом решают проблему происхождения гранитных батолитов, более столетия являющуюся предметом острой дискуссии. Они свидетельствуют об ошибочности широко распространенных предположений о формировании кислых магм путем отделения выплавов в зонах ультраметаморфизма. Эти результаты показывают совершенно другой малоизвестный механизм возникновения здесь таких магм – декомпрессионно-фрикционное (реоморфическое) переплавление продуктов фракционирования кислого слоя глобального магматического океана. Такое переплавление в различной степени должно происходить при подъеме и других по составу магм. Но в них реконструировать масштабы его проявления труднее, так как вследствие большой глубинности таких магм ранние стадии их зарождения не доступны для наблюдения. Для реоморфических гранитоидных магм доступны наблюдению продукты всех стадий зарождения и эволюции. Как будет показано ниже, в наиболее глубинных кимберлитовых магмах в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления при подъеме количество расплава увеличивалось в десятки раз.

Представления о горячем образовании Земли и существовании кислого слоя в океане магмы возникли лишь в последние десятилетия. Поэтому природа гранитных батолитов не могла быть надежно установлена в предшествующие 100 – 200 лет. Это объясняет длительность и небольшую эффективность дискуссии об их происхождении в девятнадцатом и двадцатом столетиях.

Формирование магм на стадии образования литосферы древних платформ

В раннем докембрии начиналась геологически документированная эволюция Земли. В это время зарождались все геологические процессы. Установление горячего образования Земли и существования на ней

глобального магматического океана в новом свете представляет раннюю эволюцию нашей планеты и объясняют ранее непонятные особенности этой эволюции. С учетом глобального магматического фракционирования четыре главных процесса определяли формирование исходных расплавов и разнообразие магматических пород в докембрии:

- 1) синаккреционное фракционирование магматического океана;
- 2) постааккреционное фракционирование этого океана;
- 3) декомпрессионно-фрикционное плавление продуктов затвердевания наиболее легкоплавких дифференциатов магматического океана;
- 4) внутрикамерное фракционирование магм, возникших в результате перечисленных процессов.

Синаккреционное фракционирование обусловило образование исходного вещества главных силикатных оболочек Земли – нижней, средней и верхней мантии, а также кислой кристаллической коры. Различия в их составе обусловлены постепенным ростом температуры, глубины и давления в процессе придонного фракционирования магматического океана и накоплением в нем расплавофильных химических компонентов по мере аккреции, а также процессами расслоения океана по плотности. При этом фракционировании сформировались различные кумулаты, а находящиеся среди кумулатов остаточные расплавы были источником магм различного состава.

Как отмечалось, в период с 4,56 до примерно 4,0 – 3,8 млрд. лет назад земная поверхность была покрыта расслоенным магматическим океаном и на ней не было затвердевших участков, что объясняет отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет. Кристаллы наиболее ранних минералов могли формироваться в расплаве в этот период, что, видимо, является причиной изредка устанавливаемого в древних конгломератах Австралии очень древнего (до 4,4 млрд. лет) возраста ядерных частей отдельных кристаллов циркона.

На основании этого древнего возраста и установленного высокого $d^{18}\text{O} = 7,4$ в них (эта величина в мантийных цирконах равна 5,3) некоторые исследователи (Valley et al., 1999) предположили, что 4,4 млрд. лет назад температура земной поверхности была небольшой. Округлая форма некоторых цирконов рассматривалась ими как доказательство окатывания их в водной среде и существования водных океанов уже в это время. Однако округлая форма кристаллов могла быть естественным следствием протекания процессов декомпрессионного подплавления ранних кристаллов при подъеме их локальными конвективными потоками или результатом антискелетного роста. Поэтому она не доказывает их осадочное происхождение. Это согласуется с тем, что подобные округлые цирконы

широко распространены в различных магматических породах. Как будет показано ниже, даже часть возникших в мантии алмазов являются округлыми, поэтому округлость зерен минералов совершенно не доказывает существования процессов окатывания их в водных потоках. Температура кислых расплавов была ниже, чем мантии, поэтому повышенная величина $d^{18}\text{O}$ в древних цирконах также не доказывает низкую температуру земной поверхности и существование водных океанов в это время. Предположению Дж. Вэлли и других противоречат отсутствие на Земле горных пород древнее 4 млрд. лет, домезозойских глубоководных осадков (Яншин, 1978) и множество других данных.

Установленная по содержанию титана температура кристаллизации древних цирконов $800 - 650^\circ \text{C}$ оказалась равной температуре затвердевания кислого расплава и подтверждает их кристаллизацию в магматическом океане. Нарастание на ядро циркона с возрастом 4,3 млрд. лет оболочки с возрастом 3,7 – 3,3 млрд. лет хорошо согласуется с этим, поскольку магматический океан, ввиду его гигантского объема, остывал и кристаллизовался очень долго. Полученная большая длительность кристаллизации циркона 0,6 – 1,0 млрд. лет подтверждает его образование в кислом слое магматического океана, поскольку продолжительность кристаллизации вулканитов обычно не превышает нескольких месяцев, а гранитных интрузий – десятков миллионов лет. Таким образом, попытки поставить под сомнение горячее образование Земли и существование на ней океана магмы являются необоснованными.

В панмагматическую стадию около 4,0 – 2,7 млрд. лет назад происходила кристаллизация верхней части кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов (см. рис. 20, 60). Формирование исходных расплавов этих гнейсов в результате глобальных процессов магматического фракционирования является причиной близости их состава на всех древних щитах и формирования ими больших по объему комплексов.

Примерно 3,8 – 2,7 млрд. лет назад происходило всплытие нижнемантийного вещества, подогретого изначально более горячим ядром, и декомпрессионное плавление содержащихся в этом веществе продуктов затвердевания расплавов раннего синаккреционного магматического океана. В результате формировались основные вулканиты зеленокаменных поясов, а также основные дайки, силлы и интрузивные массивы в серогнейсовых комплексах.

Высокая температура раннего постааккреционного магматического океана и существование в нем еще слоев перидотитового и пикритового расплавов являются причиной широкого развития коматитов в ранних зеленокаменных поясах. Она обусловила высокотемпературность

первичных минеральных парагенезисов коматиитов и чаще всего отсутствие в них вкрапленников (Sylvester et al., 1997).



Рис. 60. Схема кристаллизации постагрегационного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на континентах. Состав формировавшихся магм: 1 – кислый; 2 – субщелочной; 3 – анортозитовый; 4 – щелочно-ультраосновной; 5 – лампроитовый; 6 – кимберлитовый.

Постепенное остывание и кристаллизация нижних слоев магматического океана привели к прекращению коматиитового магматизма примерно 3,0 – 2,6 млрд. лет назад и к появлению щелочно-ультраосновных магм, возникавших из остаточных расплавов перидотитового и пикритового слоев. Особенно высокая примитивность состава коматиитов, содержащих, например, в среднем меньше редкоземельных элементов, чем базальты СОХ, и хондритовые соотношения в них кальция и алюминия связаны с формированием их магм из нефракционированных нижних слоев постагрегационного магматического океана, в котором еще не успели накопиться расплавофильные элементы.

В стадию зарождения тонких пластичных плит примерно 3,2 – 1,9 млрд. лет назад над участками подъема горячего нижнемантийного материала произошли подогрев и частичное всплывание к земной поверхности нижних частей слоя кислого расплава с образованием гранулитовых подвижных зон. Формирование из нижних частей единого кислого слоя магматического океана объясняет близость состава эндербитов на всех докембрийских щитах. Нижняя часть кислого слоя была в среднем более основной, чем верхняя, ввиду повышения основности магматического океана сверху вниз. Это согласуется с содержанием чаще всего 63 – 67 %

кремнекислоты в эндебитах Алданского щита, а в серых гнейсах – 67 – 71 % (Шкодзинский, 2003).

Для гранитов и чарнокитов докембрийских гнейсовых комплексов, в отличие от фанерозойских гранитоидов, характерно залегание обычно в виде согласных пластообразных тел, гнейсовидная текстура и бластическая структура. Это частично связано с участием кумулатов и продуктов затвердевания остаточных расплавов в процессах локальных конвективных течений, при которых происходили перекристаллизация полужатвердевших пород и достигалась единая ориентировка различных тел. После значительной консолидации гнейсовых толщ тела наиболее пластичных гранитогнейсов выжимались в зоны вязких разломов и всплывали в виде гранитогнейсовых куполов. С увеличением расстояния подъема гранитогнейсы чаще всего становились более изотропными и гранобластовая структура их преобразовывалась в гипидиоморфнозернистую под влиянием процессов декомпрессионно-фрикционного плавления и последующей кристаллизации возникших магм. Вследствие постепенного погружения фронта консолидации гнейсов, возрастания дистанции подъема и масштабов декомпрессионно-фрикционного плавления увеличивалась степень «магматичности» наиболее поздних реоморфических гранитоидов, многократно формировавшихся в одном и том же участке гнейсовых комплексов.

Наиболее поздние перемещенные граниты обычно содержат больше калия и переходят иногда в граносиениты, что связано с образованием их исходного вещества при дифференциации более глубинных частей магматического океана. На Алданском щите примерно в это же время внедрялись тела магматических эндебитов, диоритов и габбро-диоритов, видимо, из малодифференцированных частей среднего по составу слоя магматического океана (Шкодзинский, 2003).

В начале стадии тектоники тонких пластичных плит (примерно 1,90 – 0,57 млрд. лет назад) на всех древних щитах в большом количестве формировались субщелочные и щелочные магматические породы (рис. 60, 61) из остаточных расплавов глубинных слоев магматического океана. Специфическими породами этой стадии, не формировавшимися в другое время, являются граниты-рапакиви. Особенностью их является присутствие овоидов – крупных (до 7 – 8 см) шарообразных мегакристаллов калиевого полевого шпата, обычно окаймленных оторочками олигоклазового состава. Обтекание овоидов трахитоидностью, отсутствие явлений срезания ими удлиненных идиоморфных кристаллов основной массы, присутствие их и в закаленных мелкозернистых эндоконтактных частях интрузий, а также иногда встречающиеся идиоморфные очертания этих мегакристаллов указывают на их докамерный магматический генезис.

Рапакиви являются породами, промежуточными между реоморфическими гранитоидами, слабо подплавленными при подъеме, и типичными магматическими гранитами, в которых содержание расплава на малоглубинных этапах подъема было значительно большим, чем твердых фаз. Изотопный возраст рапакиви обычно составляет 1,95 – 1,5 млрд. лет (рис. 61), что примерно соответствует этапу завершения кристаллизации и фракционирования среднего по составу слоя магматического океана.

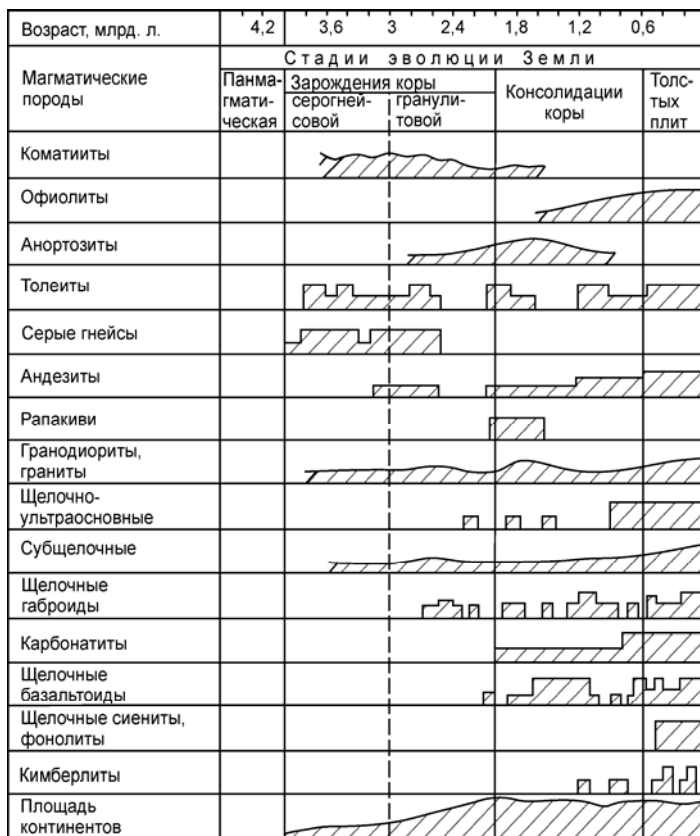


Рис. 61. Эволюция магматизма в истории Земли. Использованы данные из работы (Магматические..., 1987).

Преимущественно к этой стадии тектоники тонких пластичных плит относится образование автономных анортозитов – специфических наиболее

загадочных пород докембрия. Они формировали обычно очень крупные (до десятков тысяч квадратных километров) плитообразные тела на границах между тектоническими блоками, но встречаются и в виде согласных тел с постепенными переходами во вмещающие гнейсы (Андреева, Суханов, 1982). Анортозиты часто оказывали термальное воздействие на вмещающие породы, что указывает на высокую температуру их вещества при внедрении. Широко признано существование двух разновидностей автономных анортозитов – архейских с основным плагиоклазом (№ 80 – 95), ассоциирующих с базитами, и протерозойских с более кислым плагиоклазом (до андезина № 30), ассоциирующих со средними и кислыми породами повышенной щелочности – с гранитоидами, сиенитами, рапакиви.

Происхождение этих пород долгое время было неясным. Присутствие высокотемпературного метаморфизма в экзоконтактах анортозитовых массивов указывает на высокую субмагматическую температуру их материала при внедрении. Но почти мономинеральный плагиоклазовый состав этих пород противоречит возможности их внедрения в виде расплава, так как природные расплавы обычно являются котектическими или эвтектическими и поэтому при кристаллизации должны были формироваться многоминеральные породы.

Рассматриваемая модель фракционирования постаккреционного магматического океана объясняет главные особенности формирования автономных анортозитов. Как уже отмечалось, после прогрева ядром нижнемантийного вещества в раннем архее начал происходить подъем нижнемантийных конвективных потоков. Большая часть зарождавшихся в них толеитовых магм размещалась в нижней части слоя кислого расплава в магматическом океане. При затвердевании этого слоя происходили кристаллизация и фракционирование толеитовых магм. Это согласуется с выносом щелочными мезозойскими интрузиями центральной части Алданского щита из нижней коры большого количества ксенолитов габбро-диорит-анортозитового состава (Смелов и др., 2007). На глубине более 15 км плагиоклаз должен был всплывать в толеитовых расплавах (Kushiro, Fujii, 1977). Всплывавшие кристаллы плагиоклаза формировали линзы анортозитов в нижней коре. Содержание в последних зерен темноцветных минералов в интерстициях крупных кристаллов плагиоклаза свидетельствует о мафическом составе интерстиционного расплава и подтверждает образование анортозитов путем аккумуляции плагиоклаза. Плагиоклазовые кумулаты с интерстиционным основным расплавом имели плотность, близкую к средним и кислым породам. Поэтому до затвердевания интерстиционного расплава эти кумулаты были пластичными и выжимались и всплывали по тектоническим зонам растяжения, формируя крупные тела ранних анортозитов с основным плагиоклазом. В случае

подъема также части более мафических кумулатов формировались массивы, переходящие в нижней части в меланократовые породы. Ярко выраженный европиевый максимум во всех типах автономных анортозитов подтверждает их кумулативный генезис.

В протерозое фронт глобальных процессов кристаллизации и фракционирования опустился в расположенные ниже скоплений толеитовой магмы средний и основной по составу слои постааккреционного магматического океана. В результате сформировались остаточные кислые и средние расплавы повышенной щелочности и разнообразные кумулаты, в том числе и плагиоклазовые. При тектонических деформациях происходили выжимание и всплывание остаточных расплавов и еще не успевших затвердеть плагиоклазовых кумулатов с формированием анортозит-мангеритовой ассоциации, в которой плагиоклаз имеет пониженную основность.

Погружение фронта кристаллизации и фракционирования земного магматического океана с течением времени в глубинные мафические слои приводило к образованию все более щелочных остаточных расплавов. Их подъем обусловил начало формирования щелочных габброидов из остаточных расплавов субщелочного пикритового слоя океана (рис. 61). До начала протерозоя нижний перидотитовый слой магматического океана чаще всего не подвергался глубоким процессам кристаллизации (более чем на 90 %) и фракционирования. Поэтому кимберлитовые по составу остаточные расплавы обычно еще не формировались. Такие расплавы не могли возникать при фракционировании рано затвердевших менее глубинных слоев магматического океана вследствие относительно небольшого давления в них и их основного или среднего состава. Это объясняет нетипичность кимберлитов для архея и их массовое развитие преимущественно в фанерозое.

Природа высокорудоносных гидротерм в кислых магмах

С кислыми магматическими породами пространственно и по времени возникновения связано большинство гидротермальных месторождений. Это приводит большинство исследователей к представлениям о формировании рудоносных гидротерм в кислых магмах. Однако, до сих пор остаются неясными причины разнометальности и различной рудоносности гидротерм одних и тех же интрузий, стадийности рудообразования и зональности размещения оруденения. Ответить на эти вопросы позволяет Р-Т диаграмма поведения рудных и выносящих их летучих в кислых магмах (рис. 62), рассчитанная на основании Р-Т диаграммы фазового состава этих магм (см.

рис. 58) и опубликованных экспериментальных данных. Методика построения и использованные данные приведены в (Шкодзинский, 2003).

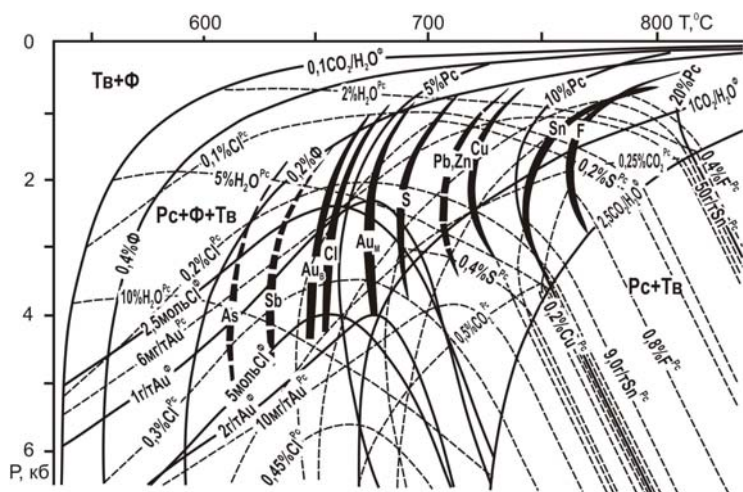


Рис. 62. Р-Т диаграмма распределения рудных и летучих компонентов в фракционирующих кислых магмах. Толстые линии – условия отделения наиболее высокорудоносных гидротерм (Шкодзинский, 2003).

На диаграмме толстые линии $2,5\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ и $0,1\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ разграничивают поля разного фазового состава магм и отражают соответственно первое появление флюидной фазы при кристаллизации с массовым отношением в ней CO_2 к H_2O , равным 2,5, и полное затвердевание магм при отношении CO_2 к H_2O во флюиде 0,1, равном исходному отношению этих компонентов в магме. Сплошными тонкими линиями показаны также изоконцентраты флюида (0,2%Ф, 0,4%Ф) и расплава (5%Pc, 10%Pc и 20%Pc), линии равных содержаний рудных и летучих компонентов и равных отношений CO_2 к H_2O во флюиде (5моль. Cl^Φ , 1г/тAu $^\Phi$, 1 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ и др.). Пунктирные линии (0,45 Cl^Pc , 10мг/тAu $^\text{Pc}$ и др.) – изоконцентраты летучих и рудных компонентов в расплаве.

Очень толстые изогнутые линии – Р-Т условия максимумов содержаний рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде при субизобарической кристаллизации и фракционировании магм. Они показывают области зарождения наиболее высокорудоносных гидротерм. Толщина их пропорциональна величине максимумов, пунктирные линии рассчитаны приближенно в связи с недостатком экспериментальных данных. Существование этих максимумов установлено впервые. Оно

обусловлено наличием двух противоположных тенденций в магмах. При высокой температуре и низком содержании твердых фаз кристаллизация магм приводит к увеличению в остаточном расплаве концентраций большинства рудных компонентов, поскольку для них коэффициент распределения их между расплавом и твердыми фазами значительно больше единицы (Антипин и др., 1984). При достижении некоторых высоких величин концентраций начинается выделение фаз, содержащих рудные или летучие компоненты в большом количестве, например, касситерита, вольфрамита, сульфидов, топаза. При дальнейшей кристаллизации содержание соответственно олова, вольфрама, серы, фтора в расплаве начинает уменьшаться, так как емкость образованных ими фаз в отношении соответствующих компонентов несравненно выше, чем у расплава. То есть, максимумы концентраций рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде совпадают с областями первого появления фаз, содержащих эти компоненты в большом количестве.

Существование данных максимумов позволяет объяснить многие ранее непонятные явления в гидротермальном рудообразовании. Как частично иллюстрирует диаграмма, изливающиеся на земную поверхность высокотемпературные магмы с незначительным содержанием твердых фаз потеряют летучие при низкой концентрации рудных компонентов в расплаве и флюиде и в них не смогут возникнуть высокорудоносные гидротермы. Это объясняет обычно незначительное распространение автохтонного оруденения в кислых лавовых толщах. Если же медленная кристаллизация сопровождается отсадкой твердых фаз и происходит, например, при 4 кб, то при содержании остаточного расплава 4 % концентрация золота и хлора в нем будут соответственно в 5 и в 10 раз выше, чем в исходной магме (рис. 62). Хлор очень сильно повышает растворимость золота и многих других рудных компонентов во флюиде. Так, при высоком окислительном потенциале (буфер $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$) повышение его концентрации в этой фазе с 0,2 до 5 молей приведет к увеличению содержания золота в ней при неизменной концентрации последнего в расплаве в 100 раз, а с учетом повышения этой концентрации – в $5 \cdot 100 = 500$ раз. Этот упрощенный расчет наглядно иллюстрирует существование тенденции резкого повышения рудоносности гидротерм с увеличением глубины их отделения от кристаллизующихся магм.

Эта тенденция объясняет обычно наблюдающуюся небольшую рудоносность малоглубинных частей интрузий и связь богатого оруденения с глубинными их частями. Л.В. Таусон (1977) сформулировал это следующим образом “...как показывает геологическая практика, максимальный промышленный эффект связан с рудными телами, возникавшими за счет гидротермальных растворов, генерируемых в нижних

камерах низкотемпературных расплавов” (с. 248). Такое явление различные исследователи объясняли отжиманием растворов вниз по мере кристаллизации верхних частей интрузий или притоком в нижние части последних богатых рудными компонентами флюидов из мантии. Но отжимание легкого флюида в магмах вниз и зарождение гидротерм в сухой высокотемпературной мантии с физико-химической точки зрения нереальны. Рассчитанная диаграмма свидетельствует о том, что высокая рудоносность глубинных гидротерм связана с появлением и отделением флюида в остывающих при высоком давлении кислых магмах на поздней стадии кристаллизации, когда в последних остаточных расплавах достигаются высокие концентрации рудных и выносящих их летучих компонентов.

Положение максимумов для различных компонентов на диаграмме различно. Из их распределения следует, что с увеличением глубины отделения гидротерм должна закономерно изменяться рудная специализация последних за счет возрастания роли компонентов с низким исходным содержанием в магме, с малыми коэффициентами накопления в остаточных расплавах и с высокими концентрациями насыщения. Будет расти средняя удаленность сформированного ими оруденения от вскрытых частей гранитных интрузий, что вместе с изменяющейся их рудной специализацией приведет к формированию рудной зональности рудно-магматических узлов. Должен уменьшаться его возраст, вследствие повышенной длительности кристаллизации магм в глубинных условиях, и понижаться температура его образования, вследствие остывания гидротерм при длительном подъеме.

Названные явления, действительно, характерны для рудно-магматических узлов и давно служат предметом дискуссии. В первой половине прошлого столетия была широко распространена гипотеза В.Х. Эммонса о связи рудной зональности с изменением состава остывающих растворов по мере удаления их от интрузии. Но этой гипотезе противоречат данные о существенно более молодом возрасте оруденения внешних зон по сравнению с внутренними. Поэтому С.С. Смирнов (1965) выдвинул пульсационную гипотезу происхождения рудной зональности и стадийности рудобразования, связывая их с периодическим отделением из магм гидротерм разного состава при приоткрытии рудопроводящих трещин в процессе тектонических движений. Однако причина изменения состава гидротерм была недостаточно ясной. Полученные результаты свидетельствуют, что эти изменения состава гидротерм являются следствием существования различных по T и P максимумов концентраций рудных компонентов во флюиде кристаллизующихся магм и

последовательного достижения этих максимумов фронтом появления и отделения флюидной фазы в кристаллизующихся интрузиях.

Диаграмма на рис. 62 показывает, что при субизобарической кристаллизации магм состав отделяющихся гидротерм должен последовательно проходить через максимумы концентраций олова (и вольфрама), меди, цинка, свинца, серы, золота, сурьмы и мышьяка. Очевидно, что просачивание гидротерм по одним и тем же каналам приведет к стадийному отложению этих компонентов. Рассчитанная последовательность рудоотложения соответствует природной и поэтому хорошо объясняет ее происхождение. При разных изобарических сечениях диаграммы последовательность достижения максимумов концентраций во флюиде при кристаллизации магм остается примерно одинаковой, хотя величины этих максимумов различаются. Это является причиной, казалось бы, парадоксального факта близости стадий рудообразования на связанных с гранитоидами разнометалльных месторождениях – вольфрамовых, оловянных, полиметаллических, золоторудных.

Отделение разнометалльных гидротерм от фракционирующей гранитной магмы с образованием хорошо выраженной рудной зональности возможно в основном в случае полого наклонного залегания интрузий и является редко встречающимся вариантом. Чаще всего главная масса гидротерм должна отделяться на уровне существующих в кровле интрузий куполов и выступов, куда всплывал остаточный расплав и где происходило отделение от него флюида. Состав и рудная специализация формировавшихся гидротерм определялся значениями изоконцентрат рудных компонентов во флюиде на диаграмме на уровне глубинности куполов, а их объем и количество вынесенных компонентов – объемом магм, расположенных ниже купола. Видимо, это является главной причиной неполноты проявления зональности гидротермального оруденения вокруг большинства интрузий и широкого развития лишь отдельных типов оруденения. Вследствие всплывания остаточного расплава во фракционирующих магмах в крупных субвертикальных интрузиях с четко выраженной куполообразной формой кровли летучие всего огромного объема магмы должны отделяться на уровне этой кровли с формированием уникально крупных месторождений. Для таких интрузий не характерны мелкие месторождения и рудопроявления. На локализацию оруденения большое влияние оказывает структура вмещающих пород и положение геохимических и структурных барьеров.

В наиболее низкотемпературных и глубинных мигмах реоморфических гнейсо- и мигматит-гранитов, вследствие их высокой вязкости, почти не происходили процессы эманационной и кристаллизационной

дифференциации. Это является одной из причин безрудности огромных полей реоморфических гранитоидов в метаморфических комплексах.

Возрастание первичной температуры, глубины зарождения и средней основности магм с уменьшением геотермических градиентов при переходе от подвижных складчатых зон с тонкой литосферой к устойчивым жестким областям приводили в соответствии с рассмотренными выше закономерностями к увеличению разнообразия гидротермального оруденения, к уменьшению в среднем глубинности его зарождения, к возрастанию содержания в нем серы и халькофильных компонентов. Обычно выдержанность величин геотермических градиентов и магмогенерирующих тектонических деформаций в земной коре на больших площадях является причиной огромной протяженности многих однотипных по составу и фациальности магматических поясов и связанных с ними металлогенических провинций.

Таким образом, приведенное рассмотрение показывает, что разработанные количественные модели фазового состава кислых магм позволяют объяснить не только происхождение и эволюцию этих магм, но и главные закономерности формирования в них рудоносных гидротерм.

Образование кимберлитовых, карбонатитовых и лампроитовых магм на поздней стадии эволюции литосферы древних платформ

К началу фанерозоя малоглубинный кислый и среднеглубинные средний и основной по составу слои постагрегационного магматического океана почти полностью затвердели вследствие остывания. Поэтому на древних платформах прекратился массовый кислый магматизм и резко сократились масштабы щелочного среднего. Но в нижних перидотитовом и пикритовом слоях процессы кристаллизации и фракционирования достигли поздних стадий с образованием щелочно-ультраосновных остаточных расплавов.

Как показано выше, процессы метасоматоза и отделения выплавов в мантии не возможны. Поэтому единственным реальным механизмом формирования кимберлитовых, карбонатитовых и лампроитовых магм является образование идентичных им по составу остаточных расплавов и субстратов при фракционировании глубинных слоев постагрегационного магматического океана. Декомпрессионное и фрикционное переплавление глубинных твердых фаз при подъеме таких полустативированных субстратов приводило к их преобразованию в магмы, как это показано на примере реоморфических гранитоидов. Необходимо детальнее рассмотреть процессы формирования кимберлитовых расплавов и субстратов.

Особенностью поздних процессов аккреции была повышенная частота падения крупных планетезималей в связи с высокой степенью агрегации вещества в протопланетном диске. Последний в это время был наиболее неоднороден по составу в связи с завершением процессов конденсации как высокотемпературных, так и низкотемпературных компонентов. В этот период падали наиболее удаленные от Земли планетезимали в связи с притяжением их достигшим максимальной величины гравитационным полем Земли. Падение крупных планетезималей приводило к формированию больших объемов недифференцированных импактных расплавов.

Наиболее мафические и бедные низкотемпературными конденсатами расплавы, вследствие их повышенной плотности, относительно быстро опускались на дно магматического океана и формировали его придонный слой. Большинство низкотемпературных конденсатов (щелочи, летучие компоненты) одновременно являются и расплавофильными (некогерентными) компонентами, поэтому придонный перидотитовый слой был беден ими. Как будет показано ниже на основании анализа трендов магматического фракционирования в кимберлитах, в перидотитовом слое содержание щелочей составляло 0,10 – 0,05 %, извести – 1 – 3, двуокиси титана – 0,1, кремнекислоты – 25 – 35, окиси магния – более 40 %.

Поздние планетезимали, которые были исходными для бедных импактных расплавов, в соответствии с закономерностями удаления элементов световым давлением во внешние части протопланетного диска, в среднем имели повышенное отношение содержания углекислоты к воде, так как последняя имеет значительно меньший молекулярный вес (18), чем углекислота (44). Поэтому вода в большей степени была удалена световым давлением из исходного вещества этих планетезималей. В связи с этим придонный слой постааккреционного магматического океана во многих участках имел повышенное отношение углекислоты к воде.

Из экспериментальных данных по системе перидотит – вода – углекислота (Boettcher et al., 1975; Wyllie, Huang, 1975, 1976) следует, что в случае величины молекулярной доли углекислоты в летучей составляющей более 0,6 высокобарическое фракционирование перидотитовых магм приводит к накоплению в остаточных расплавах извести и углекислоты – главных составляющих кимберлитовых и карбонатитовых по составу магм. Поэтому кристаллизация и фракционирование придонного примитивного по составу мафического слоя постааккреционного магматического океана обусловили образование таких расплавов и идентичных им по составу пород после затвердевания.

Экспериментально установлено также, что при давлении более примерно 25 кб карбонатитовые и силикатные расплавы полностью

смесимы, тогда как при меньшем давлении они ограничено смесимы и поэтому переходные по составу жидкости разделяются на карбонатитовые и силикатные (Сурков, Зинчук, 2001). Из этого следует, что фракционирование при давлении меньше 25 кб на промежуточном этапе должно сопровождаться ликвидацией остаточного расплава с формированием карбонатитовых и силикатных расплавов. При большем давлении состав остаточного расплава по мере кристаллизации и фракционирования перидотитового слоя должен постепенно эволюционировать по составу от силикатного к кимберлитовому и далее к карбонатитовому.

Как иллюстрирует Р-Т диаграмма фазового состава кимберлитовых магм (рис. 65), современные геотермические градиенты на древних платформах при давлении более 20 – 25 кб являются более высокотемпературными, чем солидус кимберлитов и карбонатитов (Шкодзинский, 2009). Поэтому расплавы такого состава до сих пор присутствуют в основании литосферы древних платформ. Вследствие кристаллизации постаккреционного магматического океана сверху вниз и незавершенности до сих пор процессов затвердевания его придонных частей фракционирование последних привело к образованию только промежуточных кимберлитовых остаточных расплавов. Эти расплавы являются недоразвитыми карбонатитовыми магмами, что является причиной различного, иногда очень высокого содержания в кимберлитах карбонатных минералов и сложенных ими поздних жил. Образование кимберлитовых остаточных расплавов при меньшей степени фракционирования исходных магм объясняет отсутствие в них и в связанных с ними карбонатных телах ураганного содержания редких земель, тогда как в карбонатитах часто присутствуют их крупные месторождения, разрабатываемые во многих странах мира. Уникально крупным и богатым является месторождение Томтор на севере Сибирской платформы (Фролов и др., 2005).

Величина отношения содержания углекислоты к воде в придонном слое была непостоянной, так как в его формировании некоторое участие принимали планетезимали не только из внешней, но и из внутренней части протопланетного диска, где такое отношение в среднем было пониженным. Это привело к значительным вариациям величины отношения количества воды к суммарному содержанию ее и углекислоты в перидотитовом слое, в кимберлитовых магмах и в пределах кимберлитов одной и той же трубки и одного и того же поля. Так, для кимберлитов Далдынского поля величина этого отношения варьирует от 0,04 до 0,415 (Перчук, Ваганов, 1978). Присутствие существенного количества углекислоты обусловило образование карбонатных комплексов в магме, накопление их в остаточных расплавах и повышенное содержание в последних извести, окиси магния и

пониженное – кремнекислоты. Поэтому вариации величин отношения содержания воды к углекислоте в придонном слое магматического океана являются одной из причин большого непостоянства содержания главных химических компонентов в кимберлитах и четкой корреляции его с величиной этого отношения (Перчук, Ваганов, 1978).

Бедность исходных перидотитовых расплавов расплавофильными компонентами, к числу которых относятся щелочи, привела к относительно невысокому содержанию этих компонентов в большинстве кимберлитов, особенно в богатых углекислотой их разновидностях. В то же время кимберлиты содержат большое количество воды, углекислоты и легких редких земель, что свидетельствует о высокой степени фракционирования исходных магм при формировании кимберлитовых остаточных расплавов. Так, концентрация легких редких земель в кимберлитах иногда почти в тысячу раз превосходит содержание их в углистых хондритах (рис. 63). Это указывает на то, что кимберлитовый остаточный расплав составлял менее примерно одной тысячной доли объема исходной перидотитовой магмы.

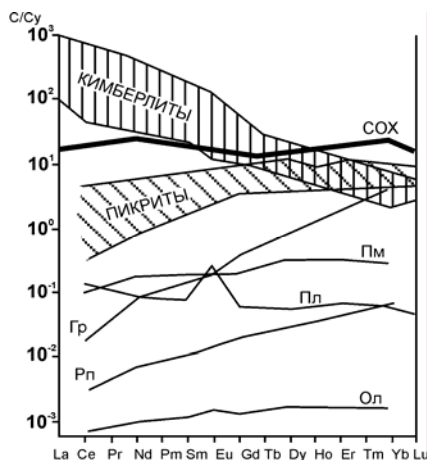


Рис. 63. Нормированное к углистым хондритам распределение РЗЭ (C/C_y) в кимберлитах, пикритах (Магматические..., 1988) и в некоторых слагающих их минералах.

При такой высокой степени фракционирования магмы, исходные для кимберлитовых остаточных расплавов, могли содержать лишь десятые – сотые доли процента углекислоты и воды. Подобные содержания их характерны для ксенолитов мантийных пород в кимберлитах. Поэтому при образовании в результате магматического фракционирования не возникает необходимость предполагать нереальные процессы метасоматического обогащения мантийных пород летучими и другими расплавофильными химическими компонентами.

Как отмечалось, вследствие отсутствия крупномасштабной конвекции в расслоенном магматическом океане, большая степень кристаллизации его глубинного слоя, генерировавшего кимберлитовые остаточные расплавы, достигалась очень поздно – в конце протерозоя и в фанерозое. Это согласуется с результатами расчетов А.И. Зайцевым (2001) модельных самарий-неодимовых возрастов для протолитов кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции. Такие возраста отражают время начала развития изотопных систем, обеспечившее достижение современных величин этих отношений в кимберлитах. Применительно к модели глобального магматического фракционирования они показывают время максимальной дифференциации, обусловившей формирование кимберлитовых по составу расплавов и продуктов их затвердевания. Это время на рис. 64 показано линией К. Она имеет четкий максимум в интервале 600 – 700 млн. лет назад, что хорошо соответствует полученным выше данным о завершении главных процессов кристаллизации и фракционирования нижних частей постаккреционного магматического океана в конце протерозоя.

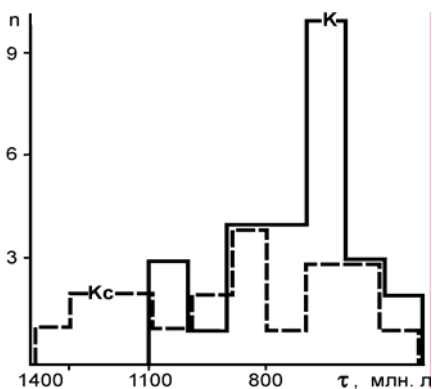


Рис. 64. Гистограммы модельных самарий-неодимовых возрастов протолитов ультраосновных ксенолитов (Кс) и кимберлитов (К) Якутской кимберлитовой провинции. n – число определений. Построен по данным (Зайцев, 2001).

В то же время период образования этих расплавов был большим – от 1100 до 469 млн. лет назад, что отражает длительное формирование кимберлитовых магм в значительном интервале глубин. Приведенная величина близка к времени начала кимберлитового магматизма в регионе. Менее глубинные расплавы начинали формироваться раньше, чем глубинные. Это подтверждается существенно более древним модельным возрастом альнеитовых протолитов (827 млн. лет для трубки Монтичеллитовая и 1082 – для трубки Виктория) и более ранним началом менее глубинного щелочного основного магматизма по сравнению с кимберлитовым на древних платформах.

Таким образом, главные особенности состава кимберлитов – высокое содержание легких редких земель, воды, уголекислоты, извести и низкое содержание кремнекислоты – обусловлены большой степенью высокотемпературного фракционирования бедных расплавофильными компонентами поздних мафических импактных расплавов с варьирующим, но в среднем с повышенным отношением содержания уголекислоты к воде. Такое повышенное отношение возникло на заключительной стадии аккреции.

Для кимберлитов характерна значительная величина отношения радиогенного стронция к нерадиогенному (I^0_{Sr} достигает 0,712). С позиций гипотезы образования магм путем сепарации выплавки объяснить ее очень трудно. Это связано с тем, что выплавки до времени отделения их от субстрата должны были бы находиться в химическом равновесии с исходными перидотитами. Поэтому они имели бы характерную для последних небольшую величину этого отношения. По этой причине иногда предполагается, что повышенная величина стронциевого отношения в кимберлитах связана с ассимиляцией их магмами коровых пород, для которых типично высокое содержание радиогенного стронция. Однако такому предположению противоречит низкая температура кимберлитовых магм, что выражается в отсутствии метаморфизма ими осадочных ксенолитов и с сохранением в трубках даже обломков древесных стволов.

С позиций модели образования кимберлитовых магм в результате фракционирования повышенная величина стронциевого отношения в кимберлитах вполне закономерна и обусловлена большой длительностью формирования кимберлитового остаточного расплава. По этой причине источник радиогенного стронция рубидий начал накапливаться в остаточном расплаве задолго до его внедрения в верхние части коры и формирования кимберлитов. За это время за счет повышенного содержания рубидия в расплаве успело накопиться повышенное количество радиогенного стронция. Тела остаточного расплава в мантии, видимо, имели объем, соизмеримый с объемом кимберлитовых трубок. В этом случае расплав не мог находиться в химическом равновесии с окружающими кумулатами с низкой величиной отношения радиогенного стронция к нерадиогенному.

В отличие от рубидия самарий является менее расплавофильным химическим компонентом, чем неодим. Поэтому в остаточном расплаве его концентрация была ниже, чем неодима. Это объясняет пониженное содержание в нем радиогенного неодима и низкую величину неодимового отношения в кимберлитах.

Значительные вариации состава слагающих кимберлиты высокотемпературных минералов отражают участие в формировании их

вещества процессов отсадки кристаллизовавшихся фаз из выше расположенных слоев менее мафических расплавов магматического океана. Над слоем примитивных ультраосновных расплавов в постаккреционном магматическом океане располагался слой субщелочных пикритовых расплавов с более низким отношением содержания углекислоты к воде. Его фракционирование привело к образованию большинства более щелочных и кремнекислотных лампроитовых магм. Существование постепенных переходов между этими слоями является одной из причин присутствия кимберлитов, переходных по составу к лампроитам.

Отсадка в придонные части магматического океана минералов, кристаллизовавшихся в верхних основном и пикритовых слоях, объясняет большое разнообразие состава присутствующих в кимберлитах вкрапленников и более мелких зерен высокотемпературных минералов, на основании чего эти породы иногда называют «мусорной ямой». К вкрапленникам в кимберлитах относят выделения граната, ильменита, клинопироксена, в меньшей степени – оливина и флогопита (Кимберлиты..., 1994). Наиболее характерными особенностями их являются часто очень большой размер (до 18 – 20 см), иногда сохранившиеся признаки идиоморфизма, следы коррозии, большие вариации состава, присутствие разностей, не соответствующих составу кимберлитам (цирконов, высокожелезистых гранатов и др.), значительная общность состава мегакристаллов в кимберлитах, лампроитах, щелочных базальтах и изотопный возраст, обычно более древний по сравнению с временем внедрения кимберлитов.

Обычно предполагается, что большинство мегакристаллов в кимберлитовых магмах образовалось путем захвата ими при подъеме минералов различных раздробленных магматических и метаморфических пород. Однако такое предположение не объясняет часто больший размер вкрапленников по сравнению с размером зерен минералов в типичных мантийных ксенолитах. Оно не объясняет, почему разные по составу вкрапленники характерны для кимберлитов и отсутствуют в толеитах, магмы которых также поднимались через верхнюю мантию древних платформ.

Очевидно, причиной этого является то, что они не формировались в этой литосфере, а пересекали уже ее консолидированные прочные породы, которые трудно было раздробить на мелкие обломки и захватить из них ксенолиты и кристаллы. Кимберлитовые же расплавы начали формироваться в процессе аккумуляции пород литосферы древних платформ тогда, когда зерна мантийных минералов еще были разобщены, а породы не были консолидированы. Мантийные мегакристаллы в кимберлитах – это материал, который формировался совместно с

остаточными расплавами и от которого они не успели полностью отделиться.

Модель формирования вкрапленников в кимберлитах путем отсадки на дно магматического океана минералов из фракционирующих различных его слоев объясняет все особенности этих образований. Очень медленная кристаллизация магматического океана хорошо согласуется с часто гигантским размером мегакристаллов. Рост в среде расплава является причиной иногда сохранявшейся их идиоморфной огранки.

Высокобарические минералы в кимберлитах обычно относят к ксенокристаллам. Правильнее их называть *автоксенокристаллами*, так как они сформировались на стадии образования кимберлитовых остаточных расплавов и чаще всего не являются полностью чуждыми кимберлитам, как, например, кристаллы кварца (аллоксенокристаллы), заимствованные из вмещающих пород.

Карбонатитовые магмы формировались в результате ликвации остаточных карбонатно-силикатных расплавов при фракционировании менее глубинного пикритового слоя постагрегационного магматического океана. Кристаллизация этого океана происходила сверху вниз, поэтому карбонатитовые расплавы образовались в среднем раньше кимберлитовых. Это объясняет почти в два раза более древний средний возраст карбонатитов по сравнению с кимберлитами – соответственно 0,688 и 0,357 млрд. лет (см. рис. 5). Значительно меньшая глубина зарождения карбонатитовых расплавов является причиной обычно отсутствия в них алмаза, несмотря на высокое содержание углерода в составе уголекислоты.

Вследствие чаще всего значительного давления (порядка 20 – 25 кб) при образовании карбонатитовых ликватов одновременно возникавшие с ними силикатные остаточные расплавы должны были иметь щелочной состав. Видимо, ими сформированы весьма разнообразные щелочные сиениты, почти всегда присутствующие в карбонатитосодержащих комплексах. Еще не подвергшиеся процессам ликвации карбонатно-силикатные остаточные расплавы, вероятно, образовали серию разнообразных пород типа альнеитов. Наиболее ранними породами в карбонатитосодержащих комплексах являются различные оливиниты и пироксениты (Фролов и др., 2005). Их сформировали, видимо, еще малодифференцированные магмы пикритового слоя.

Очень большой разрыв в возрасте этих ранних дифференциатов и наиболее поздних, достигающий многих сотен миллионов лет, согласуется с образованием их в результате медленной дифференциации в мантийных условиях. Этой дифференциацией обусловлена высокая щелочность большинства пород карбонатитосодержащих комплексов. В то же время данные породы настолько разнообразны по составу, что, скорее всего, часть

из них образовалась и в результате внутрикамерного фракционирования. Большой многофазностью карбонатитсодержащие комплексы кардинально отличаются от кимберлитов. Такое различие, видимо, обусловлено зарождением их магм в значительно менее глубинных условиях (в 2 – 3 раза), чем кимберлитовых. Это приводило к подъему до земной поверхности расплавов пикритового слоя магматического океана на различных стадиях его кристаллизации и фракционирования.

Лампроитовые по составу остаточные расплавы должны были возникать при фракционировании бедных углекислотой участков глубинных слоев постаккреционного магматического океана. Присутствие в наиболее мафических из них алмаза свидетельствует о формировании некоторых из них при кристаллизации перидотитового слоя. Не содержащие алмаза щелочные их разновидности, видимо, образовались при фракционировании пикритового слоя.

Выше было показано (см. рис. 7, 9), что интенсивность кимберлитового и карбонатитового магматизма резко возрастала во времени, что свидетельствует о продолжающихся до сих пор процессах фракционирования остатков бывшего перидотитового слоя магматического океана в основании континентальной литосферы. Близкие по составу к кимберлитам, карбонатитам и лампроитам остаточные расплавы с большим содержанием твердых фаз, видимо, располагаются здесь в виде линз, жил и неправильных по форме скоплений.

Очевидно, что мощные тектонические процессы деформации нижних частей континентальной литосферы под влиянием подъема горячего мантийного вещества приводили к выжиманию и всплыванию этих кимберлитовых, карбонатитовых и лампроитовых остаточных расплавов и полузакристаллизованных их разновидностей в верхние части земной коры подобно тому, как выжимается варенье при разламывании пирога с начинкой. Декомпрессия и выделение тепла трения вязкого течения при подъеме приводили к частичному плавлению содержащихся в них твердых фаз и к преобразованию их в магмы. Ниже, при анализе пространственных закономерностей распространения кимберлитов, будут рассмотрены модели формирования кимберлитовых и карбонатитовых магм при различных деформациях континентальной литосферы.

Роль декомпрессионно-фрикционного плавления в образовании кимберлитовых магм

Как было показано, декомпрессия и выделения тепла трения вязкого течения на глубинных и среднеглубинных стадиях всплывания и тектонического выжимания подплавленных гранитогнейсов приводило к

интенсивному плавлению в них твердых фаз и к преобразованию их в магмы. Кимберлитовые магмы являются самыми глубинными и имели очень большую дистанцию подъема. Поэтому в них масштаб декомпрессионно-фрикционного плавления при подъеме должен быть особенно большим.

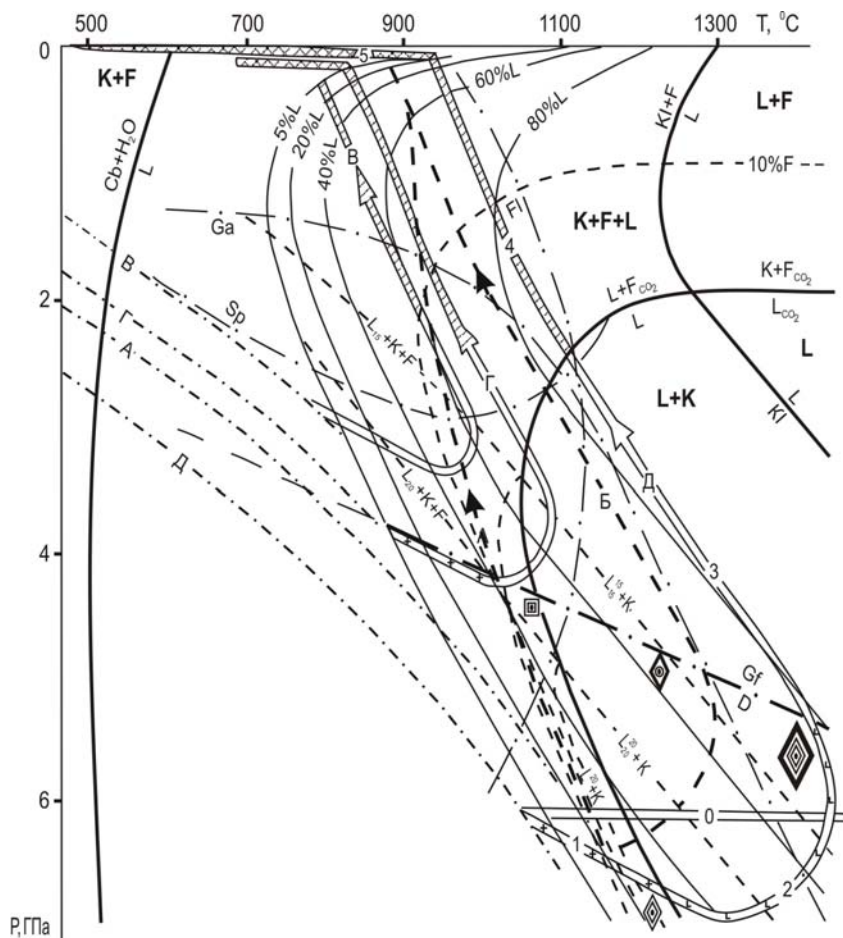


Рис. 65. P-T диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм с 10% H₂O и 10% CO₂. Линии со стрелками – различные варианты эволюции кимберлитовых магм при подъеме. На линиях эволюции: 0 – докимберлитовый этап, связанный с образованием и остыванием мантии; 1 и 2 – этапы соответственно

интенсивного фрикционного и декомпрессионно-фрикционного плавления; 3, 4 и 5 – этапы декомпрессионного плавления, декомпрессионного затвердевания и эксплозивной дезинтеграции кимберлитовых магм. Рисунки кристаллов примерно отражают морфологию зерен алмаза, наиболее часто формировавшихся на различных этапах эволюции мантии. Сb – твердые фазы карбонатита в солидусных условиях; F – флюид; Fl – флогопит; Ga – гранат; Gf – графит; Kl и K – твердые фазы кимберлита в ликвидусных и более низкотемпературных условиях; L – расплав; индексы – содержание воды (нижний) и углекислоты (верхний) в расплаве; Sp – шпинель. Штрих-пунктирные линии А – Д – различные геотермические градиенты (Шкодзинский, 2009).

Как иллюстрируют результаты расчетов эволюции кимберлитовых магм при подъеме, содержание расплава при таком плавлении может увеличиваться от 4 % при давлении 62 кб до 85 % при давлении 25 кб (линия Д на рис. 65), то есть примерно на 81 % или в 21 раз. Справедливость этих расчетов легко проверить путем сравнения содержания легких редких земель в расплавных включениях в поздних глубинных минералах и в кимберлитах. Как известно, эти элементы концентрируются в основном в расплаве и почти не входят в твердые фазы. Поэтому при плавлении твердых фаз концентрация этих компонентов в расплаве должна уменьшиться примерно пропорционально степени возрастания количества расплава.

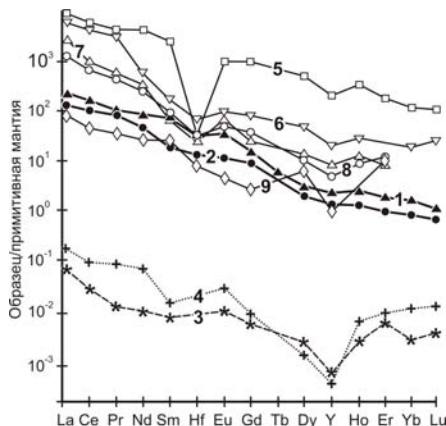


Рис. 66. Нормированное к примитивной мантии содержание редкоземельных элементов в кимберлитах группы I (1) и трубки Удачная (2), в расплавных включениях в облачных ядрах октаэдрических алмазов из трубок Интернациональная (3) и Удачная (4), в фибриллярных алмазах Коингнас (5), Диавик (6), Канкан (7), Удачная (8) и Дебирс (9) (Navon et al., 2009, 2012; Weiss et al., 2012; Zedgenizov et al., 2009).

Как показывает положение на рис. 66 линий состава наиболее богатых редкоземельными элементами включений в самых поздних фибриллярных алмазах (5 и 6), кимберлитов трубки Удачная (1) и в среднем кимберлитов группы I (2), содержание наиболее расплавофильного элемента, лантана, в кимберлитах примерно в 20 – 50 раз ниже, чем в наиболее богатых расплавленных включениях. На этом рисунке содержание элементов нормировано к примитивной мантии, поскольку такое нормирование использовано в первоисточниках этих данных. Но на нем опущены данные по нередкоземельным элементам, так как последние резко отличаются по свойствам от редкоземельных. Полученные результаты согласуются с расчетными оценками на рис. 65.

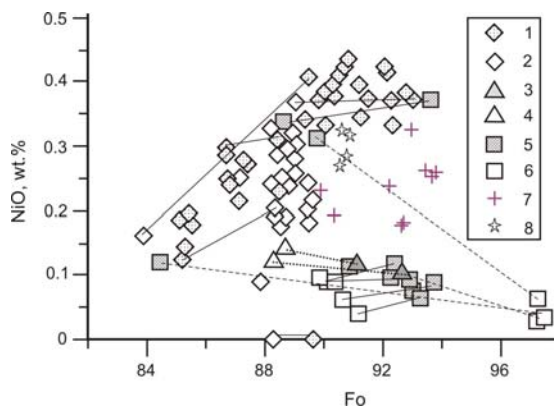


Рис. 67. Состав оливина: 1, 2 – ядра и края фенокристаллов в трубке Удачная-восточная; 3, 4 – то же, Удачная-западная; 5, 6 – то же, Интернациональная; 7 и 8 – ядра, Заполярная и Юбилейная (Yakovlev et al., 2012).

Другим способом оценки степени декомпрессионно-фрикционного плавления твердых фаз при подъеме может быть сравнение магнезиальности центральных и краевых частей вкрапленников оливина. В случае достижения последними локального равновесия с расплавом на поздних стадиях подъема магнезиальность их должна становиться выше, чем центральных частей зерен. Однако, при процессах кристаллизации основной массы кимберлитов могут формироваться краевые зоны зерен оливина с пониженной магнезиальностью. Исследования алмазоносных трубок Якутии (Yakovlev et al., 2012) показали присутствие обоих вариантов изменения магнезиальности крупных зерен оливина (рис. 67).

Повышение магнезальности краевых зон может достигать удивительно больших величин – от примерно 84,5 до 97 % в трубке Интернациональная. Если принять, что в очаге зарождения магм поздний оливин имел магнезиальность 90 %, то содержание расплава при подъеме увеличилось от примерно 5 до почти 100 % (см. рис. 31). Несмотря на приближенность этих оценок, они хорошо подтверждают вытекающие из расчетов огромные масштабы декомпрессионно-фрикционного плавления твердых фаз при подъеме кимберлитовых магм.

Из этих результатов следует важный вывод о том, что подниматься начинали не кимберлитовые расплавы, а смесь кумулатов магматического океана с небольшим количеством остаточного расплава. При подъеме эта смесь преобразовывалась в более однородную кимберлитовую магму. Подъем происходил путем выжимания наименее затвердевших частей мантийной литосферы в зоны растяжения, возникавшие при тектонических деформациях. Такое формирование кимберлитовых магм объясняет связь кимберлитов с зонами тектонических деформаций на древних платформах.

Образование кимберлитовых магм из смеси твердых фаз и остаточного расплава является причиной постоянного присутствия в кимберлитах глубинных ксенокристаллов и их обычно округлой формой, обусловленной, видимо, в значительной мере процессами оплавления. Очевидно, что первичное количественное соотношение расплава и различных твердых фаз (оливина, клинопироксена, граната, флогопита), вследствие их кумулятивного происхождения, должно было сильно варьировать в различных участках выжимавшейся смеси. Это объясняет большую невыдержанность химического и минерального состава большинства кимберлитовых трубок и присутствие в них очень богатых карбонатами участков и поздних жил, возникших в основном из расплава. Близкие к пикритам участки, вероятно, образовались при преобладании процессов плавления глубинных кристаллов оливина. При формировании магм богатых калием участков кимберлитовых трубок значительную роль играли процессы декомпрессионно-фрикционного плавления флогопита. Большие масштабы такого плавления ранних минералов при формировании кимберлитовых магм объясняют сочетание в них, казалось бы, несовместимых особенностей – высокое содержание как расплавофильных компонентов (летучие, легкие редкие земли, фосфор) так и расплавофобных (магний, железо, хром, никель).

Генезис магм траппов

Как отмечалось, при всплывании потоков горячего мантийного вещества не перидотиты и другие ультраосновные породы, а тела эклогитов

должны в первую очередь плавиться под влиянием огромной декомпрессии и фрикционного тепловыделения, поскольку эти породы являются намного более легкоплавкими, чем перидотиты. Поэтому повышенное поглощение поперечных сейсмических волн в астеносфере должно быть связано в основном не с присутствием интерстиционного расплава в ее ультраосновных породах, как обычно предполагается, а с нахождением в ней относительно крупных тел расплавленных или полурасплавленных эклогитов. С присутствием тел расплава, вероятно, связана повышенная электропроводность некоторых участков мантии на глубине 150 – 420 км.

В нижней мантии эклогиты имеют преимущественно толеитовый, реже пикритовый состав, вследствие формирования их исходного расплава при фракционировании раннего малоглубинного магматического океана. Одновременное преимущественно декомпрессионное плавление большого количества тел эклогитов в огромных всплывающих струях объясняет иногда очень быстрое (в течение первых миллионов лет) образование в областях континентального рифтогенеза огромных объемов траппов. Например, объем пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизы оценивается в 2,5 млн. км³, площадь распространения – около 1,5 млн. км² (Тектоника..., 2001), а мощность – до 3,5 км. Только одновременное декомпрессионно-фрикционное переплавление большого количества эклогитов объясняет относительно быстрое формирование такого колоссального количества магм. Отделение от основных магм сибирских траппов в короткий срок (1 – 10 млн. лет) огромного количества углекислоты и сернистых газов в настоящее время рассматривается как причина возникновения экологической катастрофы, обусловленной сильным отравлением земной атмосферы и гидросферы. Она привела к наиболее массовому вымиранию живых организмов и растений в истории Земли – к исчезновению более 95 % всех видов.

Образование магм в высокотемпературной астеносфере обусловило их относительно высокую начальную температуру, отсутствие или незначительное проявление в них процессов декомпрессионного затвердевания после вскипания при подъеме и повышенную способность их к излияниям на земную поверхность (Шкодзинский, 1985). Это объясняет широкое развитие вулканических разностей траппов в областях континентального рифтогенеза.

По мере растекания и опускания горячего вещества под мощную континентальную литосферу в астеносферных основных очагах происходили процессы высокобарической кристаллизации и фракционирования. Отсадка большого количества граната привела к накоплению щелочей, титана, фосфора и летучих компонентов в остаточных расплавах, что является причиной развития в обрамлении

рифтов и трапповых синеклиз несколько более позднего субщелочного и щелочного основного магматизма.

К аналогичному выводу о происхождении щелочных базальтов Приморья пришел С.А. Щека с соавторами (1983). Полученные им геохимические данные свидетельствуют о формировании исходных расплавов этих пород в результате остывания и фракционирования глубинных очагов толеитовой магмы.

Очень большой интерес для петрологии представляет присутствие в некоторых базитах крупных (до 22 т) желваков и блоков самородного железа. Выполненный ранее анализ (Шкодзинский, 2003) показал, что все особенности их состава и распространения свидетельствуют о захвате их нижнемантийными плюмами, в которых зарождались магмы траппов, из слоя, переходного между ядром и мантией.

Существование в мантии магмопотоков

Подъем от границы с ядром крупных наклонных суперплюмов поперечником во многие сотни километров приводит к протеканию глобальных тектонических процессов. Вопреки широко распространенным предположениям они не могли зарождаться на различных уровнях мантии, поскольку только на границе с ядром существует огромный скачок температуры. На других уровнях мантии нет источников тепла, сопоставимых с ядром.

В соответствии с формулой Стокса, скорость всплывания тел примерно пропорциональна квадрату их радиуса, поэтому для обычно предполагаемого существования под «горячими точками» и крупными магматическими телами поднимающихся узких (100 – 200 км) струй горячего вещества (миниплюмов) необходимо, чтобы его плотность была очень низкой, а температура очень высокой. Но, как справедливо отмечали О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков (2002), в этом случае поднимающееся вещество имело бы в малоглубинных условиях температуру примерно на 800 °С более высокую, чем его ликвидус. Это привело бы к полному плавлению мантии под «горячими точками» и к возникновению здесь уникально высокотемпературных ультраосновных магм. Однако этого не наблюдается. Магмы «горячих точек» являются преимущественно основными и неперегретыми. Об их неперегретости свидетельствует присутствие вкрапленников и признаков глубинного магматического фракционирования в сформированных ими породах.

В случае образования магм «горячих точек» под влиянием подъема миниплюмов непонятна причина преимущественно основного толеитового их состава и одновременного образования огромного количества

магматических тел над областями подъема суперплюмов. Как отмечалось, анализ имеющихся геологических материалов по конкретным «горячим точкам» приводит многих исследователей к заключению об отсутствии под ними миниплюмов. Все эти данные противоречат представлениям о существовании узких струй горячего вещества, «прожигающих» мантию и приводящих к образованию магматических пород «горячих точек».

Вместе с тем дискретность проявления процессов магматизма в областях подъема суперплюмов свидетельствует о существовании в них локальных процессов, с проявлением которых связано формирование конкретных магматических тел. Рассмотренная выше модель образования мантии путем глобального магматического фракционирования позволяет понять природу этих магнообразующих процессов.

Как отмечалось, при синаккреционном магматическом фракционировании заполнявший импактные углубления на дне океана расплав почти мгновенно остекловывался вследствие опускания его на уровень давления, превышающего солидус. Тела остеклованного расплава в дальнейшем перекрывались кумулатами, раскристаллизовывались и в условиях высокого давления превращались в эклогиты. Переплавление их при подъеме плюмов приводило к образованию большого количества толентовых магм и магматических очагов в астеносфере.

Существование основных магматических очагов в мантии уже давно предполагается различными исследователями на основании существования в базитах признаков высокобарического магматического фракционирования. Полученные в данной работе результаты объясняют природу этих магматических очагов. Значительно меньшая плотность расплавов этих очагов по сравнению с мантийными породами и высокая подвижность приводили к их всплыванию в виде струй и «капель» относительно небольшого диаметра с образованием магматических пород «горячих точек» и других геодинамических обстановок. То есть магматизм «горячих точек» обусловлен не мантийными миниплюмами, а существованием под этими точками *магмопотоков* из очагов базитовых магм. На подъем магм из этих очагов также должно сказываться влияние силы Кориолиса, поэтому траектории их подъема должны быть наклонены на запад.

Импактные кратеры на Луне имеют размеры до многих сотен километров. Поэтому тела эклогитов и возникшие из них очаги основных магм в астеносфере могут быть очень большими. Длительный подъем магм из таких крупных очагов способен обеспечить формирование характерных для «горячих точек» цепочек магматических тел с последовательно изменяющимся возрастом.

Скорость всплывания шарообразных тел можно оценить по формуле Стокса $W = 2\Delta\rho g R^2 / 9\eta$. В ней $\Delta\rho$ – разница плотности среды и тела, примем ее равной $0,6 \text{ г/см}^3$; $g = 981 \text{ см/сек}^2$ – ускорение силы тяжести; R – радиус всплывающего тела, примем его равным $1 \text{ км} = 10^5 \text{ см}$; η – вязкость среды, равная для наиболее высокотемпературной астеносферы 10^{18} пуаз = $10^{18} \text{ г/см} \cdot \text{сек}$. В этом случае $W = 2 \cdot 0,6 \cdot 981 \cdot 10^{10} / 9 \cdot 10^{18} = 1,308 \cdot 10^{-6} \text{ см/сек}$. С глубины $100 \text{ км} = 10^7 \text{ см}$ тело расплава радиусом 1 км всплывет за $10^7 : (1,308 \cdot 10^{-6}) = 0,764 \cdot 10^{13} \text{ сек} \approx 2,4 \cdot 10^5 \text{ лет}$. Шарообразное тело расплава радиусом 10 км всплывет с этой глубины за 2400 лет .

Если всплывает не шарообразная «капля», а субвертикальная протяженная колонна небольшого сечения, что наиболее вероятно, то скорость подъема должна увеличиться примерно пропорционально величине частного от деления длины колонны на ее диаметр. Время подъема в этом случае составляет десятки – сотни лет, что сопоставимо с периодичностью извержений вулканов. Эти приближенные оценки показывают реальность процессов всплывания в астеносфере крупных тел расплава, возникавших за счет декомпрессионного плавления больших по размеру тел экологитов.

Существование этих локальных магмопоток в наклонно поднимающихся обширных струях горячего нижнемантийного вещества, видимо, приводит к образованию конкретных магматических тел в верхних частях земной коры. Вещество магмопоток поднимается не от границы мантии с ядром, как предполагается для миниплюмов, а из верхних частей обширных потоков горячего вещества. Понижение вязкости этого вещества в результате протекания в нем процессов декомпрессионного и фрикционного плавления на поздних стадиях подъема приводит к появлению возможности всплывания в нем крупных тел расплава. В глубинных частях потоков, вследствие намного большей вязкости их вещества, скорость всплывания крупных тел расплава, а также полурасплавленных и нерасплавленных экологитов должна быть на несколько порядков ниже и имеет меньшее значение для процессов магмообразования.

Подъем обширных потоков нижнемантийного вещества (суперплюмов) оказывает огромное механическое воздействие на литосферу, определяет возникновение в ней расколов, перемещений и образование главных типов современных геодинамических обстановок. Возникающие в суперплюмах магмопотoki оказывают незначительное механическое воздействие на литосферу, но приводят к образованию всех магматических пород над областями выхода на малоглубинный уровень горячего нижнемантийного вещества. Площадь распространения магматических пород в малоглубинных частях земной коры определяется размерами суперплюмов

нижнемантийного вещества и создаваемых ими горячих полей в верхней мантии. Размер конкретных магматических тел и их состав обусловлен параметрами магмопоток. Если подъем нижнемантийных суперплюмов обусловлен процессами остывания первично более горячего вещества ядра, то возникновение магмопоток отражает существование процессов гравитационной дифференциации вещества мантии, стимулированное процессами термальной конвекции.

Геологическая роль мантийных магмопоток примерно соответствует роли, отводившейся мантийным миниплюмам. Но представления о магмопотоках не имеют недостатков гипотезы миниплюмов. Для их возникновения не нужна очень высокая температура. В образовавшихся путем декомпрессионного плавления магмах она может быть на 200 – 300 °С ниже, чем в астеносфере, вследствие расходования тепла системы на декомпрессионное плавление эклогитов. Это хорошо согласуется с признаками неперегретости магм, связанных с магмопотоками.

Округлые или вытянутые тела поднимающихся магм объемом до сотен – тысяч кубических километров вследствие их относительно небольшой величины не могут быть зафиксированы сейсмическими методами ввиду их небольшой разрешающей способности. Поэтому имеющиеся данные сейсмической томографии не противоречат представлениям о существовании магмопоток. Приведенные выше оценки свидетельствуют о том, что скорость подъема их достаточно высока и примерно согласуется с периодичностью извержений вулканов. Первично основной преимущественно толеитовый состав магматических очагов в астеносфере хорошо объясняет одно из самых загадочных явлений – наиболее широкое распространение толеитовых базитов не только в океанах, но и на платформах. На платформах большое давление под мощной литосферой препятствовало бы процессам выплавления толеитовых магм, если бы они формировались таким путем. Многочисленность тел эклогитов в мантии является причиной огромного количества одновременно возникавших мантийных магмопоток и полностью объясняет множественность одновременно формировавшихся магматических тел в активных океанических областях и в других районах подъема суперплюмов.

Возникновение гипотезы миниплюмов связано с невозможностью объяснить дискретность проявлений магматизма в областях подъема горячего мантийного вещества с позиций магмообразования путем отделения выплавки из слабо подплавленных ультраосновных пород. Учет существования крупных тел эклогитов, неизбежности их переплавления при подъеме и возникновения из них магмопоток полностью объясняет эту дискретность и без гипотезы миниплюмов.

Происхождение магм в океанических и субдукционных областях

Рассмотренное в предыдущей главе наклонное всплывание струй нижнемантийного вещества в суперплюмах могло приводить к полному разрыву и раздвигу континентальной литосферы и к образованию *зон океанического спрединга*. В это время на малоглубинный уровень обычно поднимались самые глубинные части нижнемантийных суперплюмов (Шкодзинский, 2003), наиболее бедные расплавофильными компонентами. Скорость их подъема и связанного с ним спрединга была максимальной, поскольку всплывало наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это объясняет формирование бедных расплавофильными компонентами N-толеитов в быстроспрединговых срединно-океанических хребтах.

После образования в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления эклогитов магмы сразу же изливались на океаническое дно, что явилось причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности. Обусловленная формированием в наиболее глубинном веществе мантии высокая первичная температура таких магм определила образование ими преимущественно афировых базальтов. Магмы повышенной щелочности не характерны для осевых частей СОХ, так как последние чаще всего располагались над нижнемантийными восходящими потоками, полностью состоявшими из вещества с толеитовой тенденцией дифференциации. В то же время некоторые части СОХ размещались над периферийными частями потоков, так как движения плит определялись многими факторами. В этом случае под плитами находилось более богатое вещество средних и верхних частей мантии и могли формироваться основные магмы повышенной щелочности.

Модель образования магм океанических толеитов в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления идентичных им по составу эклогитов, а не путем обособления выплавок из перидотитов, согласуется с современными данными о строении океанической коры и офиолитов. В соответствии с моделью выплавления, ранее предполагалось, что перидотиты офиолитов и третий слой океанической коры являются реститами после удаления из них базальтовых выплавок или кумулатами расслоенных тел мафических магм, а выше расположенные основные породы состоят из расплавов, комплементарных нижним ультраосновным породам. Однако детальные геохимические и изотопные исследования показали, что перидотиты офиолитов не являются кумулатами или реститами, а представляют собой метаморфические породы, расслоенные в результате интенсивных процессов метаморфической дифференциации (Колман, 1979; Магматические..., 1987), то есть являются, видимо,

затвердевшими участками астеносферы. Они часто богаче расплавофильными компонентами, чем в случае равновесия с базальтами СОХ, и, следовательно, образовались не только из вещества нижней, но и средней и верхней мантии. Изотопное равновесие в них было достигнуто задолго до процессов спрединга. Расположенные выше базальты химически не комплементарны с ними и образовались позже.

По мере субгоризонтального растекания вещества суперплюмов под формирующейся океанической корой образовавшиеся в них очаги толеитовых магм начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и некоторого увеличения давления при погружении астеносферных струй под более мощную литосферу абиссальных океанических равнин (рис. 68).

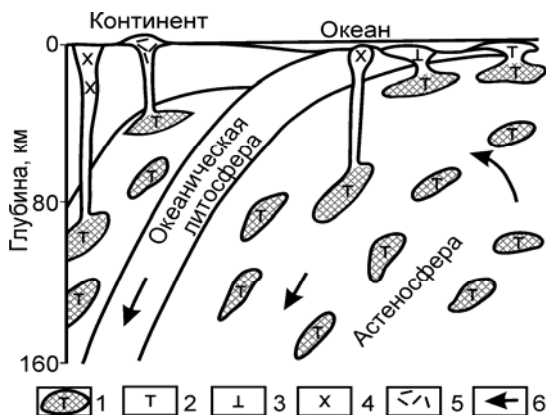


Рис. 68. Модель образования магм в океанах. 1 – очаги толеитовых магм в астеносфере; 2 – недифференцированные магмы срединно-океанических хребтов; 3 – дифференцированные толеитовые магмы океанических островов; 4 – субщелочные и щелочные магмы абиссальных океанических равнин и внешних магматических поясов зон субдукции; 5 – дацит-андезит-базальтовые магмы субдукционных вулканических поясов. 6 – направление движения вещества в мантии.

Вследствие в среднем невысокого (5 – 10 кб) давления под примыкающей к СОХ тонкой океанической литосферой при фракционировании формировалась дифференцированная толеитовая (толеит-исландит-риолитовая) серия, характерная для *океанических островов*. Большое поле устойчивости оливина в малобарических условиях привело к образованию таких экзотических пород как бониниты. В них вкрапленники магнезиальных оливина и пироксена находятся в кислом

стекле. Дифференциация остывавших тел мафических магм в условиях повышенного давления была причиной образования присутствующих на океанических островах субщелочных магматических серий.

В субщелочных и щелочных магматических сериях весьма расплавофильные натрий, калий и рубидий накапливались в остаточных расплавах в ходе достаточно длительных процессов фракционирования очагов мафических магм в мантии. Это обусловило относительно длительное накопление в остаточных расплавах радиогенного стронция за счет распада неустойчивого изотопа рубидия и является причиной чаще всего повышенной величины отношения изотопов стронция в базитах высокой щелочности.

Такую повышенную величину этого отношения невозможно объяснить с позиций гипотезы образования их магм путем частичного плавления. Поэтому обычно предполагается связь его с ассимиляцией стронция магмами из морской воды. Однако такой процесс в существенных масштабах практически не реален, так как магмы при соприкосновении с водой должны очень быстро затвердевать. Скорость же диффузии химических компонентов в твердой среде исключительно мала, поэтому не может привести к заметному повышению стронциевого отношения в базитах после их кристаллизации. Это подтверждается низкой величиной данного отношения в океанических малощелочных базальтах, также длительное время контактировавших с морской водой. Кроме того, в щелочных базальтах величина стронциевого отношения иногда бывает выше, чем в морской воде. Это свидетельствует об отсутствии существенного ее влияния на величину стронциевого отношения в щелочных базитах. Образование магм повышенной щелочности в результате фракционирования основных магматических очагов в мантии полностью объясняет высокую величину в них стронциевого отношения и без привлечения нереальных процессов контаминации их морской водой. При таком происхождении степень отклонения величины изотопного отношения стронция в щелочных базитах от такового в одновозрастных толетах является показателем длительности фракционирования очагов основной магмы в мантии.

Движение крупных литосферных плит в общем случае обусловлено суммарным воздействием нескольких восходящих мантийных потоков. Поэтому скорость и направление движения плит и астеносферного вещества под ними в общем случае должны различаться. Глубинные части потоков горячего нижнемантийного вещества в общем случае должны растекаться медленнее, чем малоглубинные. При движении плиты над особенно крупным магматическим очагом в астеносфере поднимавшиеся из него магмы формировали на плите цепь магматических тел с закономерно

омолаживающимся возрастом. Как отмечалось, такое происхождение имеет магматизм «горячих точек».

Магматизм долгоживущих (десятки миллионов лет) «горячих точек» обусловлен, видимо, расположением их над относительно длительно существовавшими магнемопотоками из особо крупных глубинных магматических очагов толеитового и пикритового состава. Часто субщелочной состав магматизма «горячих точек» свидетельствует о протекании иногда процессов дифференциации очагов исходных основных магм в условиях повышенной глубинности.

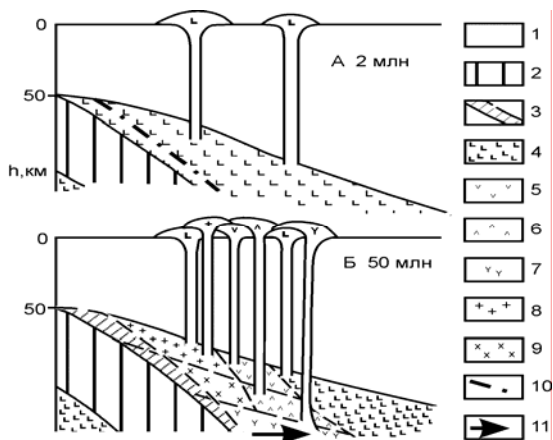


Рис. 69. Схема образования магм в субдукционных обстановках. 1 – континентальная или островодужная литосфера; 2 – погружающаяся океаническая литосфера; 3 – полностью затвердевшая астеносфера; 4 – очаги основной магмы в астеносфере; 5 и 6 – малощелочные (5) и субщелочные (6) средние по составу остаточные расплавы этих очагов; 7 – глубинные щелочные дифференциаты; 8 и 9 – поздние кислые остаточные расплавы малощелочного (8) и субщелочного (9) состава; 10 – граница начала охлаждения астеносферы под влиянием холодной океанической литосферы; 11 – направление смещения зон разной степени дифференциации астеносферных магматических очагов (Шкодзинский, 2003). А и Б – состав образовавшихся магматических пород соответственно через 2 и 50 млн. лет после начала субдукции.

При возникновении зон субдукции растекание под океанической литосферой астеносферного материала приводило к компрессионной кристаллизации и фракционированию содержащихся в нем очагов толеитовых магм, особенно при опускании их вдоль погружающейся океанической плиты, с формированием серии остаточных расплавов

понижающейся основности. Значительное давление под относительно мощной литосферой океанических окраин и его рост при погружении астеносферных потоков обусловили устойчивость и кристаллизацию небольшого количества граната в телах толеитовых магм. Это было причиной возникновения в них известково-щелочного тренда дифференциации в результате связывания гранатом избыточного железа, характерного для поздних остаточных расплавов толеитовой серии.

Казалось бы, возникает возможность объяснить таким путем генезис известково-щелочных субдукционных серий. Однако детальный анализ показал, что такое происхождение могут иметь лишь известково-щелочные магматические породы, изредка встречающиеся непосредственно около зоны Беньофа.

Главный магматический пояс, расположенный обычно в 150 – 250 км от этой зоны, проектируется на подошву опускающейся океанической плиты на глубине 200 – 300 км. Фракционирование на такой глубине приводило бы к образованию щелочных остаточных расплавов, которые практически не имели возможности достичь земной поверхности, так как чаще всего находились под океанической и континентальной литосферой и разделявшим их участком астеносферы.

Необходимые для возникновения известково-щелочной серии величины давления (20 – 40 кб) под главным магматическим поясом зон субдукции располагались в астеносфере, разделявшей опускающуюся океаническую и перекрывающую ее континентальную (в активных континентальных окраинах) или океаническую (в островных дугах) плиты (рис. 69). В некоторых гипотезах (Ewart, Hawkesworth, 1987) эта астеносфера считается источником магм зон субдукции, магмообразование связывается с предполагаемым притоком летучих компонентов, отделившихся от погружающейся океанической плиты.

Однако такая причина формирования известково-щелочных серий представляется совершенно нереальной, так как температура астеносферы (порядка 1200 – 1300 °С) выше температуры ликвидуса перидотита при избытке воды (см. рис. 34). Поэтому гипотетическое поступление существенно водного флюида в астеносферу привело бы к интенсивному ее переплавлению с образованием преимущественно ультраосновных магм, которые не характерны для зон субдукции. Кроме того, подъем флюидов в астеносфере не возможен вследствие отсутствия в ней трещин и системы сообщающихся пор, необходимых для перемещений жидкостей. В астеносфере уже существуют тела основного расплава, поэтому проблема заключается не в том, чтобы найти причины дополнительного плавления, а в том, чтобы определить, почему эти расплавы фракционировали с образованием известково-щелочных магм.

Это проблема легко решается, если учесть, что в астеносферу погружалась холодная океаническая плита, которая интенсивно ее охлаждала и вызывала кристаллизацию и фракционирование содержащихся в ней основных магматических очагов. Влияние этих процессов охлаждения мантии на процессы магмаобразования в ней обычно не рассматривается. Между тем, это влияние должно быть очень большим, так как в горячую мантию опускается огромный объем очень холодного вещества.

Динамику охлаждения астеносферы за время τ можно оценить по формуле $L = n2(a\tau)^{0.5}$, где n – параметр подобия, характеризующий степень температурного возмущения среды на заданном удалении L от температурного источника, a – температуропроводность. Температуру T на этом удалении отражает формула $(T_0 - T)(T_0 - T_s)^{-1} = \text{erfc} L 2^{-1} (a\tau)^{-0.5}$. В ней T_0 – начальная температура, T_s – температура теплового источника, erfc – функция ошибок (Теркот, Шуберт, 1985). В условиях мантии $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{сек}$ (Добрецов, Кирдяшкин, 2001). Для максимальной и промежуточной продолжительности субдукции в 200 и 100 млн. лет величина $(a\tau)^{-0.5}$ составляла соответственно 80 и 56,4 км. По расчетам Д. Теркота и Дж. Шуберта разница между температурой астеносферы и погружающейся океанической плиты в верхней части мантии равна $T_0 - T_s = 800^\circ \text{C}$.

При заданных величинах параметра подобия n , равных 1,5; 1 и 0,5, табулированные Д. Теркотом и Дж. Шубертом величины erfc составляют соответственно 0,034; 0,1573 и 0,48. В этом случае, как показывает расчет по приведенным формулам, через 100 и 200 млн. лет после начала субдукции температура понизится на $T_0 - T = 27^\circ$ на расстоянии соответственно 170 и 240 км от поверхности опускающейся океанической плиты. На 126° температура снизится за эти промежутки времени на расстоянии соответственно 113 и 160 км и на 384° – на расстоянии 56,4 и 80 км. То есть ширина зоны существенного (более 27°) остывания астеносферы за максимальное время субдукции (200 млн. лет) составит около 240 км, что согласуется с наблюдающейся максимальной шириной главного субдукционного магматического пояса в 250 км (Магматические..., 1987). Процессы всплывания легких остаточных расплавов из близких к океанической плите нижних частей магматических очагов должны увеличивать скорость охлаждения астеносферы по сравнению с рассчитанной.

Под влиянием холодной океанической плиты в примыкающей к ней астеносфере возникала колонка охлаждения с температурой, изменявшейся от ее значения в первичной астеносфере до равной в океанической плите. Здесь формировались зоны слабой, средней, сильной степени кристаллизации и фракционирования тел толеитовых и реже субщелочных

основных расплавов (рис. 69). Содержание воды резко повышает предел давления, при котором происходит образование кварц-нормативных остаточных расплавов при фракционировании (Йодер, 1979). В толеитовых и кварц-толеитовых по составу магмах с учетом присутствия в них в среднем 0,31 % воды и возрастания ее содержания в субдукционных магмах до 6 % (Коваленко и др., 2000) в условиях давления порядка 20 – 30 кб состав остаточных расплавов при фракционировании должен был эволюционировать через андезитовые до дацитовых и риолитовых.

В телах субщелочных основных магм, возникавших при фракционировании в условиях более высокого давления, формировались трахиандезитовые, трахидацитовые и трахириолитовые остаточные расплавы и магмы. В более глубинных частях астеносферной колонки охлаждения состав остаточных расплавов первоначально базитовых магматических очагов был еще более щелочным. Подъем расплавов из этих фракционировавших в результате остывания астеносферных очагов приводил к образованию соответствующих по составу магматических пород и объясняет главные особенности последних в субдукционных магматических поясах.

В каждом конкретном участке земной коры сначала формировались толеитовые и реже субщелочные основные магмы, затем средние и далее кислые по мере охлаждения (рис. 69). Это является причиной преимущественно гомодромной последовательности процессов образования пород в субдукционных магматических сериях. Подъем расплавов из все более глубинных магматических очагов приводил к повторному образованию магматических серий с возрастанием во времени их средней щелочности. Такие повторные магматические серии распространены в Охотско-Чукотском окраинно-континентальном субдукционном поясе. Формирование различных по составу магм в процессе фракционирования астеносферных основных магматических очагов объясняет чаще всего многофазность субдукционного магматизма и нехарактерность для него ультраосновных пород.

По мере охлаждения астеносферы зоны с разной степенью кристаллизации и фракционирования основных магм удалялись от океанической плиты, что определяло постепенное удаление пояса интенсивного магматизма от зоны Беньофа и омоложение его возраста по мере этого. Постепенное расширение зон остывания объясняет чаще всего нарастание масштабов заключительного кислого магматизма в тыловых частях субдукционных магматических поясов по сравнению с передовыми.

В активных континентальных окраинах и в большинстве островных дуг мощность литосферы обычно сильно увеличивается с удалением от зоны Беньофа. Поэтому в данном направлении в среднем возрастает давление при

астеносферном фракционировании и щелочность образующихся остаточных расплавов, что является причиной существования известной тенденции увеличения щелочности магматизма в тыловых частях магматических поясов (рис. 70).

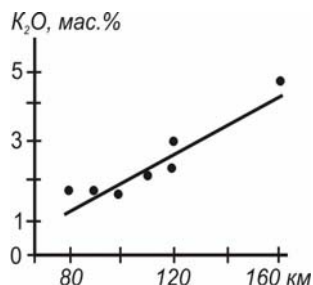


Рис. 70. Зависимость содержания K_2O в андезитах от глубины залегания зоны Бенъофа в Чилийских Андах (Магматические ..., 1987).

С уменьшением мощности погружавшейся океанической плиты уменьшались степень охлаждения астеносферы и масштабы образования в них наиболее низкотемпературных кислых магм. Это объясняет относительно небольшое развитие кислого магматизма в близких к СОХ внутриокеанических островных дугах с тонкой океанической литосферой. С данным явлением связаны большие масштабы кислого магматизма в удаленных от СОХ дугах и в активных континентальных окраинах, где погружались океанические плиты значительной мощности.

Рассматриваемый механизм образования магм известково-щелочной серии областей субдукции подтверждается положением поля ее состава на продолжении поля бедных расплавофильными компонентами N-толеитов СОХ на диаграмме соотношений Rb и K (рис. 71), близостью средней кривой распределения РЗЭ в андезитах к таковой для толеитов СОХ (соответственно кривые 3 и 2 на рис. 72) и ее несколько более крутым наклоном, связанным с участием в формировании андезитовых остаточных расплавов процессов отсадки граната, концентрирующего тяжелые РЗЭ.

Согласуется он с обычно низкой величиной начального отношения изотопов стронция в породах известково-щелочной серии, отражающей образование их расплавов в результате фракционирования бедных рубидием магм океанических толеитов. Такой генезис известково-щелочной серии объясняет отсутствие ее в субдукционных зонах при погружении океанической плиты на глубину менее 70 км (Магматические..., 1987).

Следует отметить, что верхняя часть астеносферного клина, расположенная между погружающейся океанической плитой и перекрывающей литосферой, должна медленно остывать и вследствие теплоотдачи вверх через эту литосферу. Более отчетливо это проявлено в

островных дугах, где литосфера обычно тоньше, чем в активных континентальных окраинах.

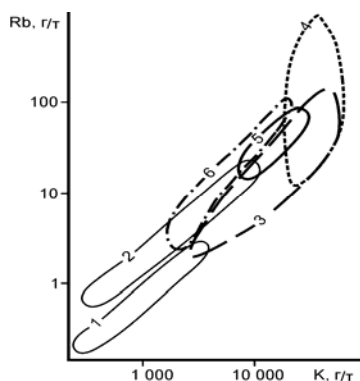


Рис. 71. Соотношение Rb – К в бедных N-толеитах (1), E-толеитах (2), известково-щелочных породах островных дуг (3) и активных континентальных окраин (4), в субщелочных породах океанических островов (5) и в траппах (6) по данным из работ (Балашов, 1985; Магматические..., 1987).

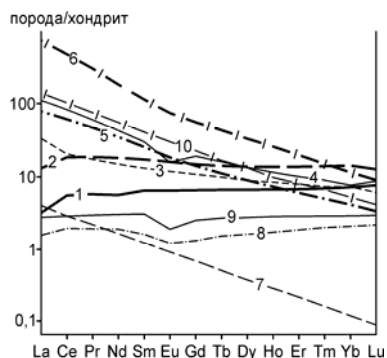


Рис. 72. Нормированное к хондриту среднее содержание РЗЭ в коматиитовых базальтах (1), базальтах COX (2), андезитах (3), тоналитах (4), субщелочных (5), щелочных (6, 10) породах, истощенных (8) и неистощенных (7) перидотитах и в коматиитах (9) (Магматические..., 1987).

При таком остывании очаги толеитовой магмы в астеносфере кристаллизовались сверху вниз с накоплением в их верхних частях кислых расплавов, а кумулатов – в нижних. С этим явлением, вероятно, связано установленное в вулканитах о. Итуруп Курильской дуги (Толстых и др., 1997) и в андезито-базальтах Мариинской дуги (Lee, Stern, 1997) необычное присутствие включений как базальтовых (в оливине и анортите), так и дацитовых (в гиперстене и более кислом плагиоклазе) расплавов. Как отмечали Ли и Стерн, такое сонахождение связано с отсадкой минералов из кристаллизующихся кислых частей магматических очагов в более основные нижние и является доказательством фракционирования этих очагов. Такой отсадкой, вероятно, частично обусловлена и обратная зональность

вкрапленников, иногда встречающаяся в различных магматических породах.

Высокая начальная температура известково-щелочных магм, связанная с их образованием в астеносфере, является причиной излияния многих из них на земную поверхность с образованием вулканитов. Возникновение этих магм из остаточных расплавов, концентрирующих воду и другие летучие компоненты при повышенном давлении, объясняет значительное (до 6 %; Lee, Stern, 1997) содержание в них воды и иногда проявление взрывных процессов при подъеме их кислых разновидностей с образованием туфов и игнимбритов.

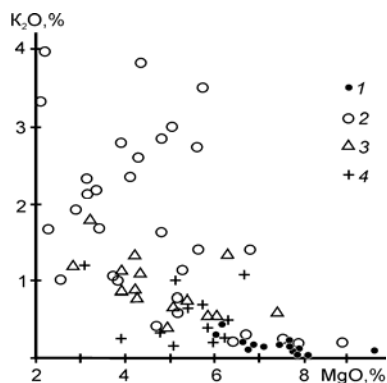


Рис. 73. Соотношение содержания K_2O и MgO в толеитах СОХ (1) и в субдукционных магматических породах Японии, Филиппин (2), Командорской и Алеутской дуг (3) и внутриокеанических дуг (4) (Магматические ..., 1985).

Образование магматических пород срединно-океанических хребтов и различных зон субдукции в результате фракционирования астеносферных очагов одних и тех же толеитовых основных расплавов подтверждается расположением точек их состава на рис. 73 в виде единого сектора. Он начинается с базальтов СОХ, которые содержат максимальное количество окиси магния и минимальное количество калия. Это свидетельствует о том, что их магмы, действительно, являются родоначальными для основных магматических пород различных геодинамических обстановок. Области точек состава различных магматических пород простираются в направлении повышенного содержания расплавофильного калия и пониженного — расплавофобного магния, что подтверждает образование этих пород в результате процессов фракционирования.

Разработанная генетическая модель полностью согласуется с последними результатами анализа и обобщения большого количества данных по химическому и изотопному составу океанических базальтов (Костицин, 2007). Эти результаты свидетельствуют о том, что характер корреляционных связей между элементами в данных породах указывает на

образование их химического разнообразия при процессах магматического фракционирования. Возраст этих процессов менее 1 млрд. лет. В современных лавах фракционирование произошло примерно за 150 млн. лет до излияния. Последний временной интервал, видимо, отражает длительность существования очагов толеитовых расплавов в астеносфере, после их образования путем декомпрессионного плавления тел эклогитов в поднимающихся конвективных потоках и до подъема в верхние части земной коры.

Как показало детальное изучение гранитоидов Яно-Колымского складчатого пояса (Шкодзинский и др., 1992), на окраинах континентов возможно подплавление пород кристаллической континентальной коры вследствие интенсивного их фрикционного разогрева при скольжении по мантии континентальной плиты под воздействием давления перемещавшихся океанических плит. Выжимание и всплытие подплавленных пород приводило к их преобразованию в магмы путем дальнейшего декомпрессионно-фрикционного (реоморфического) переплавления при подъеме. Возникшие из таких магм преимущественно кислые породы имеют повышенные величины начального отношения изотопов стронция, отражающие формирование их из древних кислых пород.

Таким образом, все особенности состава и размещения магматических пород океанических и субдукционных геодинамических обстановок хорошо объясняются моделью формирования их магм путем декомпрессионно-фрикционного переплавления тел эклогитов во всплывающих струях разогретого нижнемантийного вещества. Основной (до пикритового) состав этих эклогитов объясняет обычное отсутствие богатых магнием ультраосновных пород, кимберлитов, лампроитов и карбонатитов среди магматических пород этих обстановок. Их отсутствие противоречит часто высказываемым представлениям о формировании кимберлитовых магм в веществе поднимавшихся плюмов. Следует отметить, что в молодых океанах могут изредка присутствовать блоки континентальной литосферы с телами кимберлитов и других ультраосновных пород. Но их возникновение не связано с процессами океанического магматизма.

К проблеме генезиса ультраосновных магм

Разработанные модели магмообразования в различных геодинамических обстановках в значительной мере решают проблему генезиса ультраосновных магм. Как известно, эта проблема заключается в том, что в ультраосновной по составу мантии эти магмы могли возникать только в результате полного плавления ее пород (Васильев, 1978; Соболев,

1978). Но температура верхней мантии на древних платформах (порядка 700 – 800 °С на глубине 120 – 140 км) в настоящее время не достаточна для ее полного плавления (2100 ° при 40 кб) (Васильев, 1978). Ультраосновные вулканиды не характерны для океанических областей, хотя здесь, как и в других геодинамических обстановках, встречаются кумулятивные перидотиты и пироксениты, возникшие в результате гравитационной отсадки оливина и пироксенов в дифференцированных интрузиях. Исходный состав расплавов этих интрузий чаще всего основной или пикритовый.

Ультраосновные вулканиды, меймечиты, встречены на севере Сибирской платформы в районе Гулинского ультраосновного плутона. При этом в оливине меймечитов содержатся включения ультраосновного стекла с содержанием MgO более 29 % (Соболев, 1978), что не позволяет связать образование этих пород с процессами обогащения базальтовых магм вкрапленниками форстерита, как иногда предполагалось. Коматиитовые лавы и интрузивные тела очень широко распространены в архейских зеленокаменных поясах.

В свете существования на Земле постааккреционного глобального магматического океана с перидотитовым и пикритовым слоями в основании, большинство ультраосновных магматических пород на древних платформах и в окаймляющих их складчатых областях возникали в результате подъема расплавов из этих слоев. Особенно большое количество этих расплавов поднималось в архее, когда перидотитовый и пикритовый слои магматического океана еще не были затронуты процессами кристаллизации. Это объясняет массовое образование коматиитов в древнейших зеленокаменных поясах. В последующем объем недифференцированных частей этих слоев сокращался, что является причиной резкого уменьшения интенсивности малощелочного ультраосновного магматизма в протерозое и прекращения – в фанерозое. Но интенсивность щелочно-ультраосновного магматизма (карбонатитового, кимберлитового и лампроитового) постепенно увеличивалась вследствие возникновения магм щелочно-ультраосновных пород из остаточных расплавов перидотитового и пикритового слоев магматического океана.

Природа распределения редкоземельных элементов в магматических породах

В ряду редкоземельных элементов, расплoженных в порядке уменьшения ионного радиуса и увеличения атомного веса, постепенно сильно снижается их расплавофильность, поэтому содержание этих элементов в породах и минералах очень удобно для изучения процессов

магматического фракционирования. Большинство редкоземельных элементов, особенно легкие, концентрируются в расплаве. Кристаллизующиеся в магме минералы почти всегда содержат пониженное их количество. Особенно это характерно для оливина, в котором концентрация их примерно в тысячу раз меньше, чем в равновесном расплаве (см. рис. 33). В роговой обманке количество их лишь в разы меньше, чем в расплаве.

По степени избирательности концентрирования легких и тяжелых редкоземельных элементов порообразующие минералы делятся на две группы. В оливине, клинопироксене, роговой обманке и флогопите содержание редкоземельных элементов с ростом их атомного веса увеличивается немного, потому они имеют субгоризонтальное положение на диаграмме распределения. Ромбический пироксен и особенно гранат имеют хорошо выраженный положительный наклон на этой диаграмме, так как содержание редкоземельных элементов в них сильно возрастает с увеличением атомного веса. Для плагиоклаза и в меньшей степени для моноклинного пироксена характерно повышенное содержание европия (европиевый максимум).

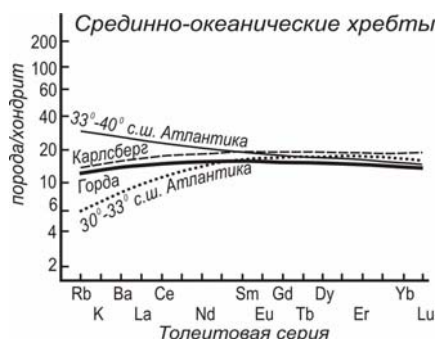


Рис. 74. Распределение РЗЭ в базальтах срединно-океанических хребтов (Магматические..., 1987).

В магматических породах, возникших из остаточных расплавов при магматическом фракционировании, содержание и распределение редких земель определяется тем, какие минералы осаждались при фракционировании родоначальных магм. В толетитовых базальтах срединно-океанических хребтов (рис. 74) наблюдается субгоризонтальное расположение линии распределения, что свидетельствует об отсадке главным образом оливина при формировании остаточных расплавов в процессе фракционирования синаккреционного магматического океана и о близком к хондритовому его составу. Это согласуется с образованием

такого океана путем импактного плавления выпадавшего при аккреции материала.

Данные расплавы, захороненные среди кумулатов, сформировали нижнемантийные эклогиты, декомпрессионное плавление которых в поднимающихся плюмах привело к возникновению толеитовых магм. Фракционирование оливина обусловлено небольшим давлением в малоглубинном раннем магматическом океане, при котором оливин устойчив в широком поле составов, и небольшим еще содержанием в магматическом океане расплавофильных компонентов, поскольку они не успели накопиться в результате дифференциации.

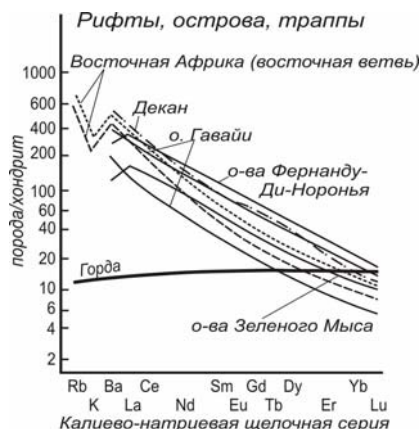


Рис. 75. Распределение РЗЭ и щелочей в магматических породах рифтов, островов, траппов (Магматические..., 1987).

Как показано выше, магматические породы океанических островов, траппов и континентальных рифтов сформировались в результате фракционирования очагов толеитовых магм в астеносфере, кристаллизовавшихся под влиянием роста давления при погружении под литосферу растекавшихся астеносферных струй. Высокое давление расширяло поле устойчивости граната и привело к отсадке его повышенного количества при фракционировании. Этот минерал содержит очень мало легких редких земель и много тяжелых. Поэтому его отсадка обусловила ярко выраженный отрицательный наклон линий распределения редких земель в этих породах (рис. 75).

Дополнительное фракционирование в магматических очагах является причиной более высокой по сравнению с толеитами СОХ величины суммы РЗЭ и очень большого количества легких редких земель, достигающих многих сотен и даже тысяч хондритовых норм в щелочных магматических породах (линии 7 и 8 на рис. 33). При этом количество самых тяжелых РЗЭ,

итербия и лутеция, в этих породах обычно ниже, чем в толитах СОХ. Это объясняется очень большим выносом их гранатом.

В островных дугах также наблюдается отрицательный наклон линий распределения редких земель. Но в известково-щелочной серии он менее выражен по сравнению с щелочной серией (рис. 76) в связи с зарождением ее магм в менее глубоких условиях (см. рис. 68).

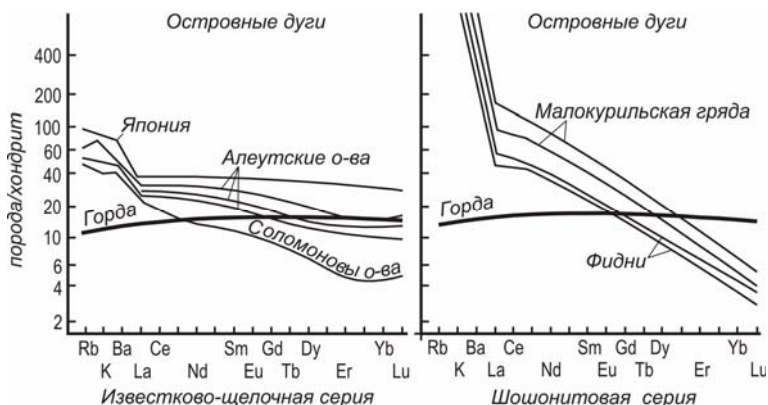


Рис. 76. Распределение РЗЭ и щелочей в известково-щелочной и шошонитовой сериях островных дуг (Магматические..., 1987).

В кумулатах, возникших при осаждении в основном темноцветных минералов, распределение РЗЭ должно определяться соотношением слагающих их минеральных фаз. В хондритовой по составу магме оно должно быть средневзвешенным из составов минералов, показанных на рис. 33. В связи с преобладанием в большинстве кумулатов оливина, содержание каждого редкоземельного элемента, казалось бы, должно быть очень низким, порядка $10^{-2} - 10^{-3}$ хондритовых норм. В случае участия других минералов в гравитационной отсадке содержание этих элементов должно быть выше, но оно всегда должно оставаться ниже примерно 0,1 – 0,01 хондритовой нормы, так как второй по распространенности после оливина ромбический пироксен имеет такое их содержание.

Однако даже самый бедный литофильными компонентами перидотит (линия 1 на рис. 33) из ксенолитов в кимберлитах содержит примерно в 10 – 100 раз больше редкоземельных элементов, чем оливин и ромбический пироксен, а богатые перидотиты – в 100 – 1000 раз (линии 2 и 3). При этом наиболее богатые перидотиты имеют отрицательный наклон линии распределения на диаграмме (линия 3 на рис. 33). Существование такого

наклона выглядит на первый взгляд парадоксальным, так как линии распределения всех породообразующих минералов имеют противоположный положительный наклон.

Высокое содержание редкоземельных элементов в мантийных перидотитах и отрицательный наклон большинства линий распределения становятся вполне понятными, если учесть образование мантийных перидотитов в результате длительного фракционирования глобального магматического океана. Подавляющее большинство редкоземельных элементов накапливается в остаточном расплаве. Поэтому реальные мантийные кумулаты из ксенолитов в кимберлитах сформировались не из хондритового расплава, а из магмы, претерпевшей длительное предшествующее синаккреционное фракционирование. Постааккреционный магматический океан глубиной около 240 км, в котором образовались выносимые ксенолиты континентальной мантии, возник путем фракционирования синаккреционного магматического океана. Из последнего сформировались нижняя и средняя части мантии мощностью около 2500 – 2700 км. Поэтому масштабы накопления редкоземельных и других расплавофильных компонентов при синаккреционном магматическом фракционировании были очень большими. Чаще всего сильно фракционированное распределение редких земель в ксенолитах континентальной мантии является важным подтверждением развиваемой модели горячего образования Земли и существования на ней процессов синаккреционного магматического фракционирования. Высокое содержание расплавофильных легких редких земель в верхнемантийных перидотитах противоречит широко распространенным представлениям о том, что эти породы являются реститами после выплавления из мантии основных и других по составу магм.

Линия распределения редких земель между гранатом и расплавом имеет более сильный положительный наклон, чем таковая для моноклинного пироксена (см. рис. 33). Поэтому более интенсивное накопление в остаточном расплаве легких редких земель по сравнению с тяжелыми обычно приводит лишь к выполаживанию кривой распределения в гранате мантийных кумулатов, тогда как для линии распределения в клинопироксене небольшой положительный наклон сменяется отрицательным (рис. 77).

В эклогитах и многих лерцолитах линии распределения для граната плавно изгибаются, образуя выпуклость, ориентированную вверх. Существование ее обычно связывается с влиянием гипотетических метасоматических процессов в мантии или с химически неравновесным фракционированием (Ivanic et al., 2003). Однако, как отмечалось, существование глобальных метасоматических процессов в мантии не

возможно, а фракционирование постааккреционного магматического океана происходило очень медленно, поэтому процессы фракционирования в ней были химически равновесными.

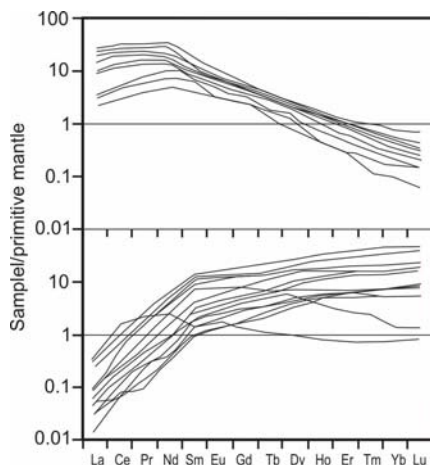


Рис. 77. Распределение РЗЭ в гранате (внизу) и в клинопироксене (вверху) из эклогитов трубки Кимберли, Африка (Jacob et al., 2008).

С учетом этого существование ориентированной вверх выпуклости скорее всего связано с предшествующей отсадкой ильменита и магнетита, кривая распределения редких земель в котором имеет выпуклость, обращенную вниз (Бармина и др., 1991). Эта отсадка должна была приводить к противоположному распределению РЗЭ в расплаве, которую и унаследовали гранат и клинопироксен. Такая отсадка могла происходить как в синаккреционном, так и в постааккреционном магматическом океане.

В гранатах дунитов, гарцбургитов и лерцолитов (рис. 78) иногда наблюдается более сложное сигмовидное распределение редкоземельных элементов, при котором на линии распределения имеются два изгиба – один, ориентированный выпуклостью вверх, в области легких элементов, другой, обращенный вниз, в области тяжелых элементов. Существование последнего изгиба может быть связано с отсадкой акцессорного минерала, например, циркона, очень богатого тяжелыми редкоземельными элементами. Причиной его может быть также ассимиляция осаждавшегося из верхних частей магматического океана железистого и поэтому легкоплавкого клинопироксена, содержавшего относительно небольшое количество тяжелых редких земель.

Распределение редкоземельных элементов в гранатах из эклогитов близко к таковому из гранатовых перидотитов, что подтверждает образование эклогитов в процессе фракционирования постааккреционного

магматического океана. Кимберлиты (см. рис. 63) и особенно лампроиты (рис. 79) и карбонатиты содержат на 2 – 3 порядка больше редких земель, чем мантийные перидотиты. Это подтверждает их формирования из остаточных расплавов постаккреционного магматического океана.

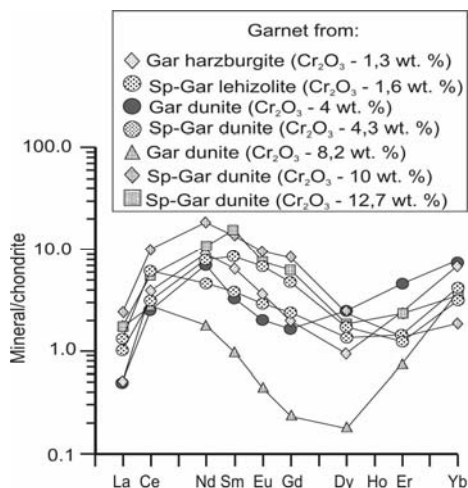


Рис. 78. Сигмовидное распределение РЗЭ в гранате различных мантийных пород

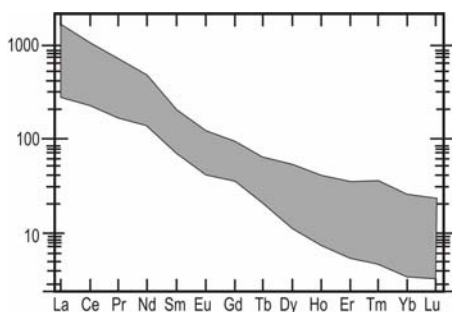


Рис. 79. Распределение РЗЭ в лампроитах Алданского щита (Vladvkin, 2008).

Очевидно, что интерстиции кристаллов минералов в кумулатах первоначально были заполнены остаточным расплавом, очень богатым редкоземельными элементами. В последующем медленная кристаллизация этого расплава привела к разрастанию зерен кумулатов и к формированию богатых редкоземельными элементами краевых частей кристаллов в мантийных перидотитах. Поэтому существование такого распределения редких земель в мантийных ксенолитах не свидетельствует о

существовании в мантии метасоматических процессов, как обычно предполагается.

Для решения генетических вопросов петрологии удобна диаграмма соотношения содержания самого легкого редкоземельного элемента La и тяжелого Yb. На такой диаграмме (см. рис. 44) поля состава дунитов, лерцолитов и эклогитов из ксенолитов в кимберлитах образуют единый тренд, аналогичный таковому для малоглубинных расслоенных интрузий, что подтверждает формирование этих пород в результате магматического фракционирования. Но этот тренд в среднем смещен в область более высокого содержания во всех породах лантана (в среднем примерно в 10 раз). Это согласуется с формированием ксенолитов мантийной литосферы древних платформ из постаكкреционного магматического океана, обогащенного расплавофильными химическими компонентами при предшествовавших процессах синаккреционного фракционирования. Исходные эклогиты магм малоглубинных расслоенных интрузий чаще всего формировались в синаккреционном магматическом океане, еще не обогащенном расплавофильными компонентами.

На такой диаграмме поле состава кимберлитов почти сливается с полем мантийных лерцолитов. Это согласуется с таким же его положением на диаграмме содержания магния и кальция в мантийных ксенолитах в кимберлитах (см. рис. 4) и подтверждает вытекающие из модели дифференциации постаккреционного магматического океана формирование кимберлитовых магм из его остаточных расплавов. Поле составов базитов расслоенных интрузий соприкасается с полем щелочных базитов и располагается в области высокого содержания (в среднем в 30 раз) самого расплавофильного элемента лантана. Это согласуется с образованием щелочных базитов в результате фракционирования основных магм.

На подобной диаграмме для глубинных остаточных расплавов постаккреционного магматического океана поля составов лампроитов и карбонатитов располагаются в области содержания лантана на два – три порядка более высоком, чем поле кимберлитов. Это подтверждает их образование в результате более глубоко фракционирования пикритового слоя магматического океана, чем перидотитового, поскольку пикритовый слой располагался выше и поэтому остывал и кристаллизовался быстрее.

Таким образом, особенности распределения редкоземельных элементов в магматических породах и мантийных ксенолитах в кимберлитах согласуются с моделью образования этих пород в результате синаккреционного и постаккреционного фракционирования на Земле глобального магматического океана. Без учета фракционирования этого океана не возможно понять природу их распределения.

Природа распределения некоторых радиогенных изотопов в магматических породах

Изучение содержания радиогенных изотопов в породах позволяют не только количественно оценить геохимические особенности, но и время протекания геологических процессов. Однако природа установленной их сложной эволюции до сих пор остается неясной. Модель фракционирования глобального океана магмы позволяет ее объяснить.

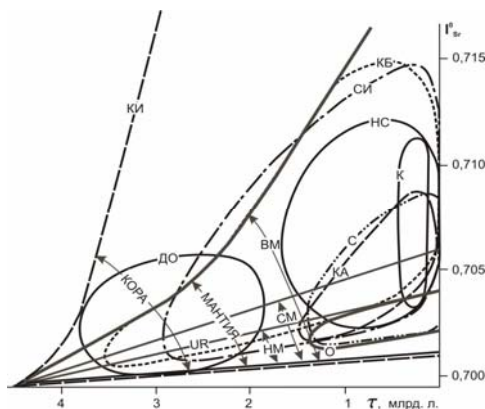


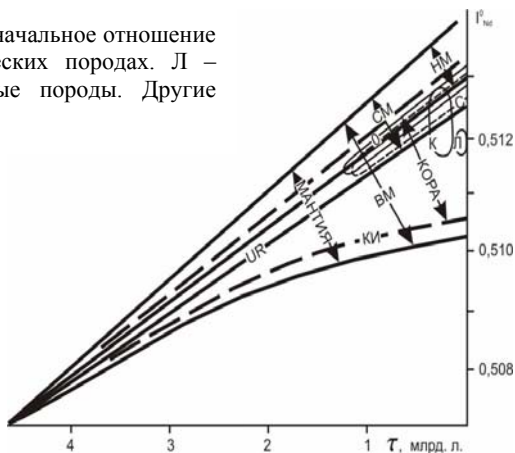
Рис. 80. Соотношение возраст – начальное отношение изотопов стронция в кислых магматических породах (КИ), докембрийских гнейсах (ДО), континентальных базитах (КБ), сиенитах (СИ), нефелиновых сиенитах (НС), субдукционных магматических породах (СМ), океанических базальтах (О), карбонатитах (КА) и кимберлитах (К) (Балашов, 1985; Магматические..., 1987). Стрелки – вариации состава нижней (НМ), средней (СМ) и верхней (ВМ) мантии.

Обычно предполагается, что первоначальные величины этих отношений были одинаковыми в разных частях Земли и равными таковым в хондритовых метеоритах. Величина начального отношения стронция принята $\Gamma_{Sr}^0 = 0,698990$ и получила название BABI (basaltic achondritic best initial). Для изотопов неодима эта величина принята равной 0,50677 (Фор, 1989). Накопление радиогенных изотопов во времени приводит к росту величин их отношений к нерадиогенным. Эволюция этих величин для предполагаемого первичного однородного мантийного резервуара обозначается как UR (uniform reservuar) и отражается на графиках в виде линий (рис. 80, 81).

Выплавление и процессы дифференциации магм, вследствие изменения в ходе их величин отношений Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb и Th/Pb, приводят к

расщеплению единых линий эволюции на таковые для выплавок и реститов или для остаточного расплава и кумулютов (рис. 80 – 81). Часто предполагаемое удаление выплавок должно было бы приводить к обеднению мантии расплавофильными элементами, а метасоматические процессы – к ее обогащению.

Рис. 81. Соотношение возраст – начальное отношение изотопов неодима в магматических породах. Л – лампроиты, С – субдукционные породы. Другие обозначения на рис. 80.

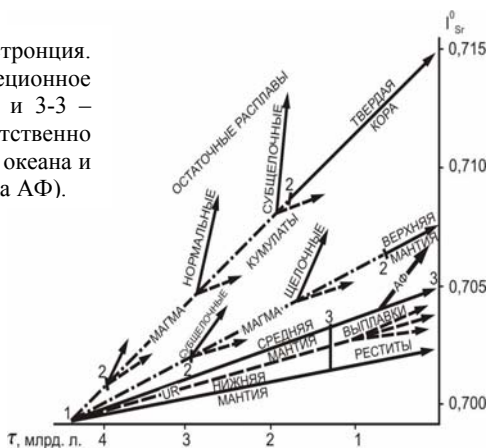


В соответствии с гипотезой гомогенной аккреции Земли, причиной плавления считается медленный разогрев пород в результате распада радиоактивных элементов. Поэтому обедненная и обогащенная мантия, а также возникшая из кислых выплавок континентальная кора должны были иметь относительно молодой возраст. Однако накопленные к настоящему времени данные противоречат этим положениям.

Так, большинство базальтов зеленокаменных поясов и ортогнейсов с возрастом 3,8 – 3 млрд. лет имеют очень низкие начальные отношения изотопов стронция и высокие – изотопов неодима, что указывает на очень раннее образование вещества бедного резервуара. Сначала были широко распространены представления (Фор, 1989) об увеличении содержания в щелочных магмах радиогенного стронция в результате ассимиляции кислых коровых пород с высокой величиной I_{Sr}^0 . С этими представлениями не согласуются отсутствие в щелочных породах четких признаков ассимиляции, бедность большинства щелочных пород кремнекислотой и низкие величины коэффициента диффузии химических компонентов в расплавах, препятствующие широкому проявлению процессов ассимиляции.

В связи с этими трудностями некоторые исследователи (Dash et al., 1973; Harris, Gurney, 1975) объясняли высокие содержания радиогенного стронция в магматических породах океанов заимствованием его из морской воды, в котором величина I_{Sr} в настоящее время равна 0,709 (Фор, 1989). Однако многие породы с высоким содержанием радиогенного стронция не имеют признаков выветривания. Кроме того, величина I_{Sr}^0 в этих породах, как уже отмечалось, иногда выше, чем I_{Sr} морской воды, что противоречит гипотезе связи этого явления с влиянием морской воды.

Рис. 82. Эволюция изотопов стронция. Точка 1 — синаккреционное фракционирование. Интервалы 2-2 и 3-3 — фракционирование соответственно постааккреционного магматического океана и очагов магмы в астеносфере (стрелка АФ).

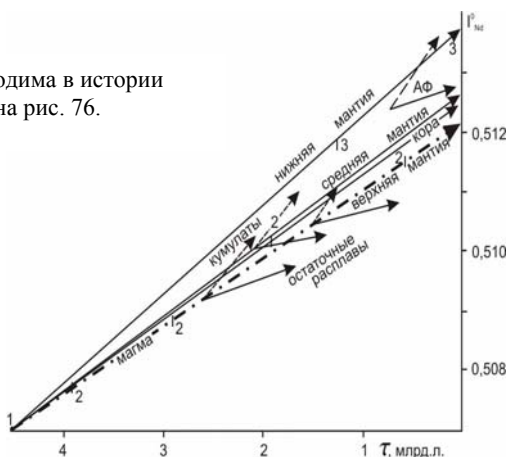


Иногда предполагается, что мантийные породы обогащаются рубидием и радиогенным стронцием в результате погружения в них океанических осадков вдоль зон субдукции. Как уже отмечалось, эта гипотеза не согласуется с отсутствием среди мантийных ксенолитов метаморфизованных океанических осадков — мраморов, железистых и марганцовистых кварцитов и высокобарических гнейсов. Кроме того, судя по данным сейсмической томографии, океанические плиты, вследствие пониженной температуры и обусловленной этим высокой плотности, обычно круто погружаются на большую глубину вплоть до границы с ядром и не попадают в зоны магмообразования.

В последнее время наиболее широко распространенной является гипотеза возникновения обогащенных мантийных резервуаров путем метасоматического привноса в мантийные породы калия, рубидия и других расплавофильных элементов. Выше было показано, что эта гипотеза находится в противоречии со всеми имеющимися данными — с планетологическими, физико-химическими, экспериментальными.

Таким образом, особенности соотношений радиогенных и нерадиогенных изотопов в земных породах не находят убедительного объяснения с позиций представлений, основанных на гипотезе образования Земли путем холодной аккреции. Природа этих особенностей становится понятной, если учесть существование глобального магматического фракционирования при образовании и на ранней стадии эволюции нашей планеты.

Рис. 83. Эволюция изотопов неодима в истории Земли. Обозначения те же, что на рис. 76.



В этом случае придонная кристаллизация и фракционирование синаккреционного магматического океана под влиянием роста давления образующихся его верхних частей приводила к формированию мантии из кумулатов и к постепенному обогащению этого океана расплавофильными элементами, имеющими повышенные величины ионного радиуса. Радиус рубидия ($1,48 \text{ \AA}$) значительно больше образующегося из него стронция ($1,13 \text{ \AA}$). Поэтому рубидий в повышенных количествах входил в расплав и в пониженных – в кумулаты. Для стронция это различие в распределении было значительно меньше, так как он имеет меньшую величину ионного радиуса. Поэтому в процессе аккреции величина Rb/Sr в магматическом океане и, следовательно, в формировавшейся из него мантии в среднем возрастала. Величина самарий-неодимового отношения, наоборот, уменьшалась, так как ионный радиус самария ($1,05 \text{ \AA}$ для Sm^{3+}) несколько меньше, чем неодима ($1,08 \text{ \AA}$ для Nd^{3+}).

Мантия никогда не была химически однородной. Содержание рубидия в ней в среднем увеличивалось при процессах образования. Это с течением

времени обусловило значительное увеличение в ней средних величин отношения радиогенного стронция к нерадиогенному.

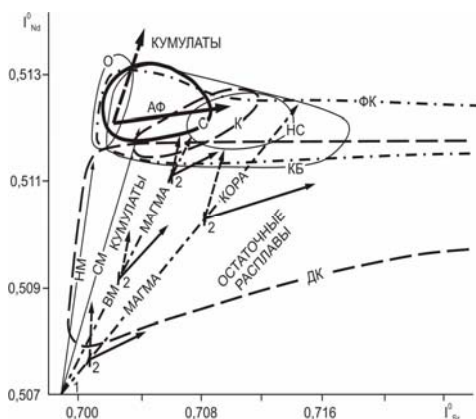


Рис. 84. Совместная эволюция изотопов стронция и неодима. ДК и ФК – поля раннедокембрийских и фанерозойских кислых магматических пород. Другие обозначения на рис. 80 и 82.

Наиболее бедный расплавофильными элементами резервуар располагается не в верхней, а в нижней мантии. Он возник не в результате отделения базальтовых выплавок на поздней стадии развития Земли, а на самой ранней стадии аккреции путем отделения ранних кристаллов от расплава при фракционировании синаккреционного магматического океана. Он в настоящее время имеет самые низкие величины I_{Sr}^0 и наиболее высокие величины I_{Nd}^0 . Образовавшиеся в этом бедном мантийном резервуаре базальты СОХ имеют величины Rb/Sr , равные обычно 0,01 – 0,04 (Магматические..., 1987). Как показано выше, эти базальты идентичны по составу быстро затвердевшим расплавам раннего синаккреционного магматического океана. Следовательно, кумулаты, слагающие главный объем нижней мантии, и ее исходный материал, должны иметь значительно меньшую величину этого отношения, вероятно, порядка 0,001 – 0,0005.

В модели глобального магматического фракционирования наиболее богатые расплавофильными элементами породы верхней мантии древних платформ сформировались в позднем протерозое на заключительной стадии кристаллизации и фракционирования глубинных частей постааккреционного магматического океана. Высокое давление (до 80 кб) обусловило обильную кристаллизацию и отсадку граната при фракционировании этих частей. Гранат имеет наиболее низкую из породообразующих минералов величину

Rb/Sr и наиболее высокую величину Sm/Nd. Например, последняя для граната равна 0,539, тогда как для оливина она составляет 0,19, для клинопироксена – 0,307, для флогопита – 0,215 (Фор, 1989). Поэтому отсадка граната помимо накопления щелочей приводила к сильному обогащению остаточных расплавов рубидием и к небольшому – самарием. С течением времени это обусловило значительное возрастание в таких остаточных расплавах и в продуктах их затвердевания величины отношения радиогенного стронция к нерадиогенному и небольшое – для изотопов неодима. Магмы, образовавшиеся в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления этих продуктов затвердевания, унаследовали эти величины начальных отношений изотопов, что объясняет высокие величины I_{Sr}^0 и низкие I_{Nd}^0 в щелочных магматических породах (рис. 80, 81).

На рис. 82 – 84 показана обобщенная эволюция стронциевой и неодимовой систем при образовании и эволюции Земли с позиций модели глобального магматического фракционирования. Как уже упоминалось, по новейшим изотопным данным аккреция Земли произошла быстро, за период менее 10 млн. лет. Это время несоизмеримо мало по сравнению с продолжительностью последующей истории – около 4550 млн. лет. Поэтому период синаккреционного фракционирования на рисунках показан точкой 1. В это время сформировались первичные бедный нижнемантийный и в среднем умеренно богатые средне- и верхнемантийный а также протокоровый резервуары. Эволюция средних отношений радиогенных изотопов к нерадиогенным в них и в веществе протокрыши показана на рисунках лучами, исходящими из точки 1. Переходы между этими резервуарами постепенные, поэтому количество их может быть увеличено с возрастанием детальности исследований.

Нижнемантийный и среднемантийный резервуары и нижняя часть верхнемантийного, вследствие быстрого компрессионного затвердевания расплавов при аккреции, не подвергалась постаккреционному фракционированию. Поэтому состав их длительное время оставался постоянным (интервалы 1 – 3 на линиях эволюции ниже- и среднемантийных резервуаров). Начиная примерно 1,3 млрд. лет назад в поднимавшемся в виде плюмов веществе мантии происходило фракционирование очагов основных расплавов с образованием дифференцированных океанических и субдукционных магм (интервал 3 – 3). При этом сильно увеличивалось содержание рубидия и незначительно – концентрация самария в остаточных расплавах, что с течением времени обусловило более быстрое возрастание величины стронциевого отношения и более медленное – неодимового по сравнению с таковыми в неподвергшемся плавлению основном веществе. Это отражают линии АФ на рис. 82 – 84. Магмы при таком фракционировании формировались в

основном из бедного вещества нижней мантии, что является причиной обычно низких величин в них I_{Sr}^0 и высоких I_{Nd}^0 . Магмы, возникшие из более богатого вещества средней и нижних частей верхней мантии, имеют соответственно несколько более высокие и более низкие величины начальных отношений этих изотопов.

Верхние части постаккреционного магматического океана на наиболее раннем этапе его существования были перегретыми, поэтому в них в это время не происходили процессы кристаллизации и фракционирования и состав их оставался постоянным (интервалы 1 – 2 на рис. 82 – 84). В дальнейшем начались кристаллизация и фракционирование сначала первичного протокорового резервуара, затем верхних частей верхнемантийного резервуара с увеличением содержания рубидия в остаточных расплавах и уменьшением – в кумулатах и с противоположным изменением содержания самария. Это обусловило расщепление единых линий эволюции их изотопного состава (стрелки на рисунках) с образованием более богатых расплавофильными элементами легкоплавких частей и бедных тугоплавких кумулатов с различными темпами изменения величин изотопных отношений.

Расплавы постаккреционного магматического океана были в разной степени обогащены расплавофильными элементами, что является причиной непостоянства величин начальных отношений изотопов в докембрийских гнейсах и гранитоидах. Продукты затвердевания остаточных расплавов были сильно обогащены расплавофильными элементами. Это обусловило обычно высокие величины I_{Sr}^0 и низкие I_{Nd}^0 в возникших в результате их декомпрессионно-фрикционного переплавления магмах и магматических породах.

Вследствие существования конвекции в верхние части мантии длительное время проникало вещество из более нижних ее частей. Поэтому в настоящее время средняя и верхняя части мантии имеют значительный интервал вариаций изотопных составов, что отражают секторы на рис. 81 – 84. Нижняя мантия является намного более однородной, судя по однотипному составу базальтов СОХ. Конвекция, видимо, еще не успела привнести в нее существенное количество богатого вещества верхней и средней частей мантии. Первичная средняя мантия наиболее близка по составу к обычно выделяемому первичному однородному резервуару UR.

Исходное вещество щелочных магм и докембрийских гранитоидов не формировалось в примитивной мантии, поэтому широко распространенные расчеты времени этого образования не имеют геологического смысла.

Обусловленная процессами глобального магматического фракционирования неоднородность состава силикатной оболочки Земли и длительность ее образования не могли не отразиться на изотопном составе и

возрасте возникавших в ней магматических пород. Как иллюстрирует рис. 80, раньше всего, примерно 3,8 – 4 млрд. лет назад, начали формироваться кислые магматические породы. Большинство из них уже при образовании имело повышенное изотопное отношение стронция, что указывает на более раннее возникновение их источника и повышенное содержание в нем рубидия. Это полностью соответствует развиваемой модели образования кислого слоя магматического океана на ранних стадиях аккреции Земли.

Несколько позже, примерно 3,5 млрд. лет назад, начали формироваться дайки основных пород на континентах, что отражает появление конвекции в мантии под влиянием подогрева ее горячим ядром и возникновение вулканитов зеленокаменных поясов. В первые 2,5 млрд. лет эти породы имели относительно невысокие начальные отношения изотопов стронция (менее 0,706) в связи с формированием основных магм из поднимаемого плюмами бедного рубидием нижнемантийного материала. Два миллиарда лет назад максимальные начальные отношения изотопов стронция начали резко возрастать. Это обусловлено началом образования даек из остаточных расплавов глубинных частей магматического океана, высокобарическое фракционирование которых привело к накоплению рубидия в расплавах.

Первые субщелочные сиениты возникли примерно 2,8 млрд. лет назад в связи с началом фракционирования средних и основных по составу слоев постааккреционного магматического океана в условиях повышенного давления. Начальные отношения изотопов стронция в них быстро достигли высоких (0,709 и более) значений, что отражает интенсивное накопление рубидия в остаточных расплавах при повышенном давлении. Типичные мантийные щелочные породы, нефелиновые сиениты, начали возникать примерно 1,6 млрд. лет назад из остаточных расплавов кристаллизовавшихся и фракционировавшихся основных и пикритовых частей магматического океана. Максимальные начальные изотопные отношения стронция в них достигли больших значений в связи с высокими темпами накопления рубидия в остаточных расплавах при высокобарическом фракционировании.

Карбонатиты в существенном количестве появились примерно 1,5 млрд. лет назад, после того как в кристаллизацию и фракционирование начали вовлекаться нижние пикритовый и перидотитовый слои постааккреционного магматического океана. Бедность этого слоя рубидием обусловила низкие (порядка 0,702 – 0,703) начальные отношения изотопов стронция в наиболее ранних карбонатитах. Траппы начали возникать преимущественно около 1,1 млрд. лет назад, после того как образовалась и стала раскалываться достаточно жесткая континентальная литосфера. Начальные отношения изотопов стронция в них достигали повышенных значений в связи с заметным накоплением радиогенного стронция в

исходных эклогитах за длительное время существования этих пород в мантии. Главная масса кимберлитов сформировалась 400 – 300 млн. лет назад после завершения процессов кристаллизации и фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Накопление рубидия в остаточном кимберлитовом расплаве обусловило существование во многих кимберлитах повышенных величин начального отношения изотопов стронция.

Главные тренды и серии магматического фракционирования

В концепции горячей аккреции Земли и существования на ней глобального магматического океана разнообразие состава магматических пород полностью определялось процессами магматического фракционирования. Мерой степени фракционирования исходной магмы при образовании различных магматических пород является содержание в них наиболее расплавофильных химических компонентов. Судя по экспериментальным данным, наиболее расплавофильными являются легкие редкие земли, величина коэффициента разделения которых между оливином и расплавом, например, для лантана составляет 0,0067 (Rollison, 1993). То есть эти элементы в кристаллизовавшихся магмах почти полностью находились в расплаве.

Из породообразующих химических компонентов, судя по содержанию в различных магматических породах, высокую степень концентрации в расплавах имеют щелочи и летучие химические компоненты. При этом в остаточных жидкостях ультраосновных магм щелочи обычно присутствуют в небольшом количестве ввиду их очень низкого исходного содержания. В них сильно повышается лишь концентрация углекислоты (в карбонатитах) и воды и углекислоты (в кимберлитах). Поэтому в качестве общего показателя степени фракционирования исходных расплавов резко различных по составу магматических пород целесообразно использовать сумму щелочей, углекислоты и воды.

Эта величина принята в качестве показателя степени фракционирования на рис. 85. В конечных остаточных расплавах данная величина повышается с ростом давления, так как высокое давление препятствует выкипанию летучих компонентов из расплавов, а кристаллизация граната приводит к росту содержания щелочей. Поэтому показатель степени фракционирования на рисунке примерно скоррелирован с величиной давления. На нем выделено три главных тренда, позволяющих разделить различные магматические породы на три главные серии.

Начальное преимущественно малобарическое фракционирование происходило на синаккреционной стадии эволюции магматического океана

с образованием перидотитового, пикритового, базитового и кислого слоев постагреционного магматического океана. К этой же магматической серии относятся расслоенные мафические интрузии, конечным результатом дифференциации в которых является образование гранитов и щелочно-земельных сиенитов.

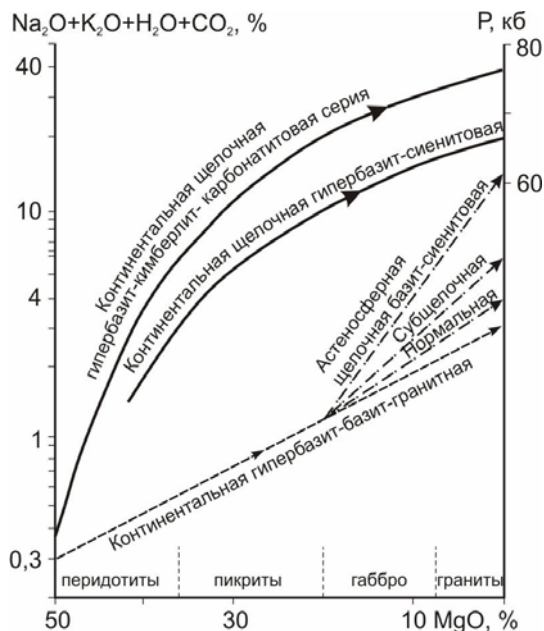


Рис. 85. Серии магматического фракционирования.

К ней принадлежат и разнообразные ортогнейсы и основные кристаллические сланцы континентальной кристаллической коры, а также субщелочные интрузии. Последние возникли в результате кристаллизации и фракционирования верхних кислого и основного слоев постагреционного магматического океана. К этой серии относятся также разнообразные известково-щелочные породы зон субдукции, субщелочные и толеитовые магматиты океанических областей, трапповых синеклиз и их окрестностей, сформировавшиеся в результате фракционирования очагов толеитовых магм в астеносфере.

Средняя кривая на рисунке отражает более глубинный тренд фракционирования щелочных (содержащих нефелин, лейцит, эгирин и щелочной амфибол) магматических серий, которые чаще всего образовались в результате дифференциации глубинного пикритового слоя постагреционного магматического океана. Они иногда формировались и в

океанических областях путем фракционирования наиболее глубинных очагов толеитовых магм в астеносфере. Верхняя кривая 3 показывает тренд карбонатитосодержащих магматических серий и кимберлитов. Глубина их образования в среднем является самой большей. Рис. 85 наглядно отражает роль различного по давлению магматического фракционирования в формировании наиболее распространенных магматических пород.

Выводы

Традиционным представлениям о формировании магм путем отделения выплавов в слабо подплавленных глубинных породах противоречат: 1) очень большая прочность мантии, препятствующая процессам отделения в ней расплава; 2) отсутствие в мантии открытых трещин и пор, по которым мог бы перемещаться расплав; 3) экспериментальные данные, свидетельствующие о возможности отделения расплава лишь при больших степенях плавления (более 35 – 40 %), при которых разрушается каркас сросшихся кристаллов; 4) отсутствие процессов отделения выплавов в мигматизированных парагнейсах даже при 40 – 46 %-ном содержании анатектического жильного материала и ряд других данных.

Концепция магматического океана объясняет все особенности образования, состава и размещения магм. На всех главных этапах геологической эволюции Земли в недрах континентов существовали расплавы магматического океана, которые были источником магм. Поэтому для образования последних на древних платформах нет необходимости предполагать нереальные процессы отделения выплавов из слабо подплавленных глубинных пород.

Верхний слой постаккреционного магматического океана состоял из богатых кремнекислотой расплавов. Его ранняя кристаллизация и фракционирование объясняют казавшееся загадочным массовое образование гранитоидов на континентах 3,0 – 1,8 млрд. лет назад. Подъем расплавов из пикритового и перидотитового слоев магматического океана был причиной интенсивного формирования коматиитов в ранних зеленокаменных поясах. Последующая кристаллизация и фракционирование нижележащего основного слоя определили появление на континентах 2,6 млрд. лет назад значительного количества магматических пород с повышенным содержанием щелочей (сиенитов, монцонитов, рапакиви и др.). Всплытие плагиоклаза при кристаллизации основного слоя привело к образованию 2,8 – 1,0 млрд. лет назад автономных анортозитов. Кристаллизация затем еще более глубинного и бедного кремнекислотой пикритового слоя объясняет начало формирования богатых магнием и щелочами основных расплавов и образованных ими пород 2,3

млрд. лет назад. Еще позже (примерно 2,0 млрд. лет назад) начали внедряться формировавшиеся в пикритовом и перидотитовом слоях карбонатитовые и лампроитовые магмы.

Последним затвердевал наиболее глубокий и богатый магнием перидотитовый слой магматического океана. Его кристаллизация привела к формированию кимберлитовых по составу остаточных расплавов и магм. Большое содержание в них углекислоты, воды и легких редкоземельных элементов обусловлено преимущественной концентрацией их в остаточных расплавах и глубокой (более чем на 99,9 %) кристаллизацией перидотитовой магмы ко времени приближения этих расплавов по составу к кимберлитам. Присутствие в остаточных расплавах значительного количества кристаллов, выделявшихся на разных стадиях фракционирования перидотитового и, возможно, пикритового слоев, является причиной большого содержания автоксенокристаллов в кимберлитах и пестроты их состава. Главная масса кимберлитов сформировалась наиболее поздно в истории Земли – в последние полмиллиарда лет. Это связано с наиболее поздней кристаллизацией придонного перидотитового слоя магматического океана.

Тела в основном толеитовых по составу экологитов в наклонно поднимающихся мантийных плюмах должны расплавляться под влиянием сильной декомпрессии и фрикционного тепловыделения и формировать крупные очаги основных магм в астеносфере. Как показали выполненные расчеты, расплавы таких очагов достаточно быстро всплывали в астеносфере и формировали в ней локальные магмопотоки. Существованием магмопотоков обусловлены те проявления магматизма, которые прямо не связаны с воздействием обширных струй разогретого вещества и которые обычно связывают с влиянием мантийных миниплюмов. Базиты и их дифференциаты в океанических и континентальных областях образовались вследствие возникновения магмопотоков. Существование их хорошо объясняет почти всегда основной исходный состав магматизма, связанного с мантийной конвекцией, и его массовое распространение.

В случае подъема горячих мантийных потоков под континентами декомпрессионно-фрикционное переплавление в них крупных тел толеитовых экологитов привело к быстрому образованию огромных объемов траппов. Над центральными частями поднимавшихся суперплюмов очаги толеитовых магм в астеносфере еще не успели остыть, поэтому были наиболее высокотемпературными и почти не подвергались процессам кристаллизации. Это объясняет массовое развитие недифференцированных толеитовых лав в срединно-океанических хребтах, расположенных над восходящими потоками мантийного вещества.

По мере растекания этого вещества к краевым частям океанов содержащиеся в нем очаги толеитовых магм постепенно кристаллизовались под влиянием остывания и роста давления океанической литосферы, утолщавшейся в результате накопления на ней магматических и осадочных пород. Гравитационная отсадка кристаллов в наименее глубинных магматических очагах приводила к дальнейшему увеличению содержания кремнекислоты в их остаточных расплавах, что объясняет происхождение дифференцированных толеитовых серий, характерных для океанических островов. При большем удалении от СОХ очаги магм кристаллизовались при все более высоком давлении, приводившем к интенсивному накоплению щелочей в остаточных расплавах вследствие кристаллизации несодержащего их граната, наиболее устойчивого в условиях высокого давления. Это является причиной образования щелочно-основных магматических серий, типичных для абиссальных океанических равнин.

В зонах субдукции холодная океаническая литосфера погружалась. Она охлаждала толеитовые магматические очаги в астеносфере. В результате их среднеглубинной кристаллизации и дифференциации формировались богатые кремнекислотой, железом и щелочами дацит-андезит-базальтовые магматические серии. Эти породы в среднем значительно богаче кремнекислотой, чем магматические породы других океанических областей, что обусловлено более полной кристаллизацией и дифференциацией магматических очагов в астеносфере под влиянием интенсивного охлаждения их холодной океанической литосферой. В более удаленных от океана глубинных частях астеносферы в результате кристаллизации магматических очагов в условиях высокого давления возникали щелочные остаточные расплавы и формировались щелочные и близкие к ним по составу породы внешних магматических поясов зон субдукции.

Как показал выполненный анализ, высокое содержание редкоземельных элементов в магматических породах обусловлено образованием их из поздних остаточных расплавов магматического океана, в которых происходило интенсивное накопление этих элементов. При высокobarическом фракционировании особенно интенсивно накапливались легкие РЗЭ, поскольку они почти не входили в состав осаждавшегося граната, широко устойчивого при высоком давлении. Это объясняет большое содержание этих РЗЭ в щелочных магматических породах.

Содержание радиогенных изотопов стронция и неодима в магматических породах определялось возрастанiem величины Rb/Sr и уменьшением величины Sm/Nd в остаточных расплавах при фракционировании магматического океана и магматических очагов. По этой

причине щелочные магматические породы имеют повышенные величины I_{Sr} и относительно небольшие — I_{Nd} .

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ, ДИАТРЕМ И ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Недостатки существующих представлений

Кимберлиты в природе встречаются очень редко, но в связи с алмазоносностью давно служат предметом детальных исследований и являются в настоящее время хорошо изученными породами. Оказалось, что они имеют значительные отличия от других магматических пород по составу, текстуре, структуре и условиям залегания. Таковыми являются массовое распространение в кимберлитах обломков пороодообразующих минералов различного состава; ксенолитов глубинных, вмещающих пород и кимберлитов; очень большое содержание относительно низкотемпературных минералов – серпентина, кальцита, хлорита; залегание преимущественно в виде конических тел трубок и практически полное отсутствие излившихся на поверхность кимберлитовых лав даже в областях интенсивного кимберлитового магматизма.

На основании этих особенностей тысячи старателей, упорно копавшие желтую землю в конце позапрошлого века в окрестностях города Кимберли в Ю. Африке в надежде найти крупный алмаз и сказочно обогатиться, сначала вообще считали ее осадочной породой. Однако постепенно выяснилось, что желтая земля с глубиной переходит в более плотную синюю землю, которая сечет вмещающие породы и, следовательно, имеет магматическое происхождение. Природа многочисленных особенностей кимберлитов до сих пор не имеет убедительного объяснения. Полученные выше доказательства зарождения кимберлитовых магм в результате фракционирования перидотитового слоя магматического океана и рассчитанная Р-Т диаграмма фазового состава этих магм позволяют решить все неясные генетические вопросы кимберлитов.

Автор термина кимберлит Х. Льюис в 1886 г отнес к этой породе сильно измененную алмазоносную брекчию трубки Кимберли, которая, по его мнению, была сформирована магмой флогопитсодержащего порфирового перидотита. Он выделил три разновидности кимберлитовых пород – кимберлит, кимберлитовую брекчию и кимберлитовый туф (Илупин и др., 1990). Некоторые исследователи (Бобриевич и др., 1964) выделяли в них эруптивные брекчии. Клемент и Скиннер (Clement, Skinner, 1985) подразделили кимберлитовые породы на кимберлиты и кимберлитовые брекчии гипабиссальной фации, туффизитовые кимберлиты и кимберлитовые брекчии диатремовой фации, пирокластические и эпикластические породы кратерной фации. Некоторые исследователи на

основании отсутствия в большинстве кимберлитовых полей лав и наземных туфов не выделяли последние среди кимберлитовых пород трубок и подразделяли эти породы на кимберлиты, кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента и автолитовые кимберлитовые брекчии (Корнилова и др., 1983).

Образование кимберлитовых диатрем обычно рассматривается как результат вулканических взрывов. Однако ряд исследователей на основании значительно большего наклона стенок кимберлитовых диатрем (обычно $75 - 85^\circ$) по сравнению с воронками технических взрывов ($55 - 60^\circ$), гораздо меньшей относительной мощности зон трещиноватости около диатрем, округлой формы большинства обломков глубинных пород в диатремах отрицали взрывную природу последних (Алексеевский, Николаева, 1988). Л.А. Новиков и Р.М. Слободская (1978) предполагали их возникновение путем электрического пробоя.

Широко распространенные признаки опускания в кимберлитовых трубках обломков вмещающих пород на многие сотни метров послужили основанием для предположений о формировании трубок в результате прорыва газов, а затем заполнения возникших полостей обломками глубинных и вмещающих пород. Однако эти экзотические предположения не получили широкого распространения вследствие отсутствия детального обоснования их теоретическими и эмпирическими данными и существования многочисленных противоречий этим взглядам. Так, в районе некоторых кимберлитовых трубок иногда присутствуют силы явно магматических массивных кимберлитов, аналогичные по минеральному и химическому составу кимберлитам трубок, что свидетельствуют об участии магмы в образовании последних. В окрестностях малоэродированных трубок часто присутствуют наземные туфы, как и вокруг некимберлитовых вулканов, изливающих лавы. Поэтому в настоящее время преобладают представления о вулканической природе кимберлитовых диатрем и взрывов кимберлитовых магм.

Проблема происхождения взрывов кимберлитовых магм является частью проблемы вулканических взрывов. Особенно интенсивно она обсуждалась на Восьмой международной кимберлитовой конференции (2003) в связи с открытием многих новых кимберлитовых трубок на различных континентах. Обычно рассматриваются две главные гипотезы – фреатомагматическая и флюидномагматическая. Согласно первой, взрывы, формировавшие кимберлитовые диатремы и брекчии, обусловлены парообразованием при соприкосновении кимберлитовой магмы с грунтовыми водами (Филд и др., 1997; Lorenz, Kuzlauskis, 2003). Резкое возрастание объема воды при парообразовании приводило к взрывной

дезинтеграции вмещающих пород и кимберлитовых магм. Если грунтовых вод не было, то возникали кимберлитовые дайки.

Однако, в этом случае непонятно, почему взрывались не столько вмещающие породы, сколько преобладающая часть объема кимберлитовых магм, и почему последние не изливались на земную поверхность. В то же время, внедрявшиеся в районах распространения кимберлитовых трубок толеитовые магмы застывали в основном в виде лав, даек и силлов. Между тем, более высокая температура этих магм ($1000 - 1300^{\circ}\text{C}$) по сравнению с кимберлитовыми ($800 - 1000^{\circ}$; Шкодзинский, 1985) должна была бы приводить в них к более частым фреатомагматическим взрывам. Грунтовые воды в существенных количествах располагаются на глубине в первые сотни метров от земной поверхности. Поэтому кимберлитовые трубки на этой глубине должны были бы выклиниваться и, следовательно, иметь очень небольшую протяженность. Однако на самом деле протяженность трубок чаще всего составляет первые километры и прямо коррелируется с содержанием летучих компонентов в исходных магмах. Многие трубки располагаются в кристаллическом фундаменте, где нет обширных водоносных пластов. Тем не менее, взрывы в них происходили и трубки формировались. «Сухие» некимберлитовые магмы (например, срединно-океанических хребтов) практически не взрываются. Все это указывает на обусловленность взрывов расширением флюидной фазы, выделяющейся из расплава под влиянием декомпрессии при подъеме.



Рис. 86. Соприкосновение лав вулкана Мауна-Лоа (Гавайские острова) с водой не приводит к взрыву (поисковая программа Google «Фото извержений вулканов»).

Вызывает сомнение и возможность возникновения очень мощных фреатомагматических взрывов при соприкосновении магм и грунтовых вод, так как при подводных излияниях базальтовые магмы затвердевают обычно в виде пиллоу-лав без существенных взрывов (Ботвинкина, 1974). В

многочисленных случаях излияния базальтовых магм в водоемы взрывы не происходят. Даже пара образуется незначительное количество (рис. 86). В некоторых случаях раскаленные лавы просвечивают сквозь толщу воды.

Это обусловлено низкой теплопроводностью воды (в 4 – 6 раз ниже теплопроводности горных пород) (Кларк, 1969; Таблицы..., 1976), которая приводит к переходу в пар лишь очень тонкого ее приконтактного слоя. Поэтому пар успевает удаляться без взрывных явлений. По этой причине во вмещающих кимберлиты породах постепенно возникавший пар должен был легко удаляться по многочисленным трещинам. В областях современного вулканизма фреатомагматические взрывы, значительно менее мощные, чем взрывы кимберлитовых магм, обычно происходят под потоками лавы (Мархинин, 1985), поскольку последние закупоривают трещины в подстилающих породах и препятствуют удалению пара. Но кимберлитовые диатремы обычно не связаны с потоками лавы или с силлами.

Согласно флюидномагматической гипотезе, взрывы происходили в результате выделения и резкого расширения газов под влиянием декомпрессии в поднимающихся магмах (Skinner, Marsh, 2003). Однако и эта гипотеза не объясняет, почему подавляющее большинство некимберлитовых магм изливаются на земную поверхность без взрывов. Даже некоторые богатые летучими компонентами магмы достигали земной поверхности без эксплозий с образованием потоков газонасыщенных пенистых лав (игниспумитов, пемзовых лав; Ботвинкина, 1974). Кимберлитовые же магмы обычно не формировали потоки лав даже в районах массового распространения кимберлитовых трубок.

Взрывной процесс отличается от невзрывного очень быстрым расширением газов, почти мгновенно образующихся в результате химических реакций, ударных процессов, или освобождающихся при разрушении емкостей высокого давления (Покровский, 1980). В поднимающейся высокотемпературной магме, пока она остается жидкой, не может произойти очень быстрое расширение газов, поскольку скорость ее подъема в земной коре относительно не велика. В таких магмах пузырьки газов расширяются постепенно. При достижении занимаемого объема более 67 % они начинают соприкасаться, магма распыляется и в дальнейшем быстро поднимается расширяющаяся струя газов с обломками кристаллов и с затвердевающими каплями расплава (Мархинин, 1985). Если слияние пузырьков не происходит вследствие невысокого содержания летучих, то магмы изливаются на земную поверхность.

Для взрывного расширения выделяющихся из магм газов необходимо, чтобы этот процесс временно затормозился. Обычно предполагается, что расширение прекращается, когда отделяющиеся газы накапливаются под непроницаемыми для них породами (под литологическими барьерами,

Махоткин и др., 2008). Когда это препятствие разрушается, происходит взрывное их расширение с формированием туфобрекчий и трубок взрыва. Однако также не ясно, почему взрывается вся магматическая колонна, а не только перекрывающие ее породы, и как нарушенные при внедрении магм первоначально сильно трещиноватые малоглубинные породы могут задержать потоки раскаленных газов.

Вязкость последних ($10^{-3} - 10^{-4} \text{ г}\cdot\text{см}^{-1}\cdot\text{сек}^{-1}$) в сотни тысяч – миллиарды раз ниже вязкости магм ($10^2 - 10^6 \text{ г}\cdot\text{см}^{-1}\cdot\text{сек}^{-1}$) и в тысячи раз меньше вязкости воды ($1,0 \text{ г}\cdot\text{см}^{-1}\cdot\text{сек}^{-1}$) (Кларк, 1969; Таблицы..., 1976), что обуславливает во столько же раз более высокую подвижность газов. Если магмы поднимаются через земную кору, то несоизмеримо более подвижные газы тем более должны сквозь нее проникать. Массовое образование гидротермального оруденения в удалении на километры от магматических тел однозначно свидетельствует о том, что горные породы в малоглубинных условиях не могут существенно затормозить подъем раскаленных магматических эманаций.

Р-Т диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм как количественная основа для решения проблем петрологии кимберлитов

Нерешенность проблемы происхождения вулканических взрывов и многих других вопросов кимберлитообразования позволяет предполагать, что имеется какое-то малоизвестное внутреннее явление в эволюционирующих магмах, которое на малоглубинной стадии подъема иногда препятствует расширению в них газов. Природу этого явления и множества других невозможно понять без разработки детальной количественной фазовой Р-Т диаграммы кимберлитовых магм. Подобные диаграммы отражают главные свойства рассматриваемых магм и являются ключом к решению связанных с ними генетических проблем. Широко распространенные попытки решать генетические проблемы кимберлитов без учета таких диаграмм вряд ли могут быть успешными.

Диаграммы состояния веществ являются необходимой основой для решения генетических задач в других областях науки. Простейшей обобщенной диаграммой фазового состава для магм является Р-Т диаграмма альбитовой системы (рис. 87), рассчитанная по экспериментальным данным Р. Кауторном (Cawthorn, 1977). Эта диаграмма показывает, что в кристаллизующихся магмах любого состава, в отличие от простых по составу систем, расплав (то есть жидкая фаза) затвердевает в широком интервале Р-Т условий. При высоком давлении в магмах отсутствует самостоятельная газовая фаза вследствие полного растворения летучих компонентов в расплаве.

Эта диаграмма дает представление о главных фазовых превращениях, происходящих в различных магмах. Но она не пригодна для рассмотрения масштабов протекания тех или иных процессов в разных по составу магмах, которые определяют специфику эволюции этих магм. Для рассмотрения специфики эволюции кимберлитовых магм необходимо построение Р-Т диаграммы их фазового состава, несмотря на сложность и трудоемкость процедуры построения.

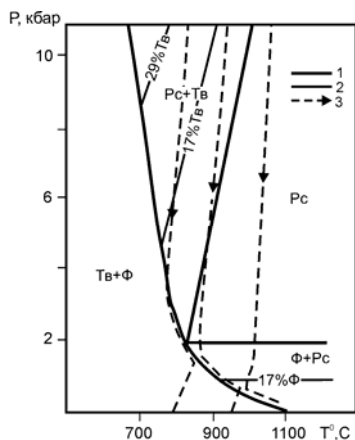


Рис. 87. Р-Т диаграмма фазового состава альбитовой магмы с 0,5 мольных % воды. 1 – границы полей разного фазового состава, 2 – изоконцентраты твердых фаз, 3 – эволюция магм при подъеме. Рс – расплав, Тв – твердые фазы, Ф – флюид (Cawthorn, 1977)

Такая диаграмма для кимберлитовых магм приведена на рис. 65. Она рассчитана на основании Р-Т диаграммы состояния системы богатый щелочами перидотит – вода – углекислота (см. рис. 34), построенной путем обобщения опубликованных экспериментальных данных по этой системе. Использованные работы и методика расчетов и построений подробно приведены в более ранних публикациях автора (Шкодзинский, 1995, 2009). По результатам анализа состава якутских кимберлитов, среднее содержание воды и углекислоты в кимберлитовых магмах принято по 10 %.

Построенная фазовая Р-Т диаграмма для кимберлитовых магм выявила существование в них ряда неизвестных или малоизвестных явлений. На ней выделяются пять полей (Рс, Рс + Ф, Рс + К, Рс + К + Ф, К + Ф), в каждом из которых магмы имеют определенный фазовый состав, соответствующий символам поля. Это не согласуется с обычно принимаемым положением об одинаковом преимущественно флюидно-расплавном состоянии кимберлитовых магм при различных Р-Т условиях.

Большое петрологическое значение имеет иллюстрируемое фазовой диаграммой снижение значений изоконцентрат расплава в поле Рс + Тв при изотермическом снижении давления. Например, при температуре 1170 °С и

70 кб содержание расплава в системе равно 5 %, а при 12 кб – 95 %. Это наглядно показывает, что декомпрессия при высоких давлениях и температуре почти полностью закристаллизованных кимберлитовых по составу субстратов способна привести к их интенсивному плавлению и к преобразованию в кимберлитовые магмы.

Сущность декомпрессионного затвердевания магм при подъеме

Другим важным явлением, существование которого устанавливает построенная фазовая Р-Т диаграмма, является перегиб изоконцентрат расплава при давлении 12 – 17 кб и резкое уменьшение их значений при снижении давления меньше этих величин. Это обусловлено экспериментально хорошо изученным явлением значительного увеличения удельного объема газов при декомпрессии вследствие их расширения, что приводит к большей величине объема продуктов кристаллизации расплава по сравнению с объемом последнего. Данное явление обычно совершенно не учитывается при петрологических исследованиях как кимберлитовых, так и других по составу магм. Между тем, оно должно приводить к быстрому декомпрессионному затвердеванию расплавов при подъеме, особенно их низкотемпературных разностей, и может быть причиной многих загадочных явлений в кимберлитах.

Очевидно, что никакие магмы не могут подниматься изотермически ввиду протекания в них при декомпрессии энергоемких процессов плавления, отделения и расширения летучих компонентов, теплоотдачи во вмещающие породы. Поэтому необходимо рассчитать эволюцию температуры в них при подъеме. На диаграмме линии со стрелками отражают эту эволюцию при различных вариантах подъема, рассчитанных с учетом всех главных факторов – декомпрессии, фрикционного тепловыделения, теплоотдачи во вмещающие породы и теплотрат на декомпрессионное плавление, отделение и расширение флюидной фазы. Уравнение, использованное при расчете, приведено в предыдущей главе при рассмотрении эволюции кислых магм. Численные примеры расчетов даны в опубликованных автором работах (Шкодзинский, 1985, 2003).

Можно выделить три наиболее вероятных крайних варианта эволюции кимберлитовых магм при подъеме. На начальном этапе выжимания магматического материала в зону тектонического разлома возникший магмовод имел примерно одинаковое сечение в верхней и нижней части, то есть невыработанный профиль. Поэтому в нижней его части очень высокое (60 – 80 и более %) содержание твердых фаз в магмах и, следовательно, их очень большая вязкость (более 10^{11} пуаз), приводили к значительному выделению тепла трения при подъеме. На это тепловыделение

расходовалась потенциальная энергия, выделявшаяся при всплывании легкого кимберлитового материала в среде более плотных вмещающих пород. Поэтому при расчетах линий подъема **Б, В, Г, Д** на рис. 65 принималось, что 90 % тепла трения вязкого течения выделялось на первых 20 % интервала подъема кимберлитовых мигм и магм. Предполагалось также, что перед началом подъема по линиям **В, Г** и **Д** исходный кимберлитовый материал был опущен на большую глубину в составе литосферных блоков, отодвигавшихся и погружавшихся при формировании рифтов и депрессий трапповых синеклиз, как показано в последней главе.

По мере подъема нижние части магмоводов должны были увеличивать свое сечение под влиянием особенно сильного эродирующего воздействия очень вязких мигм. Это приводило к снижению здесь скорости течения и выделения тепла трения вязкого течения. В предельном случае формировался магмовод выработанного профиля, который обеспечивал равномерное по всей его длине выделение тепла трения вязкого течения. Подъем магм по такому магмоводу показывает линия **А**.

На диаграмме линии подъема кимберлитовых магм при давлении менее 25 кб пересекают изоконцентраты расплава с уменьшающимися величинами содержания последнего (участок 4 на линиях эволюции). Минимальное содержание расплава в поднимавшихся кимберлитовых магмах при атмосферном давлении, судя по диаграмме, составляло менее 5 %. То есть, эти магмы почти полностью затвердевали при подъеме под влиянием декомпрессии и поэтому не могли достигать земной поверхности в жидком состоянии. Декомпрессионное затвердевание связано с падением давления и содержания летучих компонентов в расплаве вследствие перехода их во флюидную фазу по мере уменьшения общего давления при подъеме. Летучие являются сильнейшими плавнями, поэтому их выделение из расплава повышало температуру его кристаллизации и при постоянном теплосодержании приводило к возрастанию количества твердых фаз в магмах.

Наглядно существование явления декомпрессионного затвердевания иллюстрирует Р-Т диаграмма фазового состава кислых магм (см. рис. 58). На ней большинство линий подъема магм при небольшом давлении пересекают линию солидуса в присутствии флюидной фазы, на которой расплав полностью исчезает в результате кристаллизации. Поэтому низкотемпературные и среднетемпературные кислые магмы не способны достигать земной поверхности в жидком состоянии. Лишь наиболее высокотемпературные разности этих магм способны формировать лавы. Это объясняет значительно более широкое распространение в природе гранитоидов по сравнению с кислыми вулканитами. Кимберлитовые магмы отличаются от кислых и средних по составу значительно большим

содержанием летучих компонентов при относительно невысокой температуре, что является причиной повсеместного проявления в них процессов декомпрессионного затвердевания при подъеме.

На относительно глубинной стадии (25 – 5 кб) линии эволюции кимберлитовых магм при подъеме на рис. 65 пересекают сравнительно небольшое количество изоконцентрат расплава, поэтому декомпрессионное затвердевание на этой стадии происходило относительно медленно путем кристаллизации вкрапленников высокотемпературных минералов (оливина, шпинели, пироксенов). В это время, видимо, формировались мелкие идиоморфные вкрапленники кимберлитовых пород. На малоглубинной стадии подъема (менее 5 кб) количество пересекаемых изоконцентрат расплава резко возрастает, поэтому затвердевание происходило очень быстро, зародыши кристаллов не успевали разрастаться и расплав превращался в стекло или в микрозернистый агрегат наиболее низкотемпературных минералов (Шкодзинский, 1995).

В экспериментах очень богатый магнием расплав вследствие небольшой вязкости (менее 1 пуаз) даже при очень быстром охлаждении не превращался в стекло, а замещался микрозернистым агрегатом минералов. Стекло может возникать в расплавах при содержании в них MgO менее 32,8 %, CaO менее 55 %, FeO менее 80 % (Зинчук, 2003). Содержание кальция и железа в кимберлитах значительно меньше этих величин, поэтому их количество не может сильно влиять на характер декомпрессионного затвердевания кимберлитовых магм при подъеме. В большинстве кимберлитовых трубок преобладают породы с содержанием MgO меньше 32,8 %, хотя иногда присутствуют и породы более магнезиального состава. Следовательно, в большинстве кимберлитовых магм декомпрессионное затвердевание при подъеме приводило к остеклованию расплава. Это согласуется с находками включений буроватого стекла с пузырьками газа в кальците мезостазиса кимберлитов (Мальков, Боболович, 1977). Эти включения гомогенизировались при температуре 680 – 750 ° С, что согласуется с формированием их из кимберлитового расплава. Несколько более высокая температура гомогенизации включений (760 – 810 °) установлена для кимберлитов трубки Удачная.

Кимберлитовое по составу стекло, возникавшее путем декомпрессионного затвердевания расплава, было переполнено большим количеством мелких пузырьков водно-углекислотного флюида, поэтому при понижении температуры при взрыве оно вступало в реакцию с этим флюидом и быстро замещалось серпентином, карбонатами и другими вторичными минералами. Судя по данным И.Н. Кривошлыка и А.П. Бобриевича (1984), наиболее распространенная в кимберлитах скрытокристаллическая разновидность серпентина, серпофит,

сформировалась в результате замещения стекла. О формировании серпофита основной массы путем замещения стекла свидетельствует и установленное Э.А. Шамшиной и З.А. Алтуховой (Shamshina, Altukhova, 1994) в 4 – 5 раз более высокое содержание в нем глинозема, чем в серпентине крупных псевдоморфоз по оливину.

В соответствии с рассматриваемой моделью декомпрессионного затвердевания кимберлитовых магм на малоглубинной стадии подъема, установленное В.К. Маршинцевым (1986) снижение в кимберлитовых трубках степени серпентинизации оливина с глубиной может быть обусловлено уменьшением в этом направлении степени декомпрессионного затвердевания магм. Это способствовало большей потере ими воды до начала этапа серпентинизации и согласуется с выводом В.К. Маршинцева о большей потере воды глубинными частями кимберлитовых магматических колонн по сравнению с малоглубинными.

По мере повышения вязкости затвердевавшие магмы уже не могли перемещаться по узким дайкообразным магмоводам, возникавшим в зонах тектонического растяжения. Поэтому они поднимались в виде изометричных диапироподобных тел. Видимо, с этим связаны переход дайкообразных подводящих каналов кимберлитовых диатрем в цилиндрические нижние и появление признаков механического воздействия кимберлитовых магм на вмещающие породы в виде возникновения задиrow пластов этих пород по ходу движения кимберлитового материала.

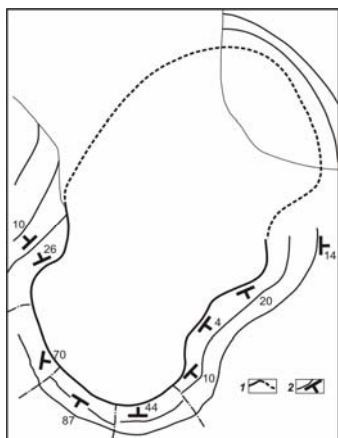


Рис. 88. Задиры пластов около контактов с кимберлитовой трубкой Комсомольская. 1 – контакт трубки, 2 – пласты осадочных пород и элементы их залегания (Фролов и др., 2005).

Это иллюстрирует рис. 88, на котором этот угол около трубки Комсомольская достигает 87°. В эндоконтакте трубки Удачная он достигает 85° (Зинчук и др., 1993). Около подводящих каналов кимберлитовых

трубок, в которых двигалась еще жидкая магма, деформации вмещающих пород под ее влиянием не наблюдаются (Nikitin, 1982). Это подтверждает существование явления декомпрессионного затвердевания магм на поздней стадии подъема и продолжение подъема кимберлитовых магматических колонн после начала их декомпрессионного затвердевания.

Природа и сила взрывов декомпрессионно затвердевавших кимберлитовых магм

Очевидно, что повышение вязкости декомпрессионно затвердевавших магм препятствовало адиабатическому расширению пузырьков газа, возникавших в результате вскипания расплава, и приводило к консервации высокого внутреннего давления в них газовой фазы при падении внешнего литостатического давления по мере дальнейшего подъема. С увеличением этой разницы давления до предела суммарной прочности перегородок между пузырьками в затвердевавшей магме и перекрывающих пород происходила взрывная дезинтеграция верхних частей магматических колонн и приконтактных частей окружающих пород (участки 5 на линиях эволюции, рис. 65). Она сопровождалась быстрым значительным их расширением за счет выброса материала вверх и, частично, в горизонтальном направлении за пределы образующегося кратера с возникновением кимберлитовых диатрем и различных обломочных пород.

Интенсивное декомпрессионное затвердевание низкотемпературных кимберлитовых магм начиналось при давлении около 5 кб (рис. 65) и, следовательно, примерно такая максимальная величина избыточного внутреннего давления газовой фазы могла быть законсервирована в поднявшихся к земной поверхности верхних частях кимберлитовых колонн. Эта величина лишь в 5 раз меньше максимального давления 25 кб (Покровский, 1983), возникающего при взрыве тротила. Наиболее высокое давление газовой фазы должно было консервироваться во внутренней пластичной части кимберлитовой колонны. В верхней, более дегазированной части давление газовой фазы должно быть меньше, но степень затвердевания и прочность пород выше. В основном эта прочная верхняя оболочка некоторое время удерживала затвердевшую часть поднимающейся колонны от взрыва.

С учетом огромного объема декомпрессионно затвердевших частей магматических колонн (сотни миллионов кубических метров в крупных трубках) сила взрыва должна быть колоссальной. Несмотря на затраты тепла на расширение газовой фазы при подъеме, температура затвердевающих магм могла повышаться за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации или оставаться практически постоянной. В

последнем случае выделение энергии A при взрыве можно оценить по формуле изотермического расширения идеальных газов $A = nRT \ln V_2/V_1$, где n – мольное количество газов; $R = 8,314$ Дж/Кмоль – универсальная газовая постоянная; T – температура по Кельвину; V_1 и V_2 – начальный и конечный удельный объем газов.

Если среднее законсервированное избыточное давление было 1 кб, то при 5 %-ном содержании водяного пара в кимберлитовых магмах (в кимберлитах присутствует до 40 мас. % воды и углекислоты) и плотности их $2,5$ г/см³ изотермическое расширение содержащегося в 1 м³ 125 кг пара при взрыве в случае $T = 1173$ К, $V_1 = 5,16$ см³/г, $V_2 = 5413$ см³/г приводило к выделению $A = (125 \cdot 10^3 / 18) \text{ моль} \cdot 1173 \text{ К} \cdot 8,314 \text{ Дж/Кмоль} \cdot \ln(5413/5,16) = 476250$ кДж энергии. Это в 105,4 раз больше, чем при взрыве 1 кг тротила (4520 кДж) (Покровский, 1983). Расход его на дробление 1 м³ горной породы при промышленных взрывах составляет 0,2 – 1,6 кг. Вследствие высокой температуры и поэтому пониженной прочности декомпрессионно затвердевших магм для их дробления должно быть вполне достаточно 1 кг тротила на 1 м³ или содержания в магме всего 0,05 мас. % водяного пара. Как уже отмечалось, количество воды в кимберлитовых магмах, судя по ее содержанию в кимберлитах, достигало 20 – 30 %, а в иногда взрывавшихся кислых магмах 1 – 2 мас. %. При взрыве $0,2$ км³ декомпрессионно затвердевавшей кимберлитовой магмы выделялась энергия, равная таковой при взрыве 21080 килотонн тротила, что в 1054 раз больше мощности атомной бомбы (20 килотонн), погубившей город Хиросиму. Этот приближенный расчет объясняет чудовищно большую силу многих вулканических взрывов, пробивающих километровые толщи горных пород, выбрасывающих продукты взрыва в стратосферу (рис. 89) и приводящих иногда к возникновению катастроф планетарного масштаба.

Такие взрывы относятся к типу эксплозий, возникающих при разрушении емкостей высокого давления. Они начинаются с быстрого падения давления в затвердевшей магме. Этим вулканические взрывы коренным образом отличаются от промышленных, на начальной стадии которых давление резко возрастает за счет образования газов в результате химических реакций. Следовательно, часто высказывавшиеся предположения о кристаллизации алмазов в кимберлитовых трубках при высоком давлении, якобы возникавшем при взрыве, являются ошибочными.

При наиболее глубинных взрывах особенно богатых летучими компонентами магм раздробленный кимберлитовый материал мог не достигать земной поверхности. На нее выбрасывались лишь обломки перекрывающих пород иногда с кимберлитовой пылью и алмазами и формировался выполненный ими кратер. Подобным явлением, видимо, обусловлено иногда присутствие алмазов во вмещающих и перекрывающих

трубку осадочных породах, послужившее основанием для предположений о метасоматическом формировании этого минерала в условиях земной коры. Существование таких камуфлетных взрывов при образовании некоторых кимберлитовых диатрем объясняет иногда отсутствие не только наземных лав, но и наземных туфов в окрестности трубок.



Рис. 89. Продукты взрыва вулкана Пинатубо (Филлипины, 1991) достигли стратосферы (поисковая программа Google «Фото извержений вулканов»).

Сила взрывов кимберлитовых магм была меньше, чем наиболее крупных взрывов некимберлитовых магм. Например, при взрыве кислой по составу магматической колонны вулкана Каракатау в 1883 г. эксплозивный материал объемом 18 км^3 был выброшен на высоту до 80 км и рассеялся на площади около $700\,000 \text{ км}^2$ (Ботвинкина, 1974). Это связано со значительно большим объемом кислых магматических колонн и с меньшей глубиной их взрывов. Большая глубина взрывов кимберлитовых колонн обусловила формирование сравнительно небольшого объема наземных туфов около кимберлитовых трубок.

Связанные с декомпрессионным затвердеванием взрывы в кимберлитовых магматических колоннах существенно отличаются от технических взрывов меньшей величиной возникавшего избыточного давления, очень глубинным положением эксплозивной камеры и огромным объемом взрывающегося вещества. По величине создаваемого избыточного давления (примерно до 5 кб) взрывающиеся декомпрессионно затвердевшие верхние части кимберлитовых магматических колонн были близки к метательным взрывчатым веществам (например, к пороху), не вызывающим значительных разрушений вмещающей среды (ствола стреляющего ружья).

Они резко отличаются от дробящих взрывчатых веществ, обычно применяющихся в технике и военном деле для разрушения различных объектов. У этих веществ создаваемое при взрыве избыточное давление намного выше. Например, у тротила, широкого использовавшегося в горнодобывающей промышленности, оно равно 25 кб (Покровский, 1983). Это объясняет значительно меньший относительный объем зон трещиноватости, возникавших во вмещающих породах около кимберлитовых диатрем по сравнению с относительным объемом зон трещиноватости, образующихся при технических взрывах. Данное явление иногда ошибочно привлекалось для доказательства отсутствия взрывов при образовании кимберлитовых трубок и возникновения их путем «газовой прудовки».

Происхождение диатрем

Очень большая глубина взрывов кимберлитовых колонн (до первых километров) является причиной в среднем более вытянутой формы кимберлитовых диатрем по сравнению с воронками технических взрывов. Большая глубина взрывов и огромный объем взрывавшихся декомпрессионно затвердевших частей магматических колонн приводили к относительно длительному протеканию процессов взрыва, подъема раздробленного вещества и расширяющихся газов. Это обусловило заметную механическую обработку присутствовавших в магмах вкрапленников и, возможно, алмазов, глубинных и некоторых малоглубинных ксенолитов и обломков затвердевавшего кимберлитового материала.

Обычно выделяются два крайних морфологических типа кимберлитовых и лампроитовых диатрем – протяженные (до 1 – 2 км) узкие морковковидные и короткие (сотни метров) широкие бокаловидные (Ваганов, 2000). Существуют и переходные между ними разновидности. Сторонники гипотезы фреатомагматического происхождения взрывов (Филд и др., 1997) предполагают, что эти типы сформировались соответственно при глубинном и малоглубинном залегании грунтовых вод во время внедрения магм. С позиций модели вулканических взрывов под влиянием законсервированного декомпрессионным затвердеванием высокого давления газовой фазы существование этих типов должно быть связано с соответственно большой и небольшой глубиной вскипания и декомпрессионного затвердевания магм при подъеме. Это обусловлено соответственно высоким и невысоким содержанием летучих компонентов в магмах, особенно углекислоты, относительно слабо растворимой в расплавах. Поэтому в случае справедливости этой модели протяженность

кимберлитовых диатрем должна увеличиваться, а сопряженная с ней степень их конусовидности должна уменьшаться с возрастанием содержания летучих компонентов и особенно углекислоты в выполняющих их кимберлитах и лампроитах.

Такие зависимости, действительно, наблюдаются. Их существование отражено на рис. 90, где в качестве показателя конусовидности диатрем использован средний угол падения их стенок (числа в скобках) и котангенс этого угла. При сумме содержания воды и углекислоты в кимберлитах 26 % угол падения стенок диатрем в среднем составляет 77 ° и форма их является морковковидной. При величине этой суммы 2 % он уменьшается в среднем до 43 ° (рис. 90, А) и диатремы являются чаще всего бокаловидными. При содержании углекислоты 12 % этот угол составляет в среднем 68 °, а при отсутствии ее он равен 46 ° (рис. 90, Б). Величина угла падения стенок диатрем зависит также от степени их эрозионного среза, от прочности и структуры вмещающих пород, что объясняет сравнительно небольшую абсолютную величину коэффициента корреляции этого угла с суммой содержания воды и углекислоты ($r = -0,521$) и с количеством углекислоты ($-0,366$).

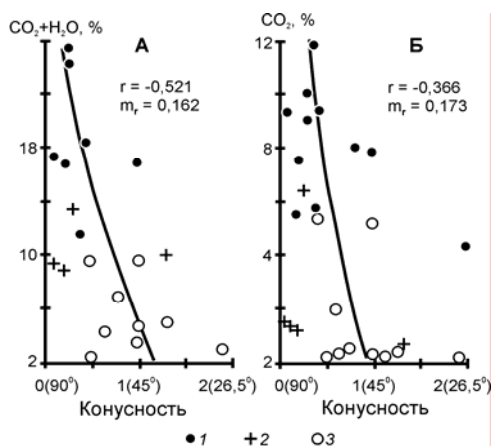


Рис. 90. Соотношение конусности диатрем с суммарным содержанием воды и углекислоты (А) и углекислоты (Б) в кимберлитах Якутской (1), Архангельской (2) провинций и в лампроитах Австралии (3). Использованы данные (Харьков и др., 1998; Лапин и др., 2004; Фролов и др., 2005; Минин и др., 2005).

Для кимберлитов характерны протяженные морковковидные диатремы вследствие обычно высокого содержания в них воды и углекислоты. Лампроиты чаще всего формируют широкие бокаловидные диатремы, поскольку содержат значительно меньше летучих компонентов (2 – 10 %). Диатремы Архангельской провинции являются обычно переходными между этими морфологическими типами, что согласуется с составом выполняющих их пород, во многом переходным между кимберлитами и

лампроитами. Максимальную ширину и минимальную глубину имеют эксплозивные кальдеры кислых магм, поскольку содержание летучих компонентов в этих магмах обычно значительно меньше, чем в кимберлитовых и лампроитовых. С этими кальдерами связаны игнимбритовые и туфовые пирокласты. Формировавшиеся из богатых углекислотой кимберлитовых магм морковковидные протяженные диатремы часто бывают высокоалмазоносными (Ваганов, 2000), что обусловлено благоприятным для алмазообразования повышенным содержанием углерода в таких магмах.

В отличие от интрузивных тел, залегающих иногда наклонно или субгоризонтально, эксплозивные диатремы обычно являются субвертикальными. Это обусловлено разрушением при взрыве перекрывающих пород снизу вверх в направлении их минимальной прочности и подтверждает взрывное происхождение диатрем. В случае небольших объемов поднимавшихся магм приращение объема при эксплозивной дезинтеграции их декомпрессионно затвердевших частей было, видимо, недостаточным для значительного выброса обломков перекрывающих пород и формирования диатрем. Эксплозии приводили лишь к дроблению этих пород и к прорыву сквозь них по трещинам сжатой газовой-твердофазной смеси с образованием штокверков, жил и неправильных тел, выполненной смесью материала тонко раздробленных осадочных и декомпрессионно затвердевших магматических пород. Такие формы залегания алмазоносных интрузивных туффизитов подробно описаны И.И. Чайковским (2001) на Вишерском Урале. Если содержание летучих компонентов в магмах было аномально большим и они имели повышенную первичную температуру, то распыление магм после слияния расширяющихся пузырьков газов могло происходить еще до процессов декомпрессионного остеклования расплава и взрывы вообще не происходили. Сквозь трещины и поры перекрывающих пород прорывались струи высокотемпературных расширяющихся газов с каплями расплава и с обломками магматических минералов. Присутствие в интрузивных туффизитах Урала стеклянных шариков свидетельствует, возможно, о таком механизме формирования части этих пород.

Генезис брекчий и туфов

Вследствие высокого содержания газов и весьма равномерного их распределения в кимберлитовом расплаве дезинтеграция декомпрессионно затвердевшей кимберлитовой магмы была очень тонкой вплоть до распыления остеклованной основной массы и дробления вкрапленников. Взрывалась вся затвердевшая и полузатвердевшая часть кимберлитовой

колонны, а не только ее часть, контактирующая с водоносным или газонепроницаемым горизонтом, что объясняет образование больших объемов кимберлитовых брекчий.

Из-за сильного охлаждения газов при адиабатическом расширении и теплоотдаче в холодные ксенолиты вмещающих пород температура брекчий быстро понижалась на 400 – 500 °С и достигала 300 – 400 ° (Шкодзинский, 1995) и менее. Это является причиной незначительного метаморфизма ксенолитов осадочных пород в брекчиях и сохранения в них иногда даже обломков древесных стволов, падавших в кратер после взрыва и захоронявшихся в кимберлитовом материале. В то же время не претерпевшие эксплозивной дезинтеграции дайки и силлы кимберлитов обычно метаморфизовали вмещающие осадочные породы (Давсон, 1983), что свидетельствует о высокой первичной температуре кимберлитовых магм и подтверждает резкое ее снижение в процессе взрыва. В силлах кимберлитов иногда наблюдаются признаки расслоения в результате магматического фракционирования. Эти явления всегда отсутствуют в кимберлитовых трубках, что согласуется с их образованием в результате эксплозивной дезинтеграции декомпрессионно затвердевавших магм.

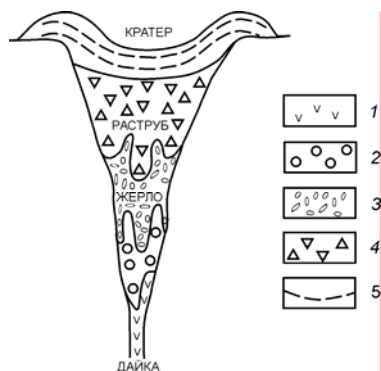


Рис. 91. Распределение интрузивных кимберлитов (1), эндогенных жидкокластических (2), пластичнокластических (3), твердокластических (4) и эпигенных твердокластических (5) эксплозивных брекчий и туфов в кимберлитовых трубках.

Распыленный материал в трубках вследствие его очень высокой химической активности, реагируя с остатками воды и углекислоты, замещался низкотемпературными минералами. Это объясняет очень широкое распространение в кимберлитах серпентина и карбонатов. Декомпрессионное затвердевание и эксплозивная дезинтеграция кимберлитовых магм на малоглубинной стадии подъема является причиной чаще всего присутствия пирокластов на земной поверхности над слабо эродированными кимберлитовыми трубками и отсутствия процессов

отсадки высокоплотных мантийных ксенолитов и алмаза при образовании кимберлитовых брекчий.

При прогнозно-поисковых и оценочных работах необходимо иметь возможность оценивать степень эродированности кимберлитовых трубок по структурно-текстурным особенностям слагающих их пород. Для этого важно разработать текстурно-генетическую систематику кимберлитовых пород с учетом их положения в вертикальном разрезе трубок.

Для кимберлитов обычно применяется терминология, предложенная для вулканических пород. М. Филд и др. (1997) выделяли эпикластические, пирокластические и вулканокластические брекчии кратерной фации, кимберлиты диатремовой и гипабиссальной фаций. Российскими исследователями обычно выделяются порфировые кимберлиты, эруптивные брекчии, автолитовые (или шаровые) брекчии, туфы и туфобрекчии, сменяющие друг друга в трубках снизу вверх (Фомин и др., 1998). Однако различия механизмов их образования недостаточно ясны.

Из рассмотренной модели образования эксплозивных брекчий следует, что должна наблюдаться вертикальная зональность распределения различных по текстуре и генезису кимберлитовых пород в зависимости от степени затвердевания кимберлитового расплава перед взрывом и масштабов перемещения раздробленного материала (рис. 91).

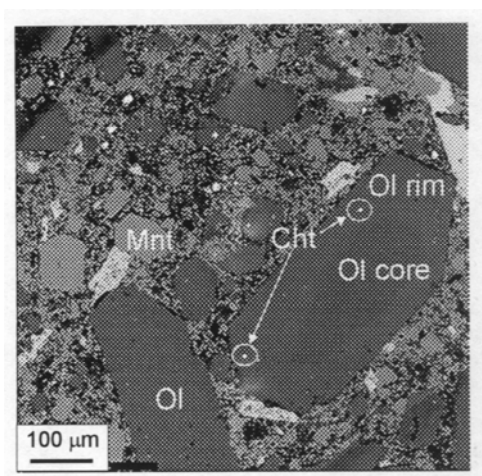


Рис. 92. Порфировый кимберлит. Cht – хромит, Mnt – монтицелит, Ol – оливин. Трубка Лесли, Канада (Fedortchuk et al., 2003).

Материал, не подвергавшийся эксплозивной дезинтеграции, представлен массивными порфировыми или афировыми кимберлитами подводящей дайки (рис. 92) (таблица 2). При высоком содержании обломков глубинных или вмещающих пород он переходит в эруптивные

брекчий. Выше расположены взрывные брекчий, подразделяемые на эндо- и эпикластические. Эндокластические брекчий возникали в основном из материала, не поднимавшегося над земной поверхностью. Они подразделены на жидко-, пластично- и твердокластические.

Характерные для нижних частей диатрем жидкокластические взрывные брекчий сформировались в результате быстрого протекания процессов вскипания, суспензирования, дегазации и разбрызгивания полужидкой магмы, происходивших в результате резкого снижения давления при взрыве верхних декомпрессионно затвердевших частей магматических колонн. После удаления большей части газов происходило частичное слияние капель, начинавших затвердевать под влиянием декомпрессии.

Таблица 2

Генетическая систематика кимберлитовых пород

Кимберлитовые породы	Брекчий и туфы	Массивные интрузивные			
		Эксплозивные (эндокластические, эпикластические)	Эруптивные		
			Аллокластические		
			Автокластические		
			Смешанные	Твердокластические	
				Пластичнокластические	
				Жидкокластические	
			Автокластические	Твердокластические	
				Пластичнокластические	
				Жидкокластические	

Такие породы имеют вид неоднородных кимберлитов с иногда раздробленными вкрапленниками и небольшими округлыми участками массивных кимберлитов, промежутки между которыми содержат повышенное количество вторичных серпентина и карбоната. В

кимберлитовых участках иногда присутствуют микролиты клинопироксена, возникшие в результате резкого снижения давления воды после взрыва (Филд и др., 1997). Подобные породы иногда рассматриваются как переходные между порфировыми кимберлитами и взрывными брекчиями (Фомин и др., 1998).

Типичные для жерла и нижней части раструба пластичнокластические кимберлитовые брекчии (рис. 93) содержат более четко выделяющиеся округлые обособления мелкозернистых кимберлитов, сцементированные обычно более крупнозернистыми карбонатом и серпентином. В ядрах округлых обособлений (автолитов) часто присутствуют вкрапленники или ксенолиты, что обусловлено повышенной прочностью таких обособлений и лучшей их сохранностью.



Рис. 93. Шаровая текстура кимберлитов. Трубка НР, Британская Колумбия, Канада (Pell, Ijewliw, 2003).

Обособления иногда имеют концентрическую зональность, образование которой связано с процессами химического и динамического воздействия потоков отделявшихся газов на фрагменты затвердевавшей вязкой магмы. Такие пластичнокластические брекчии в отечественной литературе обычно описываются под названием автолитовых или шаровых. В них часто присутствуют округлые деформированные включения кимберлитового материала, возникшие из фрагментов полужатвердевшего расплава, и являющиеся лапиллями.

Верхняя часть раструба и нижняя часть кратера должны быть сложены твердокластическими брекчиями (рис. 94), образовавшимися при взрыве почти полностью декомпрессионно затвердевших частей кимберлитовых магматических колонн. Обломки пород и кристаллов в них в основном угловатые и сцементированы мелко раздробленным материалом, замещенным вторичными минералами. Эти породы выделяются обычно под

названием кимберлитовых туфов или туфобрекчий. Вследствие большой прочности полностью затвердевших частей кимберлитовых магматических колонн сила взрыва при образовании этих брекчий была наибольшей. Это обусловило максимальное разрушение вмещающих пород и формирование наиболее широких частей кимберлитовых диатрем – раструба и кратера.

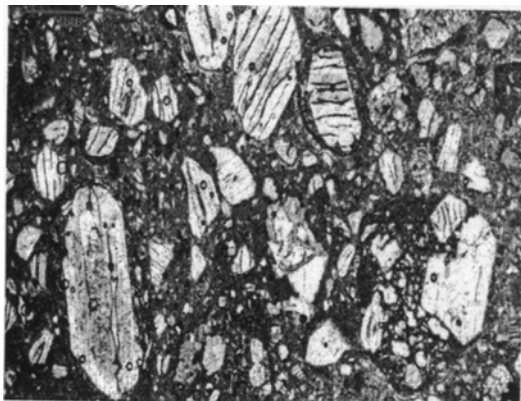


Рис. 94.

Кристаллокластический
кимберлитовый туф,
Испания (Bailey, Kearns,
2008)

Выше располагаются эпикластические эксплозивные брекчии кратерной части кимберлитовых трубок. Они возникли в результате падения в кратер кимберлитового материала, подброшенного взрывом над земной поверхностью. Главными их особенностями являются присутствие грубой слоистости, связанной с сортировкой материала по крупности и плотности при падении, меньшее развитие вторичных минералов, присутствие примеси осадочного материала. Вследствие этого они часто переходят вверх в туфогенные осадочные породы. Рассмотренная вертикальная последовательность положения порфировых кимберлитов, автолитовых брекчий и туфобрекчий характерна для большинства трубок и признается большинством геологов (Фролов и др., 2005). Разработанная модель образования этих пород объясняет природу наиболее общих особенностей их распределения в кимберлитовых диатремах и происхождение.

Переходы между рассмотренными типами брекчий в трубках как постепенные, так и резкие. В трубке Пионерская Архангельской кимберлитовой провинции постепенный переход автолитовых брекчий в порфировые кимберлиты установлен на глубине 850 – 900 м (Богатиков и др., 1999). Эти текстурные типы кимберлитов иногда рассматриваются как различные магматические фазы. Однако из приведенной модели их образования следует, что они являются разноглубинными фациями одной и той же фазы. Это подтверждается присутствием постепенных переходов

между ними. Резкие контакты могут формироваться в сдвоенных диатремах между разновозрастными разновидностями кимберлитовых пород. Они могут быть следствием частичного проникновения различных типов пород друг в друга при взрыве, продолжавшегося небольшого подъема кимберлитовых магматических колонн после взрыва их затвердевших верхних частей и выжимания еще пластичных массивных кимберлитов и автолитовых брекчий в туфобрекчии. Это подтверждается иногда присутствием в последних куполовидных тел автолитовых брекчий со следами пластичного течения. Такие породы выделялись под названием такситовых автолитовых брекчий (Фомин и др., 1998). Еще одной причиной проникновения пород нижних частей трубок в туфобрекчии может быть изначальная неоднородность содержания летучих компонентов в магмах одной и той же фазы. В связи с этим происходил подъем бедных ими разновидностей магм в верхние части трубок без значительных процессов декомпрессионного затвердевания и взрывной дезинтеграции.

В случае многофазного образования кимберлитовых пород каждая фаза должна содержать различные типы кимберлитовых брекчий. Но в этом варианте она должна формировать и собственную диатрему. Как выясняется при детальном исследовании, сдвоенные диатремы широко распространены. К ним относятся трубки Удачная и Ботуобинская в Якутии; Поморская, Карпинская и Пионерская в Архангельской провинции (Зинчук, Коптиль, 2005; Толстов и др., 2005). При взрывном происхождении кимберлитовых брекчий в общем случае каждая одиночная диатрема должна формироваться из одной фазы внедрения магмы. Исключение могут составлять трубки, возникшие в участке ранее внедрившейся кимберлитовой дайки, или прорванные более поздними дайками. Эти дайки образовались из невзрывавшихся магм и поэтому не формировали диатремы. Таким образом, некоторая неодновременность формирования различных типов брекчий и их иногда интрузивные соотношения в трубках скорее всего отражают их поздние перемещения при образовании из одной и той же магматической фазы и неоднородность состава исходных магм.

Если взрыв кимберлитовых магм происходил под влиянием законсервированного декомпрессионным затвердеванием высокого давления газовой фазы, то бедные летучими компонентами разновидности кимберлитовых магм не должны были взрываться и формировали массивные кимберлиты. Анализ строения многих кимберлитовых трубок (Занкович, 2005; Занкович, Рудакова, 2005), действительно, показал присутствие иногда небольшого количества этих пород. Они обычно относятся к более ранней фазе, и содержат заметно меньше потерь при прокаливании по сравнению с шаровыми (автолитовыми) кимберлитовыми

брекчиями (определений CO_2 и H_2O^+ в опубликованных химических анализах, к сожалению, нет) (рис. 95, А). В них меньше CaO (рис. 95, Б) и, следовательно CO_2 , так как содержания этих компонентов в кимберлитах связаны прямой зависимостью. В массивных кимберлитах обычно больше TiO_2 (рис. 95, В) и меньше P_2O_5 (рис. 95, Г). В них в среднем примерно в 2 раза больше ширина келифитовых кайм вокруг вкрапленников граната, чем в шаровых (автолитовых) кимберлитовых брекчиях (рис. 95, Д). Это обусловлено более медленным их остыванием вследствие отсутствия в них взрывов и связанных с ними процессов быстрого адиабатического охлаждения. Массивные кимберлиты содержат более крупные вкрапленники и их обломки (рис. 95, Е), так как в них не было процессов эксплозивной дезинтеграции.

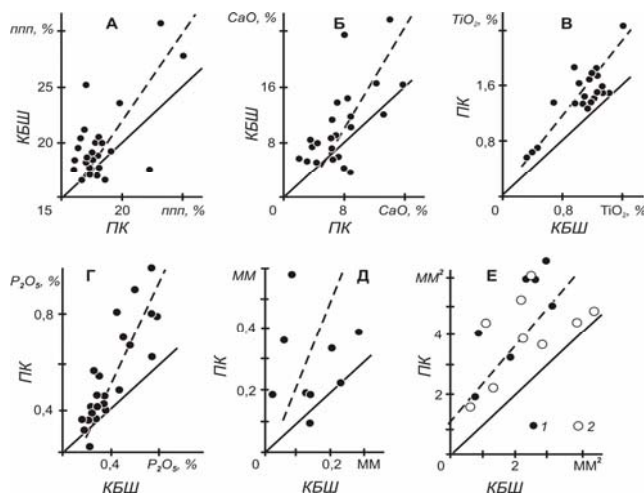


Рис. 95. Соотношение между массивными кимберлитами (ПК) и шаровыми кимберлитовыми брекчиями (КБШ) содержания потерь при прокаливании (А), CaO (Б), TiO_2 (В), P_2O_5 (Г), ширины келифитовых кайм вокруг граната (Д), средних площадей целых вкрапленников (Е) (1) и их обломков (2). Использованы данные (Занкович, 2005; Занкович, Рудакова, 2005).

Как иллюстрирует положение изоконцентрат расплава на рис. 65 и 58, магмы декомпрессионно затвердевали при подъеме лишь в условиях поля Тв+Ф+Рс на фазовых диаграммах, то есть после начала выделения из расплава флюидной фазы под влиянием декомпрессии. В полях Рс+Тв, Рс и Рс+Ф эти процессы не происходили вследствие большей высокотемпературности данных полей. На диаграмме для кимберлитовых

магм поле Тв+Ф+Рс (на ней оно обозначено К+Ф+L) является аномально большим из-за очень высокого содержания в них летучих компонентов. По этой причине и вследствие невысокой начальной температуры практически все кимберлитовые магмы на малоглубинной стадии вскипали и эволюционировали в условиях этого поля, что объясняет массовое формирование ими трубок взрыва и почти полное отсутствие их излившихся на земную поверхность лав. Видимо, единственный пример существования таких лав наблюдается в вулкане Igwisi Hills в Танзании, где имеются лавы и туфы, сложенные оливином, кальцитом, доломитом, шпинелью, перовскитом и серпентином. По химическому и изотопному составу они идентичны кимберлитам и содержат нодулы флогопит-кальцит-гранатовых лерцолитов (Dawson, 1994). Магмы этого вулкана, видимо, были значительно более высокотемпературными по сравнению с магмами наиболее распространенных кимберлитов, что привело к отсутствию в них процессов декомпрессионного затвердевания при подъеме и к излианию их на земную поверхность.

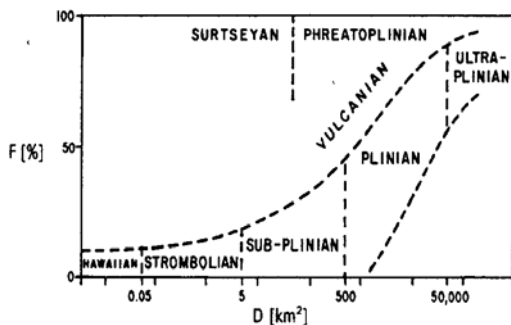


Рис. 96.
Классификация
вулканических
извержений по
(Walker, 1973).

Уолкер (Walker, 1973) по соотношению содержания в продуктах извержений тефры с размером обломков менее 1 мм с площадью распространения этой тефры выделил 8 типов вулканических извержений (рис. 96). В последовательности гавайский, стромболианский, субплинианский, плинианский и ультраплинианский типы постепенно увеличивается площадь распространения тефры от 0,05 до 50000 км² и более, а максимальное содержание тефры возрастает от 10 до 100 %. В суртсеанском и фреатоплинианском типах содержание тефры составляет 100 %, площадь распространения ее в первом типе менее примерно 150 км², во втором — больше этой величины. В вулканианском типе содержание тефры 50 – 80 %, площадь ее распространения более 400 км². По этой классификации извержения кимберлитов относятся к суртсеанскому типу.

Характерное для него отсутствие лав на земной поверхности обусловлено декомпрессионным затвердеванием магм при подъеме и не указывает на фреатомагматический характер взрывов, как иногда предполагается (Махоткин, 2008).

Особенности взрывов кислых магм

Значительно меньший размер имеет поле $Tв+Ф+Рс$ на диаграммах для кислых (см. рис. 58) и основных (см. рис. 35) магм, так как они содержали намного меньше летучих компонентов. Поэтому только относительно низкотемпературные разности этих магм декомпрессионно затвердевали и иногда взрывались при подъеме. Толеитовые магмы, особенно бедные летучими компонентами (десятые доли процента) океанические их разности, вследствие зарождения в астеносфере, были очень высокотемпературными. На заключительной стадии подъема они обычно эволюционировали в условиях близких к полю $Рс+Ф$, поэтому чаще всего декомпрессионно не затвердевали и не взрывались (Шкодзинский, 1985). В связи с этим они в массовом количестве изливались на земную поверхность, образуя протяженные потоки лав. Это объясняет иногда широкое распространение основных лав в районах распространения кимберлитовых трубок, в которых отсутствуют кимберлитовые лавы.

При взрывах кислых магм также формировались твердокластичные и пластичнокластические брекчии. К первым относится большинство туфов, ко вторым – игнимбриты (Шкодзинский, 1985). Вследствие высокой пластичности обломочный материал игнимбритов после взрыва продолжал в большом количестве выделять газы, что приводило к возникновению газовой подушки в основании палящих потоков и к быстрому распространению их на такой подушке на большие расстояния (рис. 97). Это объясняет большую подвижность палящих туч и огромную протяженность многих сформированных ими игнимбритовых пластов, их часто почти горизонтальное исходное залегание и заполнение ими углублений на земной поверхности. Благодаря пластичности и высокой температуре обломочный материал игнимбритов обычно сваривался после выпадения.

Кислые магмы содержат примерно на порядок меньше летучих компонентов и особенно углекислоты по сравнению с кимберлитовыми. Поэтому вскипание, декомпрессионное затвердевание и взрывы кислых магм происходило лишь на приповерхностных стадиях подъема, что объясняет отсутствие протяженных диатрем, выполненных продуктами взрыва кислых магм. С понижением температуры последних возрастала степень их декомпрессионного затвердевания при подъеме. Это приводило

к увеличению содержания тефры в наземных продуктах извержений и степени остроугольчатости обломков стекла.



Рис. 97. Палящая туча
вулкана Пинатубо.
Филлипины, 1991
(поисковая программа
Google «Фото
извержений вулканов»).

Декомпрессионное затвердевание кислых магм при подъеме объясняет многие ранее непонятные особенности их эксплозивных извержений. Например, при хорошо изученном катастрофическом извержении вулкана Сен-Хеленс в 1980 г (Eichelberg, Hayers, 1982) в течение нескольких месяцев до взрыва происходили мелкие землетрясения, отражающие медленный подъем частично декомпрессионно затвердевавшей и поэтому очень вязкой магмы. Вершина вулкана деформировалась и воздымалась, но при этом не было существенного отделения вулканических газов. Это связано с консервацией их в затвердевшей части магматической колонны. Если бы не было такой консервации, то газы, вследствие их на много порядков более высокой подвижности по сравнению с расплавами, начали бы прорываться задолго до взрыва, как это происходит при извержениях декомпрессионно не затвердевающих базальтовых магм.

При первом взрыве произошел очень быстрый и мощный выброс не газов, а смеси их с мелко раздробленным стеклом, что отражает дезинтеграцию самой верхней части затвердевшей магматической колонны. В дальнейшем с интервалом в секунды происходило большое количество более поздних взрывов, которые по кругу окаймляли первый взрыв. Затем возникло еще одно более обширное кольцо взрывов. Очевидно, что образование этих расширяющихся колец взрывов связано с дезинтеграцией

все более глубинных частей расширяющейся вниз декомпрессионно затвердевшей магматической колонны.

Размер выбрасывавшихся при взрыве частиц был очень небольшим – в основном меньше миллиметра, что отражает очень равномерное распределение и небольшой диаметр газовых пузырьков в быстро декомпрессионно затвердевшей части магматической колонны. Частицы стекла имели остроугольную форму, что связано с высокой степенью затвердевания расплава перед взрывом. Если бы магматическая колонна перед взрывом была жидкой, то частицы стекла имели бы каплеобразную форму. Взрывное извержение совершенно не сопровождалось образованием лав, что связано с декомпрессионным затвердеванием всего расплава верхних частей магматической колонны на малоглубинной стадии подъема.

Природа разнообразия вулканических извержений

Различное поведение высокотемпературных и относительно низкотемпературных магм на малоглубинной стадии подъема позволяет объяснить все многообразие вулканических извержений. Температура земных недр и формировавшихся в них магм сильно понижается при переходе от океанических областей к континентальным. Это является причиной существования крупномасштабной зональности распределения вулканизма с различным характером извержений.

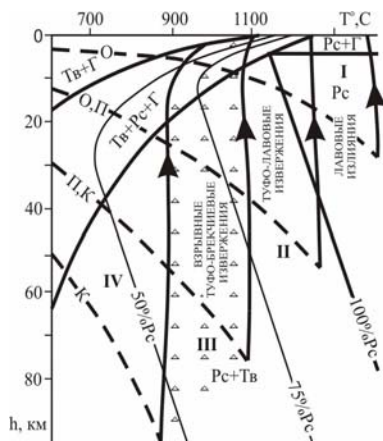


Рис. 98. Обобщенная фазовая Р-Т диаграмма магм. Г – газ, Рс – расплав, Тв – твердые фазы. Линии геотермических градиентов: О – океанического, К – континентального, П – переходного. Поля: лавовых излияний (I), туфо-лавовых извержений (II), взрывных туфобрекчиевых извержений (III) и отсутствия извержений (IV).

Такую зональность удобно рассматривать на основе обобщенной Р-Т диаграммы фазового состава и эволюции магм, отражающей их свойства вне

зависимости от состава. Такая полуколичественная диаграмма приведена на рис. 98.

В высокотемпературных магмах, характеризующихся правой областью диаграммы (поле I на рис. 98), подъем сопровождается только выделением газовой фазы. Такие магмы остаются маловязкими и спокойно изливаются (рис. 99). Скорость движения лав по земной поверхности, вследствие их небольшой вязкости, достигает 100 км в час. Из затвердевающих потоков временами вырываются фонтаны лавы.



Рис. 99. Излияние лав вулкана Этна, о. Сицилия (поисковая программа Google «Фото извержений вулканов»).

Излияния иногда сопровождаются бурным выделением из жерла высокотемпературных газов, которые выносят фрагменты расплава, бомбы затвердевающих магм и обломки пород вулканического конуса. Этот тип извержений выделяют как *гавайский* по названию Гавайских островов. Он характерен для океанических островов, так как под океанами мантия имеет самую высокую температуру, что иллюстрирует линия океанического градиента **О** на рис. 98. Поэтому здесь возникают наиболее высокотемпературные основные магмы. Такие излияния происходят иногда и на континентах в случаях подъема под ними горячего нижнемантийного вещества с образованием огромного объема траппов.

Относительно низкотемпературные магмы, характеризующиеся левой частью диаграммы (поле III), не могут изливаться на земную поверхность вследствие их декомпрессионного затвердевания. Это объясняет отсутствие кимберлитовых лав в областях широкого распространения кимберлитовых трубок взрыва и кислых лав во многих районах массового распространения гранитных тел. Такие магмы на земной поверхности могут формировать только толщи, состоящие из продуктов дезинтеграции затвердевших частей магматических колонн.

Взрывы при образовании игнимбритов являются самыми мощными (см. рис. 89) и обычно сопровождаются катастрофическими последствиями. Это связано с тем, что объем одновременно взрывающейся кислой магматической колонны часто бывает очень большим – до многих десятков кубических километров. Из раздробленного материала формируются палящие тучи, которые стремительно распространяются от вулкана на многие десятки километров. Температура их приближается к 600°C , скорость движения может достигать 300 км в час. Большая скорость движения палящих туч связана с тем, что в них продолжается выделение газов из пластичных обломков. На образующейся газовой подушке туча стремительно перемещается. Такой тип извержений с мощными взрывами относят к *пелейскому* по названию вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника. Он характерен для областей с более низкотемпературной корой и мантией, чем под океанами (линия геотермического градиента **К** на рис. 98). В самых низкотемпературных областях, типичных для древних платформ, формируются кимберлитовые трубки взрыва из магм, поднимающихся с глубины более 200 км.

В магмах, характеризующихся промежуточным по температуре полем II на диаграмме, происходит частичное декомпрессионное затвердевание расплава. Взрываются наиболее низкотемпературные и остывшие их разности, в то время как более высокотемпературные сохраняют текучесть. Поэтому многочисленные взрывы сопровождаются излияниями лав. Такие извержения получили название *плинианских* по имени наблюдавшего и описавшего извержение вулкана Везувий древнеримского исследователя Плиния. Они чаще всего формируются кислыми и средними по составу магмами, которые поднимаются в виде колонн большого объема. Поэтому сила взрывов при извержениях этого типа может быть очень большой. Такие извержения характерны для окраин континентов, где температура мантии меньше, чем под океанами, но выше, чем под древними платформами.

Самые низкотемпературные магмы характеризуются крайним левым полем IV на диаграмме. Продукты их затвердевания не способны достигать земной поверхности даже после взрыва. Они кристаллизовались на значительной глубине.

Природа различий распространенности, морфологии, размера тел и текстуры магматических пород разного состава

Различные по составу магматические породы значительно различаются между собой по облику, условиям залегания и размеру образованных ими тел. Например, кислые магмы чаще всего формируют

многочисленные огромные интрузивные батолиты, основные – различные покровы и дайки, кимберлитовые – редко встречающиеся небольшие трубки взрыва. Разработанные модели образования и Р-Т диаграммы фазового состава хорошо объясняют все их особенности.

Как показано выше, главная масса кислого вещества образовалась путем всплывания остаточных расплавов, формировавшихся при придонном малобарическом фракционировании раннего синаккреционного магматического океана. Огромные масштабы этого фракционирования обусловили гигантский объем возникшей кислой кристаллической коры древних платформ и гранитных батолитов, формировавшихся в результате реоморфизма наиболее кислых частей этой коры. Протекание процессов реоморфизма под влиянием тектонических деформаций объясняет преимущественно позднескладчатый возраст батолитов и приуроченность их к складчатым областям, развивавшихся на кислой кристаллической коре. Относительно невысокая температура их магм и мигм определила декомпрессионное затвердевание большинства из них на приповерхностных стадиях подъема, прекращение движения и значительно большее распространение интрузивных разностей кислых магматических пород по сравнению с вулканическими.

Основное преимущественно толеитовое по составу вещество также формировалось при фракционировании синаккреционного магматического океана. Но вследствие повышенной плотности главная масса основных расплавов захоронялась среди кумулатов и сформировала множество тел эклогитов в нижней мантии. Их массовое переплавление при подъеме нижнемантийных плюмов обусловило быстрое формирование огромного количества толеитовых магм в океанических и во многих континентальных областях. Обусловленная возникновением в нижнемантийном веществе очень высокая температура основных магм является причиной незначительного проявления в них процессов декомпрессионного затвердевания на приповерхностных стадиях подъема и формирование ими в основном излившихся вулканических пород.

Относительно позднее фракционирование средних и нижних частей постааккреционного магматического океана обусловило образование щелочных средних, основных и ультраосновных щелочных и субщелочных остаточных расплавов и магматических пород начиная в основном с протерозоя. Небольшая скорость протекания процессов остывания глубинных частей магматического океана определила огромные масштабы накопления в остаточных расплавах летучих, щелочных и других расплавофильных компонентов и большое их содержание в магматических породах, возникших из этих расплавов.

Средние и основные остаточные расплавы повышенной и высокой щелочности формировались и в результате высокобарического фракционирования очагов толеитовых магм в астеносфере. Это объясняет присутствие щелочно-основных магматических серий в океанических, субдукционных и континентальных областях в районах широкого распространения толеитов. Относительно небольшой объем возникавших остаточных расплавов является причиной пониженного размера сформированных ими тел. Особенно небольшими являются тела кимберлитов, поскольку родоначальные для них расплавы возникли в результате кристаллизации перидотитового слоя постаக்கренционного магматического океана на 99,5 – 99,9 %. Обусловленная формированием в конце процессов фракционирования пониженная температура остаточных расплавов определила декомпрессионное затвердевание их на малоглубинной стадии подъема. А всегда большое содержание в них летучих компонентов приводило к взрыву затвердевших частей магматических колонн с образованием диатрем и разнообразных туфов и брекчий.

Магматические серии кимберлитов

В геологии широко принято разделение пород на магматические серии. Например, в основных и ассоциирующих с ними магматических породах выделяют толеитовую, известково-щелочную, шошонитовую и другие серии (Магматические..., 1985), что позволяет разделять естественные ассоциации пород по общим особенностям состава и оказалось очень плодотворным для решения разнообразных геологических проблем. В сериях различные породы обладают признаками образования в результате магматического фракционирования в магматических очагах или во внутрикамерных условиях. В последние десятилетия во многих регионах открыто значительное количество неизвестных ранее проявлений кимберлитов, лампроитов и родственных им пород. Большое химическое и минералогическое их разнообразие повышает актуальность вопросов расчленения этих пород и выяснения связи особенностей их состава с генезисом и алмазоносностью (Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005; Лапин и др., 2007).

В настоящее время широко распространены представления о присутствии в кимберлитах большого количества ксенокристаллов, не имеющих отношения к процессам их образования, и об участии при их формировании процессов ассимиляции вмещающих карбонатных и силикатных пород. Поэтому предполагается, что первичный состав

кимберлитовых магм сильно изменен. Это является одной из причин того, что в кимберлитовых породах обычно не выделяются магматические серии.

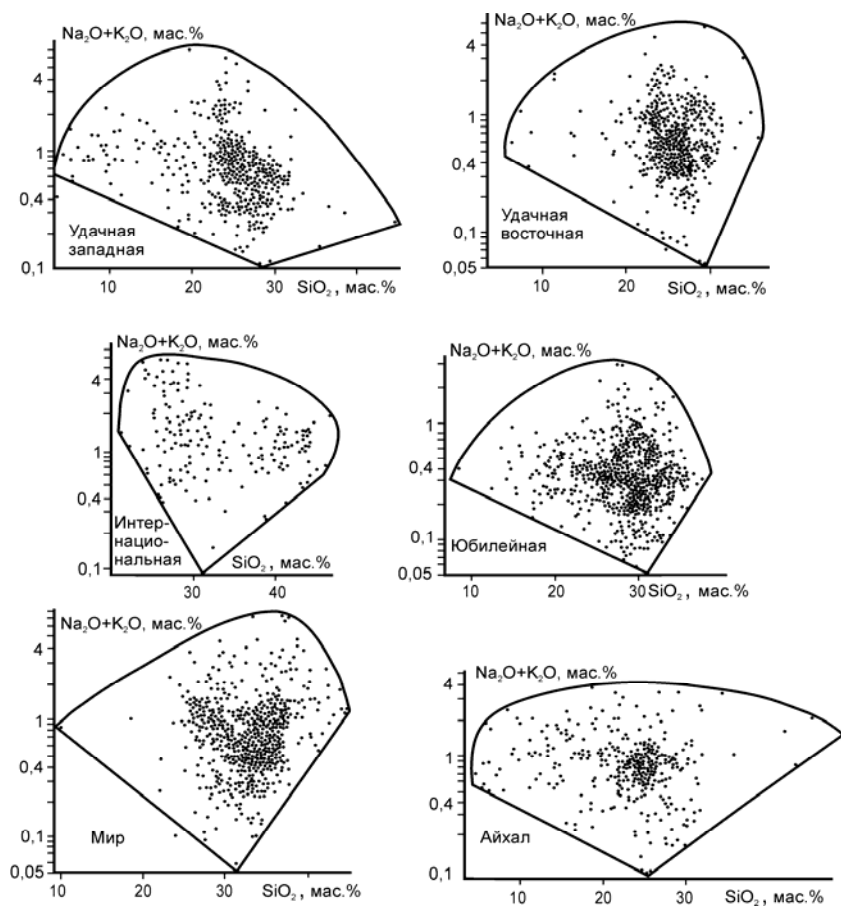


Рис. 100. Секторы фракционирования на диаграмме содержания щелочей и кремнекислоты для главных алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии. Использованы анализы кимберлитов из работы (Василенко и др., 1997).

Другой причиной являются господствующие представления о том, что кимберлитовые магмы образуются в результате отделения выплавок в слабо подплавленных мантийных перидотитах и в их формировании не участвовали процессы магматического фракционирования. В них

выделяются петрохимические и геохимические типы и популяции как совокупности пород с устойчивыми соотношениями между величинами содержания различных химических компонентов.

Разработанная модель образования кимберлитовых остаточных расплавов в результате фракционирования перидотитового слоя постаккреционного магматического океана свидетельствует о возможности существования магматических серий в кимберлитах. На петрохимических диаграммах точки состава пород единой магматической серии обычно образуют линейные тренды, существование которых служит доказательством принадлежности их к единой магматической серии. Для кимберлитов, в связи с их исключительно большой неоднородностью даже в пределах одной трубки, линейные тренды менее типичны.

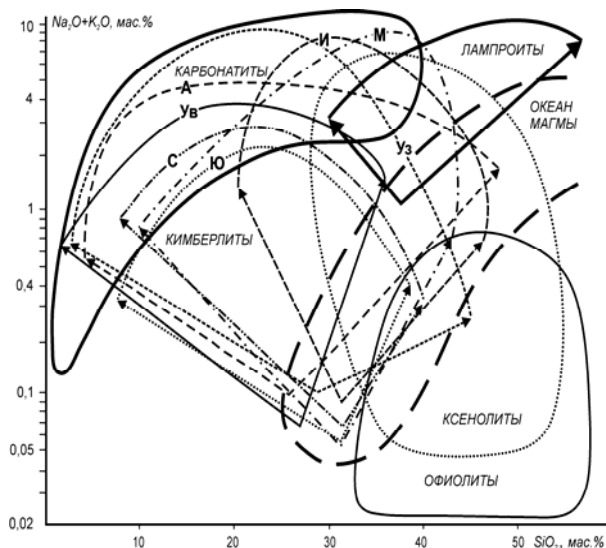


Рис. 101. Начало секторов фракционирования кимберлитовых трубок Айхал (А), Интернациональная (И), Мир (М), Сытыканская (С), Удачная Западная (УЗ), Удачная Восточная (УВ) и Юбилейная (Ю) в поле составов постаккреционного магматического океана (пунктир) и соотношение этих секторов с составом карбонатитов, лампроитов Западной Австралии, офиолитов и верхнемантийных ксенолитов.

Однако исследования автора (Шкодзинский, 2008а) выявили существование для этих пород необычного явления – на диаграмме

$(\text{Na,K})_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 100) точки состава петрохимически хорошо изученных трубок Якутской кимберлитовой провинции располагаются в пределах секторов. Их узкие участки находятся в области небольшого количества щелочей, а широкие – в области высокого содержания. Существование подобного сектора установлено и для австралийских лампроитов. В обобщенном виде кимберлитовые и лампроитовые сектора показаны на рис. 101.

Аналогичные сектора установлены для большинства кимберлитовых трубок и на диаграммах $\text{MgO} - \text{SiO}_2$, $\text{MgO} - \text{CaO}$ (рис. 102) и $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (рис. 103). Na_2O , K_2O , CaO и TiO_2 накапливаются в остаточных расплавах при фракционировании мафических магм и являются расплавофильными компонентами. Содержание окиси магния сильно уменьшается в этих расплавах и она является расплавофобным компонентом. Существование этих секторов находит объяснение с позиций модели образования кимберлитовых остаточных расплавов в результате фракционирования перидотитового слоя магматического океана.

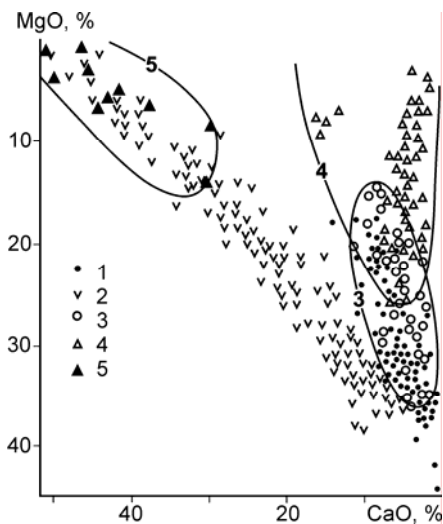


Рис. 102. Соотношение содержания MgO и CaO в кимберлитах с количеством SiO_2 меньше 30% (1) и больше 40% (2) в Якутской (1 и 2) и в Архангельской (3) провинциях, в лампроитах (4) и карбонатитах (5). Рис. 102 – 103 построены по данным (Илупин и др., 1990; Василенко и др., 1997; Харьков и др., 1998; Лапин и др., 2004; Минин и др., 2005; Novicki et al., 2004).

Очень высокое давление (35 – 60 кб) при фракционировании этого слоя уменьшало разницу между плотностью расплава и кристаллизовавшихся твердых фаз, поскольку коэффициент сжимаемости жидкостей намного больше, чем твердых фаз (Таблицы..., 1976). Это обусловило небольшую скорость их гравитационного разделения при высоком давлении и

возникновение участков с различным содержанием твердых фаз и остаточного расплава.

Как показано выше, выжимание и всплытие таких неоднородных частей в верхние горизонты земной коры сопровождалось сильным плавлением твердых фаз под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения и приводило к образованию кимберлитовых магм различного состава. Вариации количественных соотношений расплава и твердых фаз увеличивались по мере фракционирования перидотитового слоя, что обусловило расширение секторов состава кимберлитов на петрохимических диаграммах по мере удаления на них от участков, отражающих процессы раннего фракционирования.

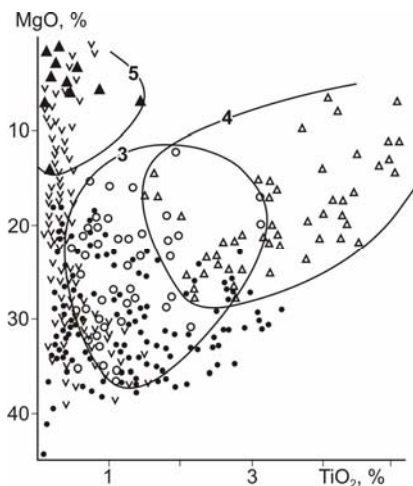


Рис. 103. Соотношение содержания MgO и TiO_2 в кимберлитах. Обозначения те же, что на рис. 102.

Важной особенностью секторов состава кимберлитов является частичное перекрытие ими полей автономных (не связанных с кимберлитами) карбонатитов и лампроитов. Это иллюстрируют рис. 101 – 103, на которых показаны обобщенные поля состава данных пород. Содержание главных химических компонентов при удалении от участков раннего фракционирования на диаграммах и при переходе от кимберлитов к карбонатитам и лампроитам изменяется очень постепенно.

Это согласуется с разработанной моделью образования магм кимберлитов, карбонатитов и лампроитов из остаточных расплавов перидотитового и пикритового слоев магматического океана. Вода, а при высоком давлении и углекислота, накапливались в остаточных расплавах, что обусловило высокое их содержание в кимберлитах, карбонатитах и

многих лампроитах. Как уже отмечалось, по экспериментальным данным при величине молекулярного отношения содержания углекислоты к суммарному содержанию ее и воды более 0,6 фракционирование ультраосновных магм сопровождалось образованием карбонатитовых остаточных расплавов, а при меньшей его величине – лампроитовых и других щелочных расплавов.

Это объясняет причину формирования в одном и том же перидотитовом слое магматического океана различных по составу магм. Переходные по составу к карбонатитам и лампроитам кимберлиты встречаются в пределах одних и тех же трубок. Из этого следует, что различные количественные соотношения воды и углекислоты встречались в близко расположенных участках перидотитового слоя. Одновременное выжимание и преобразование в магмы таких участков под влиянием декомпрессионного плавления обусловили частое присутствие в одних и тех же телах кимберлитов разных тенденций фракционирования.

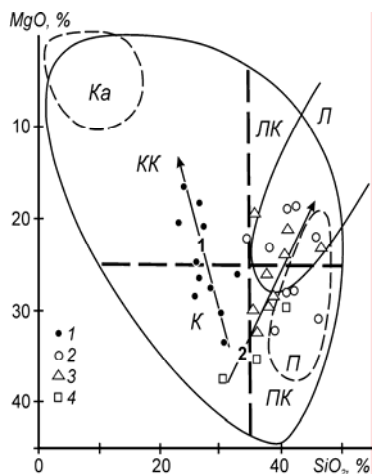


Рис. 104. Обобщенные поля состава кимберлитов, карбонатитов и лампроитов на диаграмме $MgO - SiO_2$. 1 – точки среднего состава трубок Якутии (1); Архангельской провинции (2); Африки (3) и Канады (4). Тренды фракционирования: 1 – карбонатитовый, 2 – лампроитовый. Поля состава: Ka – карбонатитов; K – кимберлитов; KK – карбокимберлитов; Л – лампроитов; ЛК – лампрокимберлитов; ПК – пикрокимберлитов; П – пикритов. Использованы данные Приложения.

Полученные результаты свидетельствуют о существовании в кимберлитах двух главных магматических серий – карбонатитовой и лампроитовой. В кимберлитах Якутии значительно преобладают породы карбонатитовой серии, особенно в трубке Юбилейная, где кимберлиты ярко выраженной лампроитовой серии отсутствуют. Это определяет положение точек среднего состава якутских кимберлитов на рис. 104 около карбонатитового тренда фракционирования. Присутствие в некоторых трубках секущих кимберлиты карбонатитовых жил (Маршинцев, Мигалкин, 1979) подтверждает существование карбонатитовой тенденции

фракционирования при формировании исходных расплавов этих трубок. В трубках Мир и Интернациональная широко распространены кимберлиты и с лампроитовой тенденцией. В большинстве трубок других районов мира, в частности, Архангельской кимберлитовой провинции, обычно количественно преобладают кимберлиты лампроитовой серии.

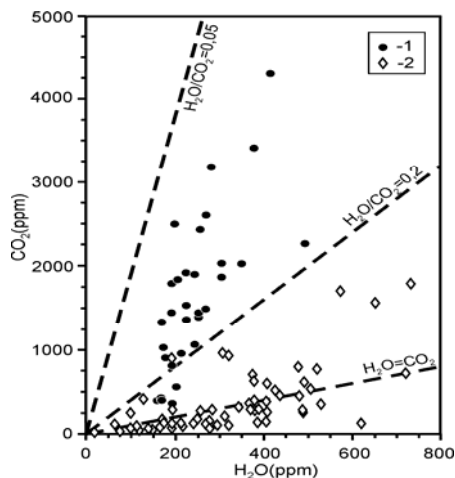


Рис. 105 Низкие величины отношения воды к углекислоте во флюидных включениях в алмазе якутских кимберлитов (1) и высокие — в алмазе кимберлитов Канады и Центральной Африки (2) (Zedgenizov et al., 2004b).

Существование карбонатитовой и лампроитовой магматических серий в кимберлитах подтверждается резко различным соотношением воды и углекислоты во флюидных включениях в алмазах различных кимберлитов. Как иллюстрирует рис. 105 величина H_2O/CO_2 во включениях в алмазах Якутии чаще всего варьирует от 0,06 до 0,20. Максимальное содержание CO_2 и H_2O составляет соответственно 4300 и 500 ppm. В алмазах кимберлитов Канады и Центральной Африки эти величины равны соответственно 0,2 – 1,0; 1700 и 750 ppm. Коэффициент распределения между флюидом и расплавом для углекислоты в несколько раз выше, чем для воды. Поэтому в расплавах и в сформированных ими кимберлитах величина H_2O/CO_2 была больше, чем в рассмотренных выше флюидных включениях.

Приведенные выше диаграммы соотношения химических компонентов (рис. 100 – 103) позволяют предположить, что исходные расплавы различных по составу кимберлитов образовались в результате фракционирования единой магмы с низким содержанием щелочей (0,10 – 0,05 %), окиси титана (1 – 2 %), двуокиси титана (0,1 %), кремнекислоты (25 – 35 %) и с большим количеством окиси магния (более 40 %). Судя по этим величинам, данная магма имела ультраосновной состав, что подтверждает

принятый перидотитовый состав придонного слоя постаккреционного магматического океана. При таком низком содержании СаО придонный слой постаккреционного магматического океана имел гарцбургитовый состав, что объясняет низкое содержание кальция в большинстве высокохромистых гранатов, включенных в алмазы. В нем было очень мало титана. Это является причиной очень низкой титанистости наиболее высокоалмазоносных кимберлитов, сформировавшихся при фракционировании наиболее глубоких частей магматического океана.

К проблеме петрохимической систематики кимберлитов

Существование карбонатитового и лампроитового трендов фракционирования в кимберлитах в новом свете представляет проблему их петрохимической систематики. В настоящее время эти породы обычно разделяются на бедные калием базальтические и богатые им (более 5% флогопита) слюдистые. Последние Митчелл (Mitchell, 1955) предложил называть оранжитами. Как уже отмечалось, кимберлитовые породы иногда подразделяют по содержанию MgO, FeO, СаО и TiO₂ (Василенко и др., 1997; Зинчук, Коптиль, 2003). А.В. Лапин и др. (2004) по соотношениям содержания главных и второстепенных компонентов выделяют кимберлиты, кимпикриты, альпикриты, камафугиты, оранжиты, маджаваниты. Однако на петрохимических диаграммах поля состава этих пород значительно перекрываются. Для петрохимической систематики кимберлитов и родственных им пород представляется целесообразным использовать главные химические компоненты, так как отсутствие иногда четких корреляций между содержанием главных и второстепенных компонентов затрудняет отнесение пород к той или иной разновидности, выделенной по геохимическим данным.

Наиболее распространенными химическими компонентами кимберлитов и родственных им пород являются окись магния и кремнекислота. Поэтому их содержание использовано для петрохимической систематики. На построенной диаграмме MgO – SiO₂ (рис. 104) показаны обобщенные поля состава различных кимберлитов, автономных карбонатитов, лампроитов и пикритов, а также точки среднего состава алмазоносных кимберлитовых трубок Якутской провинции и других провинций мира. Точки среднего состава кимберлитов Якутской провинции располагаются в области пониженных величин содержания кремнекислоты вдоль линейного тренда, примерно направленного к кремнекислотным разностям автономных карбонатитов. Большинство точек среднего состава кимберлитовых тел других провинций мира приурочено к области

повышенного содержания кремнекислоты и расположено вдоль линейного тренда, направленного в поле автономных лампроитов.

Граница между полями кимберлитов карбонатитовой и лампроитовой серий на рис. 104 располагается примерно по линии 35 %-ного содержания кремнекислоты в породах. Левее этой линии кимберлиты имеют карбонатитовую, а правее – лампроитовую тенденцию фракционирования. По рассматриваемой модели, в нижней части рисунка располагаются точки состава кимберлитов, отражающие преимущественно более раннюю стадию фракционирования перидотитового слоя магматического океана, а в верхней части – более позднюю стадию. Граница между ними на рисунке проведена при содержании 25 % MgO в породах.

Таким образом, на рисунке выделены 4 поля разных по составу кимберлитов. Кимберлиты карбонатитовой серии разделены на собственно кимберлиты (К на рисунке) и на переходные к карбонатитам карбокимберлиты (КК), образовавшиеся из продуктов соответственно ранней и поздней стадий фракционирования богатых углекислотой частей перидотитового слоя магматического океана. Кимберлиты лампроитовой серии разделяются на пикрокимберлиты (ПК), поле которых частично совпадает по содержанию MgO и SiO₂ с полем распространения пикритов, и на переходные к лампроитам лампрокимберлиты (ЛК). Они возникли в бедных углекислотой частях перидотитового слоя. Как будет показано ниже, выделенные петрохимические разновидности кимберлитов различаются по морфологии присутствующих в них алмазов и по содержанию в последних включений перидотитового и эклогитового парагенезисов. Это подтверждает целесообразность предлагаемого разделения кимберлитов.

Карбонатитовые по составу жилы описаны В.К. Маршинцевым и К.В. Мигалкиным (1979) в трубке Мир. Связанные с кимберлитами карбонаты А.А. Фролов с соавторами (2005) предлагают называть кимберлитовыми карбонатитами. Но некоторые исследователи (Лапин и др., 2004) считают, что их нельзя относить к карбонатитам, поскольку для них не характерно очень высокое содержание редкоземельных элементов, как для многих автономных карбонатитовых массивов. Представляется, что содержание второстепенных компонентов не должно быть основой типизации магматических пород, поскольку названия пород обычно принято определять по присутствующим в них главным минералам. Как уже отмечалось, относительно невысокое содержание в карбокимберлитах редкоземельных элементов обусловлено формированием их исходных расплавов при меньших степенях фракционирования перидотитового слоя магмы, чем при образовании менее глубоких расплавов карбонатитов, не

связанных с кимберлитами. Большинство пикрокимберлитов и особенно лампрокимберлитов относятся к выделенным Митчеллом оранжеитам.

Характер современной неоднородности мантийной литосферы древних платформ, видимо, аналогичен таковому в раннедокембрийских комплексах ортогнейсов и гранитоидов кристаллической коры, так как они образовались при сходных процессах фракционирования. По аналогии с кристаллической корой литосферная мантия древних платформ должна быть сильно неоднородной в масштабе участков размером в метры – километры, но состав кумулатов должны быть ультраосновным с разными количественными соотношениями оливина, пироксенов и граната. Участки кимберлитового, карбокимберлитового, пикрокимберлитового и лампрокимберлитового состава, видимо, слагают обособления, согласные и секущие жилы, подобные различным лейкогранитным телам в ортогнейсовых комплексах.

Природа геохимического разнообразия кимберлитов

В настоящее время для выяснения генезиса кимберлитов широко используются геохимические данные (Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005; Лапин и др., 2007). Поэтому постоянно обсуждается проблема факторов, определяющих содержание элементов-примесей в этих и родственных им породах. Главными из этих факторов считаются состав гипотетических флюидных потоков, вызывающих метасоматическую переработку исходных субстратов кимберлитовых магм, а также степень этой переработки и частичного плавления. Трудности, которые возникают при таких предположениях, отмечались выше. В случае рассмотренной модели формирования исходных расплавов кимберлитов и родственных им пород содержание в них элементов-примесей должно определяться в основном величиной химического сродства их к расплаву и степени фракционирования слоя перидотитовой магмы ко времени возникновения остаточных расплавов. Элементы с низкими величинами коэффициента распределения между твердыми фазами и расплавом должны в повышенных количествах содержаться в кимберлитах. Для элементов с большими величинами коэффициентов распределения должна наблюдаться противоположная зависимость.

Для проверки этих положений было изучено содержание в кимберлитах, карбонатитах и лампроитах La и Ba, имеющих очень низкие величины коэффициента распределения между оливином и расплавом (соответственно 0,0067 и 0,0099, Rollinson, 1993), и Ni и Co с наиболее высокими величинами этого коэффициента (5,9 – 2,9 и 6,6). Результаты этого изучения полностью подтвердили положение об обусловленности

количества элементов-примесей в кимберлитовых породах процессами магматического фракционирования (рис. 106).

Содержание MgO в остаточных расплавах уменьшается при всех процессах фракционирования, поэтому на рисунке количество этого компонента в породах выбрано как показатель степени фракционирования перidotитовой магмы. Рисунок иллюстрирует, что содержание La и Ba, накапливающихся в остаточных расплавах, в среднем значительно увеличивается в кимберлитах с уменьшением в них количества MgO. То есть оно возрастает по мере фракционирования перidotитовой магмы. Для Ni и Co наблюдается противоположная зависимость. При этом степень корреляции содержания MgO и примеси возрастает с увеличением расплавофильных или расплавофобных свойств элемента.

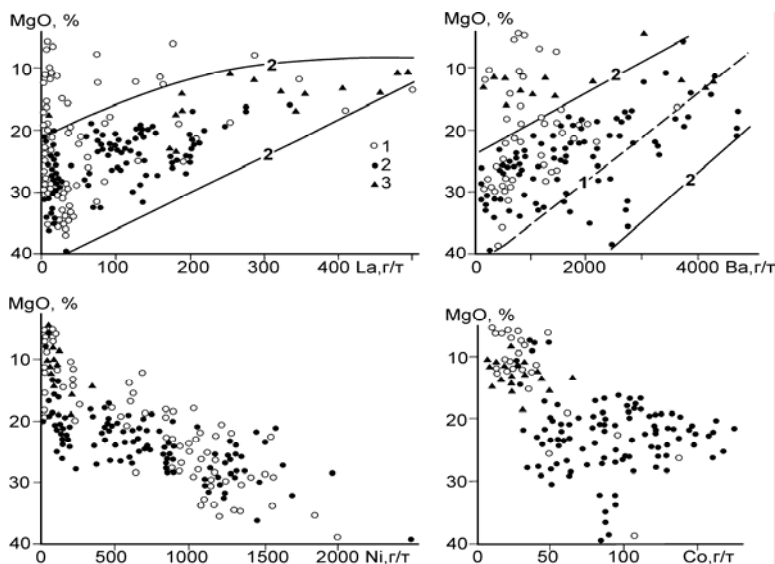


Рис. 106. Соотношение содержания MgO с количествами La, Ba, Ni и Co в кимберлитовых породах лампроитовой (1) и карбонатитовой магматических (2) серий и содержащих менее 20 % SiO_2 (3). По данным (Богатилов и др., 2004; Кононова и др., 2005; Костровицкий и др., 2005; Минин и др., 2005; Лапин и др., 2007; Mainker et al., 2004; Nowicki et al., 2004; Skinner et al., 2004).

Например, точки содержания Ni, имеющего большую величину коэффициента распределения (в среднем 17,5), образуют на рис. 106 более узкую четко выраженную полосу, чем точки содержания Co с меньшей

величиной коэффициента распределения (6,6). На рисунке тренды и секторы фракционирования для элементов-примесей, как и для Na_2O , K_2O , SiO_2 , CaO и TiO_2 , начинаются в области очень высоких величин содержания MgO . Положение точек начала трендов и секторов фракционирования позволяет предположить, что содержание Ni , Co , La и Ba в исходной ультраосновной магме составляло соответственно около 2000, 80 – 110, 10 – 40 и 250 – 2000 г/т.

Выводы

Распространенные в настоящее время гипотезы фреатомагматической и флюидномагматической природы взрывов кимберлитовых магм не объясняют большой объем взрывавшихся частей кимберлитовых магматических колонн, отсутствие излившихся на земную поверхность кимберлитовых лав даже в районах очень широкого распространения кимберлитов и ряд других явлений.

Выполненные расчеты фазовой Р-Т диаграммы и эволюции кимберлитовых магм свидетельствуют о существовании в них явления декомпрессионного затвердевания расплава после его вскипания на малоглубинной стадии подъема. Оно связано с падением давления летучих компонентов при декомпрессии, что приводило к повышению температуры затвердевания остаточного расплава и к его кристаллизации или к остеклованию. Такое затвердевание расплава сопровождалось резким повышением вязкости верхних частей поднимавшихся магматических колонн, консервацией высокого внутреннего давления газовой фазы в них и взрывом передовых частей магматических колонн и перекрывающих их вмещающих пород под влиянием внутреннего избыточного давления газовой фазы с образованием диатрем и разнообразных кимберлитовых брекчий. Возрастание протяженности и уменьшение конусовидности диатрем с увеличением содержания летучих компонентов в кимберлитах подтверждают такое происхождение взрывов кимберлитовых магм.

Декомпрессионное затвердевание кимберлитовых магм на малоглубинных стадиях подъема объясняет отсутствие кимберлитовых лав даже в районах массового распространения кимберлитовых трубок. С учетом образования под влиянием декомпрессионного затвердевания кимберлитовые взрывчатые брекчии подразделены на жидкокластические, вязкокластические и твердокластические, сменяющие друг друга в диатремах снизу вверх. Подводящие дайки сложены массивными кимберлитами или эруптивными брекчиями. Различные текстурные разновидности кимберлитовых пород являются разноглубинными фациями одной и той же фазы внедрения. Массивные

кимберлиты и эруптивные брекчии в случае формирования их из бедных летучими компонентами высокотемпературных магм могли располагаться и в верхних частях труб.

При образовании с участием процессов декомпрессионного затвердевания каждая богатая летучими компонентами фаза внедрения формировала самостоятельную диатрему. Разные фазы должны были формировать совмещенные диатремы.

Строение Р-Т диаграмм фазового состава и эволюции различных магм свидетельствует о существовании зависимости характера их извержений от степени высокотемпературности геотермических градиентов в районах их образования. В океанических областях с высокой температурой мантии в поднимающихся высокотемпературных магмах не происходят процессы декомпрессионного затвердевания, поэтому они спокойно изливаются на земную поверхность. На древних платформах с низкотемпературным геотермическим градиентом в основании литосферы образовались относительно низкотемпературные кимберлитовые и лампроитовые магмы, которые не могли изливаться на земную поверхность вследствие полного декомпрессионного затвердевания на малоглубинной стадии подъема. Поэтому они взрывались с образованием диатрем, туфов и брекчий. В областях, промежуточных по температуре мантии, переходных от океанов к платформам, происходят как взрывные извержения, так и спокойные излияния лав.

На диаграмме $MgO - SiO_2$ точки среднего состава якутских кимберлитов образуют тренд, протягивающийся в область состава карбонатитов. Точки состава более богатых кремнекислотой архангельских и большинства зарубежных кимберлитов группируются вдоль тренда, протягивающегося в область лампроитов. Это свидетельствует о существовании в кимберлитах карбонатитовой и лампроитовых магматических серий, заметно различающихся по химическому и минеральному составу. В соответствии с имеющимися экспериментальными данными, карбонатитовая тенденция фракционирования обусловлена высоким отношением углекислоты к воде в кристаллизовавшихся перидотитовых магмах, а лампроитовая – низким.

В связи с существованием карбонатитовой и лампроитовой магматических серий кимберлитовые породы целесообразно разделять на собственно кимберлиты (менее 35 % SiO_2 и более 25 % MgO), карбокимберлиты (менее 35 % SiO_2 и 25 % MgO), пикрокимберлиты (более 35 % SiO_2 и 25 % MgO) и лампрокимберлиты (более 35 % SiO_2 и менее 25 % MgO).

При образовании в результате фракционирования перидотитового слоя магматического океана содержание второстепенных компонентов в

кимберлитах определялось степенью этого фракционирования и степенью расплавофильности или расплавофобности второстепенных компонентов. Это подтверждается существованием положительной корреляции между содержанием окиси магнезия и расплавофобных никеля и кобальта в кимберлитах и отрицательной корреляции между количеством окиси магнезия и расплавофильных лантана и бария.

ГЕНЕЗИС АЛМАЗА

Главные гипотезы образования алмазов

Благодаря уникальным физическим свойствам и выдающейся ювелирной ценности алмаз давно привлекал внимание исследователей. После установления существования коренных источников алмаза в кимберлитах в первых научных гипотезах в конце XIX – начале XX веков обычно предполагалось, что алмаз подобно другим минералам этих пород образовался в результате внутрикамерной кристаллизации их родоначальных магм. Они, возможно, были обогащены углеродом за счет ассимиляции органического вещества вмещающих осадочных толщ. Однако в дальнейшем выяснилось, что с этим предположением не согласуется отсутствие алмаза в других по составу магматических породах, хотя в них иногда присутствует графит, состоящий, как и алмаз, из углерода.

Выполненные в тридцатых годах прошлого столетия Ф.Д. Россини, Р.С. Джессопом, О.И. Лейпунским (1939) термодинамические расчеты кривой равновесия графит – алмаз объяснили это противоречие. Они показали необходимость очень высокого давления для стабильной кристаллизации алмаза. Такое давление существует в мантии на глубине более 120 км. Поэтому он мог присутствовать только в самых глубинных магмах. Кроме того, было установлено, что изотопный состав углерода в алмазах чаще всего резко отличается от такового углистого вещества, нефти, растений и живых организмов и идентичен составу углерода мантийных пород. В связи с этим в середине прошлого столетия широкое распространение получили представления о кристаллизации алмаза на глубинных этапах эволюции ультраосновных и кимберлитовых магм за счет ювенильного углерода, присутствовавшего в этих магмах.

Сначала в соответствии с представлениями о горячем образовании Земли предполагалась кристаллизация алмаза в мантийной ультраосновной или щелочно-ультраосновной магме, из которой возникли кимберлитовые расплавы (Кухаренко, 1954, 1955; Бобриевич и др., 1959; Соболев, 1960; Милашев, 1965; Францессон, 1968; Литвин, 1969; Орлов, 1973). Но дальнейшие исследования показали, что включения в алмазе обычно существенно отличаются от наиболее распространенных минералов кимберлитов. Они имеют в среднем большую хромистость и магнизиальность, в них присутствуют минералы, не характерные для кимберлитов – коэсит, санидин, натровые и калиевые клинопироксены. Неожиданно было установлено, что изотопный возраст включенных минералов в алмазе чаще всего является намного более древним, чем вмещающих кимберлитов (Boyd, Gurney, 1986; Richardson, 1986 и др.).

Алмазы были найдены и в присутствующих в кимберлитах ксенолитах мантийных эклогитов и перидотитов.

Эти явления тогда трудно было объяснить с позиций гипотезы магматической кристаллизации алмаза вследствие недостаточности еще знаний о ранней истории Земли и о глубинных геологических процессах. Поэтому появилась и до сих пор является господствующей гипотеза о ксеногенной природе этого минерала и заимствовании его кимберлитовыми магмами из алмазоносных мантийных эклогитов и перидотитов. Предполагается, что алмазы кристаллизовались в твердой мантии на ранней стадии эволюции Земли и случайно захватывались из нее кимберлитовыми магмами при подъеме через мантию. Кимберлитовые магмы лишь выносили алмазы из мантии в верхние части земной коры и не имели никакого отношения к процессам образования этого минерала. Изредка высказываются представления об его магматическом генезисе (Хайдаров и др., 1986; Милашев, 2010).

Эти главные гипотезы происхождения алмаза основаны на анализе полученных фактических данных по этому минералу, кимберлитам и мантии. Их смена отражает увеличение степени изученности этих геологических объектов. Кроме них высказывались также гипотезы, базирующиеся не на анализе эмпирических данных, а, главным образом, на новых идеях. Предполагались кристаллизация алмазов в расплаве железа на ранней стадии эволюции Земли и кавитационное их образование в процессе очень быстрого подъема кимберлитовых магм. Допускался метастабильный рост их из газовой фазы при небольшом давлении, формирование в результате взрывного окисления газов в кимберлитовых диатремах, метасоматический их генезис и другие. Применимость этих идей к процессам природного алмазообразования не была обоснована систематическим анализом эмпирических геологических данных. При анализе этих гипотез выясняется, что они находятся в грубом противоречии с этими данными. В монографии Ю.Л. Орлова (1973) приведена обоснованная убедительная критика большинства этих гипотез. Поэтому они не получили широкого распространения и подробно не рассматриваются в этой книге.

Как показал выполненный анализ (Шкодзинский, 2003, 2012), несмотря на очень широкое распространение, ксеногенная гипотеза не объясняет многие полученные в последнее время эмпирические данные, а с некоторыми из них находится в грубом противоречии. Непонятно, почему алмаз выносился не любыми мантийными магмами, например основными, как должно быть в случае его ксеногенности, а только богатыми углекислотой кимберлитовыми и, иногда, лампроитовыми. Содержание алмазов в мантийных ксенолитах крайне неравномерное – от полного их

отсутствия в подавляющем большинстве до тысячи кристаллов (около пяти объемных процентов) в одном ксенолите эклогита (Специус, Серенко, 1990). Алмазоносные ксенолиты очень редки. Вследствие значительной вязкости кимберлитовых магм (ввиду большого содержания твердых фаз) в них не оседали даже крупные (весом до нескольких килограмм) плотные мантийные ксенолиты. Поэтому высвободившиеся при их предполагаемом разрушении алмазы должны были бы располагаться около них. В однотипных же по петрографическому составу кимберлитах одной и той же трубки распределение алмазов несравненно более выдержанное. Например, по данным Г.В. Зольникова и др. (1990) в автолитовых брекчиях трубки Юбилейная содержания алмазов в пробах варьируют от 0,01 до 0,05 условных единиц почти на километровую глубину. Трудно найти механизм, обеспечивавший относительно равномерное перераспределение ксеногенных алмазов в крупных объемах кимберлитов.

Непонятна причина предполагаемого формирования алмазов в бедных углеродом мантийных породах, а не в богатых им (в виде углекислоты) кимберлитовых и в близких к ним по составу расплавах. В связи с этим предполагается привнос в мантию различных летучих компонентов. Однако, выше были приведены доказательства отсутствия в мантии флюидной фазы и процессов метасоматоза. Если алмаз является ксеногенным, то в общем случае он должен быть химически не равновесен с этими расплавами. Поэтому он должен был бы раствориться еще в глубинных условиях, где высокая температура и присутствие расплава (скорости диффузии химических компонентов в котором достаточно высоки) должны были приводить к относительно быстрому достижению химического равновесия между фазами.

Характерные для многих алмазов тонкие структуры роста свидетельствуют о кристаллизации их в жидкой среде и противоречат представлениям о формировании в твердых перидотитах и эклогитах. На это же указывает идиоморфизм многих кристаллов алмаза и часто примерно одинаковое развитие зон в разных направлениях в зональных кристаллах. В случае ксеногенности алмаза не понятна причина индивидуальности кристаллографических форм и размера его кристаллов в каждой трубке (Гаранин и др., 1991), даже если трубки расположены рядом.

Особенно сильно гипотезе ксеногенного генезиса алмазов противоречит принадлежность 97 – 99 % включений в алмазах промышленных трубок Якутии к перидотитовому парагенезису, тогда как ксенолиты алмазоносных перидотитов в этих трубках встречаются примерно в 5 раз реже, чем алмазоносных эклогитов (Буланова и др., 1993). В алмазах лампроитовой трубки Аргайл 93 % включений, наоборот, относятся к эклогитовому парагенезису, а мантийные ксенолиты в ней

представлены только ультраосновными породами (Харькив и др., 1998). В архангельских кимберлитах включения в алмазах также принадлежат в основном к эклогитовому парагенезису, а мантийные ксенолиты сложены ультраосновными породами (Богатилов и др., 1999). Нет никаких оснований предполагать, что ксенолиты разного состава имеют различную способность к дезинтеграции. В случае значительных масштабов обогащения кимберлитов в результате такой дезинтеграции участки кимберлитов с ксенолитами алмазоносных перидотитов и эклогитов должны быть существенно богаче алмазами соответствующего парагенезиса. Однако случаи такого обогащения как будто не известны.

Алмазы из ксенолитов и кимберлитов заметно различаются. Для алмазов из эклогитов менее типично присутствие минеральных включений и признаков пластических деформаций, чем для алмазов кимберлитов. Среди них нет округлых кристаллов (Специус, 1985) и почти не встречаются ромбододекаэдры и алмазные агрегаты (Маракушев, Бобров, 2005), типичные для кимберлитов. В мантийных ксенолитах кристаллы алмаза чаще всего представлены октаэдрами, комбинационными формами и кубами. По данным В.В. Бескрованова и др. (1991), алмазы ксенолитов состоят в основном из высокодефектного вещества, характерного для центральных частей кимберлитовых алмазов. В последних существуют также резко зональная промежуточная область и малodefekтная периферийная зона. В алмазах из ксенолитов чаще встречаются искажения морфологии кристаллов, чем в алмазах из кимберлитов (Маракушев, Бобров, 2005). В этих породах отсутствуют алмазы-гиганты, которые в небольшом количестве обычно встречаются в кимберлитах.

Не идентичен и минеральный состав включений в алмазах составу эклогитовых и ультраосновных ксенолитов. В некоторых кимберлитовых алмазах установлено присутствие включений карбонатных минералов (кальцита, магнезита, доломита) и раскристаллизованных карбонатитовых и кислых расплавов (Буланова и др., 1986; Гаранин и др., 1991; Guttrie et al., 1991; Navon et al., 2003; Zedgenizov et al., 2004). Они обычно отсутствуют в ксенолитах алмазоносных перидотитов и эклогитов. В омфацитах из алмазов эклогитового парагенезиса содержание K_2O достигает 1,5 – 1,9 % (Буланова и др., 1986; Harlov, Veblen, 1991). Это примерно в 2,0 – 2,5 раза больше максимального количества этого компонента в клинопироксенах из эклогитов. Минералы в эклогитовых включениях в алмазах беднее магнием (Соболев, 1974) по сравнению с минералами эклогитов.

Недавно было установлено присутствие высокого (до 10 кар/т) содержания алмаза в дайках минетт в Канаде, в которых концентрация мантийных минералов (пиропы, хромистого диопсида) на 1 – 2 порядка ниже, чем алмаза (Каминский, Саблуков, 2002). С позиций гипотезы

ксеногенного происхождения алмаза и высокобарических мантийных минералов такое низкое содержание последних объяснить очень трудно, поскольку невероятно, что магмы этих пород захватывали из мантии акцессорный алмаз и почти не захватывали породообразующие минералы.

Исследования последних лет кардинально противоречат главному положению ксеногенной гипотезы об очень древнем архейском возрасте всех алмазов кимберлитов. Было установлено, что U-Pb возраст перовскита во включении в алмазе из трубки Сытыканская равен 349 ± 19 млн. лет и почти совпадает с U-Pb датировкой в 344 ± 18 млн. лет для циркона и перовскита из основной массы кимберлитов этой трубки (Hamilton et al., 2003). Молодой возраст был установлен и для оливин-хромитового включения перидотитовой ассоциации в алмазе трубки Мир (Shimizu, Sobolev, 1995), что противоречит представлениям о кристаллизации всех алмазов этой ассоциации в архее. Все это вполне определенно свидетельствует о том, что алмазы кимберлитов не захвачены кимберлитовыми магмами из алмазоносных мантийных перидотитов и эклогитов, а образовались совершенно иным путем.

Определить этот путь в некоторой мере позволяют четыре установленных к настоящему времени случая присутствия в одном и том же кристалле включений как перидотитового, так и эклогитового парагенезисов (Гаранин и др., 1991). Так, в центральной части кубооктаэдра из трубки Им. 23 съезда КПСС находится включение эклогитового парагенезиса, а в промежуточной – оливина перидотитового парагенезиса. В твердой мантии кристаллизовавшийся алмаз не мог перемещаться из эклогитов в перидотиты и наоборот. Поэтому сонахождение в кристаллах алмаза включений различных парагенезисов свидетельствует о кристаллизации его в эволюционирующей по составу среде. На существование такой эволюции указывает и изменение морфологии кристаллов алмаза в процессе роста, например, широко распространенное нарастание кубической фибриллярной оболочки на более ранние октаэдрические кристаллы. В условиях высокотемпературной бедной летучими компонентами мантии единственной эволюционирующей по составу средой при изменениях температуры и давления является расплав. Следовательно, алмаз кристаллизовался в расплавах, как и предполагалось в ранних гипотезах его раннемагматического происхождения.

Ведущая роль влияния вязкости расплава на кристалломорфологию алмазов

Очевидно, что в случае рассмотренного выше формирования литосферной мантии древних платформ в результате фракционирования

нижних слоев постаккреционного магматического океана процессы образования остаточных кимберлитовых расплавов и алмаза происходили одновременно и в одной и той же магме. Вследствие такого единства происхождения должна существовать связь состава кимберлитов со свойствами содержащихся в них алмазов. Это связь должна реализоваться в первую очередь через влияние вязкости расплавов на кристалломорфологию алмазов, поскольку последняя по современным данным определяется степенью пересыщения среды кристаллизации углеродом. Степень же пересыщения в большой степени зависит от скорости диффузии химических компонентов и, следовательно, от вязкости и состава расплавов. Поэтому необходимо рассмотреть механизм влияния вязкости магм на кристалломорфологию содержащихся в них алмазов.

В соответствии с представлениями об обусловленности морфологии растущих кристаллов алмаза степенью пересыщения среды углеродом (Sunagava, 1984; Бартошинский, Квасница, 1991 и др.) при низком пересыщении формировались плоскогранные октаэдрические кристаллы путем тангенциального роста слоев параллельно граням. С увеличением пересыщения тангенциальный рост сменялся нормальным радиальным и формировались кубические кристаллы. Причина возникновения высокого пересыщения углеродом среды кристаллизации обычно не обсуждается, хотя решение этого вопроса необходимо для оценки геологических факторов, способствовавших формированию различных кристаллов алмаза.

Степень пересыщения углеродом расплавов в общем случае определяется соотношением скорости повышения в них концентраций углерода, например, в результате уменьшения количества расплава при кристаллизации перидотитового слоя магматического океана, со скоростью стока углерода в кристаллизовавшиеся алмазы. Последняя в значительной мере зависит от скорости диффузии атомов углерода. В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса (Таблицы..., 1976), $D = RT/(6\pi\eta r)$, величина коэффициента диффузии в растворах D прямо пропорциональна температуре T и обратно пропорциональна вязкости среды η ($R=8,31 \cdot 10^3$ дж/кмоль·град, $\pi=3,14$, r – радиус диффундирующих молекул).

Вследствие накопления кремнекислоты и других катион-сеткообразователей в остаточных расплавах при фракционировании вязкость их чаще всего постепенно повышалась (Персиков, 1984). В наименее вязких мало пересыщенных расплавах атомы углерода присоединялись к ступеням роста слоев вследствие присутствия здесь наибольшего количества свободных ковалентных связей. Большая скорость диффузии приводила к тому, что все атомы углерода успевали достичь этих ступеней, концентрация углерода обычно не достигала таких высоких значений, при которых его атомы интенсивно присоединялись бы к другим

участкам поверхности кристалла. Поэтому путем тангенциального послойного роста формировались октаэдри.

Уменьшение коэффициента диффузии углерода в более вязких расплавах снижало скорость роста слоев, а возрастание степени пересыщения углеродом увеличивало скорость их зарождения. Поэтому слои, особенно в крупных октаэдрах, не успевали дорастать до ребер и вершин, что приводило к притуплению последних. В дальнейшем это обусловило образование на месте ребер октаэдра ламинарных псевдограней ромбододекаэдра (Бартошинский, Квасница, 1991).

В случае продолжавшего увеличения вязкости среды и степени пересыщения ее углеродом тангенциальный послойный рост сменялся нормальным радиальным (часто фибрилярным) с образованием кубов, иногда скелетных за счет более свободного диффузионного подтока атомов углерода к вершинам и ребрам кристаллов. Рассматриваемый механизм образования разных форм кристаллов алмаза под влиянием различной вязкости среды подтверждается присутствием вогнутых граней лишь у кубов (Афанасьев и др., 2000), поскольку только их механизм роста был нормальным радиальным. За счет неравномерного подтока атомов углерода к граням на них возникала типичная для кубов бугорчатая поверхность.

Зависимость кристалломорфологии алмазов от содержания кремнекислоты во вмещающих кимберлитах и от величины структурного параметра их расплавов

Вязкость силикатных расплавов в большой степени определяется их составом (Персиков, 1984). Поэтому приведенные выше данные о решающем влиянии вязкости на кристалломорфологию алмазов свидетельствуют о том, что последняя должна коррелироваться с составом вмещающих их кимберлитов и лампроитов, если алмазы формировались в родоначальных расплавах этих пород. Возрастанию их вязкости способствует увеличение количества катионов-сеткообразователей (Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{5+} , Li^{4+}) и понижение содержания катионов-модификаторов (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^{1+} , K^{1+}). Особенно сильно она увеличивается с ростом содержания кремнекислоты. Это содержание изменяется от первых процентов в близких к карбонатитам кимберлитах Сибирской платформы до 65 % и более в силикатных стеклах алмазосодержащих интрузивных туффизитов северного Урала (Чайковский, 2001) и до 70 % в некоторых расплавных включениях в алмазе (Navon et al., 2003). При таких больших вариациях содержания кремнекислоты вязкость расплавов должна изменяться в миллионы раз (рис. 107). Эти изменения несоизмеримо больше, чем трудноопределимые величины влияния на вязкость вариаций

температуры и давления при алмазообразовании. Поэтому содержание кремнекислоты является главным фактором, контролирующим величину коэффициента диффузии и степень пересыщения расплавов углеродом. Следовательно, при кристаллизации алмаза в расплавах должна существовать корреляция между его кристалломорфологией и кремнекислотностью вмещающих магматических пород.

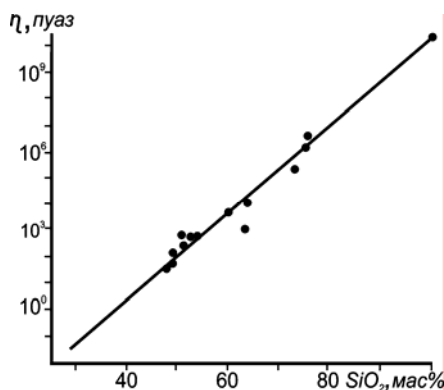


Рис. 107. Зависимость вязкости алюмосиликатных расплавов от содержания в них кремнекислоты (Воларович, Корчемкин, 1937).

С увеличением содержания кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах должна уменьшаться доля разновидностей кристаллов алмаза, формировавшихся при низком пересыщении среды углеродом (октаэдров и переходных разновидностей). А доля разновидностей, возникающих при высоком пересыщении (додекаэдроидов, кубов и некоторых других разновидностей), должна увеличиваться.

Доля октаэдров, действительно, является максимальной в бедных кремнекислотой кимберлитах маловязких магм. Она составляет 15 – 30 % в кимберлитах западной части Сибирской платформы (в среднем 24 – 33 % SiO₂), а в трубках Мир и Интернациональная достигает 60 – 70 % (линия 1 на рис. 108). В более богатых кремнекислотой кимберлитах Архангельской провинции (35 – 47 % SiO₂) количество октаэдров снижается до 5 – 26 %, а в еще более кремнекислотных (чаще всего 50 – 65 % SiO₂ в шариках стекол) интрузивных туффизитах Северного Урала оно уменьшается до 2 – 12 %. Суммарная доля ромбододекаэдров и додекаэдроидов (округлых и искаженных ромбододекаэдров), формировавшихся при высоком пересыщении углеродом, наоборот увеличивается по мере возрастания содержания кремнекислоты во вмещающих кимберлитах. Она равна в среднем 20 % при 20 – 25 % SiO₂ и увеличивается до 80 % при концентрации ее 55 % (линия 2 на рис. 108) в полном соответствии с

кристаллизацией этого морфотипа в условиях повышенного пересыщения среды углеродом.

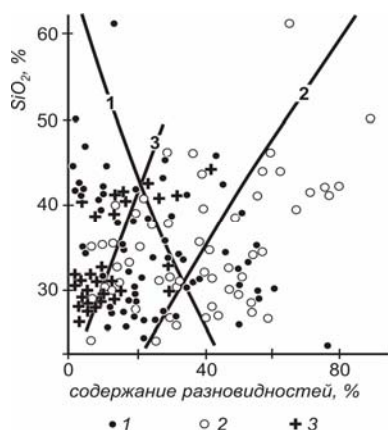


Рис. 108. Соотношение среднего содержания SiO_2 в кимберлитах и лампроитах с долей октаэдров (1), додекаэдров (2) и суммы кубов и разновидностей II – VIII (3). На рис. 108 – 113, 120 – 123, 142 – 145 использованы данные (Илупин и др., 1978; Магматические..., 1988; Харьков и др., 1998; Чайковский, 2001; Зинчук, Коптиль, 2003; Богатиков и др., 2004; Лапин и др., 2004; Аргунов, 2005; Фролов и др., 2005; Gurney et al., 2003; Novicki et al., 2004; см. Приложение).

Доля образовавшихся при еще более высоком пересыщении углеродом алмазов разновидностей II – VIII является минимальной (2 – 14 %) в бедных кремнекислотой кимберлитах центральной части Сибирской платформы и значительно более высокой (16 – 31 %) в богатых кремнекислотой породах Архангельской провинции (линия 3 на рис. 108). Как будет показано ниже, подобная тенденция наблюдается и для округлых алмазов, относящихся в основном к додекаэдроидам.

Совместное влияние состава на вязкость расплава отражает структурный параметр $K = 200 (\text{O} - 2\text{H}) \text{H}^{-1}$, в котором O – число грамм-ионов кислорода $\cdot 10^3$, H – число грамм-ионов сеткообразователей $\cdot 10^3$ (Персиков, 1984). Поэтому в случае кристаллизации алмазов в расплаве должна наблюдаться хорошая корреляция их морфологии с величиной этого параметра. К сожалению, в большинстве опубликованных химических анализов кимберлитов и лампроитов отсутствуют определения содержания воды и углекислоты, поэтому эти химические компоненты не учитывались при вычислении величин структурного параметра. Величины этого параметра, рассчитанные даже без учета влияния воды и углекислоты, гораздо лучше коррелируются с содержанием различных форм кристаллов алмаза, чем количество кремнекислоты. Так, величина коэффициента корреляции доли октаэдров со структурным параметром составляет 0,58 (ошибка корреляции 0,089) (линия 1 на рис. 109), что заметно больше, чем абсолютная величина коэффициента корреляции их доли с кремнекислотой – 0,42 (0,107). Для суммы ромбододекаэдров и округлых кристаллов эти

величины равны соответственно $-0,52$ ($0,104$) и $0,45$ ($0,106$) (линия 2 на рис. 109).

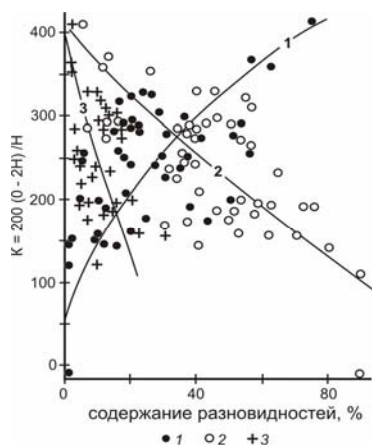


Рис. 109. Соотношение величины структурного параметра расплава в кимберлитах и лампронитах (K) с долей среди алмазов октаэдров (1), додекаэдридов (2) и суммы кубов и разновидностей II – VIII (3) по Ю.Л. Орлову.

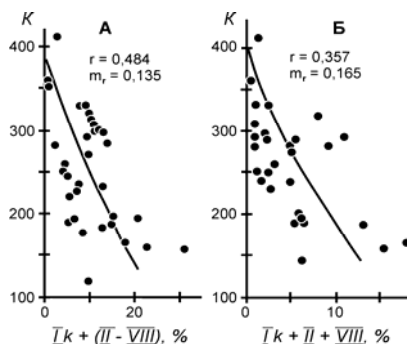


Рис. 110. Соотношение величины структурного параметра кимберлитовых расплавов K с суммарным содержанием кубов разновидности I и кристаллов разновидностей II – VIII среди алмазов (А) и с суммой кубов разновидностей I, II и агрегатов разновидности VIII (Б). Здесь и далее r – величина коэффициента корреляции, m_r – его ошибка.

Увеличение структурного параметра и, следовательно, падение вязкости расплавов приводит в среднем к сильному уменьшению содержания среди кимберлитовых алмазов суммы кубов и разновидностей II – VIII по Ю.Л. Орлову (1973) (линия 3 на рис. 109) и суммы кубов и разновидности VIII (рис. 110). Сумма октаэдров и переходные разностей от

октаэдра к ромбододекаэдру и кубу обнаруживают такую же зависимость от содержания в кимберлитах кремнекислоты и величины структурного параметра их расплава как октаэдры (рис. 111). Это вполне закономерно, поскольку главная масса их вещества сформировалась в условиях, благоприятных для кристаллизации октаэдров. Переходные условия возникали лишь в конце процесса роста октаэдров. При этом коэффициент корреляции их процентной доли с содержанием кремнекислоты в кимберлитах и с величиной структурного параметра расплава (соответственно $-0,53$ и $0,59$) выше, чем для доли октаэдров ($-0,42$ и $0,58$).

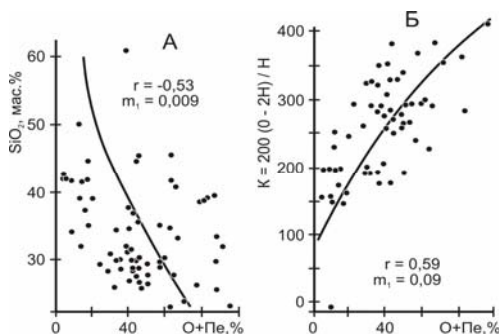


Рис. 111. Соотношение содержания кремнекислоты в кимберлитах (А) и величины структурного параметра их расплавов (Б) с суммарной долей октаэдров и переходных разностей среди алмазов.

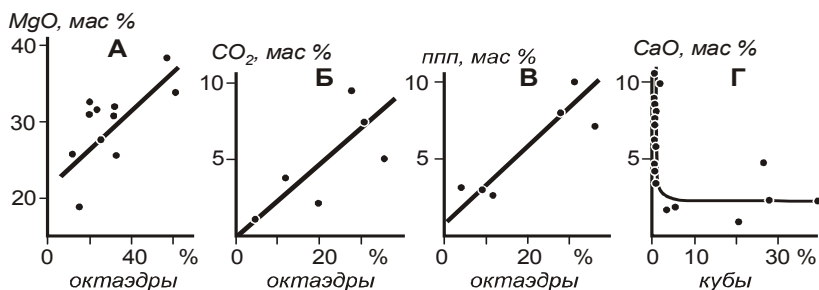


Рис. 112. Соотношение содержания окиси магния (А), углекислоты (Б), потерь при прокаливании (В) в кимберлитах с долей октаэдров среди алмазов и содержания извести с долей кубов (Г).

Как уже отмечалось, вязкость силикатных расплавов определяется не только содержанием кремнекислоты, но и других химических компонентов.

Рис. 112 иллюстрирует, что в кимберлитах с близким содержанием кремнекислоты (28 – 32 %) снижение количества MgO (содержащего типичный катион-модификатор, понижающий вязкость расплавов) от 36 до 25 %, действительно, уменьшает долю октаэдров в среднем с 60 до 16 %.

Увеличение содержания воды и углекислоты сильно уменьшает вязкость расплавов (Персигов, 1984) и, следовательно, должно сопровождаться увеличением доли октаэдров. Действительно, в кимберлитах с близкими величинами содержания SiO_2 (28 – 32 %) и суммарного количества MgO и CaO (35 – 37 %) возрастание содержания углекислоты или потерь при прокаливании на 10 % увеличивает долю октаэдров примерно на 44 % (рис. 112, Б, В). При низком содержании CaO резко возрастает количество кубов (рис. 112, Г), что согласуется с принадлежностью кальция к катионам-модификаторам.

Рассмотренные выше зависимости кристалломорфологии алмаза от состава вмещающих его пород и от рассчитанных величин структурного параметра родоначальных кимберлитовых расплавов подтверждают формирование этого минерала во фракционировавшихся магмах постагрегационного магматического океана. Они согласуются с результатами экспериментов М. Аримы с коллегами (Arima et al., 1993), получивших алмазы, морфологически идентичные кимберлитовым, при нагревании кимберлитов до 1800 – 2000 °С при 70 – 77 кб.

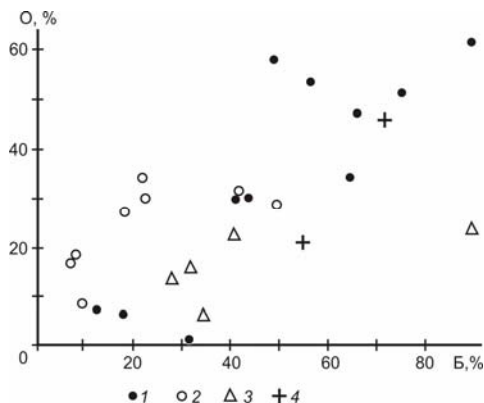


Рис. 113. Соотношение долей октаэдров (О) и бесцветных разностей среди алмазов кимберлитов Мало-Ботуобинского (1), Мунского (2), Далдыно-Алакитского (3) полей и трубок Булфонтейн и Весселтон (4). Построен по данным (Аргунов, 2005).

В настоящее время обычно предполагается (Орлов, 1973; Аргунов, 2005), что вхождение примесей в алмазы способствовало возникновению в них окраски. Поэтому ранние этапы фракционирования перидотитового слоя магматического океана, когда расплавы еще были бедны расплавофильными химическими компонентами, были благоприятны не

только для кристаллизации октаэдров, но и для образования наиболее ценных их бесцветных разновидностей. Это подтверждается существованием прямой зависимости между долями октаэдров и их бесцветных разновидностей среди алмазов (рис. 113).

Генезис ромбододекаэдров

Во многих кимберлитовых трубках, особенно в Африке и Архангельской провинции, широко распространены ромбододекаэдрические и округлые кристаллы алмаза. Часто предполагается, что такие кристаллы возникли путем частичного растворения октаэдрических алмазов (Орлов, 1973). Причина растворения обычно не рассматривается или предполагается, что оно связано с влиянием метасоматических процессов. Основанием для этих представлений является присутствие в некоторых додекаэдроидах и округлых кристаллов октаэдрической по форме центральной зоны, существование случаев несогласного положения октаэдрической ростовой зональности к додекаэдрической и округлой поверхности кристаллов и результаты экспериментальных исследований, при которых близкие к додекаэдрическим и округлым кристаллы алмаза были получены путем растворения октаэдров (Безруков и др., 1965; Литвин, 1969).

Выполненный выше анализ свидетельствует о том, что повышение вязкости расплавов в результате накопления в них кремнекислоты при процессах магматического фракционирования должно было уменьшать скорость роста октаэдрических граней, приводить к появлению додекаэдрических граней торможения и к преобразованию октаэдров в ромбододекаэдры. Поэтому присутствие октаэдрических внутренних зон в ромбододекаэдрах и несогласное соотношение их с поверхностью кристаллов должны возникать и при ростовом происхождении (Хайдаров и др., 1986) и не доказывают их формирование путем растворения, как иногда предполагается. Экспериментально было подтверждено образование ромбододекаэдров не только путем растворения, но и в результате роста (Чепуров и др., 1983), поэтому экспериментальные данные не могут быть решающим аргументом в дискуссии о генезисе таких кристаллов. Выше было показано, что в мантии в области алмазообразования не может существовать флюидная фаза и связанный с ней метасоматоз.

Установленная зависимость содержания ромбододекаэдров от состава кимберлитов (см. рис. 108, 109), полностью подтверждает кристаллизацию их в условиях повышенной вязкости. На это указывает больший средний размер додекаэдроидов по сравнению с октаэдрами в архангельских и во многих других кимберлитах, а также в большинстве россыпей (Зинчук,

Коптиль, 2003) и среди алмазов-гигантов (рис. 114, тогда как при образовании путем растворения размер додекаэдридов наоборот должен быть значительно меньшим. О таком генезисе свидетельствуют намного более частое присутствие эклогитового парагенезиса во включениях в додекаэдридах по сравнению с октаэдрами (Navon, 1998; Богатиков и др., 1999; Жуков, 2001) и сохранение на гранях некоторых додекаэдридов металлических пленок (Чайковский, 2001; Макеев, Филиппов, 2004), через которые, видимо, происходил рост алмаза. Как будет показано ниже, на ростовое происхождение ромбододекаэдров указывают почти в 2,5 раза большее в среднем общее содержание азота в додекаэдридах по сравнению с октаэдрами и более легкий изотопный состав их углерода. Такие различия связаны с кристаллизацией большинства додекаэдридов в поздних остаточных расплавах, обогащенных азотом, легким углеродом и другими расплавофильными элементами.

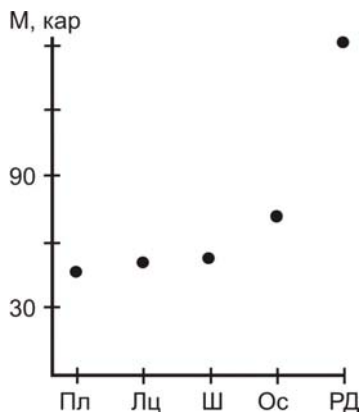


Рис. 114. Средняя масса (М) ромбододекаэдров (РД) и октаэдров: плоскогранных (Пл), полицентрических (Пц), со штриховкой (Ш), округло-ступенчатых (Ос) среди алмазов-гигантов из трубок и россыпей Якутии. Построено по данным (Аргунов, 2005, 2006).

В рассматриваемой модели ростового генезиса более крупный средний размер додекаэдридов по сравнению с октаэдрами является вполне закономерным, поскольку они формировались в значительной мере из крупных октаэдров путем нарастания на них додекаэдрической внешней области. Установленные в настоящее время большие различия состава примесей в октаэдрических и додекаэдрических кристаллах алмаза также вполне определенно указывают на их рост в различных значительно отличающихся по составу средах. Так, С.Б. Тальникова с соавторами (1991) отмечала, что содержание летучих компонентов в ромбододекаэдрах из якутских кимберлитовых трубок примерно на порядок выше, чем в октаэдрах.

По данным А.А. Хайдарова с соавторами (1986) среднее содержание примесей в октаэдрах составляет $7,24 \cdot 10^{-3} \%$, в ромбододекаэдрах $1,98 \cdot 10^{-2}$. По данным К.П. Аргунова (2005) суммарное содержание расплавофильных примесей в восьми октаэдрах промышленных трубок Якутии составляет 0,043 %, а в четырех додекаэдроидов – 0,090 %. Средняя концентрация Si в этих разновидностях равна соответственно $8 \cdot 10^{-5}$ и $4 \cdot 10^{-4} \%$, Mn – $1,1 \cdot 10^{-2}$ и $3,3 \cdot 10^{-2} \%$, Na – $8 \cdot 10^{-4}$ и $4 \cdot 10^{-3} \%$, Si – $3 \cdot 10^{-2}$ и $1,3 \cdot 10^{-1} \%$. Таким образом, содержание рассмотренных примесей увеличивается от октаэдров к додекаэдроидов. Это полностью согласуется с образованием последних в более вязких и, следовательно, более богатых кремнекислотой и расплавофильными компонентами остаточных расплавах, формировавшихся в результате процессов фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Додекаэдроидов в среднем богаче летучими компонентами, чем октаэдры. Так, из 13 октаэдров наиболее продуктивных трубок Якутии при нагревании до 1300°C выделялось в среднем по $31,5 \cdot 10^{-6}$ г/г летучих компонентов, для 5 додекаэдров эта величина в среднем составляла $52,8 \cdot 10^{-6}$ г/г (Аргунов, 2005).

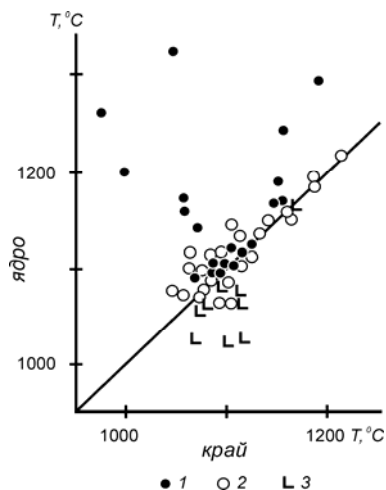


Рис. 115. Соотношение температуры образования ядерных и периферических частей октаэдров (1), додекаэдров (2) и кубов (3) по результатам изучения степени агрегации азота в алмазах (Kaminskiy, Khachatryan, 2004).

Фотолюминесценция алмазов сильно зависит от содержания в них примесей (Орлов, 1973). Поэтому разница их содержания в октаэдрах и ромбододекаэдрах определяет различия характерной для них фотолюминесценции. Октаэдры светятся чаще всего синим и голубым цветом. Для ромбододекаэдров типично также зеленое свечение (Аргунов,

2005). Максимальные и минимальные температуры образования октаэдров заметно выше, чем таковые для додекаэдров (рис. 115).

Таким образом, достигнутая в настоящее время хорошая изученность кимберлитовых алмазов однозначно свидетельствует о значительном различии главных характеристик вещества октаэдров и додекаэдров. Следовательно, последние сформировались не за счет растворения первых, а имеют ростовое происхождение и возникли на определенной стадии алмазобразования.

В вулканических и субвулканических кислых магматических породах широко распространены процессы растворения вкрапленников кварца. Это связано с тем, что гранитный эвтектический расплав при высоком давлении содержит на несколько процентов меньше кремнекислоты, чем при низком. В связи с дискуссией о происхождении додекаэдров алмаза представляется необходимым сравнить форму этих кристаллов с таковой для вкрапленников кварца, растворение которого хорошо обосновано и не вызывает сомнений. Форма его зерен на разных стадиях растворения кардинально отличается от таковой для алмазов, возникших путем предполагаемого растворения. На рис. 116 приведена фотография растворенного вкрапленника кварца в кислых вулканиках. Как видно из рисунка, растворение кварца начинается путем возникновения заливообразных каверн, видимо, вдоль трещин. При большой степени растворения образуются амебовидные реликты с плавными очертаниями без следов кристалломорфологической огранки. Этим несомненные процессы растворения кварца кардинально отличаются от предполагаемых процессов растворения при формировании додекаэдров алмаза.

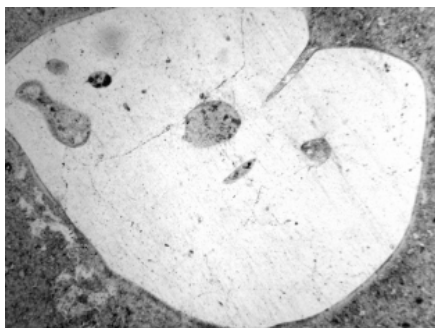


Рис. 116. Резорбированный вкрапленник кварца в липаритах диаметром 4 мм (Охотский вулканогенный пояс, коллекция А.Г. Бахарева).

Сохранение в додекаэдрах острых ребер и вершин при растворении маловероятно. Они должны растворяться наиболее интенсивно, поскольку здесь имеется большее количество свободных ковалентных связей у атомов

углерода и меньшее количество связей их с другими атомами кристалла. Кроме того, от вершин и ребер происходит более свободный отток атомов углерода.

В экспериментах А.Ф. Хохрякова и Ю.Н. Пальянова (Khokhryakov, Palyanov, 2008) при растворении октаэдрических кристаллов алмаза в карбонатитовых расплавах при 57 – 75 кб и 1400 – 1750 °С в присутствии и в отсутствии H_2O и CO_2 первыми резорбировались ребра, хотя вершины при потерях массы менее 60 % лишь частично притуплялись. Однако при потере массы 60 % кристаллы превращались в почти идеально круглые шарики без вершин (рис. 117). Такие шарики не характерны для природных алмазов, что также противоречит гипотезе образования ромбододекаэдров путем растворения.

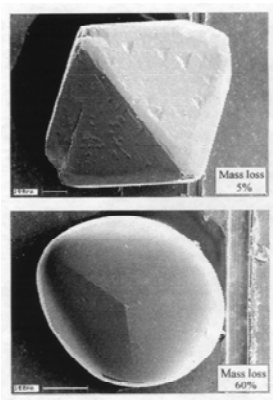


Рис. 117. Форма октаэдрических кристаллов алмаза после потери веса на 5 и 60% при растворении в карбонатитовых расплавах при 57 – 75 кб и 1400 – 1750 °С (Khokhryakov, Palyanov, 2008).

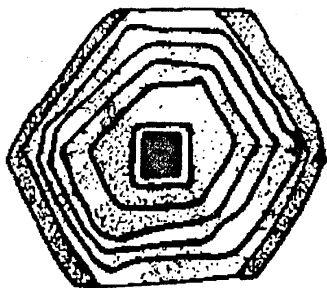


Рис. 118. Зарисовка ромбододекаэдрической внутренней зональности в алмазной пластинке, вырезанной из плоскогранного ромбододекаэдра (Бескрованов, 2000).

В большинстве экспериментов по синтезу алмазов для увеличения скорости их роста используются маловязкие среды (карбонатитовые, сульфидные или металлические расплавы). Поэтому в них почти всегда

образуются октаэдрические алмазы и не возникают ромбододекаэдрические. Это обусловлено низкой вязкостью расплавов и не указывает на образование природных ромбододекаэдров путем растворения октаэдров.

Наиболее однозначно ростовое их происхождение подтверждается присутствием ромбододекаэдрической ростовой зональности в алмазах (рис. 118). К сожалению, в гипотезе растворения мало используются фактические данные и она в значительной мере носит умозрительный характер. Учет же этих данных приводит к вполне определенному выводу о ростовом происхождении додекаэдроидов.

Ростовое происхождение округлых алмазов

Особенно длительной и острой является дискуссия о природе округлых алмазов. Такие алмазы широко распространены во многих кимберлитах и россыпях. Они являются главной разновидностью алмаза в уникальной по запасам и содержанию этого минерала россыпи р. Эбелях в северной Якутии и в многочисленных россыпях Бразилии. Поэтому важно детально рассмотреть их происхождение. В начале прошлого столетия А.Е. Ферсман, В.П. Гольдшмит, а позже И.И. Шафрановский, Ю.Л. Орлов (1973) и другие пришли к заключению, что округлые алмазы образовались в результате проявления начальных стадий растворения плоскогранных кристаллов. Основанием для этого являются получение похожих форм при экспериментальном растворении кристаллов различных минералов и присутствие на гранях плоскогранных кристаллов скульптур травления. Предполагалось, что вследствие более интенсивного диффузионного оттока атомов углерода от вершин и ребер кристаллов, они растворялись с большей скоростью, чем грани, что привело к появлению округлых форм.

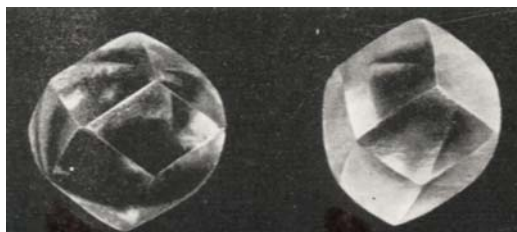


Рис. 119. Округлые додекаэдроиды уральского типа (Орлов, 1973).

Но как справедливо отмечали сторонники образования округлых алмазов в процессе роста (Аншлесс, 1956; Гневушев и др., 1964),

скульптуры травления существуют и на плоскогранных кристаллах и чаще всего отсутствуют на округлых. Поэтому они не доказывают образование последних путем растворения. На округлых кристаллах вершины и ребра обычно остаются острыми (рис. 119), а округлыми, точнее выпуклыми, являются только грани. В случае зональных кристаллов внутренние слои, параллельные граням, также являются выпуклыми. Все это противоречит гипотезе растворения. Как уже отмечалось, в области мантийного алмазообразования не могли существовать процессы флюидного метасоматоза. Повышение температуры сильно сокращает поле устойчивости алмаза. Поэтому единственной реальной причиной предполагаемого широкого проявлений процессов растворения могло бы быть только значительное повышение температуры. Однако в многочисленных изученных мантийных ксенолитах из кимберлитов наблюдаются только признаки замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными и отсутствуют противоположные явления. Это свидетельствует о сильном постепенном остывании литосферной мантии. Как иллюстрирует рис. 5, эта мантия на глубине 150 км остывает примерно на 200 ° за каждый миллиард лет. Поэтому с течением времени алмазы в мантийной литосфере становились все более устойчивыми и в ней не могли возникнуть крупномасштабные процессы их растворения. С этим выводом согласуется существование явлений регенерации естественных сколов, встречающихся в природных кристаллах алмазов.

Сторонники ростового генезиса предполагали, что округлые кристаллы возникали путем антискелетного роста, при котором ступени роста с большей скоростью формировались в центре граней. При этом новые ступени возникали раньше, чем слои роста успевали достичь ребер и вершин. Приведенное выше рассмотрение влияния вязкости расплавов на кристалломорфологию алмаза полностью подтверждает этот способ образования округлых кристаллов алмаза и объясняет его причину. Их возникновение обусловлено увеличением вязкости остаточного расплава, связанное в основном с возрастанием в них содержания кремнекислоты в процессе магматического фракционирования. Это приводило к убыстряющемуся уменьшению скорости диффузии углерода и площади образующихся слоев роста на гранях. Поэтому грани становились выпуклыми. В случае грубослоистого строения кристаллов постепенное уменьшение в процессе роста площади слоев приводило к ступенчатому уменьшению площади граней с формированием округло-ступенчатых кристаллов.

Связь процессов образования округлых кристаллов алмазов с ростом вязкости остаточных расплавов полностью подтверждает рис. 120. На нем увеличение их процентной доли среди алмазов коррелируется с

возрастанием содержания кремнекислоты во вмещающих кимберлитах и с уменьшением величины структурного параметра исходных расплавов этих пород. Накопление кремнекислоты в остаточных расплавах должно было сопровождаться снижением в них содержания извести и углекислоты на поздних стадиях фракционирования, когда формировалось большинство округлых алмазов. Это подтверждается существованием слабо выраженных обратных зависимостей между содержанием этих химических компонентов в кимберлитах и количеством присутствующих в них округлых алмазов (рис. 121, 122).

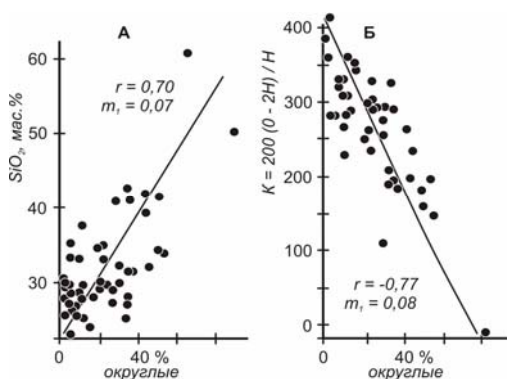


Рис. 120. Соотношение доли округлых кристаллов среди алмазов с содержанием кремнекислоты в кимберлитах и величиной структурного параметра их расплавов.

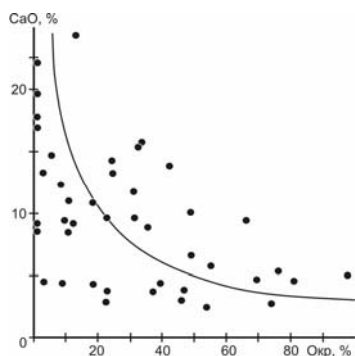


Рис. 121. Соотношение между содержанием CaO в кимберлитах и долей округлых кристаллов среди алмазов.

Растворение кристаллов приводит к уменьшению их размера. Между тем, как уже отмечалось, округлые алмазы обычно крупнее плоскогранных

как в кимберлитовых трубках (Герасимчук, Коптиль, 2004; Ларченко и др., 2005), так и в россыпях (Граханов и др., 2007). Например, округлых кристаллов среди крупных алмазов в кимберлитах Зимнего берега Архангельской чаше всего в 4 раза больше, чем плоскогранных. Во фракции же менее 0,3 мм наблюдается резко пониженная доля округлых алмазов (Ларченко и др., 2005).

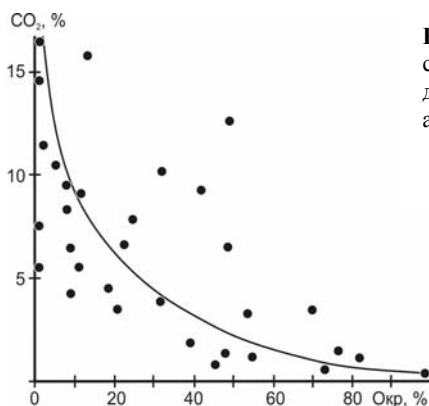


Рис. 122. Соотношение между содержанием CO_2 в кимберлитах и долей округлых кристаллов среди алмазов.

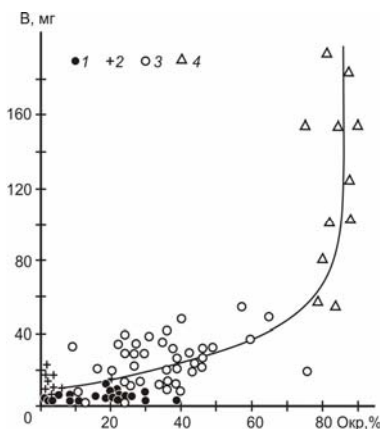


Рис. 123. Соотношение доли округлых кристаллов среди алмазов с их средним весом (В) в кимберлитовых трубках (1), в россыпях в районе кимберлитов полей (2), в россыпях, удаленных от кимберлитовых трубок Якутии (3), в россыпях Вишерского Урала (4). Использованы данные (Аргунов, 2005; Граханов и др., 2007).

Важным доказательством более крупного в среднем размера округлых кристаллов является резко повышенный вес алмазов в россыпях с большим содержанием округлых додекаэдроидов. Например, как иллюстрирует рис. 123, при содержании последних в россыпях Красношверского района Урала 80 – 90 % средний вес алмазов чаще всего составляет 60 – 190 мг. В

россыпях севера Якутии с 10 – 70 % округлых кристаллов средний вес алмазов обычно 10 – 50 мг, тогда как в промышленных трубках Якутии, в которых почти нет округлых алмазов, он равен только 1 – 6 мг.

Ниже будет показано, что в россыпях севера Якутии средний вес алмазов в среднем увеличивается почти в 10 раз при возрастании среди них доли округлых кристаллов V+VII разновидностей (алмазов эбеляхского типа) от 0 до 55 %. Имеющиеся определения среднего веса алмазов различной морфологии из россыпи р. Беенчима также подтверждают это положение. Здесь округлые кристаллы эбеляхского типа имеют средний вес 56,0 мг, уральского типа – 21,8 мг, а плоскогранные – только 17,2 мг (Граханов и др., 2007). Все это явно противоречит гипотезе образования округлых алмазов путем растворения.

Наиболее убедительным доказательством ростового происхождения округлых алмазов является присутствие в них и в некоторых плоскогранных кристаллах округлой ростовой зональности. Такой тип зональности выделяется в наиболее крупных работах по алмазам (Илупин и др., 1990; Бескрованов, 1990; Аргунов, 2005). Рис. 124 иллюстрирует нарастание округлых зон на октаэдрическое ядро в алмазе с оболочкой из Бразилии. В результате такого нарастания октаэдрический кристалл преобразовался в слабо округлый куб. Происхождение округлой зональности невозможно объяснить с позиций гипотезы растворения. Существование ее сторонниками этой гипотезы обычно не упоминается.

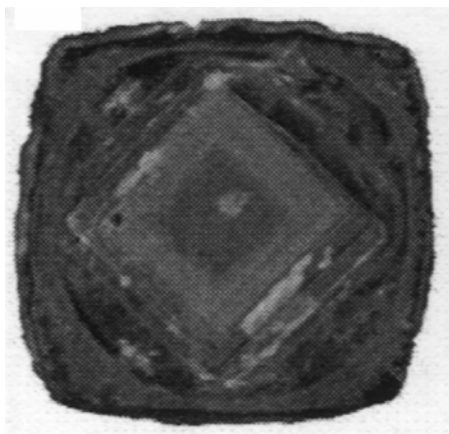


Рис. 124. Округлая промежуточная зона, нарастающая на плоскогранное октаэдрическое ядро, в слабо округлом кубическом алмазе, Бразилия (Shiryaev et al., 2003).

На гранях округлых кристаллов, также как на ромбододекаэдрах, иногда сохраняются остатки металлических пленок, с участием которых, видимо, происходил рост алмазов (Чайковский, 2001; Макеев, Филиппов,

2004). Округлые кристаллы обычно содержат больше примесей и имеют более легкий изотопный состав углерода, чем плоскогранные (Зинчук, Коптиль, 2003). Было установлено (Нардов, 1958), что округлые додекаэдриды из трубок Мир и Айхал отличаются по кривизне граней от додекаэдридов уральского типа. Грани этих додекаэдридов менее выпуклые, чем уральские. При рассмотренном механизме образования округлых кристаллов существование этих отличий вполне закономерно. Оно связано с небольшой скоростью увеличения вязкости остаточных расплавов при фракционировании в процессе формирования исходных магм этих трубок. Это хорошо согласуется с низким содержанием кремнекислоты в большинстве разновидностей кимберлитов трубок Мир и Айхал (Приложение).

Округлые кристаллы правильнее называть выпуклогранными, поскольку у них сохранились острые ребра и вершины. Возникшие в результате начальных стадий растворения кристаллы вследствие притупления у них ребер и вершин, видимо, следовало бы относить к округловершинными.

Таким образом, о ростовом происхождении округлых кристаллов алмаза свидетельствует огромное количество данных. Полученные результаты согласуются с выводом З.А. Бартошинского и В.И. Квасницы (1995) о том, что несомненные признаки растворения в природных алмазах весьма редки – единицы на десятки тысяч кристаллов. Вряд ли может существовать такой процесс растворения, при котором в кристаллах округлялись бы только грани, сохранялись острые ребра и вершины и кристаллы оставались в среднем более крупными, чем нерастворявшиеся, и содержали бы больше примесей.

Природа явлений резорбции алмаза

Тем не менее, форма некоторых кристаллов свидетельствует о том, что процессы растворения алмазов изредка происходили. Наиболее четким выражением их, как и в описанных выше вкрапленниках кварца, являются каналы и ямки травления. Образование их на поверхности кристаллов может быть связано с процессами их растворения при медленном подъеме кимберлитовой магмы в малоглубинных условиях термодинамической неустойчивости алмаза. Вследствие обычно небольшого времени подъема магм в этих условиях процессы растворения только начинались и чаще всего не успевали привести к полному уничтожению кристаллов. Они должны были происходить в основном на контакте флюидных пузырьков, выделившихся из расплава под влиянием декомпрессии и, видимо, прилипавшим к кристаллам. На несколько порядков большая скорость

диффузии компонентов во флюиде по сравнению с расплавами (соответственно $0,5 - 13,3$ и $10^{-3} - 10^{-6}$ см²/сек при 1000К; Таблицы..., 1976) обусловила большую интенсивность здесь процессов окислительного растворения. Это объясняет значительную глубину возникших ямок и каналов травления. Небольшой размер выделившихся пузырьков является причиной обычно небольшого сечения возникших каверн.

Многие кристаллы при подъеме могли не находиться в контакте с пузырьками, что является причиной присутствия в одной и той же трубке кристаллов как с кавернами, так и без них. Очевидно, что алмазы мантийных ксенолитов были изолированы от флюидных пузырьков, возникавших в магмах при малоглубинном подъеме. Это объясняет нехарактерность каверн резорбции для алмазов мантийных ксенолитов.

Анализ данных, приведенных в монографии К.П. Аргунова (2005), показал существование прямой зависимости между долей алмазов с признаками резорбции и содержанием углекислоты во вмещающих кимберлитах (рис. 125).

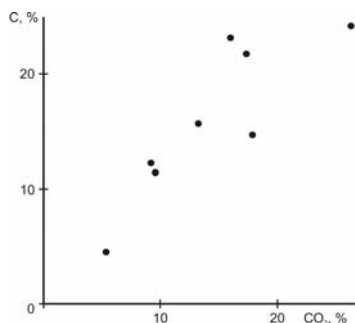


Рис. 125. Соотношение доли резорбированных кристаллов среди алмазов (C) с содержанием углекислоты в кимберлитах. Построено по данным (Аргунов, 2005).

Это явление должно быть связано с тем, что по экспериментальным данным скорость окисления алмаза углекислотой в 5 раз выше скорости окисления водой (Аргунов, 2005). Кроме того, углекислота менее растворима в расплавах, чем вода. Поэтому в богатых ею кимберлитовых магмах флюидная фаза выделялась из расплава под влиянием декомпрессии на более глубоких этапах подъема, чем в бедных. Вследствие этого в таких магмах заметное количество этой фазы существовало на большем интервале подъема, в них большая доля кристаллов алмаза подвергалась ее воздействию и оно было особенно сильным. Данная зависимость является важным подтверждением развиваемых представлений. Таким образом, все многочисленные особенности процессов локальной резорбции поверхности кристаллов алмаза хорошо объясняются связью их с малоглубинной

стадией подъема кимберлитовой магмы в поле неустойчивости этого минерала.

Число связей между атомами углерода на единицу площади увеличивается от граней куба к граням ромбододекаэдра и октаэдра в пропорции 1 : 1,42 : 1,73 (Аргунов, 2004). Это определяет большую механическую прочность граней октаэдра, по сравнению с гранями ромбододекаэдра и, особенно, куба. Это же должно увеличивать способность к растворению на малоглубинной стадии подъема кубов и ромбододекаэдров по сравнению с октаэдрами. Действительно, по данным К.А. Аргунова (2005) ромбододекаэдры в 13,6 % случаев содержат каналы травления, а октаэдры – только в 6,4 %. Данное явление объясняет большее распространение каверн резорбции на алмазах трубок, содержащих преимущественно додекаэдровиды, и не указывает на широкое развитие процессов растворения в мантии под этим и трубками, как обычно предполагается. Значительное распространение каверн в алмазах отмечается в трубке Дьянга, доля округлых додекаэдровидов в которой составляет 54 % (Зинчук, Коптиль, 2003).

С процессами растворения расплавом в малоглубинных условиях неустойчивости алмаза, вероятно, связано формирование леденцовой поверхности, иногда встречающейся на его кристаллах. Ее образование должно быть обусловлено растворением на поверхности кристаллов всех мелких выступов, вследствие чего она становилась очень гладкой. Природа леденцовой поверхности обычно считается неясной, поскольку к типичным частично растворенным алмазам ошибочно относятся округлые кристаллы. В случае формирования леденцовой поверхности растворение алмаза происходило на большой площади под влиянием расплава. Большая вязкость его обусловила низкую скорость диффузии химических компонентов в нем и поэтому небольшую интенсивность растворения. Это привело в основном к уничтожению неровностей на поверхности кристаллов без существенного уменьшения их объема. Вследствие меньшей химической устойчивости граней додекаэдровидов леденцовая поверхность чаще встречается на кристаллах такой морфологии.

Иногда встречающиеся признаки резорбции внутренних зон кристаллов алмаза могут быть связаны с подъемом локальными конвективными потоками кристаллизовавшихся алмазов в область пониженного давления и неустойчивости алмаза на ранней высокотемпературной стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, когда поле стабильности алмаза было небольшим и располагалось только в самой глубинной части этого слоя (рис. 126). После частичного растворения кристаллы опять опускались в область стабильности алмаза, что привело к нарастанию на них поздних зон.

Это согласуется с тем, что затронутые растворением внутренние участки алмазов обычно имеют неправильные округлые очертания (рис. 127), а не форму каналов на идиоморфных кристаллах, которые возникали под влиянием пузырьков флюида на малоглубинной стадии подъема.



Рис. 126. Примерная последовательность изменения состава остаточных расплавов перидотитового слоя магматического океана от гарцбургитового к кимберлитовому и кристаллизации различных алмазов: О – октаэдрических, Д – ромбодекаэдрических, К – кубических и А – агрегатов.

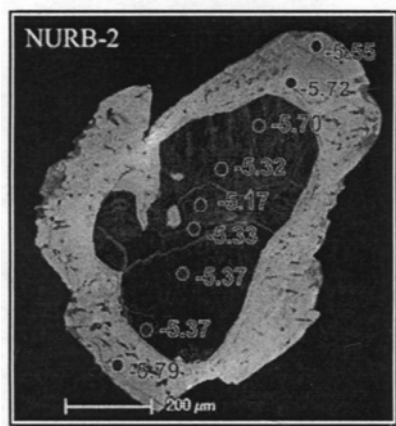


Рис. 127. Резорбированное ядро кристалла алмаза, тр. Нюрбинская. Числа – величина $\delta^{13}\text{C}$ (Malkovets et al., 2008).

Таким образом, процессы растворения алмазов происходили в очень специфических условиях и относительно мало распространены, что

подтверждает выводы крупных специалистов по алмазам З.А. Бартошинского и В.И. Квасницы (1995).

Причины различного содержания азота в алмазах

Азот является самой типичной примесью в алмазах. Содержание его изменяется в очень больших пределах – от практически полного отсутствия до долей процента. Поэтому оно обычно используется для сравнения алмазов из различных источников. Безазотные алмазы обладают полупроводниковыми свойствами, широко используются в технике и являются особенно ценными. Некоторые трубки, например, Премьер в Южной Африке, содержат большое количество безазотных алмазов. Выяснение их генезиса и природы различий содержания азота в этом минерале представляет значительный интерес.

Причины вариаций содержания этого компонента до сих пор являются загадочными. В свете господствующих представлений о ведущей роли метасоматических процессов в образовании алмазов количество азота в них должно определяться в основном составом флюида. Однако выше были приведены доказательства отсутствия флюидной фазы и связанных с ней метасоматических процессов в мантии. Высокая температура в присутствии флюидной фазы способствует растворению газов во многих минералах, поэтому она, казалось бы, может определять большое содержание азота в алмазах.

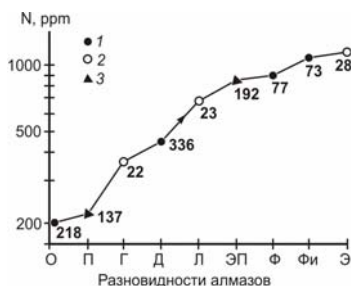


Рис. 128. Среднее общее содержание азота в разновидностях алмазов (1; О – октаэдрах; Д – додекаэдроидов; Ф – фрамезите; Фи – фибриллярных кубоидах), в алмазах из мантийных ксенолитов (2; Г – гарцбургитовых; Л – лерцолитовых; Э – эклогитовых) и с различным парагенезисом включений (3; П – перидотитовым; ЭП – эклогитовым). Числа у точек – количество использованных определений. Рис. 128 – 132 построены по данным (Taylor, Milledge 1995; Anckar et al., 2003; Cartigny et al., 2003; Viljoen, Dobbe, 2003; Whithead, Richardson, 2003; Zedgenizov et al., 2004a; Taylor, Glass, 2008; Thomassot et al., 2008; Ukhanov, Khachatryan, 2008).

Однако, как иллюстрирует рис. 128, наиболее высокотемпературные октаэдрические кристаллы алмаза в среднем содержат заметно меньше азота, чем более низкотемпературные ромбододекаэдры и кубы. Следовательно, температура не определяла величины содержания азота в алмазах. Алмазы одной и той же трубки должны были формироваться в условиях относительно близкого давления. Поэтому большие вариации содержания азота в алмазах почти в каждой трубке указывают на то, что величины давления также не определяли содержания этого компонента. Выполненный анализ опубликованных 1152 определений общего содержания азота в алмазах различной морфологии, с разным парагенезисом включений и из различных пород выявил ряд неизвестных ранее особенностей его распределения. Оказалось, что величина среднего общего содержания азота в алмазах зависит от кристалломорфологии этого минерала. Она сильно возрастает в последовательности октаэдры (200 ppm в среднем по 218 определениям) – додекаэдрониды (415 ppm по 336 определениям) – фразезиты (845 ppm, 77 определений) – фибриллярные алмазы (1051 ppm, 73 определения) (рис. 128). Это не согласуется с предположением Ю.Л. Орлова (1973) о наиболее высоком содержании азота в алмазах разновидности I.

Общее количество азота не одинаково в алмазах с разным парагенезисом включений и из различных по составу мантийных ксенолитов. Меньше всего (218 ppm в среднем по 137 определениям) его в алмазах с перидотитовым парагенезисом. В алмазах с эклогитовым парагенезисом оно увеличивается до 885 ppm (192 определения). В алмазах из гарцбургитовых ксенолитов в кимберлитах содержится в среднем 387 ppm азота (22 определения), из лерцолитовых ксенолитов – 652 ppm (23 определения), из ксенолитов эклогитов – 1085 ppm (28 определений).

Разработанная модель кристаллизации алмазов в процессе образования кимберлитовых остаточных расплавов при фракционировании перидотитового слоя постаккреционного магматического океана объясняет все особенности содержания азота в этом минерале. Как уже отмечалось, важнейшей особенностью процессов магматического фракционирования является резкое возрастание концентрации расплавофильных химических компонентов в остаточных расплавах. Например, содержание наиболее растворимых в расплавах легких редкоземельных элементов в кимберлитах, карбонатах и в некоторых щелочных магматических породах достигает многих тысяч, а иногда нескольких десятков тысяч хондритовых норм (см. рис. 75, 79).

К расплавофильным относятся практически все летучие компоненты. Азот является типичным летучим компонентом в мамах, поэтому его

содержание в остаточных расплавах и в кристаллизовавшихся в них алмазах должно увеличиваться в процессе фракционирования. Это полностью объясняет рассмотренное выше возрастание примерно в 3 раза среднего общего количества данного компонента в алмазах при смене вмещающих их пород в последовательности образования при фракционировании – от гарцбургитов к лерцолитам и далее к эклогитам. Этим же обусловлено примерно во столько же раз увеличение общего количества азота в алмазах, содержащих включения позднего эклогитового парагенезиса по сравнению с перидотитовым. Установленные различия среднего содержания азота в разных алмазах хорошо подтверждают разработанную систему моделей формирования различных мантийных пород.

Как отмечалось, возрастание степени пересыщения остаточных расплавов углеродом при фракционировании обусловило эволюцию морфологии формирующихся кристаллов алмаза от октаэдрической к ромбодекаэдрической, затем к кубической часто с фибриллярной оболочкой. После вскипания самых последних расплавов в появившихся флюидных пузырьках кристаллизовались алмазные агрегаты. Такая последовательность изменения кристалломорфологии в процессе фракционирования объясняет рассмотренное выше резкое возрастание среднего общего содержания азота в алмазах (почти в пять раз) в последовательности октаэдры – додекаэдровиды – фразезиты – фибриллярные оболочки чаще всего кубических алмазов.

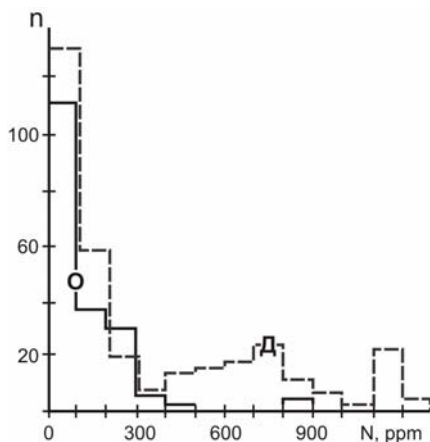


Рис. 129. Гистограммы распределения общего содержания азота в октаэдрических (О) и додекаэдрических (Д) алмазах.

Рис. 129 показывает, что гистограммы общего содержания азота при концентрации его менее 400 ppm для октаэдров и додекаэдровидов почти совпадают. Но линия распределения азота в додекаэдроидах алмаза намного

далее протягивается в область высокого содержания азота. Это свидетельствует о кристаллизации додекаэдронидов как одновременно с октаэдрами, так и после прекращения образования последних.

В свете этих результатов наиболее ценные безазотные алмазы должны были формироваться на самых ранних стадиях кристаллизации перидотитового слоя магматического океана, когда в остаточных расплавах еще не накопились азот и другие расплавофильные химические компоненты. В это время медленно формировались наиболее крупные октаэдрические алмазы (Шкодзинский, 2009). Это согласуется с частой приуроченностью безазотных участков к центральным частям крупных преимущественно октаэдрических его кристаллов (Бескрованов, 2000).

Общее содержание азота сильно варьирует в одной и той же разновидности алмаза из одной и той же кимберлитовой трубки. Это, видимо, обусловлено очень невыдержанной концентрацией этого химического компонента в перидотитовой магме и в исходном материале Земли. Вследствие небольшой скорости диффузии азота в расплаве магматическое фракционирование не привело к выравниванию его концентрации, хотя и сильно повысило ее среднюю величину. Следует отметить, что содержание данного компонента заметно варьирует и в различных зонах одного и того же кристалла алмаза. Это может быть связано с перемещением кристаллов в процессе роста в различные по составу участки остаточного расплава локальными конвективными потоками при остывании и при гравитационной отсадке алмазов.

Приуроченность безазотных участков к центрам крупных кристаллов (Tolansky, 1969; Бескрованов и др., 2005) и максимально высокая температура (1250 °C) образования безазотных алмазов (Зинчук, Коптиль, 2003) полностью подтверждают их наиболее раннее происхождение. К выводу об их раннем формировании пришел Ю.Л. Орлов (1973) на основании данных Л. Толанского о том, что в трубках Южной Африки ядра крупных кристаллов алмаза являются безазотными, а внешние зоны – азотными. Накопление азота в остаточных расплавах объясняет обычно более высокое содержание его в краевых частях кристаллов по сравнению с центральными (Бокий и др., 1980).

К выводу о возрастании среднего содержания азота в последовательности октаэдры – ромбододекаэдры – кубы (рис. 130) на основании небольшого количества данных пришли А.А. Хайдаров с соавторами (1986). По этим исследователям количество азота в алмазах прямо коррелируется с содержанием в них микропримесей. Это иллюстрирует построенный по данным К.П. Аргунова (2005) рис. 131. По рассматриваемой генетической модели, такое явление вполне закономерно, поскольку азот и примеси одновременно накапливались в остаточных

расплавах и в кристаллизовавшихся в них алмазах. По результатам исследований К.П. Аргунова (2005) интенсивность рентгенолюминесценции алмазов сильно уменьшается с возрастанием содержания в них азота (рис. 132). Это объясняет слабое свечение многих поздних алмазов.

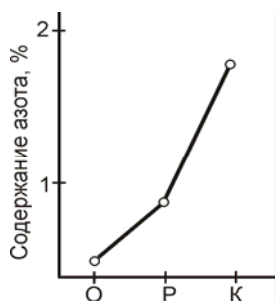


Рис. 130. Возрастание содержания азота от октаэдрических кристаллов алмаза (О) к ромбододекаэдрическим (Р) и кубическим (К) (Хайдаров и др., 1986).

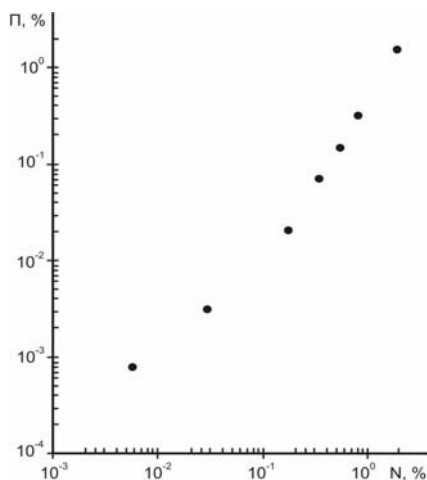


Рис. 131. Соотношение содержания примесей (П) и азота в алмазах. Построен по данным (Аргунов, 2005).

Бедные азотом алмазы, кристаллизовавшиеся на ранних стадиях фракционирования, должны присутствовать в большинстве кимберлитовых магм, в том числе и в слабо алмазоносных. Поздние богатые азотом алмазы в большом количестве кристаллизовались только в тех участках перидотитового слоя, где фракционирование приводило к значительному накоплению летучих компонентов, в том числе углекислоты в остаточных расплавах, то есть реализовалась карбонатитовая тенденция фракционирования. Здесь формировались наиболее высокоалмазоносные

магмы. Это объясняет пониженное в среднем содержание азота в алмазах слабоалмазоносных трубок и повышенное – в алмазах высокопродуктивных кимберлитовых тел (Хайдаров и др., 1987; Аргунов, 2005).

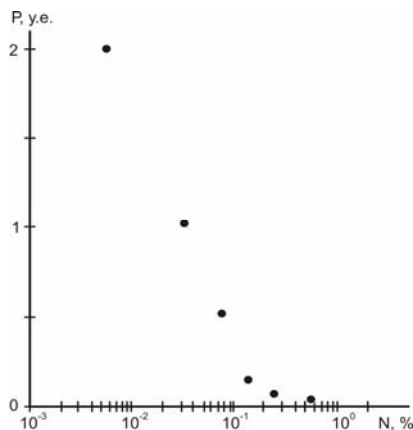


Рис. 132. Соотношение интенсивности рентгенолюминесценции (P) с содержанием азота в алмазах (Аргунов, 2005).

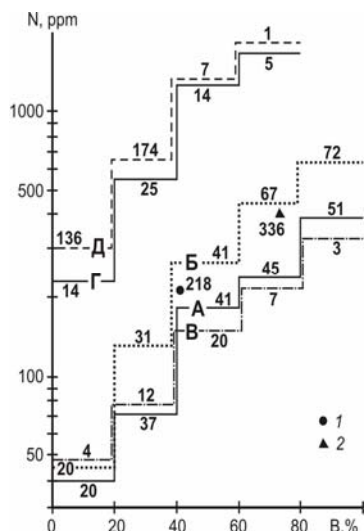


Рис. 133. Соотношение процентной доли агрегированного азота со средним общим его содержанием в алмазах из кимберлитов трубок Сеплет 1 (А) и Сеплет 2 (Б) в Австралии (Glass et al., 2008); из перидотитовых ксенолитов трубки Премьер (Д) (Viljoen, Dobbe, 2003); из перидотитовых ксенолитов трубки Роберт Виктор (Taylor, Millidge, 1995) и из кимберлитов трубки Ньюлендс в Африке (Cartigny et al., 2003). Точки – среднее для перидотитов (1) и эклогитов (2).

В свете полученных результатов, повышенное содержание безазотных и малоазотных алмазов можно ожидать в наиболее глубинных и бедных летучими компонентами разновидностях лампрокимберлитов. Эти породы

содержат повышенное количество кремнекислоты, в них обычно мало карбонатных минералов и присутствуют высокохромистые гранаты.

Выполненные подсчеты зависимости процентной доли агрегированного азота в алмазах от его среднего общего содержания для наиболее детально изученных месторождений не подтвердили широко распространенные представления об обусловленности степени его агрегации только поздними процессами перераспределения азота под влиянием длительного пребывания алмазов в условиях высокотемпературной мантии. Оказалось, что среднее общее содержание азота и доля его агрегированной части увеличиваются почти прямо пропорционально (рис. 133), тогда как в случае более позднего образования последнего его доля не зависела бы от общего количества азота и линия его среднего содержания на рисунке была бы субгоризонтальной. Это свидетельствует об одновременном вхождении в алмаз неагрегированного азота (позиция А) и агрегированных его скоплений (позиция В) в процессе кристаллизации данного минерала.

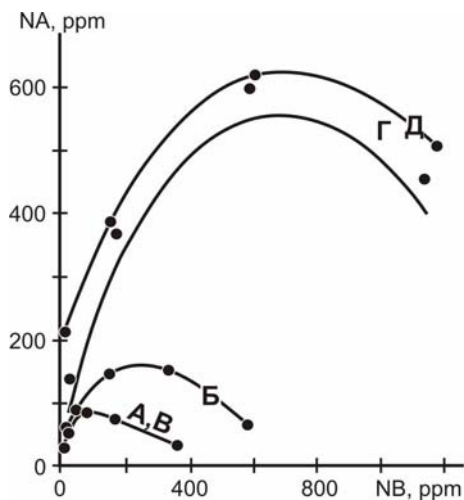


Рис. 134. Соотношение среднего содержания азота в алмазах в позиции А (NA) и скоплений в позиции В (NB). Обозначения и исходные данные те же, что на рис. 133.

Наиболее отчетливо это иллюстрирует рис. 134, на котором показано соотношение рассчитанного среднего содержания азота в позициях А и В для тех же алмазов, которые рассмотрены на рис. 131. Как видно из рис. 134, количество азота в алмазах в этих позициях сначала увеличивалось примерно пропорционально, что отражает положительный наклон левых частей линий количественных соотношений этих форм азота. При дальнейшем повышении содержания этого компонента в остаточных

расплавах он начинал все больше входить в алмаз в агрегированном состоянии, что обусловило постепенное выполаживание линий с приближением к центральной части рисунка. При некотором высоком содержании азота увеличение его количества в позиции В происходило при снижении содержания в позиции А. Это должно быть связано с процессами агрегации азота уже после образования алмазов.

Следовательно, широко распространенные представления о позднем возникновении скоплений агрегированного азота после образования алмаза являются правильными лишь частично. Большая или значительная часть этих скоплений формировалась в процессе кристаллизации алмаза. Из этого следует, что использование доли агрегированного азота для оценки времени пребывания алмаза в условиях мантии может приводить к ошибочным результатам.

Природа различного изотопного состава углерода в алмазах

Соотношение содержания изотопов углерода в алмазах широко используется для типизации этого минерала и реконструкции процессов образования его и мантии. В последние десятилетия его изучению уделяется особенно большое внимание (Соболев и др., 1974; Галимов, 1984; Shelkov, 1997). К настоящему времени установлено, что большинство алмазов имеет величину $\delta^{13}\text{C}$, варьирующую от -4 до -7 ‰ (Буланова и др., 2004). Это примерно равно отношению изотопов углерода в карбонатах (в среднем $-5,1$ ‰) и кимберлитах ($-4,7$ ‰) (Фор, 1989) и обычно принимаемой величине изотопного отношения углерода в мантии ($-4,5$ ‰). Однако существенная часть алмазов является значительно изотопно более легкой, величина $\delta^{13}\text{C}$ в них иногда достигает -35 ‰. При этом алмазы перидотитового парагенезиса имеют узкий предел вариаций изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ обычно от -1 до -10 ‰), а состав эклогитовых алмазов из кимберлитов изменяется в широкой области (от $+2,5$ до -35 ‰). В органическом веществе коровых осадочных пород $\delta^{13}\text{C}$ обычно составляет $-10 \dots -30$ ‰ (Фор, 1989). То есть некоторые алмазы являются даже более изотопно легкими, чем наиболее распространенное коровое органическое вещество.

Содержащийся в кимберлитах алмаз не мог стабильно формироваться в земной коре в условиях низкого давления. Он кристаллизовался в Р-Т условиях мантии. Поэтому присутствие в кимберлитах и лампроитах изотопно легких алмазов выглядит парадоксальным. Оно свидетельствует о том, что в мантии существуют участки, сильно обогащенные легким изотопом углерода, и процессы, приводившие к такому обогащению.

Формирование изотопно легких алмазов обычно связывают с процессами ассимиляции мантией органического вещества океанических осадочных пород, погружавшихся в зонах субдукции (Helmstaedt, Doig, 1975). При этом реальность процессов перемещения легкого изотопа углерода в участки образования кимберлитовых магм и алмаза ничем не доказывается. Между тем, существует множество непреодолимых противоречий такой гипотезе. Прежде всего, ей не соответствуют очень низкие величины коэффициента диффузии всех химических компонентов в твердых породах. Вследствие этого в докембрийских гранулитовых комплексах не исчезают резкие контакты между различными по составу химически неравновесными породами (например, между гранитами и основными кристаллическими сланцами, между кислыми гнейсами и мраморами), несмотря на сосуществование их в течение миллиардов лет при высокой (600 – 800 °C) температуре.

Как уже отмечалось, если бы расстояние диффузии химических компонентов за время существования мантийных пород превышало первые миллиметры, то не возможно было бы устанавливать возраст этих пород изотопными методами.

Участию в процессах образования кимберлитовых магм и алмаза субдуцированного в мантию корового материала противоречит отсутствие среди ксенолитов в кимберлитах метаморфизованных океанических пород – высокобарических гнейсов, кварцитов, мраморов и других. Если бы опускавшиеся блоки океанической литосферы участвовали в процессах кимберлитового и алмазообразования, то кимберлиты и алмазы наиболее часто встречались бы в островодужных зонах субдукции. На самом деле они отсутствуют в этих зонах, а наиболее характерны для центральных частей древних платформ, весьма удаленных от океанических областей. Изотопно легкие алмазы в небольших количествах присутствуют практически во всех алмазоносных трубках. Это свидетельствует о том, что их кристаллизация не связана с проявлением случайных процессов типа поступления субдуцированного корового материала в область формирования кимберлитовых магм, а обусловлена эволюцией последних.

Иногда предполагается, что вариации отношения изотопов углерода в алмазах определяется составом гипотетического метасоматизирующего флюида, под влиянием которого происходили процессы алмазообразования (Palot et al., 2008). Однако, как показано выше, на ранней высокотемпературной стадии эволюции литосферы флюидная фаза не могла существовать нигде в области устойчивости алмаза.

Разработанная модель образования мантии и алмаза позволяют объяснить главные особенности распределения изотопов углерода в алмазах и без привлечения нереальных процессов типа мантийного метасоматоза.

Известно, что количество хондритовых норм легких редкоземельных элементов в магматических породах в десятки и даже в сотни раз больше, чем тяжелых, особенно в щелочных породах, образовавшихся в результате высокobarического магматического фракционирования. Это связано с тем, что легкие элементы с большим атомным радиусом содержатся в расплаве в больших количествах, чем в равновесных с ними твердых фазах. Поэтому легкий изотоп углерода также должен накапливаться в остаточных расплавах и в кристаллизовавшихся в них алмазах при процессах фракционирования магматического океана. Следовательно, поздние алмазы должны быть в среднем более изотопно легкими, чем ранние. Отрицательная величина $\delta^{13}\text{C}$ в них должна увеличиваться в последовательности октаэдры – додекаэдриды – кубы – агрегаты.

Это полностью подтверждают результаты расчетов по опубликованным данным средней величины $\delta^{13}\text{C}$ в главных разновидностях алмазов (рис. 135). Оказалось, что она равна $-3,58\text{‰}$ (среднее из 13 определений) для октаэдров, $-3,83\text{‰}$ (12 определений) для додекаэдридов, $-5,0\text{‰}$ (12) для ядер кубических алмазов в оболочке, $-6,7\text{‰}$ (28) для оболочек этих алмазов, $-10,4\text{‰}$ (104) для фибриллярных алмазов и $-27,2\text{‰}$ (11) для карбонадо.

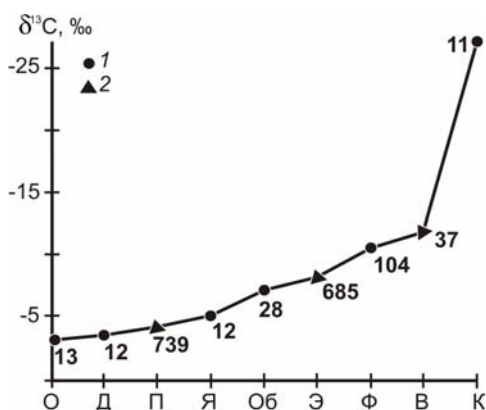


Рис. 135. Средний изотопный состав углерода в разновидностях алмазов (1; О – октаэдрах; Д – додекаэдридах; Я – ядрах кубических алмазов в оболочке; Об – в оболочках этих алмазов; Ф – в фрамезитах; К – в карбонадо) и в алмазах с различными парагенезисами включений (2; П – с перидотитовым; Э – эклогитовым; В – вебстеритовым). По данным (Burges et al., 1995; Bulanova et al., 2003; Cartigny et al., 2003; Буланова и др., 2004; Pokhilenko et al., 2003; Simon et al., 2003; Malkovets et al., 2008; Palot et al., 2008; Stefano et al., 2008; Taylor et al., 2008).

При образовании алмазов в процессе фракционирования включения в них являются остатками эволюционирующей по составу магмы с увеличивающейся величиной отношения легкого изотопа углерода к тяжелому. Поэтому эта величина должна возрастать от ранних алмазов с перидотитовым парагенезисом включений к поздним алмазам с эклогитовым и вебстеритовым парагенезисами. Это и наблюдается в действительности. Величина $\delta^{13}\text{C}$ для алмазов с перидотитовым парагенезисом включений составляет $-4,6 \text{ ‰}$ (в среднем по 739 определений), для алмазов с эклогитовым парагенезисом $-8,5 \text{ ‰}$ (685 определений), с вебстеритовым парагенезисом $-12,1 \text{ ‰}$ (37) (рис. 135).

При магматическом фракционировании в остаточных расплавах накапливались все летучие компоненты, в том числе углекислота, растворимость которой в расплаве очень большая при высоком давлении (см. рис. 34). При достижении большого содержания углекислоты в поздних остаточных расплавах она начинала связываться кристаллизовавшимися карбонатными минералами. Это должно было приводить к резкому уменьшению доли тяжелого изотопа углерода в расплаве, так как углекислота и карбонатные минералы имеют повышенное химическое сродство к нему. Например, углекислота при 1000°C имеет примерно на 8 ‰ большую величину $\delta^{13}\text{C}$, чем метан (Фор, 1989). Поэтому связывание углекислоты в карбонатных минералах при кристаллизации сопровождалось особенно сильным облегчением изотопного состава углерода остаточных расплавов и кристаллизовавшихся в них алмазов. Это объясняет существование заметного перегиба на линии соотношения изотопов углерода на границе алмазов из вебстеритов и из карбонадо на рис. 135. Средняя отрицательная величина $\delta^{13}\text{C}$ возрастет на этой границе с 12 до 27 ‰, тогда как на всем предшествовавшем суммарном интервале ее роста она изменилась только от 3 до 12 ‰.

В пределах одного и того же кристалла величина $\delta^{13}\text{C}$ обычно многократно изменялась в процессе роста примерно на $3 - 8 \text{ ‰}$. Это является естественным следствием кристаллизации большинства алмазов в фракционировавших остаточных расплавах. Оно должно быть связано с перемещениями растущих кристаллов в несколько различавшиеся по составу участки под влиянием силы тяжести и локальных конвективных потоков, возникавших при остывании. В то же время к краям кристаллов содержание легкого изотопа чаще всего в среднем увеличивалось (рис. 136), хотя случайные вариации могли значительно затушевывать эту тенденцию. Четко выраженное облегчение изотопного состава углерода к краю октаэдрического алмаза из россыпи Якутии описано в работе А.Д. Павлушина с соавторами (2006).

Содержание азота, как и количество легкого углерода, увеличивалось в процессе фракционирования. Поэтому между величинами их содержания чаще всего должна наблюдаться корреляция. Это подтверждает рис. 137. Он иллюстрирует, что в якутских кимберлитовых трубках Ленинградская и Заполярная в алмазах с определениями обоих этих компонентов содержание их изменяется достаточно согласованно.

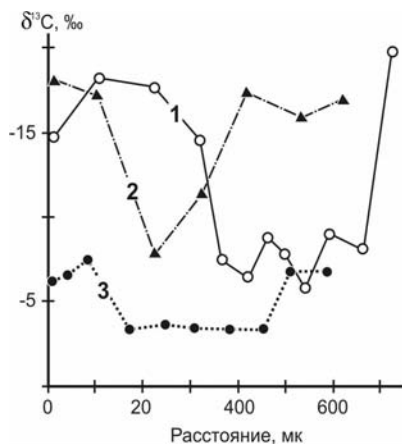


Рис. 136. Изменения соотношения изотопов углерода в поперечных сечениях зерен алмаза из Венесуэлы – 1 (Schulze et al., 2003) и из трубки Нюрбинская в Якутии – 2, 3 (Malkovets et al., 2008).

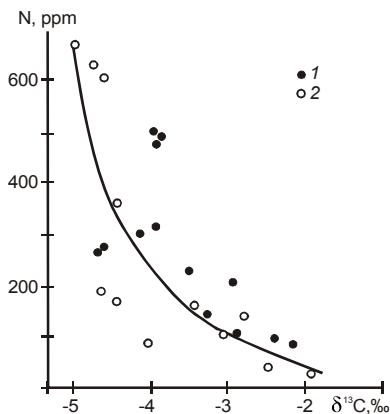


Рис. 137. Соотношение общего содержания азота в алмазах с изотопным составом их углерода в кимберлитовых трубках Ленинградская (1) и Заполярная (2) (Ukhanov, Khachatryan, 2008).

Таким образом, результаты обобщения опубликованных данных свидетельствуют о том, что увеличение среднего содержания легкого изотопа углерода от ранних алмазов к поздним обусловлено накоплением этого компонента в остаточных расплавах по мере фракционирования.

Удельная интенсивность рентгенолюминесценции – показатель эволюции свойств формирующегося алмазного вещества

Выше приведены доказательства образования литосферной мантии платформ, остаточных кимберлитовых расплавов и алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя постагрегационного магматического океана. Главной особенностью этого процесса было снижение температуры остаточного расплава и возрастание в нем концентрации расплавофильных компонентов. Очевидно, что это должно было приводить к увеличению количества примесей и дефектов в кристаллической решетке формировавшихся алмазов, то есть, к направленной эволюции свойств их вещества.

Широко признано (Орлов, 1973; Аргунов, 2005), что дефекты кристаллической решетки и примеси тушат рентгенолюминесценцию алмазов. Поэтому с увеличением их количества интенсивность ее уменьшается вплоть до полного исчезновения. Одновременно изменяются и другие свойства алмазов. Из этого следует, что интенсивность рентгенолюминесценции должна быть важным количественным параметром, отражающим степень фракционированности остаточного расплава, в котором кристаллизовались алмазы, и состав которого обусловил эволюцию свойств этого минерала.

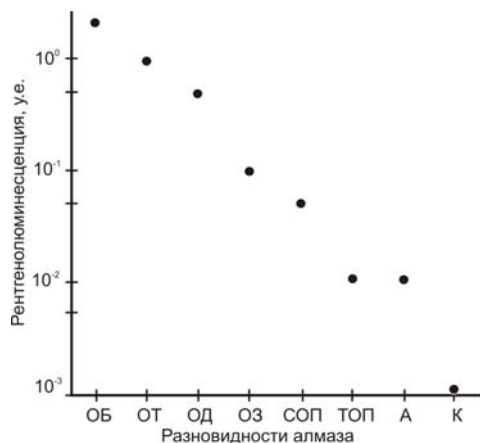


Рис. 138. Средняя величина интенсивности рентгенолюминесценции бесцветных октаэдров (ОБ), с тригональными слоями роста (ОТ), с дитригональными слоями роста (ОД), с загнозистой скульптурой (ОЗ), светло-коричневых с полицентрическими гранями (СОП), темно-коричневых с полицентрическими гранями (ТОП), агрегатов (А) и карбонадо (К) (Аргунов, 2004).

Поэтому алмазы с различными свойствами должны иметь разную величину интенсивности рентгенолюминесценции и она является своеобразным хронометром, отражающим относительную

последовательность кристаллизации различных алмазов. Это подтверждает рис. 138, из которого видно, что средняя величина интенсивности рентгенолюминесценции уменьшается более чем в тысячу раз при переходе от наиболее ранних бесцветных октаэдров к самым поздним алмазным агрегатам и карбонадо. Поэтому данная величина имеет большое значение для выяснения происхождения разновидностей алмазов.

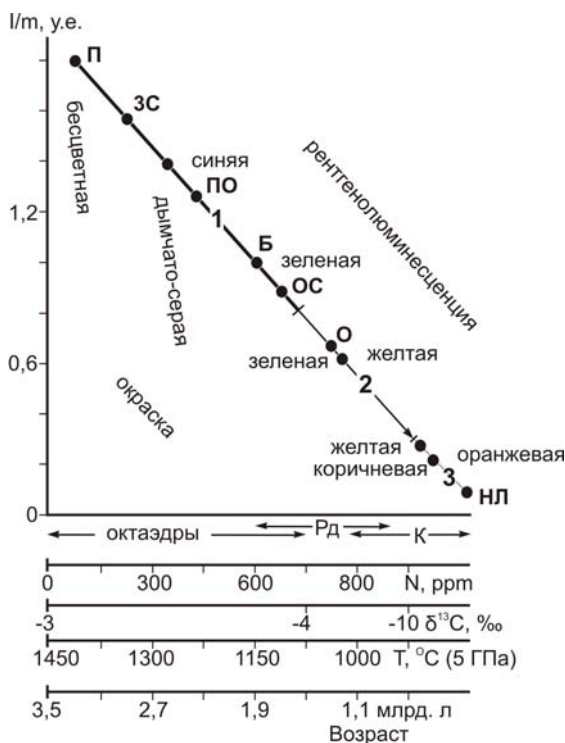


Рис. 139. Уменьшение средней величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции (I/m) в алмазах в последовательности октаэдры – ромбододекаэдры (Рд) – кубы (К) и в различных октаэдрах: П – плоскогранных; ЗС – занозисто-сноповидных; ПО – полицентрических; Б – блоковых; ОС – округло-ступенчатых; О – округлых. НЛ – нелюминесцирующие алмазы. Показано положение на линии эволюции алмазов с различной окраской и фотолюминесценцией (Аргунов, 2004, 2005); направление изменения в алмазах среднего содержания азота, величины $\delta^{13}C$, температуры при кристаллизации в случае давления 50 кб и изотопного возраста включений. Состав расплава: 1 – перидотитовый; 2 – пикритовый; 3 – кимберлитовый.

Интенсивность рентгенолюминесценции зависит от величины пути, пройденного излучением в алмазном веществе. К.П. Аргунов (2005) использовал два способа учета величины этого пути – путем деления величины интенсивности рентгенолюминесценции I на массу кристалла в миллиграммах, m , и путем деления интенсивности рентгенолюминесценции при данной ориентировке кристалла ΔI на произведение интенсивности фонового рентгенолюминесцентного излучения, $I_{\text{ф}}$, и толщины кристалла в направлении излучения, d . Первое частное он назвал удельной интенсивностью рентгенолюминесценции, второе – относительной интенсивностью рентгенолюминесценции. Здесь использовано первое частное, поскольку по нему имеются более четкие данные. Как иллюстрирует рис. 139, средние величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции существенно различны для алмазов разной кристалломорфологии, окраски, цвета рентгенолюминесценции и скульптуры, хотя для каждой разновидности наблюдаются вариации этих величин (Аргунов, 2005). Как будет показано ниже, положение этих разновидностей на рисунке очень хорошо соответствует последовательности их образования в мантии, вытекающей из особенностей эволюции остаточного расплава при фракционировании. На этом рисунке отражены также полученные выше данные об эволюции во времени среднего содержания азота и легкого изотопа углерода в алмазах и температуры их образования.

Формирование главных морфологических разновидностей алмаза при фракционировании магматического океана

В современной литературе алмазообразование обычно рассматриваются без учета процессов формирования мантийных пород. Такой подход является ошибочным, поскольку содержание алмаза в этих породах чаще всего не превышает миллионных долей процента. Вследствие этого процессы формирования мантийных пород должны были полностью контролировать алмазообразование.

Как иллюстрирует рис. 126, вследствие большей высокотемпературности поля устойчивости графита по сравнению с алмазом и очень высокой первичной температуры перидотитового слоя магматического океана (более 2000 °C) в начале формирования мантийной литосферы древних платформ был устойчив графит. По мере снижения температуры графит переходил в алмаз. Это объясняет присутствие включений графита в центрах роста некоторых алмазов (Буланова и др., 1993). Судя по темпам снижения температуры в области алмазообразования

на рис. 126, алмаз начал кристаллизоваться 3,6 – 3,0 млрд. лет назад. Это хорошо согласуется с примерно таким же возрастом наиболее древних включений в алмазах.

Обычно предполагается, что алмазы кристаллизовались в результате привноса соединений углерода в мантию путем гипотетических процессов метасоматоза или опускавшимися блоками океанической коры в зонах субдукции. Однако в этом случае в мантии существовали бы жилы и линзы алмазов и количество этого минерала в кимберлитах могло бы достигать очень больших величин. В действительности же даже в самых богатых кимберлитах алмазов очень мало, обычно менее 1 г/т.

К настоящему времени предложено множество реакций образования алмаза. Обычно предполагается его кристаллизация в результате взаимодействия углеводородов и водорода флюидных потоков с углекислотой, угарным газом или сульфидами. Выше были приведены доказательства невозможности существования в мантии флюидной фазы и потоков летучих компонентов. Да и нет необходимости предполагать их существование. Как и другие минералы мантии и магматических пород, алмаз должен был кристаллизоваться из остывающего расплава вследствие повышения в нем концентрации углерода. Объем расплава при достижении его состава кимберлитов, судя по степени увеличения содержания легких редких земель, уменьшился в тысячи раз по сравнению с объемом исходной перидотитовой магмы.

Поскольку углерод практически не входил в состав кристаллизовавшихся порообразующих минералов мантии, фракционирование перидотитового слоя быстро привело к пересыщению остаточного расплава углеродом и к раннему началу кристаллизации алмазов. Уменьшение содержания остаточного расплава при фракционировании постоянно поддерживало пересыщение его углеродом и обеспечило очень длительную кристаллизацию алмазов. Незначительная исходная концентрация углерода в перидотитовых магмах и низкая растворимость ограничивали его накопление в остаточных расплавах и являются причиной небольшого содержания алмазов в кимберлитовых трубках.

Как отмечалось, фракционирование перидотитовых магм на ранних и средних стадиях приводило к сильному (на несколько порядков) увеличению их вязкости. Величина коэффициента диффузии углерода уменьшалась еще больше, так как этому способствовало также падение температуры. Снижение коэффициента диффузии углерода замедляло движение его к формирующимся кристаллам алмаза, что приводило к возрастанию степени пересыщения им остаточных расплавов. Такое

изменение поведения углерода определило эволюцию морфологии кристаллизовавшихся алмазов.

На ранней стадии фракционирования в маловязких близких к ультраосновным расплавам, вследствие большой скорости диффузии и небольшой степени пересыщения расплавов, атомы углерода могли перемещаться на большие расстояния. Поэтому они присоединялись в основном к ступенькам роста, поскольку на них обнажается больше свободных ковалентных связей, чем на плоских гранях. Эти ступеньки чаще всего возникали в центре граней в местах выхода на них винтовых дислокаций кристаллической решетки. В результате послойного роста кристаллизовались наиболее совершенные октаэдрические кристаллы алмаза. Вследствие небольшой еще концентрации в остаточном расплаве щелочей, азота и других расплавофильных компонентов и медленного снижения температуры в нижнем слое магматического океана в это время возникали малодефектные прозрачные кристаллы с небольшим количеством примесей с синей рентгенолюминесценцией. Первыми кристаллизовались идеальные плоскогранные октаэдры (рис. 139). Для них характерна наибольшая средняя величина удельной интенсивности рентгенолюминесценции, равная 1,8 у.е.

Послойный рост является причиной плоскогранности многих октаэдрических кристаллов (Афанасьев и др., 2000) и нетипичности для них вогнутых граней, несмотря на более обширный диффузионный подток атомов углерода к ребрам и вершинам кристаллов. В случае радиального роста этот обширный подток обусловил бы опережающий рост ребер и вершин и формирование скелетных кристаллов. Параллельность слоев роста граням является причиной зеркальной гладкости их у многих октаэдров. Формирование октаэдров при пониженной вязкости расплава подтверждается кристаллизацией их в экспериментах (Bobrov et al., 2003) в не содержащих кремнекислоту и поэтому очень маловязких сульфидно-карбонатных расплавах.

С уменьшением скорости диффузии и увеличением концентрации в расплавах атомы углерода все меньше были способны к длительному перемещению к ступеням роста и все чаще присоединялись кратчайшим путем к граням кристаллов. Сначала это привело к сокращению площади образующихся слоев и к возникновению выпуклых граней. На краях их на местах выхода слоев роста формировалась параллельная или сноповидная штриховка. Первая возникала при равномерном сокращении площади в направлении вершин и ребер, вторая – при большем сокращении площади в направлении вершин. В дальнейшем все поверхность граней оказывалась покрытой этой штриховкой. Затем атомы углерода все больше присоединялись к отдельным участкам следов выхода слоев роста на гранях

с образованием занозистой, черепитчатой скульптуры и различных по форме бугорков. При сочетании нормального радиального и послойного тангенциального роста должны были возникать полицентрические, блоковые кристаллы (рис. 139) и пирамиды на их гранях. В промежутках между послойно разрастающимися блоками, особенно в участках отравленных примесями, могли образоваться пирамидальные и неправильные по форме углубления. Вследствие возрастания содержания примесей и дефектов все чаще возникала дымчато-серая окраска кристаллов и уменьшалась средняя величина их удельной интенсивности рентгенолюминесценции. Тушение дефектами преимущественно коротковолнового излучения приводило к появлению зеленой рентгенолюминесценции. При еще большем сокращении площади формирующихся слоев возникали округло-ступенчатые кристаллы.

Таким образом, рассмотренные скульптуры на гранях кристаллов алмаза должны иметь ростовое происхождение. Это согласуется с присутствием их иногда на синтезированных алмазах и противоречит взглядам о возникновении скульптур в результате процессов растворения (Орлов, 1973). Как уже отмечалось, такие взгляды не согласуются с признаками сильного понижения температуры в литосферной мантии, которое увеличивало стабильность алмаза и препятствовало процессам его растворения. Уменьшение средней величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции от 1,8 у.е. для плоскогранных октаэдров, к 1,35 у.е. для занозисто-сноповидных разностей, до 1,2 у.е. для полицентрических кристаллов и до 0,9 у.е. для округло-ступенчатых (рис. 139) в полном соответствии с рассмотренной моделью образования этих скульптур под влиянием уменьшения скорости диффузии углерода в остаточном расплаве и увеличения степени пересыщения его этим компонентом является важным независимым подтверждением ростового генезиса этих разновидностей алмаза.

Другим подтверждением является примерно такая же последовательность этих скульптур, наблюдающаяся по мере увеличения средней массы различных алмазов-гигантов в кимберлитах и россыпях Якутии (см. рис. 114). Очевидно, что крупные кристаллы должны были заканчивать свой рост в среднем позже, чем более мелкие. Судя по 330 изученным К.П. Аргуновым (2004, 2005) кристаллам, средняя масса их увеличивается следующим образом: гладкогранные октаэдры – 46 карат; полицентрические – 50 карат; со штриховой на гранях – 53 карата; округло-ступенчатые октаэдры – 72 карата; ромбододекаэдры – 151 карат.

Если скорость роста октаэдрических граней после некоторого замедления вновь возрастала (например, за счет снижения вязкости расплава при процессах декомпрессионного плавления твердых фаз в

поднимающихся локальных конвективных потоках), то на месте ребер октаэдра формировались желоба. Октаэдры с желобами встречаются среди алмазов кимберлитовых трубок (Афанасьев и др., 2000). На вершинах вследствие особенно сильно проявленных процессов недорастания до них слоев начинали формироваться грани куба с образованием кубооктаэдров и других комбинированных форм кристаллов.

В дальнейшем по мере уменьшения количества остаточного расплава на месте ступенчатых ребер октаэдрических кристаллов алмаза возникали грани ромбододекаэдра. На этих гранях новые слои росли путем образования сдвоенных рядов атомов (Хайдаров и др., 1986). Атомы каждого ряда не имеют связей с таковыми параллельно растущего ряда. Различные скульптуры на их гранях, видимо, формировались в той же последовательности, что и на гранях октаэдров. К сожалению, пока мало данных по величинам удельной интенсивности рентгенолюминесценции для проверки этого предположения.

При еще большем увеличении скорости диффузии углерода и степени пересыщения им расплавов полностью прекратился послойный рост кристаллов и происходил нормальный радиальный рост кубических кристаллов. Возросшее количество примесей и дефектов в возникающем алмазном веществе является причиной широкого распространения зеленой, желтой и коричневой окраски образующихся додекаэдров и кубов. Тушение преимущественно коротковолнового возбужденного излучения обусловило желтую и затем коричневую рентгенолюминесценцию в кристаллизовавшихся алмазах и ее исчезновение в самых поздних кристаллах (рис. 139).

Рассмотренная последовательность образования главных морфологических разновидностей алмазов полностью подтверждается тем, что ксенолиты перидотитов, сформировавшиеся из осаждавшихся пороодообразующих минералов на самой ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, содержат только октаэдрические кристаллы алмаза. В эклогитах, возникших на более поздней стадии, наряду с октаэдрами иногда присутствуют кубы и реже ромбододекаэдры (Аргунов, 2005). При этом кубы имеют признаки более поздней кристаллизации по сравнению с октаэдрами. Эта последовательность согласуется с преобладанием в октаэдрах включений перидотитового парагенезиса, тогда как в ромбододекаэдрах и кубах чаще встречается эклогитовый парагенезис. Она подтверждается рассмотренным выше увеличением в среднем от октаэдров к ромбододекаэдрам и далее к кубам и агрегатам содержания азота, легкого изотопа углерода (см. рис. 128, 135) и других компонентов, накапливавшихся в остаточных расплавах. Рассматриваемая последовательность является среднестатистической.

Вследствие локальных вариаций состава остаточных расплавов и различий эволюции кристаллов разного размера временные интервалы образования разных алмазов частично перекрывались в одних и тех же участках мантии.

Многие из алмазов имеет форму, отличающуюся от идеальных кристаллов. Это свидетельствует о росте только части алмазов в среде гомогенного расплава. Некоторые из них захоронялось в кумулатах породообразующих минералов и в дальнейшем росли в стесненных условиях полужидкой среды, что является причиной искажения их формы. С изменением состава остаточных расплавов на уже существующие в нем алмазы нарастали зоны другой кристалломорфологии, что приводило к укрупнению кристаллов. В захороненных среди кумулатов алмазах вследствие ограниченности диффузионного подтока углерода новые зоны часто не формировались и захороненные кристаллы мало увеличивались в размере. Поэтому возрастание средней доли какой либо разновидности алмаза среди крупных кристаллов должно быть связано с более поздним формированием этой разновидности и наоборот. По данным К.П. Аргунова (2005) в продуктивных кимберлитовых трубках Архангельской провинции средняя доля октаэдров уменьшается в крупных классах алмазов, а округлых, ламинарных, ромбододекаэдрических и кубических кристаллов разновидности II увеличивается. Это подтверждает более раннее формирование октаэдров.

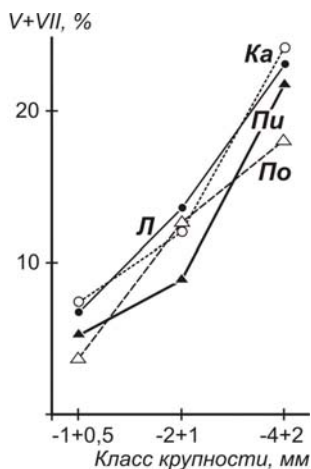


Рис. 140. Повышенное содержание алмазов разновидностей V+VII в крупной фракции в трубках Карпинская (Ка), Ломоносовская (Л), Пионерская (Пи) и Поморская (По). Построен по данным (Зинчук и др., 2001).

Особенно ярко позднее образование округлых кристаллов V+VII разновидности иллюстрирует возрастание в 4 – 5 раз доли этих кристаллов в

классе $-4+2$ по сравнению с классом $-1+0,5$ (рис. 140) по данным Н.Н. Зинчука и др. (2001). В трубках среди крупных кристаллах увеличивается также доля ламинарных, ромбододекаэдрических алмазов и принадлежащих к разновидности II и уменьшается доля октаэдрических кристаллов (рис. 141). Это подтверждает раннее образование последних. Рис. 142 иллюстрирует, что доля кристаллов с параллельной и сноповидной штриховкой сначала растет по мере увеличения доли алмазов с занозистой скульптурой, а затем уменьшается. Такое явление, видимо, связано с маскировкой штриховки при интенсивном развитии занозистой скульптуры. Доля округлых кристаллов возрастает с увеличением доли додекаэдроидов (рис. 143). Это, вероятно, обусловлено тем, что округлыми в основном становились ромбододекаэдры.

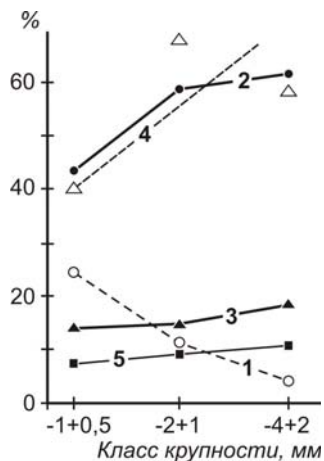


Рис. 141. Пониженное среднее содержание октаэдров (1) и повышенное содержание округлых (2), ламинарных (3), додекаэдрических (3) алмазов и разновидности II (4) в трубках Архангельской провинции. Построен по данным (Зинчук и др., 2001).

Все это приводило к уменьшению количества октаэдров и к возрастанию содержания додекаэдроидов и затем кубов среди формировавшихся алмазов (рис. 139). Данная последовательность объясняет смену октаэдрической огранки на додекаэдрическую и кубическую, характерную для зональных алмазов многих лампроитов и богатых кремнекислотой архангельских кимберлитов (Гаранин и др., 1991; Захарченко и др., 1994; Зинчук, Коптиль, 2003). Она является причиной редкости в природных алмазах противоположной тенденции — смены ромбододекаэдрической зональности октаэдрической. На этой стадии формировались алмазы разновидности I, по классификации Ю.Л. Орлова (1973).

В последних остаточных расплавах сформировались желтые с большим количеством дефектов и азота кубические алмазы разновидности II по классификации Ю.Л. Орлова, а также переполненные включениями мутные периферические части алмазов разновидностей III – V. В алмазах IV разновидности центральная часть обычно представлена октаэдрами, на которые нарастает фибрилярная оболочка, при значительной ее толщине алмазы приобретают кубическую огранку.

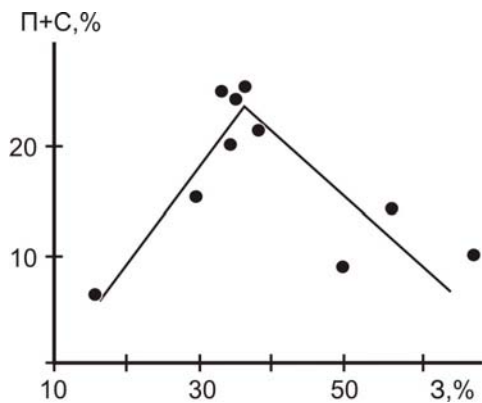


Рис. 142. Соотношение доли алмазов с параллельной (П) + сноповидной (С) штриховкой с долей кристаллов с занозистой скульптурой (З) в кимберлитах Якутии. Построен по данным (Аргунов, 2005).

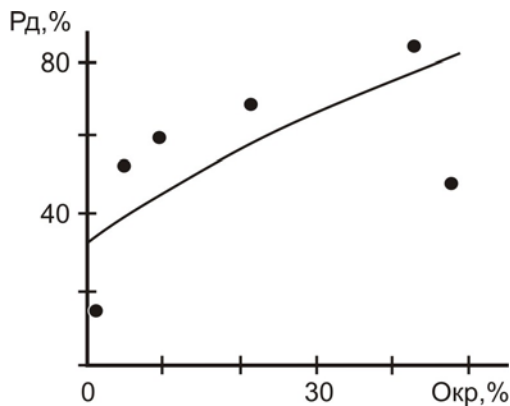


Рис. 143. Соотношение доли округлых кристаллов алмаза и ромбододекаэдров в кимберлитах Якутии. Построен по данным (Аргунов, 2006).

В разновидности V прозрачные ядра окружены темной мутной оболочкой с многочисленными флюидными и графитовыми включениями. Прозрачные ядра этих алмазов образовались на более ранней стадии фракционирования, на которой расплав был близким по составу к ультраосновному. Богатые флюидными включениями оболочки

кристаллизовались в богатых летучими компонентами остаточных расплавах. По данным О.Е. Ковальчук с соавторами (2007) в оболочке разновидностей V и VII стенки флюидных включений покрыты графитом.

Накопление в остаточных расплавах расплавофильных компонентов является причиной намного большего содержания их в виде примесей в ромбододекаэдрических и, особенно, в кубических алмазах по сравнению с октаэдрическими. Оно объясняет обилие флюидных и солевых включений, а также высокое содержание кремнекислоты (до 70 %) в некоторых расплавных включениях в кубических кристаллах (Navon et al., 2003; Zedgenizov et al., 2004 b; Logvinova et al., 2008).

Включения в самых поздних алмазах обычно относят к эклогитовой ассоциации. Однако, судя по необычному их составу (обилие карбонатных минералов, флюидных, солевых и расплавных включений), и в соответствии с образованием их по рассматриваемой модели в кимберлитовых по составу расплавах, некоторые включения в этих алмазах, как будет показано ниже, следует относить к кимберлитовому парагенезису. Такой состав включений в алмазах разновидностей II – V, низкая степень агрегации в них азота, а также иногда высокая марганцовистость граната из разновидности V (Зинчук, Коптиль, 2003) подтверждают их кристаллизацию в поздних низкотемпературных остаточных расплавах.

Двойная линия 0 на Р-Т диаграмме фазового состава кимберлитовых магм (см. рис. 65) отражает эволюцию поздних остаточных расплавов перидотитового слоя магматического океана. Положение левой ее части в поле расплав+твердые фазы+флюид показывает появление флюидной фазы в самых поздних остаточных расплавах в результате накопления в них летучих компонентов. Флюидосодержащие остаточные расплавы, судя по очень высокому содержанию легких редких земель в кимберлитах (до тысячи хондритовых норм), составляют менее одной тысячной доли объема литосферной мантии древних платформ и появились на самой поздней стадии ее остывания. Поэтому они не противоречат ранее сделанному выводу о невозможности существования флюидной фазы в подавляющем большинстве частей этой мантии. Обилие различных химических соединений углерода во флюиде (CO_2 , CO, CH_4) и высокая скорость протекания реакций между этими соединениями вследствие на несколько порядков большей скорости диффузии химических компонентов во флюиде по сравнению с расплавом обусловило начало образования поликристаллических сростков и агрегатов разновидностей VI – X. Возникновение агрегатов после кристаллизации части макрокристаллов алмаза подтверждается нарастанием борта (Смелова, 1994; Jacob et al., 2008) и карбонадо на сравнительно крупные кристаллы алмаза.

Образование агрегатов при завершении процессов фракционирования перидотитового слоя и в самом начале возникновения кимберлитовых магм согласуется с установленным Г.Б. Смеловой (1994) увеличением железистости включенных оливинов с 6,48 % в центральной части ранних микрозернистых агрегатов борта до 7,34 % в периферических. В дальнейшем их железистость снижается с 7,34 % во внутренних частях мелкозернистого борта, нарастающего на микрозернистый, до 6,48 % во внешних частях. Последнее явление, видимо, отражает начало процессов декомпрессионного плавления оливина при подъеме кимберлитовых магм. В этой последовательности содержание расплавофильного компонента меди во включенных сульфидах сначала увеличивается, затем понижается, что полностью согласуется с характером изменения железистости оливина. Самая низкая степень агрегации азота в алмазных агрегатах (Силаев и др., 2005) и самое высокое содержание летучих компонентов и примесей в них также свидетельствуют о формировании их в конце процессов кристаллизации и фракционирования перидотитового слоя магматического океана.

Количество выделений флюидной фазы было особенно большим в богатых углекислотой дифференциатах перидотитового слоя вследствие пониженной растворимости углекислоты в расплавах. Это объясняет повышенное содержание поликристаллических агрегатов алмаза в кимберлитах, богатых углекислотой и карбонатными минералами. Преимущественная кристаллизация октаэдров в маловязких флюидах является причиной широкого распространения октаэдрических кристаллов в алмазных агрегатах.

Обычно овальная форма и небольшой размер алмазных агрегатов, видимо, являются унаследованными от флюидных выделений. Формирование агрегатов во флюидных пузырях подтверждается присутствием пустот в борте (Смелова, 1994; Jacob et al., 2005) и карбонадо, иногда инкрустированных идиоморфными кристаллами алмаза, и существованием прямой корреляции содержания агрегатов с суммарным количеством воды и углекислоты и с величиной потерь при прокаливании в кимберлитах (рис. 144).

Алмазоносные перидотиты и эклогиты кристаллизовались до завершения процессов фракционирования придонного слоя магматического океана и появления флюидных выделений, что объясняет нехарактерность алмазных агрегатов и разновидностей V, VII для мантийных ксенолитов (Маракушев, Бобров, 2004). Отсутствие в них алмазов-гигантов, видимо, обусловлено ростом последних только при длительном пребывании в расплаве. Прямая корреляция количества кубов с суммарным содержанием алмазов в оболочке и агрегатов (рис. 145, А) и с содержанием алмазов в

оболочке (рис. 145, Б) подтверждает их формирование в близких условиях – на поздней стадии остывания придонного слоя постагрегационного магматического океана.

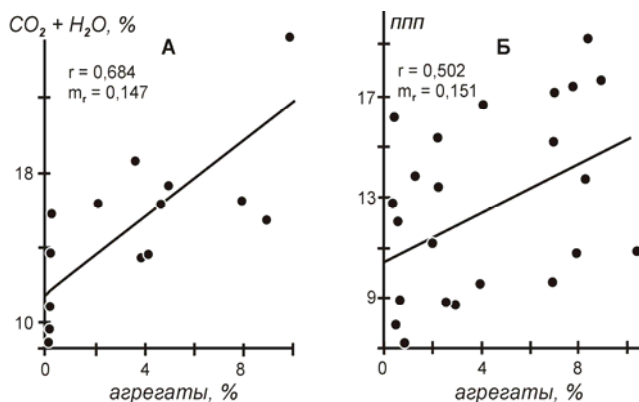


Рис. 144. Прямая корреляция содержания алмазных агрегатов с величиной суммарного содержания воды и углекислоты (А) и потерь при прокаливании (Б) в кимберлитах.

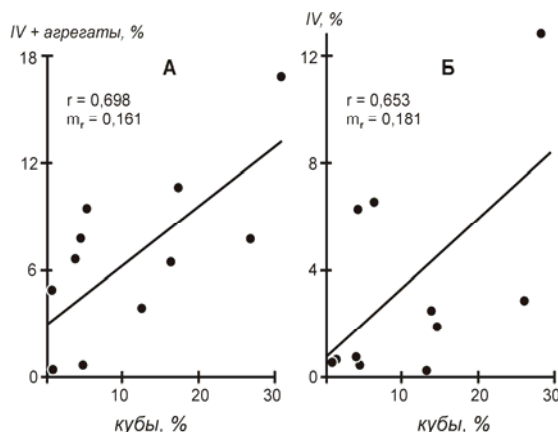


Рис. 145. Прямая корреляция доли кубов в кимберлитах с суммарным содержанием алмазов IV разновидности и агрегатов (А) и с количеством алмазов IV разновидности (Б).

Рассматриваемое образование алмазов при глобальном магматическом фракционировании согласуется с чаще всего высоким содержанием во включенных в алмазе минералах расплавофильных компонентов, накапливавшихся в остаточных расплавах при фракционировании. Например, максимальное содержание легких редких земель (LREE) в

гранате включений достигает 10 хондритовых норм (Stachel et al., 2004). С учетом примерно в 100 раз меньшего содержания в гранате LREE, по сравнению с равновесным расплавом, 10 хондритовых норм LREE в гранате свидетельствуют о кристаллизации его из расплава, содержавшего около 1000 хондритовых норм этих элементов. Примерно столько их содержится в наиболее богатых редкими землями кимберлитах. Следовательно, такие гранаты и включающие их алмазы кристаллизовались в кимберлитовом расплаве. Минимальное содержание LREE во включенных гранатах составляет примерно 0,1 хондритовой нормы, что соответствует содержанию этих элементов в расплаве примерно 10 хондритовых норм. Столько же их содержат пикритовые расплавы, что согласуется с началом кристаллизации некоторых алмазов при ранних процессах фракционирования перидотитового слоя магматического океана.

Изменение состава расплава при процессах кристаллизации и фракционирования, в соответствии с выявленными зависимостями, приводило к формированию алмазов весьма различных по морфологии и свойствам. Это хорошо объясняет сонахождение в одних и тех же кимберлитах самых разных алмазов.

Из формирования алмазов совместно с кимберлитовым остаточным расплавом следует, что алмазы и кимберлиты находятся в парагенетических соотношениях. Как уже отмечалось, такое единство генезиса объясняет сочетание, казалось бы, несовместимых особенностей этого минерала – с одной стороны в нем присутствуют включения, намного более древние, чем кимберлиты, с другой стороны существуют многочисленные корреляции его свойств с составом вмещающих трубок. Аналогичное происхождение имеет и большинство зерен высокобарических минералов в кимберлитах, выделяемых под названием ксенокристаллов.

Но эти минералы и алмаз не одинаковы по генезису с зернами минералов, заимствованных, например, из вмещающих кимберлиты осадочных пород, которые образовались при совершенно других процессах, чем кимберлиты, и являются ксенокристаллами в полном смысле этого слова. Алмаз же и высокобарические минералы кимберлитов возникли в ходе процессов формирования кимберлитовых остаточных расплавов. Как уже отмечалось, их целесообразно называть *автоксенокристаллами* в отличие от *аллоксенокристаллов*, сформировавшихся при совершенно иных процессах, чем кимберлиты. К последним относятся, например, зерна кварца и плагиоклаза в кимберлитах, заимствованные из вмещающих осадочных толщ.

Главным фактором формирования алмазов на рассмотренных стадиях является значительное (на многие сотни градусов) снижение температуры среды кристаллизации и постепенное накопление в ней углерода при

магматическом фракционировании вследствие большей растворимости его в остаточном расплаве, по сравнению с кристаллизовавшимися силикатными твердыми фазами. Вследствие снижения температуры рассмотренная выше последовательность кристаллизации различных алмазов является регрессивной.

Природа различий других свойств алмазов

Содержание расплавофильных компонентов увеличивалось в остаточных расплавах при фракционировании, что определяло рост содержания микропримесей в алмазах в приведенной последовательности. Обобщение данных Л.П. Аргунова (2005) показало, что в якутских алмазах суммарное содержание микропримесей от ранних октаэдров к поздним агрегатам возрастало более чем в тысячу раз (рис. 146). Увеличение содержания примесей приводило к появлению большого количества окрашенных алмазов. По К.П. Аргунову (2005) дымчато-коричневая окраска среди якутских алмазов встречается в ромбодекаэдрах в 33,8 %, а в среднем более ранних октаэдрах – только в 16,6 %.

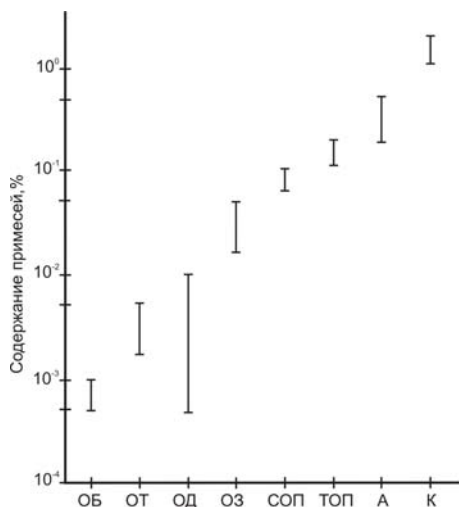


Рис. 146. Содержание примесей в различных алмазах кимберлитов Якутии. Условные обозначения на рис. 138. Построен по данным (Аргунов, 2004).

С возрастанием содержания примесей увеличивалось количество дефектов кристаллической решетки и уменьшалась прочность кристаллов. Это приводило к более интенсивному дроблению поздних алмазов при взрывной дезинтеграции кимберлитовых магм и под влиянием последующего воздействия экзогенных факторов. Эксперименты показали,

что поздние алмазы с темной окраской и с интенсивно развитыми скульптурами на гранях дробились во много раз быстрее, чем прозрачные без скульптуры (Аргунов, 2004). Особенно быстро (в 9 раз) разрушались алмазные агрегаты (рис. 147). Это согласуется с тем, что расколотые кристаллы среди додекаэдронидов встречаются значительно чаще (31,6 %), чем среди октаэдров (24,6 %), являющихся более ранними (Аргунов, 2005). Видимо, это объясняет большое содержание осколков в некоторых трубках (до 80 %) и среди архангельских алмазов, представленных преимущественно округлыми додекаэдроидами. В.И. Силаев с соавторами (2008) предлагают выделять осколкообразующую фацию уральских алмазов.

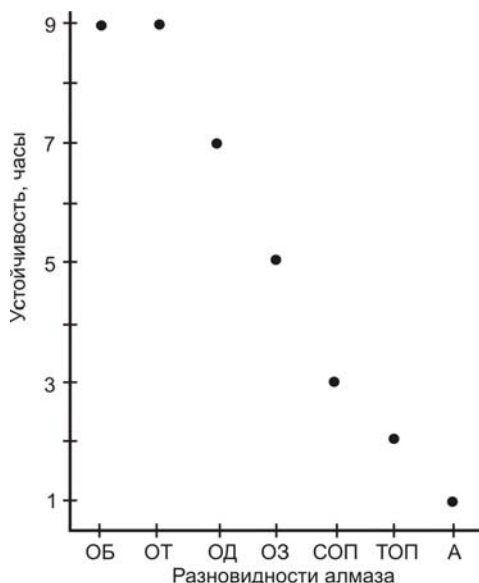


Рис. 147. Устойчивость различных алмазов к дроблению в мельнице. Обозначения на рис. 138. Построен по данным (Аргунов, 2004).

Уменьшение скорости диффузии углерода под влиянием увеличения вязкости остаточных расплавов приводило к уменьшению скорости роста кристаллов алмаза. Это объясняет широкое распространение грубослоистого строения в октаэдрах и преобладание тонкой и скрытой слоистости в додекаэдроидах, кристаллизовавшихся в среднем позже октаэдров. Возрастание степени пересыщения остаточных расплавов углеродом обусловило увеличение в среднем интенсивности проявления процессов нормального радиального роста кристаллов и образования скульптур на их поверхности.

На основании детального изучения свойств различных алмазов к близким выводам о последовательности образования главных их разновидностей пришел Ю.Л. Орлов (1973). По его мнению, в начале в условиях небольшого пересыщения расплава углеродом длительно кристаллизовались плоскогранные октаэдрические кристаллы алмаза. При несколько большем пересыщении формировались октаэдры с пластинчато-ступенчатым строением граней и разнообразные комбинационные формы. Окрашенные разновидности кристаллизовались позже неокрашенных, так как они иногда нарастали на последние. Еще позже при значительном пересыщении возникли кубические кристаллы второй разновидности. Затем кристаллизовались алмазные агрегаты, иногда нарастая на относительно крупные алмазы. Поздно формировались также богатые включениями оболочки кристаллов алмаза. Последние и агрегаты алмаза возникали в обстановке резко изменившихся условий кристаллизации. Но причина такой эволюции не была установлена.

К примерно таким же выводам о последовательности процессов алмазообразования пришел Х.А. Хайдаров с соавторами (1987) на основании детального изучения морфологии и частично состава более 20 тысяч кристаллов алмаза. По их представлениям, на первом этапе в замкнутом магматическом очаге формировались преимущественно плоскогранные октаэдры янослоистого строения и ромбододекаэдры с минимальным содержанием и равномерным распределением микропримесей в кристаллах. Кристаллизация происходила медленно и длительно на небольшом количестве центров, что привело к образованию крупных малодефектных кристаллов высокого ювелирного качества. На втором этапе происходило снижение температуры и давления в магматическом очаге с формированием богатых включениями и микропримесями более мелких зонально-секториальных октаэдров и ромбододекаэдров. Возникло повышенное количество окрашенных алмазов. На третьем заключительном этапе образовалось большое количество центров кристаллизации и быстро возникали поликристаллические сростки, агрегаты, черные бесформенные зерна алмаза, кристаллы кубического габитуса скелетного и антискелетного роста, алмазы в «рубашке». В это время происходило механическое разрушение и регенерация кристаллов. Эти поздние алмазы содержали еще больше примесей и включений.

Таким образом, приведенные в данной монографии результаты подтвердили представления и ранних исследователей (Кухаренко, 1954, 1955; Бобриевич и др., 1959; Соболев, 1960; Милашев, 1965; Францесон, 1968) о кристаллизации алмаза в ультраосновных магмах в мантийных условиях. Природа этих и кимберлитовых магм долгое время оставалась

неясной, так как геофизические данные не подтверждают существование в мантии обширных магматических очагов в настоящее время. Полученные за последние десятилетия планетологические и петрологические данные позволили понять причину этого. Ультраосновные расплавы существовали в виде обширного перидотитового слоя глобального магматического океана, возникшего при горячей аккреции Земли. Кимберлитовые магмы и полужакокристаллизованные мантийные субстраты кимберлитового состава формировались из остаточных расплавов в результате фракционирования перидотитового слоя. Главные процессы фракционирования магматического океана завершились к настоящему времени, но последние остаточные расплавы продолжают фракционировать в основании континентальной литосферы до сих пор.

Происхождение включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в алмазе

Состав включений является важнейшей характеристикой алмазов и широко используется при типизации их и кимберлитовых трубок. В соответствии с господствующей в настоящее время ксеногенной гипотезой обычно предполагается, что присутствие в алмазах включений перидотитового и эклогитового парагенезисов обусловлено кристаллизацией этого минерала соответственно в перидотитах и эклогитах и заимствованием им минералов из этих пород. Принимается, что эклогиты возникли в результате метаморфизма океанических основных пород, погруженных в мантию в зонах субдукции. Выше, однако, было показано, что эклогиты из мантийных ксенолитов в кимберлитах сильно отличаются по составу от базальтов СОХ (см. рис. 39) и имеют признаки формирования из остаточных расплавов и кумулатов перидотитового слоя магматического океана.

Согласно разработанной модели кристаллизации алмазов при формировании кимберлитовых остаточных расплавов и субстратов состав включений в алмазе в основном отражает эволюцию расплава при фракционировании. Поэтому он должен коррелироваться с составом вмещающих кимберлитов. Как показал выполненный анализ, такая корреляция, действительно, хорошо проявлена. Рис. 148 иллюстрирует, что доля эклогитового парагенезиса во включениях очень сильно возрастает с увеличением количества кремнекислоты в кимберлитах примерно от 0,5 % при среднем содержании в них 29 % SiO_2 до 95 % при 60 %-ном количестве ее в лампрокимберлитах (линия 1). К такому же возрастанию доли включений эклогитового парагенезиса приводит увеличение в трубках среднего содержания глинозема с 2,4 до 5 % (линия 2) и уменьшение

количества окиси магния в этих породах в среднем от 22 до 9 % (линия 3). Уменьшение доли октаэдров и возрастание содержания додекаэдридов и затем кубов и других разновидностей среди алмазов по мере эволюции состава расплава является причиной присутствия преимущественно перидотитового парагенезиса включений в октаэдрических кристаллах алмаза, эклогитового — в додекаэдрических, кимберлитового — в кубических.

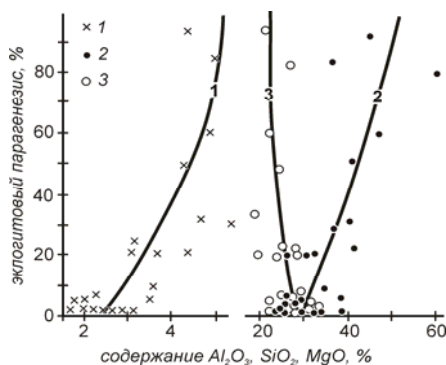


Рис. 148. Соотношение доли включений эклогитового парагенезиса в алмазах со средними количествами Al_2O_3 (1), SiO_2 (2) и MgO (3) во вмещающих кимберлитах и лампроитах.

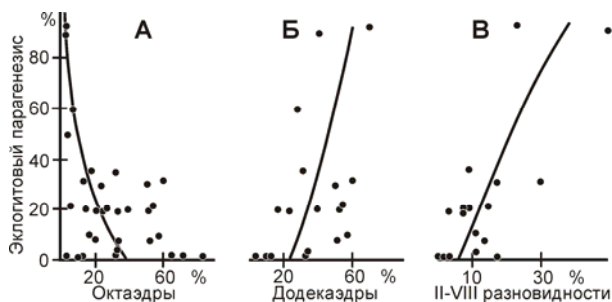


Рис. 149. Соотношение доли включений эклогитового парагенезиса в алмазах с долей среди них октаэдров (А), ромбододекаэдров (Б) и разновидностей II – VIII (В) (Приложение).

Эта же эволюция кристалломорфологии приводила к сильному увеличению среднего содержания включений эклогитового парагенезиса в алмазах от 0,5 % до 93 % по мере уменьшения в кимберлитовых трубках

доли октаэдров от 32 до 1 % (рис. 149, А). Примерно таким же возрастанием содержания эклогитового парагенезиса во включениях сопровождается увеличение доли додекаэдронидов среди алмазов в среднем от 25 до 60 % (рис. 149, Б) и суммарной доли других разновидностей алмаза от 6 до 38 % (рис. 149, В).

Большое содержание никеля в алмазах с включениями перидотитового парагенезиса и низкое в алмазах с эклогитовым парагенезисом (Зинчук, Коптиль, 2003) подтверждает формирование этих парагенезисов на разных стадиях магматического фракционирования, поскольку концентрация никеля резко понижается в остаточных расплавах. Накопление в остаточном расплаве расплавофильных компонентов по мере фракционирования объясняет более легкий в среднем состав углерода в алмазах с включениями эклогитового парагенезиса и более высокое содержание в них азота по сравнению с алмазами, содержащими перидотитовый парагенезис (см. рис. 128).

Рассматриваемая модель образования включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в эволюционирующем по составу расплаве хорошо согласуется с упоминавшимся выше присутствием в одних и тех кристаллах алмаза включений обоих этих парагенезисов. Оно обусловлено эволюцией состава остаточного расплава в мантии от перидотитового до пикритового и эклогитового по мере фракционирования перидотитового слоя магматического океана и иногда перемещениями растущих кристаллов в разные по составу участки расплава.

Как отмечалось (см. рис. 5), изотопный возраст включений в алмазах гарцбургитового парагенезиса в среднем составляет 3,03 млрд. лет, нерасчлененного перидотитового – 2,777 млрд. лет, лерцолитового – 1,966 млрд. лет, эклогитового – 1,123 млрд. лет. Это однозначно подтверждает формирование кимберлитовых остаточных расплавов и различных алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана и возникновение включений разных парагенезисов в алмазе путем захвата минералов по мере этого фракционирования. Более молодой в среднем возраст включений эклогитового парагенезиса, по сравнению с перидотитовым, согласуется с обычно меньшей степенью агрегации азота в алмазах эклогитового парагенезиса (Davies et al., 2004).

О необходимости выделения включений кимберлитового парагенезиса в алмазах

Таким образом, все особенности распределения включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в алмазах связаны с их образованием в процессе формирования кимберлитовых остаточных

расплавов при фракционировании магматического океана. Фракционирование завершилось образованием кимберлитовых по составу остаточных расплавов. Поэтому в поздних алмазах должны присутствовать включения, отличающиеся по составу от перидотитового и эклогитового парагенезисов и соответствующие по составу парагенезису кимберлитов. По рассмотренной модели алмазообразования включения кимберлитового парагенезиса должны содержаться главным образом в алмазах разновидностей IV – VIII.

В соответствии с составом карбонатитовой магматической серии, к карбокимберлитовой разновидности кимберлитового парагенезиса должны относиться включения различных карбонатных минералов, раскристаллизованных карбонатитовых расплавов, очень богатые углекислотой флюидные и флюидно-солевые включения. К лампрокимберлитовой разновидности этого парагенезиса, в соответствии с составом лампроитовой магматической серии, относятся включения пироксенов и амфиболов повышенной щелочности, флогопита, санидина, коэсита, богатые кремнекислотой раскристаллизованные расплавные включения и существенно водные и водно-солевые флюидные включения.

Включения такого состава давно описываются в некоторых алмазах разновидностей IV, V, VII и в алмазных агрегатах. В этих алмазах установлено присутствие включений карбонатных минералов (кальцита, магнезита, доломита) и раскристаллизованных карбонатитовых и богатых кремнекислотой (до 70 %) и щелочами расплавов (Буланова и др., 1986; Гаранин и др., 1991; Guttrie et al., 1991; Navon et al., 2003; Zedgenizov et al., 2004b). Состав флюидных включений варьирует от очень богатых углекислотой (до 90 %) до богатых водой (50 – 60 %) (Zedgenizov et al., 2004b). В таких включениях иногда содержится много солей хлоридов (Shiryaev et al., 2006). В разновидности V из россыпей северо-восточной Якутии установлены включения санидина и коэсита (Граханов и др., 2007).

В карбонадо из Бразилии обнаружены самородные металлы, разнообразные сульфиды, рутил, железистая малохромистая шпинель, сложные соединения циркона, разнообразные фосфаты (Силаев и др., 2005). Однако не ясно, какие из этих минералов являются сингенетическими, а какие – эпигенетическими. В фрамезите из африканской трубки Орапа установлены магнетит, гематит, омфацит, малохромистый железистый гранат, рутил, пирротин, апатит, флюидные включения (Jacob et al., 2008).

Природа этих включений давно обсуждается в литературе. Образование таких экзотических по составу включений обычно связывают с протеканием гипотетических процессов метасоматоза при кристаллизации алмазов в мантии. Все что непонятно в проблеме алмазо- и кимберлитобразования объясняется этими процессами, хотя их природа,

если бы они существовали, была бы намного более непонятной, чем генезис кимберлитов, алмазов и других реальных геологических объектов. В рассматриваемой модели образования алмазов присутствие в поздних кристаллах богатых летучими компонентами, щелочами и железом включений обусловлено накоплением расплавофильных химических компонентов в остаточных расплавах при магматическом фракционировании.

Все рассмотренные включения обычно относятся к эклогитовому парагенезису (Shiryaev et al., 2006). Однако карбонатные минералы, карбонатитовые расплавы, богатые углекислотой и солями флюиды не характерны для эклогитовых мантийных ксенолитов. Поэтому их нельзя относить к эклогитовому парагенезису. В то же время они хорошо соответствуют по составу различным кимберлитам и содержатся в тех разновидностях алмазов, которые кристаллизовались в остаточных расплавах, близких по составу к кимберлитам. Это свидетельствует о необходимости отнесения их к включениям кимберлитового парагенезиса и целесообразности выделения такого парагенезиса.

На рис. 5 к кимберлитовому парагенезису отнесены включения флюида в оболочке и во внутренней части кубоида из трубки Удачная и включение перовскита из алмаза трубки Сытыканская (Зайцев, 2008). Они в среднем всего на 3,4 млн. лет древнее трубок. Это подтверждает образование включений кимберлитового парагенезиса в алмазе на самой последней стадии фракционирования перидотитового слоя, когда остаточный расплав приобрел близкий к кимберлитовому состав.

Как отмечалось в предыдущей главе, в кимберлитах присутствуют минералы ранних стадий фракционирования этого слоя (форстерит, хромистые пироп и клинопироксен, пикроильменит). Вследствие близкой плотности их с расплавом при высоком давлении они не полностью отделялись от расплава при фракционировании. Эти фазы также могут присутствовать в виде включений в алмазах кимберлитового парагенезиса. Следовательно, присутствие изредка включений ранних минералов в поздних алмазах достаточно закономерно и не противоречит широкому распространению в них включений кимберлитового парагенезиса. Оно подтверждает вывод (Шкодзинский, 2009) о возможности присутствия протогенетических включений в алмазе, образовавшихся задолго до захвата их этим минералом.

Генезис флюидно-расплавных включений в алмазах

Для выяснения генезиса алмаза важно реконструировать состав и происхождение среды образования этого минерала. Такая среда обнаружена

в очень мелких (микронных) включениях в фибриллярных и облачных алмазах из кимберлитов. Состав этих включений варьирует от карбонатитового до гидросиликатного и солевого (рис. 150). Они получили название высокоплотных флюидных включений (HDFs, high-density fluids) на основании иногда очень высокого (до 40 – 50 %) содержания летучих компонентов (CO_2 , H_2O , Cl) и исходя из предположения о том, что они являются остатками метасоматического флюида, просачивавшегося через мантию. Следует отметить, что правильнее называть их не флюидными, а расплавленными включениями, поскольку более половины их объема обычно составляют нелетучие химические компоненты (SiO_2 , CaO, MgO, K_2O , FeO). В условиях мантийных высокого давления (более 30 кб) и температуры летучие компоненты очень хорошо растворимы в расплаве (до многих десятков процентов). Поэтому в период захвата включений кристаллизовавшимися алмазами все летучие компоненты чаще всего были растворены в расплаве и присутствовавшая жидкая фаза имела характерные для расплавов высокие плотность и вязкость.

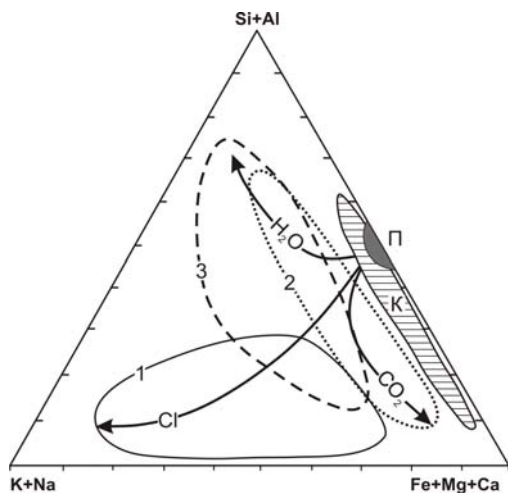


Рис. 150. Состав расплавных включений в облачных алмазах трубки Коффифонтейн (1) (Izraeli et al., 2003) и в фибриллярных алмазах трубок Интернациональная (2) (Zedgenizov et al., 2009) и Жваненг (3) (Navon et al., 2009, 2012). Поля К и П – составы соответственно кимберлитов и исходной перидотитовой магмы. Стрелки – изменения состава остаточных расплавов при накоплении в них H_2O , CO_2 и Cl.

Иногда предполагается, что расплавленные включения в алмазах являются выплавками из мантийных пород (Navon et al., 2012). Этому предположению противоречит обычно отсутствие убедительных признаков плавления в мантийных ксенолитах из кимберлитов и следов повышения в них температуры. К принципиально новому решению проблемы генезиса расплавных включений в алмазах приводят полученные доказательства горячей аккреции Земли и о фракционировании на ней глобального океана

магмы. Как отмечалось, в процессе фракционирования происходило интенсивное накопление в остаточных расплавах расплавофильных химических компонентов – в первую очередь летучих и легких редких земель, щелочей, фосфора, железа и некоторых других. Судя по содержанию в кимберлитах и в расплавных включениях многих сотен (иногда до тысячи и более) хондритовых норм легких редких земель (см. рис. 63), кимберлитовые магмы и расплавные включения в алмазах возникли после уменьшения объема первичной ультраосновной магмы более чем в тысячу раз. Это объясняет огромное содержание в расплавных включениях летучих компонентов. Например, содержание Cl в солевых включениях в алмазах Ю. Африки достигает 42,5 % (Israeli et al., 2003) при относительно небольшом количестве этого компонента (десятые – сотые доли %) в исходной ультраосновной магме. Только очень медленные и длительные (миллиарды лет) глубинные процессы фракционирования нижнего перидотитового слоя магматического океана могли привести к таким гигантским масштабам накопления расплавофильных компонентов.

При величине молекулярного отношения $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})$ более 0,6 высокobarическое фракционирование перидотитовых магм приводило к появлению бедных кремнекислотой карбонатитовых остаточных расплавов, при меньшей его величине – к образованию богатых водой, кремнекислотой и щелочами расплавов. Это объясняет принадлежность большинства расплавных включений в алмазах к карбонатитовым или гидросиликатным щелочным расплавам (рис. 150). Показанное на рисунке поле включений такого состава (2) получено для умеренно богатой карбонатами трубки Интернациональная (среднее содержание SiO_2 33,69 %, CO_2 – 7,48 %; Приложение). В бедной карбонатами трубке Коффифонтейн (среднее содержание SiO_2 40,69 %, CO_2 – 0,9 %) облачные алмазы содержат богатые хлором солевые включения (поле 1). Это позволяет предполагать, что существует прямая корреляция между составами кимберлитов и расплавных включений в алмазах. Пониженное содержание углекислоты и повышенное хлора в исходных перидотитовых магмах приводили к образованию богатых хлором солевых остаточных расплавов. На поздних стадиях фракционирования остаточные расплавы перидотитового слоя магматического океана, видимо, иногда распадались на карбонатитовые и солевые.

Важным доказательством образования расплавных включений в алмазах и кимберлитовых магм из остаточных расплавов перидотитового слоя магматического океана является большое сходство кривых распределения в них редкоземельных элементов (см. рис. 66). Такое сходство отмечалось некоторыми исследователями (Weiss et al., 2012) и выражается в примерно одинаковом относительно выдержанном наклоне

этих кривых. Отрицательный их наклон на рисунке определяется большим содержанием во включениях расплавофильных компонентов по сравнению с расплавофобными и подтверждает обусловленность этого распределения процессами магматического фракционирования.

Если рассматриваемые включения в алмазах возникли в результате захвата остаточного расплава, то состав их должен был изменяться по мере фракционирования в сторону увеличения содержания редкоземельных элементов и кривые их распределения должны постепенно смещаться вверх на рис. 66. Именно такая картина и наблюдается. Самые нижние кривые на рисунке (3 и 4) относятся к ранним облачным включениям из ядер октаэдрических алмазов трубок Интернациональная и Удачная (Zedgenizov et al., 2009). Самые верхние линии (5, 6, 7) относятся к фибриллярным алмазам. Судя по наиболее высокому содержанию примесей и пониженному изотопному возрасту включений (см. рис. 5), такие алмазы являются самыми поздними. Их включения возникли в результате захвата расплава, наиболее низкотемпературного и богатого расплавофильными компонентами, что объясняет положение кривых распределения в этих включениях в верхней части рисунка.

Ранее было показано, что декомпрессия и фрикционное тепловыделение при подъеме должны приводить к плавлению твердых фаз в магмах (см. рис. 65). Поэтому состав кимберлитовых магм в малоглубинных условиях должен отличаться от такового остаточных расплавов в очагах магнообразования. Вследствие плавления твердых фаз при подъеме содержание расплавофильных компонентов в расплаве должно уменьшаться. Поэтому кривые распределения редких земель в кимберлитах (1 и 2) должны располагаться ниже таковых во включениях самых поздних алмазов (5 и 6) на рис. 66. Это наблюдается в действительности и подтверждает рассматриваемую модель образования расплавных включений.

Величина уменьшения содержания расплавофильных компонентов в кимберлитах по сравнению с наиболее богатыми ими включениями в самых поздних алмазах отражает масштабы декомпрессионно-фрикционного плавления твердых фаз при подъеме магм. Как отмечалось, расчеты эволюции кимберлитовых магм при внедрении показали, что в случае выжимания смеси из 4 % остаточного расплава и 96 % твердых фаз (кривая Д на рис. 65) содержание расплава на ней при давлении 26 кб должно увеличиться до примерно 84 %, то есть возрасти в 21 раз. Концентрация в нем наиболее расплавофильных компонентов уменьшится примерно в 22 – 23 раза. Как иллюстрирует положение на рис. 66 линий состава наиболее богатых редкоземельными элементами включений в фибриллярных алмазах (5 и 6), кимберлитов трубки Удачная (1) и в среднем кимберлитов группы I

(2), содержание наиболее расплавофильного элемента, лантана, в кимберлитах примерно в 20 – 50 раз ниже, чем в наиболее богатых расплавных включениях. Эти оценки свидетельствуют об огромных масштабах декомпрессионно-фрикционного плавления твердых фаз при подъеме кимберлитовых магм.

Полученные результаты подтверждают кристаллизацию алмаза в эволюционирующем по составу остаточном расплаве. Подниматься начинали не кимберлитовые выплавки, а смесь кумулатов магматического океана с небольшим количеством остаточного расплава. При подъеме эта смесь преобразовывалась в более однородную кимберлитовую магму.

Происхождение крупных алмазов в кимберлитах

Вес природных кристаллов алмаза варьирует от долей до сотен и даже тысяч карат. Вес мелких алмазов принято выражать в миллиграммах, крупных – в каратах. Наиболее крупные алмазы (массой более нескольких десятков карат) относятся к алмазам-гигантам или к именным алмазам, поскольку им присваиваются собственные названия. Стоимость крупных алмазов обычно несопоставимо выше, чем мелких такого же качества. Поэтому выяснение их происхождения и факторов, обусловивших образование этих алмазов, имеет существенное научное и практическое значение. Однако в связи с доминирующей гипотезой ксеногенного происхождения алмазов в кимберлитах механизм образования этого минерала считается неясным и природа его крупных разновидностей обычно специально не обсуждается. Например, среди более чем полутора тысяч расширенных тезисов в материалах четырех последних международных кимберлитовых конференций, состоявшихся в последние 17 лет, ни один из них не посвящен происхождению различных по крупности кристаллов алмаза. Разработанная модель кристаллизации алмазов в процессе фракционирования постааккреционного глобального океана магмы позволяет проанализировать факторы, способствовавшие возникновению крупных алмазов.

Очевидно, что образованию крупных кристаллов должно способствовать присутствие небольшого числа их зародышей и большая длительность кристаллизации алмазов на этих зародышах без существенного образования новых в условиях незначительного пересыщения среды кристаллизации углеродом. По экспериментальным данным А.В. Шацкого с соавторами (Shatskiy et al., 2008) скорость образования зародышей алмаза в расплавах, содержащих кремнекислоту, в несколько десятков раз ниже, чем в расплаве K_2CO_3 . Это должно быть связано с тем, что содержание кремнекислоты сильно повышает вязкость

расплавов и уменьшает скорость диффузии химических компонентов в них. Последнее снижает скорость образования зародышей кристаллов и их роста. Поэтому высокая вязкость расплавов при прочих примерно равных условиях способствовала формированию небольшого числа зародышей алмаза и возникновению его крупных кристаллов путем длительного разрастания этих зародышей.

Вязкость кимберлитовых расплавов в большой степени определяется содержанием в них кремнекислоты. Выше было показано, что по количеству этого компонента в кимберлитах выделяется две магматических серии – карбонатитовая и лампроитовая (см. рис. 104). В высокоалмазоносных кимберлитах Якутии среднее содержание кремнекислоты пониженное. Они образуют карбонатитовую магматическую серию. В архангельских и в большинстве наиболее продуктивных зарубежных трубок количество кремнекислоты увеличивается с уменьшением содержания MgO. По составу они приближаются к лампроитам и формируют лампроитовую магматическую серию кимберлитов. Оксид магния является химическим компонентом, содержание которого в остаточных расплавах уменьшается на всех стадиях фракционирования. Поэтому количество его в кимберлитах является хорошим показателем степени фракционирования перидотитовой магмы при образовании исходных расплавов этих пород.

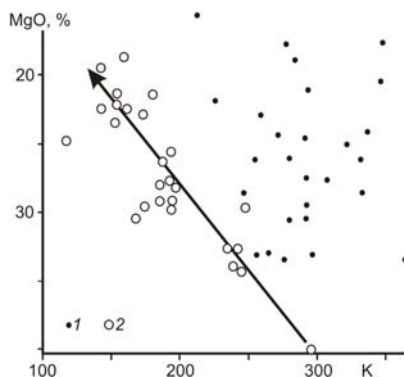


Рис. 151. Соотношения среднего содержания MgO и величины структурного параметра K расплава кимберлитов с содержанием SiO₂ менее (1) и более (2) 35 %. Стрелка – тренд фракционирования лампроитовой серии. Здесь и на рис. 152 использованы данные Приложения.

На вязкость силикатных расплавов, кроме кремнекислоты, влияют и другие химические компоненты. Суммарное влияние химического состава расплава на вязкость отражает величина его структурного параметра $K=200(O-2H)N^{-1}$. Рис. 151 иллюстрирует, что в кимберлитах лампроитовой серии величина его в остаточных расплавах сильно уменьшается при фракционировании. Это свидетельствует о резком увеличении их вязкости.

В остаточных расплавах кимберлитов карбонатитовой серии однозначная тенденция отсутствует. В некоторых из них вязкость уменьшается по мере фракционирования, в других — увеличивается. Рис. 151 позволяет предполагать, что в случае большого влияния вязкости расплавов на крупность кристаллизующихся в них алмазов последняя должна увеличиваться по мере возрастания степени фракционирования расплавов кимберлитов лампроитовой серии и оставаться относительно постоянной или слабо уменьшаться при фракционировании расплавов кимберлитов карбонатитовой серии.

Наиболее четким показателем принадлежности кимберлитов к карбонатитовой или лампроитовой магматическим сериям является содержание в них CaO. Оно резко увеличивается по мере дифференциации в карбонатитовой серии и мало изменяется в лампроитовой. Поэтому корреляция содержания этого компонента с крупностью алмазов должна быть хорошо проявлена. Это подтверждает рис. 152. На нем поля кимберлитов карбонатитовой и лампроитовой серий четко разобщены. Средний вес алмазов кимберлитов лампроитовой серии достигает 150 мг, а в кимберлитах карбонатитовой серии он составляет чаще всего несколько миллиграмм и в среднем несколько уменьшается по мере возрастания степени фракционированности расплава. Это подтверждает положительное влияние повышенного содержания кремнекислоты и большой вязкости расплава на размер сформировавшихся алмазов.

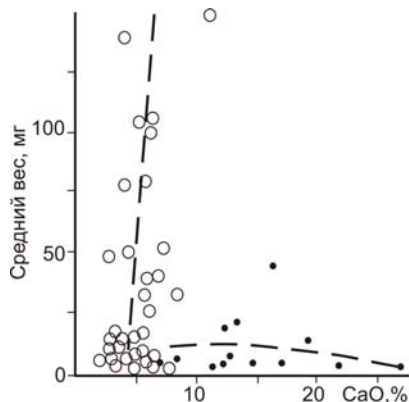


Рис. 152. Соотношения среднего содержания CaO и среднего веса кристаллов алмаза в кимберлитах с содержанием SiO_2 менее и более 35 %. Обозначения те же, что на рис. 151.

Кроме большой вязкости родоначальных расплавов, образованию крупных алмазов должна была способствовать большая длительность их роста. Она достигалась в том случае, если процессы изменения температуры и состава остаточного расплава происходили очень медленно. В этом случае

степень пересыщения расплава углеродом резко не увеличивалась. Поэтому новые зародыши кристаллов алмаза в большом количестве не возникали и длительно происходил рост наиболее ранних кристаллов. Такие условия существовали на самой ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, так как он остывал и кристаллизовался очень медленно вследствие высокой еще температуры его жидких верхних частей (см. рис. 13). Положительное влияние незначительной скорости остывания на рост крупных кристаллов алмаза было гораздо больше, чем отрицательное влияние повышенной скорости диффузии углерода в маловязких расплавах. Поэтому росли самые крупные алмазы-гиганты, изредка встречающиеся в кимберлитах. Вследствие еще небольшой вязкости расплавов в это время кристаллизовались преимущественно октаэдры, что является причиной октаэдрической огранки большинства (98 – 99 %; Аргунов, 2005) алмазов-гигантов. Небольшое количество расплавофильных компонентов в расплаве является причиной обычно пониженного содержания примесей и особенно азота в таких алмазах. В середине и конце этой стадии зарождались и кристаллизовались средние и мелкие октаэдры алмазов.

На рис. 114 показано среднее арифметическое из веса различных алмазов-гигантов среди 330 изученных К.П. Аргуновым (2004, 2005) из промышленных трубок и россыпей Якутии. Средний вес их увеличивается в последовательности гладкогранные октаэдры (46 карат) – октаэдры с полицентрическими гранями (50 карат) – октаэдры со штриховкой на гранях (53 карата) – округло-ступенчатые октаэдры (72 карата) – ромбододекаэдры (151 карат). Эта последовательность отражает эволюцию октаэдров на ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Постепенное увеличение степени пересыщения расплава углеродом и снижение скорости его диффузии привело к замедлению послонного тангенциального роста октаэдров и к преобразованию наиболее крупных кристаллов в ромбододекаэдры. Однако к ромбододекаэдрам относится только три кристалла из 330. Это свидетельствует о том, что большинство ромбододекаэдров в кимберлитах сформировалось на новых зародышах. Постепенное разрастание этих зародышей привело к образованию серии преимущественно ромбододекаэдрических кристаллов алмаза.

Возникавшие из наиболее ранних зародышей алмазы-гиганты в трубках Якутии в среднем были значительно меньшими по размеру, чем в африканских трубках (рис. 153). Это связано с тем, что в последних содержится кремнекислоты в среднем больше 35 % (в трубке Премьер в среднем 46,77 % SiO_2) и они принадлежат к лампроитовой магматической серии. В высокопродуктивных трубках Якутии присутствует обычно 23 – 33 % SiO_2 (Приложение), то есть они являются намного менее

кремнекислотными и относятся к карбонатитовой серии. Более высокая вязкость расплавов лампроитовой серии привела к возникновению в них меньшего числа зародышей кристаллов алмаза и к разрастанию наиболее ранних из них до больших размеров, чем в кимберлитах Якутии.

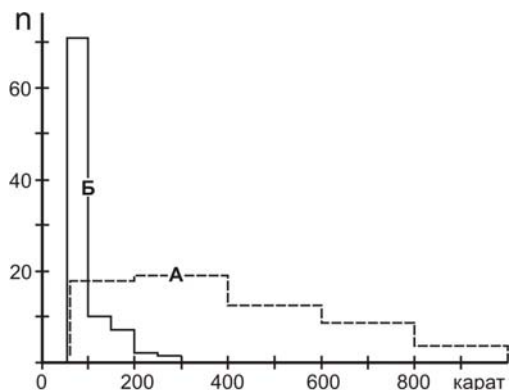


Рис. 153. Гистограммы частоты встречаемости алмазов-гигантов различного размера в кимберлитах Африки (А) и Якутии (Б). Построен по данным (Аргунов, 2005, 2006).

Стадия роста октаэдрических алмазов была наиболее широко проявлена в кимберлитах карбонатитовой магматической серии вследствие пониженной вязкости их исходных расплавов. Стадия образования ромбододекаэдрических алмазов проявилась в них лишь на позднем этапе фракционирования, что является причиной невысокого содержания в них (обычно меньше 30 %) кристаллов такой морфологии (трубки Мир, Интернациональная, имени 23 съезда КПСС и другие). Вследствие уменьшения веса образующихся кристаллов по мере фракционирования (см. рис. 152) средний вес алмазов в кимберлитах карбонатитовой серии является пониженным (первые миллиграммы), хотя и в них встречаются алмазы-гиганты, кристаллизовавшиеся на ранней стадии.

В кимберлитах лампроитовой серии, вследствие изначально повышенной вязкости расплавов, стадия кристаллизации преимущественно октаэдров была относительно кратковременной. Это является причиной обычно незначительного содержания в них алмазов такой морфологии. Стадия роста в основном ромбододекаэдров была наиболее длительной. Более высокая вязкость расплавов этой серии на всех стадиях эволюции обусловила больший средний вес кристаллов алмаза в таких кимберлитах (рис. 152). В их разновидностях, возникших преимущественно из самых поздних остаточных расплавов магматического океана, средний вес кристаллов алмаза иногда достигал более сотни миллиграмм. Кажущимся противоречием этому выводу является низкий средний вес алмазов в единственной высокоалмазоносной лампроитовой трубке Аргайл в

Австралии, равный примерно 1 мг. Необходимо, однако, учесть, что в общем случае типичные лампроиты не должны содержать алмазы, так как сформировались в основном из остаточных расплавов относительно малоглубинного пикритового слоя магматического океана. Их большое содержание и небольшой вес в трубке Аргайл, видимо, связаны с особым ее генезисом, заключающимся в быстром образовании алмазов и расплавов в блоке пикритового слоя, погруженного на большую глубину поздними тектоническими движениями, что согласуется с положением этой трубки в подвижной тектонической зоне.

Таким образом, алмазы-гиганты сформировались на самой ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, когда процессы кристаллизации этого слоя происходили наиболее медленно. Алмазы повышенной крупности характерны для богатых кремнекислотой кимберлитов лампроитовой магматической серии. Это связано с повышенной вязкостью их родоначальных расплавов, приводившей к образованию в них пониженного числа зародышей кристаллов этого минерала.

Выводы

Господствующей в последние десятилетия гипотезе ксеногенного происхождения алмазов противоречат: 1) различия в строении и морфологии кристаллов этого минерала в ксенолитах эклогитов и перидотитов, с одной стороны, и в кимберлитах – с другой; 2) присутствие в алмазе кимберлитов включений карбонатных минералов, флогопита, расплава и флюида, не типичных для мантийных ксенолитов; 3) синэрупционный возраст некоторых включений в алмазах и ряд других данных. Одновременное присутствие в некоторых кристаллах алмаза включений перидотитового и эклогитового парагенезиса и множество других явлений свидетельствуют о кристаллизации этого минерала в изменяющейся по составу среде – в расплаве. Это подтверждается наличием в нем расплавных включений.

В случае магматического происхождения алмаза, должна существовать связь его кристалломорфологии с вязкостью и, следовательно, с составом исходного расплава и кимберлитов. Увеличение вязкости расплава должно было приводить к уменьшению скорости диффузии углерода в нем и к возрастанию степени пересыщения им расплава. Вследствие этого уменьшалась скорость образования граней октаэдра путем тангенциального послойного роста и возникали ромбододекаэдрические грани торможения. При дальнейшем увеличении вязкости тангенциальный послойный рост сменялся нормальным радиальным с образованием кубических кристаллов.

Действительно, с ростом содержания кремнекислоты в кимберлитах и с уменьшением величины структурного параметра их исходного расплава, сопровождавшимися сильным увеличением вязкости последнего, в трубках резко уменьшается средняя доля октаэдров среди алмазов и увеличиваются доли додекаэдров, округлых кристаллов и разновидностей II – VIII.

Выявленная зависимость доли додекаэдров и округлых кристаллов среди алмазов от состава кимберлитов свидетельствует о ростовом происхождении этих разновидностей и противоречит представлениям о формировании их в результате растворения октаэдрических кристаллов. Это подтверждается намного большим содержанием в ромбододекаэдрических и округлых кристаллах включений эклогитового парагенезиса по сравнению с октаэдрическими и в несколько раз более высокой концентрацией в них летучих компонентов и других примесей. Оно согласуется с их чаще всего большим размером и присутствием в них иногда ромбододекаэдрической и округлой зональности. Образование округлых кристаллов обусловлено ускоряющимся уменьшением размера формировавшихся слоев роста на гранях под влиянием возрастания вязкости остаточного расплава, что приводило к формированию выпуклых граней.

Образование каналов и каверн растворения на алмазах связано с воздействием на них пузырьков флюида, возникших в магмах под влиянием декомпрессии на поздних стадиях подъема. Очень высокая скорость диффузии компонентов во флюиде обусловила быстрое проявление процессов растворения. Леденцовые поверхности на алмазах связаны с медленным растворением неровностей на них под влиянием расплава на малоглубинной стадии подъема магм.

В соответствии с полученными данными о возникновении кимберлитовых остаточных расплавов в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана и о зависимости кристалломорфологии алмаза от состава родоначальных расплавов, высококачественные крупные октаэдрические кристаллы этого минерала формировались на ранней стадии фракционирования в условиях небольшой вязкости расплава и низкого содержания в нем расплавофильных химических компонентов. Повышение вязкости расплава в процессе фракционирования приводило к сокращению площади возникавших слоев и к появлению на кристаллах штриховки. В результате усиления радиального роста возникала черепитчатая скульптура. Затем возникали полицентрические, блочные и округло-ступенчатые кристаллы. Далее формировались ромбододекаэдрические и округлые кристаллы, затем – кубические. В возникавших на самых поздних стадиях флюидных пузырьках формировались алмазные агрегаты. Показателем направленной эволюции алмазного вещества является величина их удельной

интенсивности рентгенолюминесценции. Уменьшение этой величины в приведенной последовательности подтверждает ее существование. Кристаллизация агрегатов была быстрой вследствие высокого содержания соединений углерода и большой скорости диффузии химических компонентов во флюиде.

Рассматриваемая последовательность образования алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя подтверждается резким увеличением содержания летучих и других расплавофильных компонентов от ранних алмазов к поздним. Она согласуется со снижением температуры кристаллизации, возраста и магнезиальности включений в алмазах в данной последовательности. Образовавшиеся в результате этих процессов алмазы в кимберлитах являются автоксеногенными, они кристаллизовались на стадии формирования кимберлитовых остаточных расплавов.

От октаэдров к додекаэдроидам и разновидностям II – VIII сильно возрастало содержание азота и легкого изотопа углерода. Это обусловлено накоплением их в остаточных расплавах и связыванием при фракционировании карбонатными минералами уголекислоты, содержащей пониженное количество легкого углерода.

Включения перидотитового парагенезиса в алмазах формировались на ранней стадии фракционирования перидотитового слоя, эклогитового – на более поздней. Включения карбонатных минералов, флогопита, санидина, рихтерита и флюида в алмазах целесообразно выделять как кимберлитовый парагенезис, сформировавшийся в остаточных расплавах, близких по составу к кимберлитам. Такое происхождение включений подтверждается установленным резким уменьшением их изотопного возраста от гарцбургитового парагенезиса (в среднем 3,03 млрд. лет) к лерцолитовому (1,966 млрд. лет), эклогитовому (1,123 млрд. лет) и к кимберлитовому (0,357 млрд. лет). Очень мелкие включения в облачных и фибриллярных алмазах возникли в результате захвата последних остаточных расплавов перидотитового слоя. В десятки раз большее содержание в них расплавофильных компонентов по сравнению с кимберлитами свидетельствует о сильном декомпрессионно-фрикционном плавлении твердых фаз при подъеме смеси их с остаточным расплавом.

КРИТЕРИИ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Существующие представления

Предсказание степени возможной алмазности кимберлитов по их составу и особенностям размещения до проведения трудоемкого опробования является важной в практическом отношении задачей. Решение ее имеет и большое научное значение, так как позволяет проверить степень справедливости разработанных представлений о происхождении алмазов и кимберлитов. Обычно степень потенциальной алмазности кимберлитов и россыпей оценивается по содержанию в них минералов-спутников алмаза. К числу их относятся высокохромистые гранат, клинопироксен, шпинель и пикроильменит. Предполагается, что эти минералы присутствуют в тех глубинных частях мантии, в которых устойчив алмаз. Поэтому магмы, выносившие алмазы, заимствовали из мантии и минералы-спутники алмаза. Однако высокохромистые минералы иногда присутствуют и в неалмазных ультраосновных породах. А в высокоалмазной лампроитовой трубке Аргайл почти отсутствуют высокохромистые минералы. Поэтому их повышенное содержание не является однозначным критерием высокой продуктивности.

Петрохимические критерии алмазности изучены незначительно, так как многие исследователи (Mitchell, 1986; Харьков и др., 1998) отрицательно относятся к возможности существования связи алмазности кимберлитов с их составом. Это обусловлено очень широким распространением гипотезы ксеногенного происхождения алмаза в кимберлитах и лампроитах. По этой гипотезе, алмаз не формировался в кимберлитовых и лампроитовых магмах, а случайно захватывался ими из мантийных перидотитов и эклогитов при подъеме. Поэтому предполагается, что содержание этого минерала в кимберлитах в основном определяется сохранностью его в мантии к моменту внедрения кимберлитовых магм, а не благоприятным для алмазообразования составом и глубиной генерации этих магм.

Тем не менее, ряд исследователей отмечали существование корреляции алмазности кимберлитов с некоторыми особенностями их состава. Согласно коэффициенту потенциальной алмазности В.А. Милашева (1965, 2010), для высокопродуктивных кимберлитов характерно низкое содержание титана, щелочей и глинозема. В.А. Благулькина (1969) пришла к выводу о том, что наиболее высокоалмазные кимберлиты содержат повышенные количества магния и хрома. По В.Б. Василенко и др. (1997) низкие величины содержания титана коррелируются с высокой алмазностью, но различные популяции кимберлитов имеют разные

зависимости содержания алмазов от состава этих пород. Существование этих корреляций, а также имеющиеся данные о независимости состава основной массы кимберлитов от количества и состава ксенолитов в них (Василенко и др., 1997), противоречат предположениям (Милашев, 1965) о сильной ассимиляции кимберлитовыми магмами вмещающих пород, затрудняющей оценки их алмазоносности по составу. Возможности существенной ассимиляции противоречит и обычно незначительный метаморфизм ксенолитов и вмещающих пород на контакте с кимберлитовыми трубками, свидетельствующий о низкой температуре кимберлитового материала в малоглубинных условиях.

Как было показано выше, большое содержание ксенолитов вмещающих пород в кимберлитах связано с интенсивной эксплозивной дезинтеграцией декомпрессионно затвердевавших магм и вмещающих пород и с их механическим перемешиванием. Поэтому оно не свидетельствует о процессах химической ассимиляции кимберлитовыми магмами вмещающих пород. Наоборот, ассимиляционная способность этих магм была крайне низкой, практически равной нулю, так как они декомпрессионно затвердевали после вскипания на малоглубинной стадии подъема, и температура их почти мгновенно снижалась на несколько сотен градусов вследствие теплоемкого адиабатического расширения газов при взрыве. Не случайно в кимберлитовых трубках иногда сохранялась даже древесина. Все это свидетельствует о возможности использования состава кимберлитов для оценки их потенциальной алмазоносности и реконструкции процессов алмазообразования. Установленные различными исследователями корреляции состава и алмазоносности кимберлитов относительно мало используются при оценке потенциальной продуктивности кимберлитов в связи с неясностью природы этих корреляций.

Зависимость продуктивности кимберлитов от хромистости граната и свойств содержащихся в них алмазов

В последние годы опубликовано большое количество новых данных по составу и алмазоносности якутских и архангельских кимберлитов (Зинчук, Коптиль, 2003; Богатиков и др., 2004; Аргунов, 2005 и др.) и кимберлитов главных алмазоносных провинций Мира (Харькив и др., 1998; Ваганов, 2000; Фролов и др., 2005; Аргунов, 2006). Приведенный выше и в ряде опубликованных работ анализ этих данных (Шкодзинский, 2003; Шкодзинский, Зайцев, 2006; Шкодзинский, Алтухова, 2006; Shkodzinskiy, Zaitsev, 2007) выявил существование отчетливого влияния состава кимберлитов и лампроитов на кристалломорфологию, физические свойства содержащегося в них алмаза и на состав включений в нем. Разработанная

модель образования алмазов позволяет понять природу этого влияния. Она позволяет оценить и природу связей между содержанием и крупностью алмазов с одной стороны и составом и особенностями размещения кимберлитов с другой. Ниже рассматривается ряд выявленных корреляций и выясняется их происхождение.

Алмаз является высокобарическим минералом, поэтому повышенное его содержание должно быть характерно для самых глубинных кимберлитовых магм и коррелироваться с признаками большого давления при образовании этих магм. Повышенному его количеству должно способствовать также значительное содержание в магмах и кимберлитах свободного углерода, которое, при прочих равных условиях, прямо пропорционально количеству его соединений, в первую очередь углекислоты. Высокое давление приводило к переходу части FeO мантийных пород в Fe_2O_3 за счет кислорода воды и углекислоты (Yaxley et al., 2012). Часть высвобождавшегося углерода должна была кристаллизоваться в виде алмаза. Поэтому повышенное содержание углекислоты является благоприятным для возникновения высокой продуктивности кимберлитов. Как уже отмечалось, углерод и углекислота накапливались в остаточных расплавах при формировании кимберлитовых магм с карбонатитовой тенденцией фракционирования. Следовательно, наиболее высокопродуктивными должны быть кимберлиты с признаками образования из глубинных магм и принадлежности к карбонатитовой магматической серии.

В постаккреционном расслоенном магматическом океане первичное содержание расплавофобных химических компонентов увеличивалось, а расплавофильных уменьшалось с глубиной. Самым расплавофобным компонентом является MgO, поскольку концентрация его в остаточных расплавах всегда уменьшается при процессах фракционирования. Содержание Cr_2O_3 при фракционировании также уменьшалось, за исключением, возможно, только самых высокомагнезиальных составов. Этот компонент является вторым по степени расплавофобности. Мафичность постаккреционного магматического океана увеличивалась сверху вниз. Поэтому большая хромистость и магнезиальность бедных кальцием гранатов в кимберлитах является показателем большой глубинности зарождения их магм и должна прямо коррелироваться с их алмазонасностью.

В процессе кристаллизации и фракционирования магний и хром связывались темноцветными минералами и выносились из остаточных расплавов осаждавшимися твердыми фазами, а кальций накапливался в них. Поэтому большая хромистость и магнезиальность были характерны лишь для самых ранних стадий фракционирования перидотитового слоя

магматического океана. Это объясняет присутствие в кимберлитах наряду с высокохромистыми и магнезиальными темноцветными минералами и их малохромистых и железистых разновидностей. Такие разновидности образовались и при фракционировании менее глубинных слоев океана. Поэтому лишь максимальная хромистость бедных известью пиропов должна коррелироваться с алмазоносностью кимберлитов. Среднее содержание алмаза в кимберлитах, действительно, резко возрастает с увеличением максимального количества Cr_2O_3 в гранатах во включениях в нем (рис. 154). Оно увеличивается от в среднем 44 у.е. при 2 – 6 % Cr_2O_3 до 728 у.е. при 12 – 16 % (рис. 155).

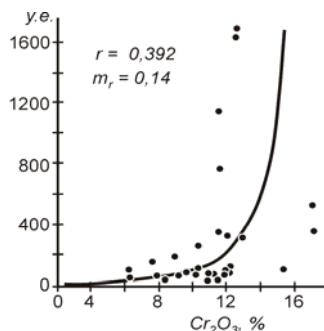


Рис. 154. Соотношение содержания алмаза в кимберлитах (у.е. – условные единицы) с максимальной хромистостью граната во включениях в них. Рис. 154 – 182 построены по данным (Илупин и др., 1978; Харьков и др., 1998; Чайковский, 2001; Зинчук, Коптиль, 2003; Gurney et al., 2003; Novicky et al., 2004; Фролов и др., 2005; Аргунов, 2005, 2006; см. Приложение).

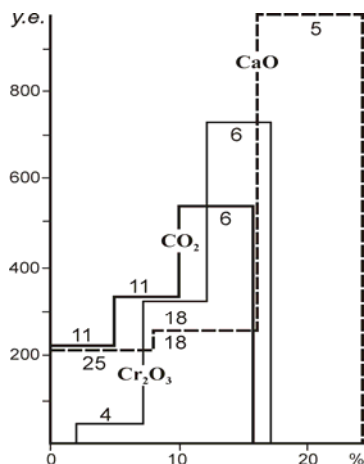


Рис. 155. Зависимость средней алмазоносности кимберлитов от содержания в них углекислоты, извести и оксида хрома. Здесь и далее числа около линий – количество определений.

В богатых кремнекислотой породах рост давления приводил к расширению поля устойчивости граната за счет вхождения в него повышенного количества этого компонента. Например, по

экспериментальным данным (Pokhilenko et al., 2003), при давлении 115 кб в гранат может входить до 3,17 формульных единиц кремнекислоты. Поэтому повышенное содержание кремнекислоты, а также натрия в гранате указывает на возможную повышенную алмазоносность кимберлитов. Но количество этих компонентов в гранате зависит не только от давления, но и от их содержания в кимберлитах. Поэтому такие аномальные по составу гранаты, видимо, могут иногда присутствовать и в малопродуктивных кимберлитах с повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей.

Алмазы кристаллизовались и на более поздних стадиях фракционирования перидотитового слоя магматического океана, когда остаточный расплав приобретал кимберлитовый, лампроитовый, карбонатитовый и щелочной состав. Формировавшиеся из такого расплава гранаты имели низкую хромистость, высокую железистость и содержали большое количество извести. Это объясняет высокую алмазоносность трубки Аргайл (5,6 кар/т; Фролов и др., 2005), в которой почти отсутствуют высокохромистые гранаты, а также даек минетт в Канаде. В этих дайках количество алмаза достигает 12 кар/т, а высокохромистого граната содержится на 1 – 2 порядка меньше, чем алмаза (Каминский, Саблуков, 2002).

В россыпях Австралии в алмазах разновидности **В** из неизвестных коренных источников присутствуют включения мелилита, сфена, кварца и граната с очень высоким содержанием СаО (30,7 и 24,8 %) иgrossулярового компонента (83 и 68 %), с повышенным количеством Na₂O, TiO₂ (0,34 и 0,20 %) и низким содержанием MgO (2,63 и 3,12 %) и Cr₂O₃ (менее 0,7 %). Эти алмазы представлены в основном ромбододекаэдрами и имеют величину $\delta^{13}\text{C}$ от +2,9 до –5,5 ‰. Изотопный возраст включений в них 326 и 218 млн. лет (Davies et al., 2002). Эти данные свидетельствуют о том, что низкая хромистость граната в кимберлитах не обязательно указывает на их небольшую потенциальную алмазоносность. Кимберлиты и родственные им породы, не содержащие высокохромистых гранатов, также могут быть высокоалмазоносными, хотя вероятность этого для них намного меньше, чем для содержащих высокохромистые бедные кальцием гранаты.

Многие исследователи (Зинчук, Коптиль, 2003; Фролов и др., 2005) отмечали пониженную алмазоносность кимберлитов, содержащих повышенную долю округлых кристаллов и пониженную октаэдров среди алмазов. В отношении округлых кристаллов это подтверждает рис. 156. Он показывает, что при доле их более 20 % кимберлиты обычно содержат меньше 100 у.е. алмазов. Высокая доля округлых кристаллов в богатых кремнекислотой кимберлитах и лампроитах (см. рис. 120) свидетельствует о том, что содержащие их породы были сформированы из остаточных

расплавов относительно малоглубинных частей постаккреционного магматического океана.

Поэтому относительно небольшое давление при формировании этих расплавов, видимо, является причиной пониженной алмазонасности трубок с округлыми алмазами. Исключение составляет лампроитовая трубка Аргайл, в которой при 63 % доли округлых додекаэдров содержание алмазов составляет около 1500 у.е. Как и положение этой трубки в подвижной тектонической зоне, аномально высокая ее алмазонасность может быть связана с образованием ее исходных расплавов в тектоническом блоке мантии, пикритовом по исходному составу, но опущенном в область зарождения высокоалмазонасных расплавов. То есть, эта трубка сформировалась в исключительных условиях.

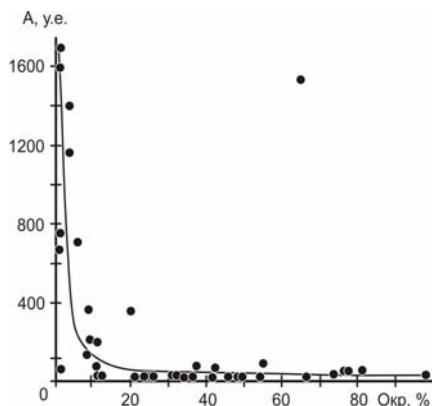


Рис. 156. Соотношение алмазонасности кимберлитов с долей округлых кристаллов среди алмазов.

Выше было показано, что понижение вязкости остаточных расплавов при приближении их по составу к карбонатитовым сопровождалось возрастанием доли октаэдров среди кристаллизовавшихся алмазов (см. рис. 109). При прочих равных условиях увеличивалось также содержание в них углекислоты и, следовательно, свободного углерода. Поэтому алмазонасность должна положительно коррелироваться с долей октаэдров среди алмазов.

Это согласуется с тем, что содержание их на рис. 157 в среднем растёт от 192 у.е. при доле октаэдров 25 – 50 % до 1500 у.е. при доле 75 – 100 %. Однако при доле октаэдров 0 – 25 % содержание алмазов также является несколько повышенным – 362 у.е. Последнее явление, видимо, связано с тем, что в некоторых глубинных частях перидотитового слоя магматического океана вследствие пониженного первичного отношения CO_2 к H_2O фракционирование не сопровождалось формированием

маловязких карбонатитовых остаточных расплавов. Поэтому в них кристаллизовалось пониженное количество октаэдров при повышенной алмазонасности, определяемой большой глубиной.

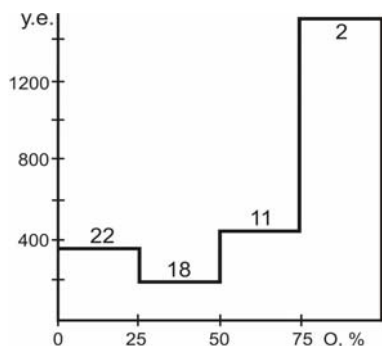


Рис. 157. Соотношение средней алмазонасности кимберлитов с долей октаэдрических кристаллов среди алмазов.

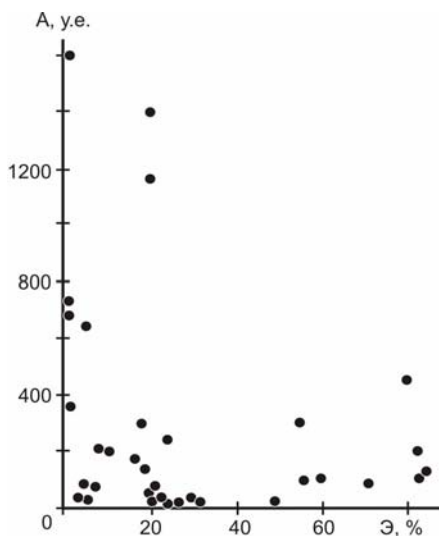


Рис. 158. Соотношение алмазонасности кимберлитов с долей эклогитового парагенезиса среди включений в алмазах.

Петрохимические критерии алмазонасности

В связи с повышенными перспективами алмазонасности кимберлитов карбонатитовой магматической серии должна существовать прямая зависимость между количествами углекислоты и алмаза в кимберлитах.

Действительно, содержание алмаза в среднем возрастает с увеличением количества углекислоты (рис. 159). Оно повышается в среднем от 227 у.е. при 0 – 5 % CO₂ до 538 у.е. при 10 – 16 % (см. рис. 155). Положительную корреляцию алмазоносности кимберлитов с содержанием в них углекислоты отмечал В.И. Ваганов (2000).

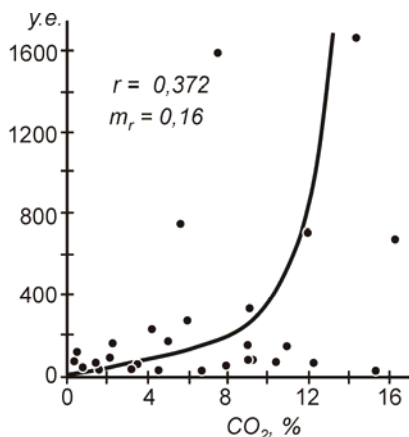


Рис. 159. Соотношение алмазоносности кимберлитов с содержанием в них CO₂.

Существование этой зависимости не означает, что повышенное содержание алмазов должно быть типично и для богатых углекислотой карбонатитов. Это обусловлено тем, что подавляющее большинство магм данных пород сформировалось, видимо, за счет процессов ликвации силикатно-карбонатных расплавов, которые происходили при давлении меньшем (20 – 26 кб; Сурков, Зинчук, 2005), чем в поле стабильности алмаза (более 38 – 48 кб). Такое происхождение объясняет почти постоянное отсутствие алмазов в карбонатитах. При большем давлении карбонатитовые и силикатные расплавы полностью смесимы. Это приводило к образованию кимберлитовых остаточных расплавов при фракционировании глубинных частей перидотитового слоя магматического океана.

Среди карбонатитов, видимо, единственным исключением в отношении алмазоносности является Чагатайский карбонатит-трахитовый комплекс хребта Южного Нурантау, в котором содержание мелких октаэдрических кристаллов алмаза достигает 2 – 2,5 кар/т (Фролов и др., 2005). Но в породах этого комплекса присутствует много силикатных минералов (мелилита, пироксенов, ферришпинели, щелочного полевого шпата) и пониженное, по сравнению с типичными карбонатитами, количество редкоземельных элементов. Это позволяет предполагать, что их магмы возникли в области

полной смесимости карбонатных и силикатных расплавов в глубинной части перидотитового слоя в результате более глубокого проявления здесь процессов фракционирования.

Более высокое содержание карбонатных минералов и углекислоты в автолитовых кимберлитовых брекчиях по сравнению с эруптивными является, видимо, причиной большего количества алмазов в первых, что характерно для промышленных трубок Якутии (Ротман и др., 2005).

Как отмечалось, содержание углекислоты уменьшает вязкость расплавов. Поэтому богатые углекислотой и алмазами кимберлитовые расплавы должны подниматься с большей скоростью, чем бедные, и располагаться в трубках чаще всего выше. Это является, вероятно, одной из причин иногда уменьшения алмазности невыветрелых частей кимберлитовых трубок с глубиной. Вследствие хорошей растворимости карбонатных минералов во флюиде они иногда переотлагались в кимберлитовых трубках при процессах аутометасоматоза. Поэтому в пределах трубок могла возникать локальная вторичная отрицательная корреляция алмазности с содержанием углекислоты.

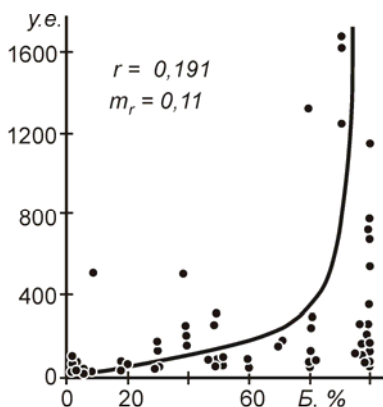


Рис. 160. Соотношение алмазности кимберлитов с содержанием брекчий (Б) в трубках.

Прямая зависимость алмазности от первичного количества углекислоты в магмах должна приводить к существованию корреляции содержания алмазов с количеством брекчий в кимберлитовых трубках и с величиной конусности последних. Это связано с тем, что, как было показано выше, приводящие к формированию брекчий и диатрем взрывы кимберлитовых магм на малоглубинной стадии подъема обусловлены консервацией декомпрессионным затвердеванием высокого внутреннего давления газовой фазы, выделявшейся из расплава после его вскипания (Шкодзинский, 1995, 2003). Поэтому с увеличением содержания

углекислоты в кимберлитовых магмах в среднем должна возрастать не только их алмазонасность, но и степень эксплозивной дезинтеграции при подъеме.

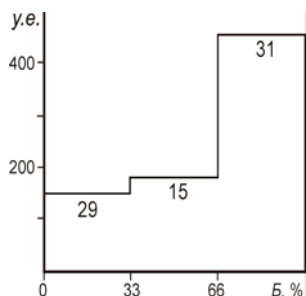


Рис. 161. Соотношение средней алмазонасности кимберлитов с содержанием брекчий в трубках.

Действительно, алмазонасность трубок увеличивается с ростом количества брекчий (рис. 160). При содержании их от 0 до 33,3 % она составляет в среднем 154 у.е., а при 66,6 – 100 %-ном содержании – 450 у.е. (рис. 161), то есть положительно коррелируется со степенью эксплозивной дезинтегрированности кимберлитов. Существование прямой связи алмазонасности с количеством брекчий в трубках отмечал А.А. Фролов с соавторами (2005).

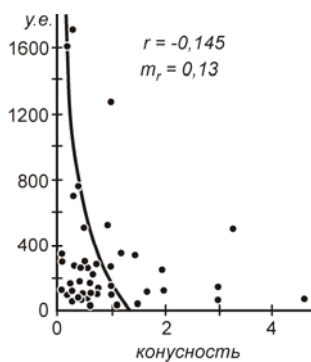


Рис. 162. Соотношение алмазонасности кимберлитов с величиной конусности сложенных ими диатрем. Конусность выражена через отношение падения ширины трубок с глубиной.

С увеличением содержания углекислоты возрастала глубина вскипания и эксплозивной дезинтеграции кимберлитовых магм. А с ростом глубинности взрывов формировались все более протяженные узкие диатремы, мало расширяющиеся в малоглубинной части (Шкодзинский, 2003). Поэтому величина конусности кимберлитовых трубок, то есть

степени расширения с уменьшением глубины, должна отрицательно коррелироваться с их алмазонасностью.

Это подтверждает рис. 162, на котором величина конусности выражена через отношение падения ширины трубок с глубиной. Алмазонасность кимберлитов уменьшается в среднем от 384 у.е. при конусности 0,0 – 0,5 до 101 у.е. – при конусности 1,5 – 2,0 (рис. 163). К выводу о повышенной алмазонасности протяженных кимберлитовых диатрем пришел В.И. Ваганов (2000).

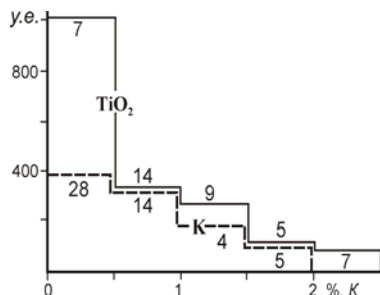


Рис. 163. Соотношение средней алмазонасности кимберлитов с величиной конусности их диатрем, K , и с содержанием в них TiO_2 .

Как отмечалось выше, кимберлитовые по составу остаточные расплавы в заметном количестве начали формироваться в протерозое и образуются до сих пор в результате фракционирования наиболее глубинного первоначально перидотитового нижнего слоя этого океана при высоком давлении, при котором силикатные и карбонатитовые расплавы являются полностью смешиваемыми.

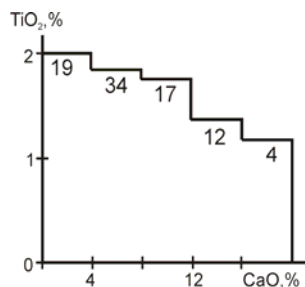


Рис. 164. Обратная зависимость между средними содержаниями TiO_2 и CaO в кимберлитах.

При таком фракционировании, наряду с благоприятным для алмазобразования накоплением углекислоты в остаточных расплавах, возрастало содержание CaO и уменьшалось количество TiO_2 и FeO при почти постоянном содержании MgO , что подтверждается существованием обратной зависимости между количествами CaO и TiO_2 в кимберлитах (рис.

164). Поэтому алмазонасность кимберлитов должна в среднем увеличиваться с ростом содержания в них CaO и величины MgO/FeO и уменьшаться с возрастанием количества TiO_2 .

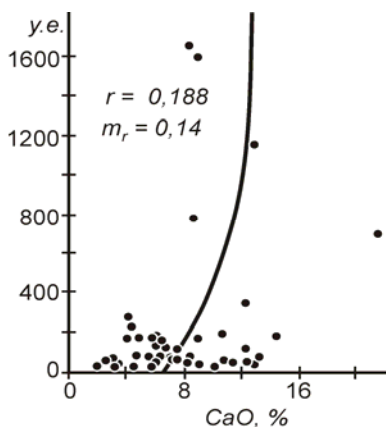


Рис. 165. Соотношение алмазонасности кимберлитов с содержанием в них CaO .

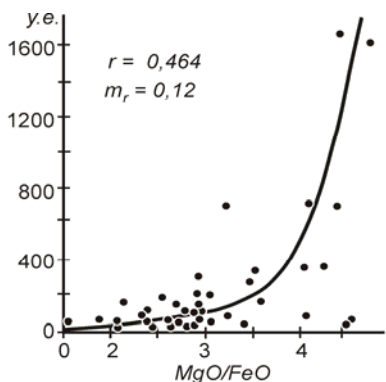


Рис. 166. Соотношение алмазонасности кимберлитов с величиной MgO/FeO в них.

Действительно, алмазонасность кимберлитов так и изменяется (рис. 165 – 167). Она увеличивается в среднем от 213 у.е. при содержании CaO 0 – 8 %, до 970 у.е. при содержании 16 – 24 % (рис. 167) и от 70 у.е. при величине MgO/FeO , равной 1,5 – 2,65, до 867 у.е. при величине этого отношения 3,8 – 4,95 (рис. 168). Существование последней тенденции отмечали А.А.Фролов и др. (2005). Среднее содержание алмазов резко уменьшается с ростом титанистости кимберлитов от 1004 у.е. при 0,0 – 0,5

% TiO_2 до 93 у.е. при 2 – 2,5 % (см. рис. 163), что подтверждает результаты, полученные В.А. Милашевым (1965) и В.Б. Василенко и др. (1997) .

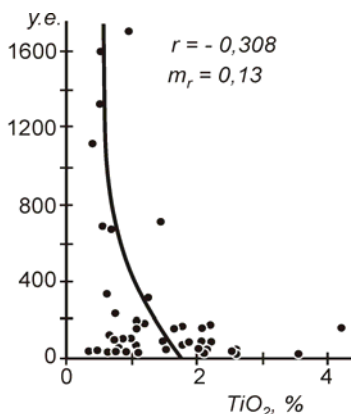


Рис. 167. Соотношение средней алмазности кимберлитов с содержанием в них TiO_2 .

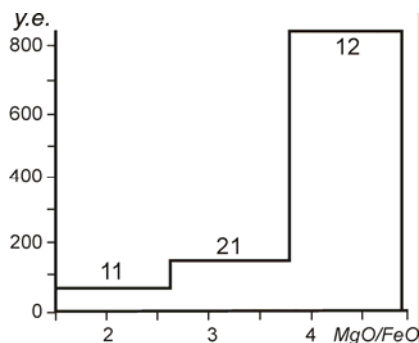


Рис. 168. Соотношение средней алмазности кимберлитов со средней величиной в них MgO/FeO .

По рассматриваемой модели формирования кимберлитовых магм и алмаза связь алмазности с содержанием CaO , TiO_2 и величиной MgO/FeO в кимберлитах является парагенетической, а не генетической. Она обусловлена увеличением количества CaO и уменьшением количеств FeO и TiO_2 в остаточном расплаве при высокobarической карбонатитовой тенденции дифференциации, характерной для магм с молекулярным отношением CO_2 к $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ более 0,6 (Boettcher et al., 1975). Непосредственной причиной роста алмазности является увеличение содержания CO_2 и C в остаточных расплавах при такой дифференциации. К сожалению, углекислота в кимберлитах в последнее время обычно не определяется в связи с принятым ошибочным постулатом о ее второстепенной роли в петрологии кимберлитов.

Вычисленные величины коэффициента корреляции между содержанием рассмотренных химических компонентов и алмаза в кимберлитах и лампроитах варьируют от 0,188 до 0,464, то есть являются относительно небольшими. Это вполне естественно, так как на алмазоносность данных пород влияет большое количество различных факторов. Тем не менее, установление даже слабо проявленных корреляций имеет существенное значение, поскольку способствует пониманию природы глубинных процессов, кимберлитов и алмаза.

На первый взгляд, степень окисленности железа в кимберлитах должна иметь обратную связь с алмазоносностью, поскольку с ее возрастанием должна уменьшаться величина отношения восстановленных форм углерода в расплавах к окисленным. Однако в действительности такой связи не наблюдается (рис. 169). Это может быть обусловлено тем, что степень окисленности железа не является независимым фактором. По расчетным данным (Yaxley et al., 2012) с увеличением давления происходит окисление железа твердых фаз за счет кислорода воды и уголекислоты с образованием метана и водорода. Это приводит к возрастанию степени окисленности железа, к снижению величины окислительного потенциала и к буферированию его составом пород. Его величина в основном является функцией давления и в близких по глубинности породах изменяется мало. Это согласуется с рис. 169, на котором повышение окисленности железа в кимберлитах прямо коррелируется с ростом максимальной хромистости граната во включениях в алмазах, что свидетельствует о чаще всего высоком давлении при зарождении кимберлитовых магм с высокой степенью окисленности железа. Таким образом, широко распространенные представления о ведущей роли окислительного потенциала на алмазоносность кимберлитов, видимо, не соответствуют действительности.

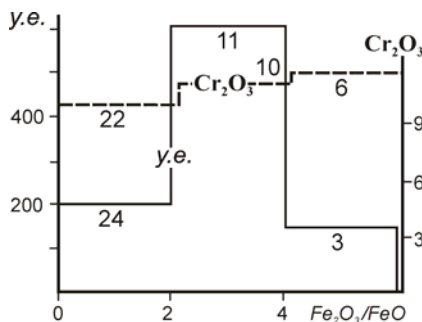


Рис. 169. Соотношение средней алмазоносности кимберлитов и максимальной хромистости граната во включениях в алмазах с величиной $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в трубках.

Благоприятное для повышения алмазоносности кимберлитов увеличение содержания уголекислоты в магмах по мере фракционирования

перидотитового слоя магматического океана с формированием существенно карбонатитовых остаточных расплавов должно приводить к снижению вязкости последних. Поэтому алмазонасность кимберлитов карбонатитовой серии в среднем должна была возрастать с уменьшением вязкости родоначальных расплавов этих пород.

Как отмечалось, совместное влияние особенностей состава расплава на его вязкость отражает величина структурного параметра K . На рис. 170 показано соотношение алмазонасности с величиной этого параметра. Содержание алмазов в кимберлитах в среднем, действительно, возрастает от 252 до 485 у.е. с увеличением его величины от 100 – 200 до 300 – 400, то есть с уменьшением вязкости последних.

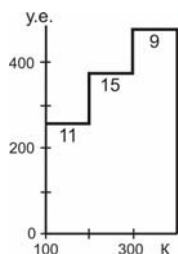


Рис. 170. Соотношение средней алмазонасности кимберлитов с величиной структурного параметра K .

Процессы фракционирования перидотитового слоя магматического океана продолжают до сих пор в основании литосферы древних платформ. Поэтому можно предполагать, что продолжают до настоящего времени и процессы алмазообразования. Следовательно, более молодые кимберлиты должны бы быть более алмазонасными, чем древние. Однако такая зависимость не установлена (рис. 171).

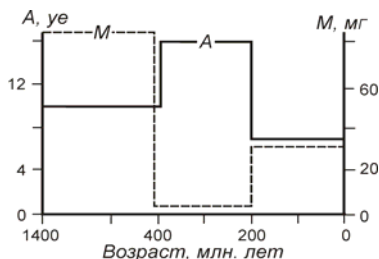


Рис. 171 Соотношение средних алмазонасности (A) и веса (M) кристаллов алмаза с изотопным возрастом кимберлитов.

Наиболее высокоалмазонасными являются кимберлиты с возрастом 400 – 200 млн. лет. Возможно, связь алмазонасности с возрастом необходимо рассматривать отдельно для бедных и богатых кремнекислотой кимберлитов.

Из рассмотренных выше критериев алмазоносности наиболее четко ее отражают максимальное содержание хрома во включениях в алмазе и содержание CaO и TiO_2 в кимберлитах. При этом алмазоносность растет с увеличением количества извести и с уменьшением количества титана. Поэтому величина CaO/TiO_2 в кимберлитах должна лучше коррелироваться с алмазоносностью, чем содержания этих химических компонентов.

Рис. 172 иллюстрирует, что точки состава уникально высокопродуктивных кимберлитов (трубки Интернациональная, Нюрбинская, Ботуобинская, интрузия Снэп-Лейк), действительно, расположились в поле самых больших величин хромистости граната и CaO/TiO_2 в кимберлитах. В примыкающем поле меньших величин этих параметров расположились точки состава кимберлитов с высокой алмазоносностью, далее следуют поля средне- и малоалмазоносных кимберлитов. Но, несмотря на явную тенденцию роста в среднем продуктивности с увеличением рассматриваемых параметров, некоторые точки состава малоалмазоносных кимберлитов располагаются рядом с точками высокопродуктивных.

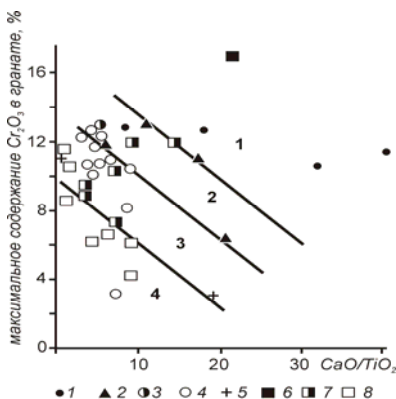


Рис. 172. Возрастание алмазоносности кимберлитов с увеличением максимальной хромистости граната во включениях в алмазе и величины CaO/TiO_2 в кимберлитах. 1 – 8 – алмазоносность трубок: 1 – уникальная; 2 – высокая; 3 – средняя; 4 – низкая; 5 – скудная; с содержанием алмазов 6 – от 1 до 7 карат/т; 7 – от 1 до 0,3 и 8 – менее 0,3 карат/т. 1 – 5 – отечественные, 6 – 8 – зарубежные трубки. Поля составов кимберлитов с преимущественно уникальной (1), высокой (2), средней (3) и низкой и скудной (4) алмазоносностью.

Следовательно, точность прогноза алмазоносности кимберлитов по этим параметрам является невысокой. Как уже отмечалось, это обусловлено

влиянием на алмазоносность многих факторов и трудностью точного учета некоторых из них. Особенно сложно учесть влияние давления. Частично величину давления отражает максимальная хромистость граната во включениях в алмазе, но она зависит также от первичного содержания хрома в расплавах и от некоторых особенностей состава последних. Для разработки более точных петрохимических и минералогических критериев алмазоносности необходим более обширный материал по трубкам с хорошо изученными кимберлитами и алмазам. К сожалению, такого опубликованного материала пока еще мало.

Связь алмазоносности кимберлитов с особенностями их размещения

Как отмечалось, важной особенностью кимберлитового магматизма является резкое возрастание его интенсивности во времени (см. рис. 9). Такая же тенденция наблюдается и для карбонатитового магматизма (см. рис. 7). При этом с течением времени в карбонатитах сильно увеличивалось содержание редких земель (см. рис. 8) и других элементов, накапливающихся в низкотемпературных остаточных расплавах. Все это свидетельствует о продолжающихся до сих пор и ускоряющихся процессах образования все более низкотемпературных кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов в основании мантийной литосферы древних платформ.

В наиболее низкотемпературных участках континентальной литосферы такое фракционирование происходит только в самых глубинных ее частях, поскольку менее глубинные уже полностью затвердели. Тектонические деформации континентальной литосферы под влиянием подъема горячих мантийных потоков приводили к выжиманию этих самых глубинных полузакристаллизованных остаточных расплавов по зонам растяжения с формированием небольшого количества высокоалмазоносных кимберлитов. В менее остывших участках фракционирование остатков магматического океана происходило и в менее глубинных частях литосферы с образованием преимущественно слабо алмазоносных и непродуктивных кимберлитов и кимберлитоподобных пород. Количество их было повышенным, поскольку здесь расплавы легче достигали верхних частей коры и меньшая их часть оставалась в менее протяженных магмоводах.

Поэтому алмазоносность кимберлитов должна находиться в обратной зависимости от общего количества кимберлитовых тел в полях. Это полностью подтверждают рис. 173 и 174. Они иллюстрируют, что при количестве кимберлитовых тел в полях менее 10 все они обычно алмазоносны, а при 40 телах в среднем лишь 10 % из них содержат алмазы, при 80 телах только примерно 5 % их алмазоносны. При этом в

высокоалмазонасных кимберлитовых полях тела некимберлитовых магматических пород также содержатся в небольшом количестве. Это связано с формированием высокопродуктивных кимберлитов в условиях мощной жесткой континентальной литосферы, неблагоприятной для внедрения магм другого состава. Ярким примером высокоалмазонасных полей с небольшим количеством кимберлитовых тел является Накынское в Якутии, в котором все три выявленные в настоящее время кимберлитовые трубки являются высокопродуктивными. Существование обратной зависимости между числом тел в кимберлитовых полях и алмазонасностью отмечал А.А. Фролов с соавторами (2005).

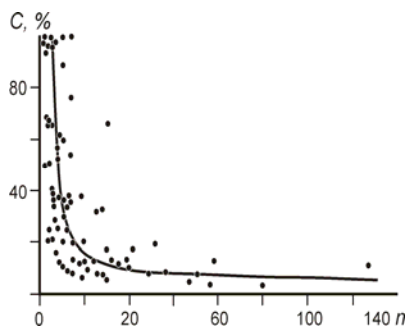


Рис. 173. Соотношение доли алмазонасных трубок (C) и общего количества их (n) в кимберлитовых полях.

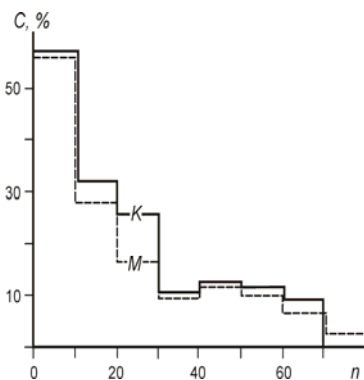


Рис. 174. Соотношение средней доли алмазонасных трубок (C) с общим количеством тел (n) кимберлитов (K) и магматических пород (M) в кимберлитовых полях.

Связь высокой алмазонасности кимберлитов с самыми глубинами очагами их образования в континентальной литосфере должна приводить к существованию обратной зависимости между алмазонасностью и размером кимберлитовых тел, поскольку с увеличением глубинности зарождения кимберлитовых магм увеличивается протяженность магмоводов, все

большее количество этих магм остается в их глубинных частях и не достигает верхних частей земной коры.

Рис. 175 свидетельствует, что алмазонасность в среднем, действительно, уменьшается с возрастанием площади кимберлитовых трубок, обнаженных на современной эрозионной поверхности. Так, алмазонасность кимберлитов тел с площадью сечения менее $0,05 \text{ км}^2$ составляет в среднем 335 у.е., а с площадью более $0,2 \text{ км}^2$ – 60 у.е.

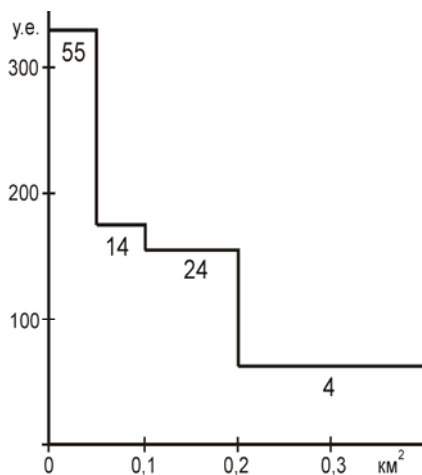


Рис. 175. Соотношение средней алмазонасности кимберлитовых трубок с площадью их сечения.

Алмазонасные кимберлитовые магмы являются наиболее глубинными, поэтому они должны быть связаны с самыми глубинными линеаментами континентальной литосферы. Эти линеаменты трассируются поясами тектонических нарушений, основных даск и гравиомагнитных аномалий. Анализ опубликованных данных (Фролов и др., 2005) показал, что из 308 установленных тектонических нарушений, контролирующих размещение алмазонасных кимберлитов на различных континентах, 119 являются субмеридиональными, 87 имеют северо-западное простирание, 85 – северо-восточное и лишь 17 – субширотное. Связь кимберлитов с субмеридиональными разломами отмечали А.А. Фролов и др. (2005). Подсчеты показали, что алмазонасность кимберлитов, контролируемых северо-восточными нарушениями, составляет в среднем 306 у.е., субмеридиональными – 268 у.е., северо-западными – 236 у.е. и субширотными – 124 у.е.

Преимущественная связь кимберлитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями и их повышенная алмазонасность в этих нарушениях вполне закономерны. Они хорошо объясняются

рассмотренным выше существованием медленного западного дрейфа земной литосферы. На основании анализа трендов движения «горячих точек» скорость этого дрейфа оценена в $0,11^\circ$ за миллион лет (Ueda, Kanamori, 1979). Существование этого дрейфа обусловлено влиянием силы Кориолиса на мантийную конвекцию.

Вследствие западного дрейфа континентальные литосферные плиты скользят по астеносфере. Сцепление выступов в подошве этих плит с астеносферой приводит к возникновению в нижних частях континентальной литосферы перпендикулярных к направлению движения зон растяжения, особенно в передовой части литосферных корней. Такие зоны растут снизу вверх и поэтому являются наиболее удобными путями для выжимания самых глубинных и алмазоносных кимберлитовых остаточных расплавов и продуктов их частичной кристаллизации. Это является причиной преимущественной связи кимберлитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями и их наиболее высокой алмазоносности в этих зонах.

Образование тектонических разломов субширотной ориентировки должно быть менее обусловлено зонами растяжения в корнях литосферы. Такие разломы являются в среднем менее глубинными, что обуславливает меньшую связь с ними кимберлитов и пониженную алмазоносность последних в случае размещения в этих нарушениях. Рассмотренные закономерности размещения кимберлитов являются среднестатистическими, в небольших по площади регионах они могут отсутствовать. Например, в северо-западном алмазоносном районе Африки большинство алмазоносных даек контролируется субширотными тектоническими нарушениями (Подчасов и др., 2005), что отражает специфику тектонического развития этого региона.

Широко известной особенностью размещения алмазоносных кимберлитов является приуроченность их к наиболее древним участкам континентальной литосферы, имеющим возраст кристаллической коры более 1,5 млрд. лет (правило Клиффорда). Как показано выше, кислая кристаллическая кора континентов и нижние части континентальной литосферы, содержащие кимберлитовые по составу остаточные расплавы, образовались путем кристаллизации соответственно верхних и нижних частей расслоенного по составу глобального магматического океана (Шкодзинский, 1995, 2003, 2007). Поэтому там, где были раздвинуты или переработаны поздними процессами верхние части литосферы, там чаще всего не сохранились и ее нижние кимберлитсодержащие части. Отсутствие в океанах кимберлитсодержащих нижних частей континентальной литосферы объясняет нетипичность для них кимберлитового магматизма,

несмотря на массовое распространение здесь мафических магматических пород.

Корреляция крупности алмазов с составом вмещающих кимберлитов

Крупные алмазы обычно имеют стоимость на несколько порядков более высокую, чем мелкие. Это часто определяет экономическую рентабельность разработки трубок с небольшим содержанием алмазов, если последние имеют повышенный размер. Примером является разрабатываемая трубка Маджгаван (Индия), в которой содержание алмазов составляет всего 0,12 кар/т, но средний вес их кристаллов равен 140 мг. Трубка Премьер (Африка) содержит алмазов 0,38 кар/т, а их средний вес составляет 30 мг. Для сравнения отметим, что содержание алмаза в наиболее продуктивных трубках Якутской кимберлитовой провинции примерно на порядок более высокое, но средний вес кристаллов составляет для трубки Мир 6,2 мг, Им. 23 съезда КПСС – 3,4 мг, Удачная – 3,6 мг (Фролов и др., 2003). Поэтому выяснение факторов, контролирующих размер алмазов в кимберлитах, имеет существенное значение. Однако в литературе автору не удалось найти каких-либо данных о природе этих факторов.

Разработанная модель магматического образования алмазов позволяет в определенной мере оценить их. Как показано выше, при таком происхождении самые крупные кристаллы (алмазы-гиганты) кристаллизовались преимущественно на ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Небольшое пересыщение расплавов углеродом на этой стадии, привело к формированию очень небольшого количества зародышей алмазов. Верхние части магматического океана долго оставались горячими и предохраняли нижние от остывания. Поэтому ранние алмазы росли очень медленно и длительно, что привело к формированию небольшого количества наиболее крупных кристаллов. Другие более поздние стадии алмазообразования были намного более кратковременными и обусловили возникновение в среднем более мелких кристаллов. В кимберлитовых магмах, которые сформировались в значительной мере из продуктов раннего фракционирования, должны присутствовать преимущественно крупные высококачественные алмазы при небольшом общем их содержании. В магмах, возникших в основном из поздних продуктов фракционирования, средний размер алмазов должен быть пониженным, а содержание – повышенным. Из этого вытекает важный вывод о том, что средний размер и содержание алмазов в трубках должны быть связаны обратной зависимостью. Такая зависимость, действительно,

была установлена при корреляции опубликованных данных по содержанию, крупности алмаза и химическому составу кимберлитов в отечественных и зарубежных трубках.

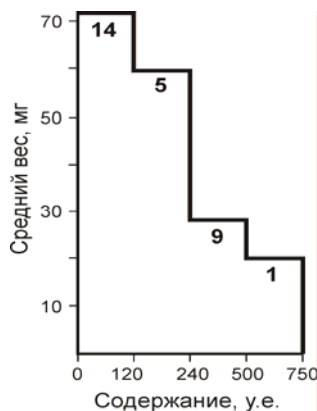


Рис. 176. Соотношение средней алмазоносности кимберлитов со средним весом содержащихся в них кристаллов алмаза.

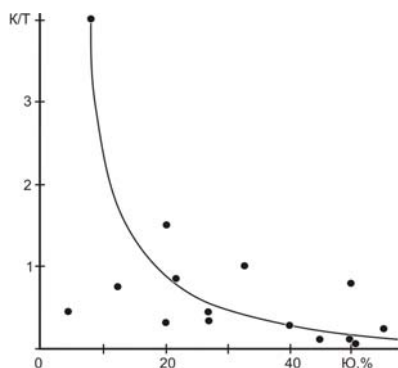


Рис. 177. Соотношение среднего содержания алмазов в трубках с долей ювелирных разновидностей среди них. Построен по данным (Аргунов, 2006).

Средний вес кристаллов уменьшается от 72 мг в трубках с содержанием алмазов менее 120 у.е. до 20 мг при содержании 500 – 750 у.е. (рис. 176). Коэффициент корреляции $r = -0,385$, его ошибка $m_r = 0,16$. Относительно небольшая величина коэффициента корреляции вполне закономерна, так как на соотношение содержания и крупности алмазов в кимберлитах влияли очень многие факторы – от локальных особенностей состава перидотитового слоя магматического океана до Р-Т условий его кристаллизации. Вследствие небольшой величины этого коэффициента данная зависимость и рассмотренные ниже другие позволяют лишь

приблизленно оценивать параметры алмазоносности конкретных кимберлитовых трубок по их составу.

Следствием существования обратной зависимости между крупностью алмазов и их количеством в трубках и намного большей цены крупных алмазов по сравнению с мелкими является уменьшение средней стоимости алмазов с возрастанием продуктивности трубок. Наиболее крупные алмазы чаще всего образовались в самых ранних остаточных расплавах, бедных расплавофильными компонентами. Это определило их высокое ювелирное качество и является причиной существования обратной зависимости между долей таких алмазов и продуктивностью кимберлитовых трубок (рис. 177). Как отмечалось, количество алмаза в кимберлитах во многом определяется концентрацией в них свободного углерода. Содержание последнего, при прочих равных условиях, возрастает с увеличением в кимберлитах суммарного количества различных его соединений, в первую очередь углекислоты. Поэтому существует прямая зависимость между содержанием этого компонента и алмаза в кимберлитах (см. рис. 155, 159). В соответствии с существованием обратной зависимости между содержанием и крупностью алмазов средний их вес в трубках должен уменьшаться с ростом количества углекислоты. Действительно, при содержании последней 0 – 2,5 % средний вес кристаллов составляет 8,6 мг, а при 10 – 12,5 % – 3,6 мг (рис. 178).

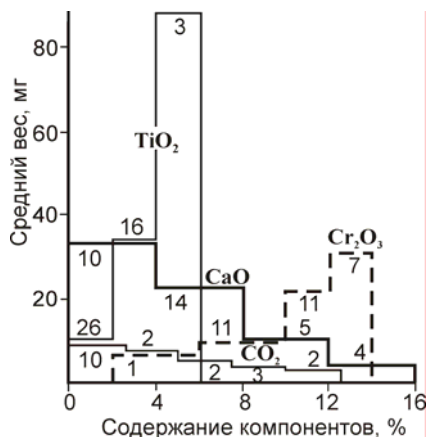


Рис. 178. Зависимость среднего веса кристаллов алмаза от содержания во вмещающих кимберлитах CO₂, CaO, TiO₂ и максимального количества Cr₂O₃ в гранатах, включенных в алмазы.

При образовании кимберлитовых магм с карбонатитовой тенденцией фракционирования накопление в остаточном расплаве углекислоты должно сопровождаться снижением в нем содержания титана. Поэтому количество алмазов в среднем увеличивается (см. рис. 167), а их средний размер должен

уменьшаться с падением содержания титана в кимберлитовых трубках. Действительно, средний вес кристаллов алмаза уменьшается с падением титанистости кимберлитов от 84 мг при 4 – 6 % TiO_2 до 12 мг при 0 – 2 % этого компонента в кимберлитовых трубках (рис. 178).

Проявление карбонатитовой тенденции дифференциации в перидотитовом слое магматического океана приводило к увеличению содержания углекислоты и кальция в остаточном расплаве. Поэтому количество алмаза в кимберлитах увеличивается от в среднем 213 у.е. при содержании CaO 0 – 8 % до 970 у.е. при содержании 16 – 24 % (см. рис. 155). Соответственно средний вес кристаллов уменьшается от 34 мг при 0 – 4 % CaO до 2,6 мг при 16 – 20 % (рис. 178, $r = -0,16$, $m_r = 0,14$).

Очень низкая величина коэффициента корреляции позволяют предполагать неоднородность использованной выборки, что подтверждает рис. 152. Оказалось, что средний вес кристаллов алмаза уменьшается с ростом количества CaO в кимберлитах с содержанием SiO_2 менее 35 % и почти не зависит от количества CaO в более кремнекислотных кимберлитах. В бедных кремнекислотой кимберлитах проявлена карбонатитовая тенденция дифференциации с накоплением кальция в остаточных расплавах, в богатых – лампроитовая тенденция, при которой концентрация кальция почти не изменяется. Присутствие последней тенденции сильно уменьшает величину коэффициента корреляции. Для отдельного рассмотрения кимберлитов с низким и высоким содержанием кремнекислоты, к сожалению, пока еще нет достаточного количества опубликованных данных. С их появлением скорее всего удастся получить более четкие корреляции состава и алмазоносности кимберлитов.

Если степень проявления процессов фракционирования перидотитового слоя магматического океана противоположно влияет на содержание и средний размер кристаллов алмаза в кимберлитах, то возрастание глубинности должно увеличивать интенсивность процессов формирования этого минерала и приводить к росту как его содержания, так и среднего веса кристаллов. Как отмечалось, наиболее надежным показателем глубинности проявления процессов алмазообразования и зарождения кимберлитовых магм является, видимо, максимальная хромистость гранатов, содержащихся в виде включений в алмазе. Содержание алмаза в кимберлитах, действительно, резко возрастает с увеличением максимального количества Cr_2O_3 в гранатах во включениях в алмазе в среднем от 44 у.е. при 2 – 6 % Cr_2O_3 до 728 у.е. при 12 – 16 % (см. рис. 155). Наблюдается и слабо выраженная тенденция увеличения среднего веса кристаллов алмаза с ростом хромистости пиропов во включениях от 6,7 мг при 2 – 6 % Cr_2O_3 до 32,1 мг при 12 – 14 % (рис. 178).

Как отмечалось, по экспериментальным данным (Shatskiy et al., 2008), скорость образования зародышей кристаллов алмаза в несколько десятков раз ниже в содержащих кремнекислоту расплавах по сравнению с расплавом K_2CO_3 . Это обусловлено, видимо, высокой вязкостью кремнекислотных расплавов, которая снижала скорость диффузионного подтока углерода к центрам кристаллизации алмаза при еще небольшом пересыщении расплавов этим компонентом. В связи с этим в богатых кремнекислотой расплавах лампроитовой кимберлитовой магматической серии формировалось пониженное количество зародышей кристаллов алмаза. При последующем медленном фракционировании в условиях небольшого пересыщения углерод кристаллизовался в основном на этом небольшом количестве зародышей с образованием редких, но преимущественно крупных алмазов.

Это, вероятно, является одной из причин большого среднего веса кристаллов алмаза в некоторых богатых кремнекислотой кимберлитовых трубках. Например, в трубке Премьер со средним содержанием кремнекислоты 46,77 % (Приложение) средний вес кристаллов алмаза составляет 30 мг. В трубке Катока с 38,8 %-ным содержанием кремнекислоты средний вес алмазов равен 50 мг (Фролов и др., 2005). Высокопродуктивные трубки Якутской кимберлитовой провинции с мелкими алмазами содержат в среднем 23 – 33 % кремнекислоты.

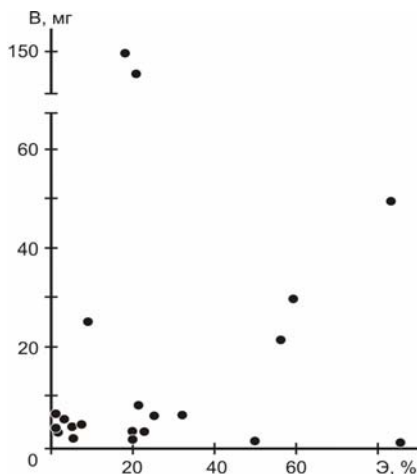


Рис. 179. Соотношение между средним весом кристаллов алмаза и долей эклогитового парагенезиса среди включений.

Выше было показано (см. рис. 148), что повышенное содержания кремнекислоты в кимберлитах приводило к возрастанию среди алмазов разностей с эклогитовым парагенезисом во включениях. Поэтому

увеличение доли последних среди алмазов должно сопровождаться возрастанием средней крупности кристаллов. Рис. 179 позволяет предполагать, что кимберлиты с в среднем более крупными алмазами чаще имеют повышенное содержание в них эклогитового парагенезиса во включениях.

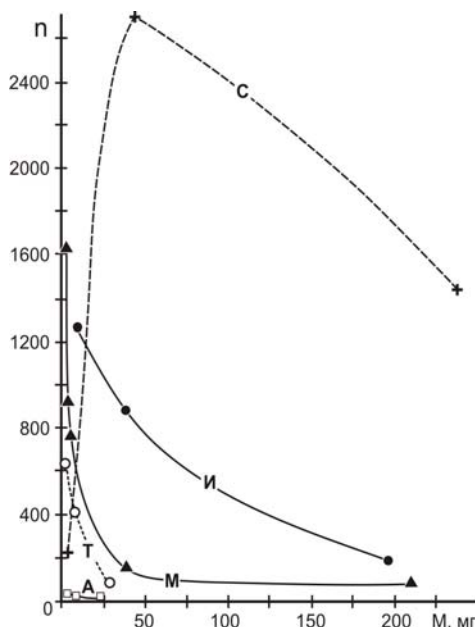


Рис. 180. Распределение алмазов по крупности в трубках Амакинская (А), Им. 23 съезда КПСС (С), Мир (М), Интернациональная (И) и Таежная (Т) (Аргунов, 2005).

Анализ данных, приведенных в монографии К.П. Аргунова (2005), позволяет предполагать существование двух типов распределения алмазов по крупности в кимберлитовых трубках (рис. 180). В трубках Мир, Таежная, Амакинская число алмазов каждой размерной разновидности плавно и сильно увеличивается от крупных фракций к мелким. В трубках Интернациональная и Им. 23 Съезда КПСС максимумы числа алмаза попадают не на самые мелкие, а на средние по размеру фракции. Такое распределение, возможно, связано с тем, что в трубках с большим количеством мелких алмазов сильнее проявились самые поздние процессы алмазообразования, происходившие еще в поле стабильности этого минерала на самой глубинной стадии подъема кимберлитовых магм. На этой стадии, вследствие ее кратковременности, кристаллизовались в основном мелкие алмазы.

Алмазоносность карбонатитовой и лампроитовой магматических серий в кимберлитах

Приведенные выше материалы свидетельствуют о тесной связи кристалломорфологии алмаза, состава и содержания примесей в нем, количества и крупности кристаллов этого минерала с составом вмещающих его кимберлитов и лампроитов. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть главные характеристики алмаза в выделенных выше карбонатитовой и лампроитовой магматических сериях кимберлитов.

На рис. 181 показаны изолинии процентного содержания октаэдрических кристаллов среди алмазов и включений эклогитового парагенезиса. Эти линии проведены на основе результатов изучения связи кристалломорфологии алмаза и содержания в нем включений различных парагенезисов с составом кимберлитов, приведенных на рис. 108, 148. Показаны также поля максимального содержания (до первых десятков процентов) алмазных агрегатов, кубов и разновидностей V + VII, нанесенные по результатам анализа опубликованных данных (Приложение). Рис. 181 демонстрирует усредненные данные и существующие тенденции. Но он не дает точное содержание октаэдров и эклогитового парагенезиса при каждом количестве кремнекислоты и окиси магния, поскольку на это содержание оказывают влияние вариации многих параметров.

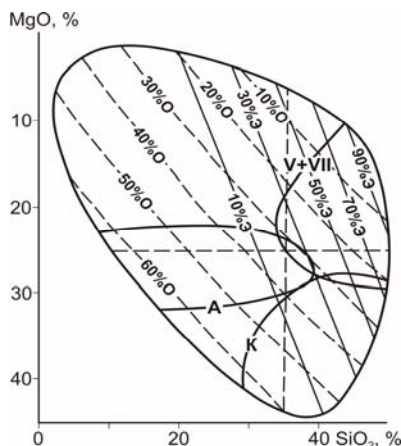


Рис. 181. Изолинии среднего содержания октаэдров (О) среди алмазов и минералов эклогитовой ассоциации (Э) во включениях в алмазах на диаграмме $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ для кимберлитов. Показаны области максимального содержания агрегатов (А), кубов (К) и суммарного количества V и VII разновидностей (V+VII).

Рис. 181 иллюстрирует, что для карбонатитовой магматической серии, кимберлиты которой содержат менее 35 % кремнекислоты, характерна высокая доля октаэдров среди алмазов и низкое содержание эклогитового парагенезиса во включениях. Это связано с небольшим количеством

кремнекислоты и большим – углекислоты в расплавах этой серии, что приводило к широкому проявлению процессов кристаллизации октаэдров, к их низкому содержанию в магмах и к незначительному захвату алмазами минералов эклогитового парагенезиса.

На поздних стадиях образования карбонатитовой серии, вследствие высокого содержания углекислоты, возникало повышенное количество газовых пузырьков. В них происходила быстрая кристаллизация алмазных агрегатов. Это объясняет приуроченность повышенного содержания последних к кимберлитам карбонатитовой серии. Небольшая вязкость исходных расплавов этой серии и флюида является причиной преимущественно октаэдрической формы кристаллов в агрегатах, несмотря на их образование в конце процессов фракционирования перидотитового слоя магматического океана.

Вследствие большого количества углекислоты и углерода в расплавах этой серии сформированные ими трубки часто бывают высокопродуктивными, содержащими до нескольких карат алмаза на тонну. Примерами являются трубки Мир, Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская и другие тела Якутской кимберлитовой провинции.

В кимберлитах лампроитовой магматической серии, содержащих более 35 % кремнекислоты, среди алмазов обычно преобладают додекаэдриды вследствие повышенной вязкости исходных расплавов этих пород. Судя по составу пород, содержание кремнекислоты значительно (до 45 – 50 % и более) увеличивалось при фракционировании. Но эти процессы начинались в бедных кремнекислотой (33 – 35 %) перидотитовых расплавах, в которых вследствие небольшой вязкости кристаллизовались октаэдры. Несмотря на проявление процессов отсадки при фракционировании, часть их оставалась в остаточных расплавах. Поэтому октаэдры почти всегда в небольшом количестве присутствуют в богатых кремнекислотой кимберлитах лампроитовой магматической серии.

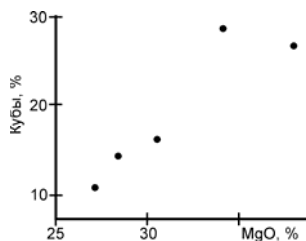


Рис. 182. Соотношение содержания кубов среди алмазов и MgO в кимберлитах.

Для пикрокимберлитов этой серии характерно повышенное содержание кубических кристаллов алмаза (рис. 181). Это обусловлено большой

вязкостью богатых кремнекислотой исходных расплавов данной серии, вследствие которой кристаллы алмаза формировались путем нормального радиального роста с образованием большого количества кубов. Судя по имеющемуся небольшому количеству данных в кимберлитовых трубках с высоким содержанием кубов, количество последних возрастает с увеличением содержания окиси магния в породах (рис. 182). Это, видимо, обусловлено повышенной глубиной высокомагнезиальных кимберлитов.

Наиболее богатые кремнекислотой лампрокимберлиты часто содержат повышенное количество алмазов V и VII разновидностей (рис. 181). Они возникли путем обрастания более ранних додекаэдров и октаэдров богатыми флюидными включениями темными внешними зонами в наиболее поздних богатых водой остаточных расплавах. Такой генезис этих зон согласуется со значительно большим, по сравнению с ядром, содержанием в них азота (Бокий и др., 1980).

Вследствие высокого содержания кремнекислоты в исходных расплавах включения в алмазе этой серии представлены в основном эклогитовым парагенезисом. Из-за пониженного содержания углекислоты и углерода в исходных расплавах такие кимберлиты чаще всего менее алмазоносны по сравнению с породами карбонатитовой серии. К лампроитовой серии относится большинство трубок Архангельской кимберлитовой провинции и зарубежных месторождений. Образование небольшого количества зародышей в вязких магмах обусловило повышенный средний вес кристаллов алмаза в кимберлитах этой серии (десятки миллиграмм). Вследствие высокого отношения воды к углекислоте в исходных расплавах преобладающие в данной серии додекаэдриды содержат большую примесь воды, чем октаэдрические кристаллы карбонатитовой серии.

Для алмазов Якутской кимберлитовой магматической провинции, относящихся к карбонатитовой магматической серии, характерно очень высокое (более 50 %, Буланова и др., 1996) содержание сульфидов во включениях. Для алмазов Архангельской провинции и большинства зарубежных трубок, принадлежащих к лампроитовой серии, сульфиды менее типичны (Богатилов и др., 1999). Это, видимо, связано с более высокими темпами накопления серы в остаточных расплавах карбонатитовой серии.

Выводы

При автоксеногенном происхождении алмазов в мантии должна существовать связь их содержания и крупности с составом вмещающих

кимберлитов и лампроитов. Установлено увеличение содержания алмазов с возрастанием хромистости гранатов, количества углекислоты, извести и величины MgO/FeO в кимберлитах. Оно возрастает с увеличением доли октаэдров среди алмазов, содержания брекчий в трубках, с уменьшением конусности диатрем, количества TiO_2 и доли округлых кристаллов в кимберлитах. Существование этих тенденций согласуется с образованием алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Алмазоносность кимберлитов увеличивается с уменьшением числа трубок в кимберлитовых полях и среднего размера кимберлитовых тел. Это, видимо, обусловлено уменьшением объема кимберлитовых магм, достигающих земной поверхности, с возрастанием глубинности их зарождения.

Установлена связь алмазоносных кимберлитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями. Причиной ее является существование западного дрейфа континентов, обусловленного влиянием силы Кориолиса на подъем мантийных потоков разогретого вещества. В результате торможения этого дрейфа сцеплением плит с подстилающей астеносферой в континентальной литосфере возникали субмеридиональные глубинные зоны растяжения, по которым происходил подъем наиболее глубинных и алмазоносных кимберлитовых магм.

Средний размер кристаллов алмаза увеличивается с уменьшением их содержания в трубках, количества углекислоты и извести в кимберлитах, а также с возрастанием содержания двуокиси титана. Для карбонатитовой магматической серии кимберлитов типично высокое содержание октаэдров, алмазных агрегатов и включений перидотитового парагенезиса. В лампроитовой магматической серии много додекаэдров, кубов и разновидностей V и VII, в алмазах широко распространены включения эклогитового парагенезиса.

ПРИРОДА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Присутствие мощной древней литосферы – главное необходимое условие для образования кимберлитов

Очевидно, что особенности пространственного размещения алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов должны полностью определяться их происхождением. В идеале точное знание генезиса этих пород позволило бы с большой точностью прогнозировать места их распространения, что имело бы огромное практическое и научное значение. Поэтому на основе полученных результатов важно рассмотреть факторы, контролирующие размещение кимберлитов.

С точки зрения господствовавшей в середине прошлого столетия гипотезы образования кимберлитовых расплавов в результате процессов дифференциации мантийных ультраосновных магм размещение кимберлитов должно определяться местоположением в мантии этих магм и крупных тектонических нарушений, по которым кимберлитовые расплавы должны были подниматься. Однако вследствие недостаточной степени изученности глубинных геологических процессов понять происхождение и особенности распространения в мантии родоначальных для кимберлитов ультраосновных магм в то время было невозможно.

В свете более поздней гипотезы образования кимберлитовых магм путем отделения выплавок из слабо подплавленных мантийных перидотитов, предварительно метасоматически обогащенных некогерентными компонентами, природа пространственного размещения кимберлитов вообще стала казаться непознаваемой, несмотря на гигантское количество публикаций, посвященной этой проблеме. В первую очередь это обусловлено неясностью возможности существования, происхождения и особенностей распространения в мантии таинственных метасоматических процессов, необходимых для выплавления кимберлитовых магм.

Судя по составу мантийных ксенолитов в кимберлитах и базальтах, перидотиты составляют главный объем мантии, как под океанами, так и под континентами. Поэтому при образовании кимберлитовых магм в результате частичного плавления этих пород кимберлиты, казалось бы, должны быть распространены и на континентах и в океанах. Однако на самом деле они присутствуют только на древних платформах, что отражает эмпирическое правило Клиффорда.

В случае справедливости представлений о зарождении кимберлитовых магм в поднимающихся мантийных плюмах кимберлиты и алмазы наиболее широко были бы распространены в океанах, поскольку здесь массово

развиты процессы мантийной конвекции и связанный с ними мантийный магматизм. Но, как известно, в океанических областях они полностью отсутствуют.

Выше были приведены доказательства образования кимберлитов и алмаза в процессе фракционирования придонного перидотитового слоя постаккреционного магматического океана, что принципиально по-новому объясняет закономерности их распространения и полностью согласуется со всеми имеющимися эмпирическими данными. По разработанной модели кимберлитовые остаточные расплавы формировались и формируются в настоящее время только в результате фракционирования этого слоя, поэтому они могут присутствовать лишь в тех участках земной поверхности, под которыми находился этот слой. Преобладающие в кислой кристаллической коре древних платформ ортогнейсы и гранитоиды образовались в результате кристаллизации и фракционирования кислых верхних частей постаккреционного океана магмы. Поэтому там, где не были переработаны поздними тектоническими процессами и, следовательно, сохранили древний возраст обнаженные верхние части кристаллической коры, там должны были сохраниться и кимберлитогенерирующие придонные части магматического океана. Это единство образования в процессе фракционирования магматического океана кристаллической коры и кимберлитовых расплавов объясняет природу известного правила Клиффорда – присутствие алмазоносных кимберлитов только в районах распространения кристаллической коры с возрастом более 1,5 млрд. лет.

В участках, где этот возраст меньше, поздними тектоническими процессами был разрушен или выведен на менее глубинный неалмазоносный уровень и наиболее глубинный кимберлитогенерирующий слой или он вообще отсутствовал вследствие возникновения молодых континентов на океанической литосфере. Это объясняет обычно отсутствие в этих участках алмазоносных кимберлитов. В океанических областях кимберлитогенерирующая литосфера была раздвинута при формировании этих областей, что является причиной отсутствия здесь кимберлитов и алмаза.

Однако положение алмазоносных трубок изредка не подчиняется правилу Клиффорда. Такими трубками являются Аргайл в Австралии, Венеция в Африке и некоторые другие (Samsonov et al., 2012). Существование этих исключений может быть связано с влиянием поздних тектонических процессов, изменивших первичное соотношение коры и континентальной литосферы. Они являются редкими и не опровергают наиболее распространенные случаи.

При образовании в результате процессов магматического фракционирования во всех участках платформ с мощной древней

литосферой могли формироваться кимберлиты, поскольку большая мощность и древность литосферы является гарантией сохранения здесь продуктов фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Это значительно повышает перспективность тех участков платформ, где кимберлиты еще не обнаружены, если эти участки не перекрыты мощным слоем молодых осадочных пород. В перекрытых участках кимберлиты могут находиться на слишком большой глубине. Открытие в последние годы на многих платформах большого количества новых кимберлитовых тел подтверждает их широкое распространение. Этот вывод согласуется с широким развитием алмазоносных россыпей на платформах, в том числе и в тех участках, где кимберлиты пока не известны.

Тектонические деформации литосферы – другое необходимое условие образования кимберлитов на платформах

Очевидно, что при любом происхождении кимберлитовых магм для подъема их в верхние части земной коры с огромной глубины требуется протекание мощных процессов тектонических деформаций литосферы. Необходимы деформации, а не только тектонические разломы, так как при деформациях в областях присутствия остаточных кимберлитовых расплавов неизбежно возникали участки избыточного давления, под влиянием которого происходило выжимание скоплений этих расплавов и полужакристаллизованных кимберлитовых субстратов в зоны растяжения, возникавшие при деформациях. Поведение этих расплавов аналогично поведению варенья внутри пирога, который очень трудно разломить так, чтобы оно не выдавилось из него.

Без процессов деформаций по тектоническим разломам не может происходить подъем кимберлитовых расплавов, так как объем и сила всплывания последних слишком малы, чтобы раздвигать стенки разломов. Кроме того, в мантии, вследствие больших величин температуры и давления, четко выраженные разломы вообще должны отсутствовать, а тектонические смещения в ней происходили по зонам пластичного течения. Выжимание кимберлитовых расплавов, видимо, происходило не по одному крупному разлому, а по серии различных зон растяжения преимущественно субвертикальной ориентировки, кулисообразно сменяющих друг друга снизу вверх.

Из сказанного следует, что размещение кимберлитовых полей должно контролироваться зонами мощных тектонических деформаций, а не гипотетическими глубинными разломами, достигающими основания континентальной литосферы. Но в верхней части земной коры небольшие порции кимберлитовой магмы могли подниматься по определенным

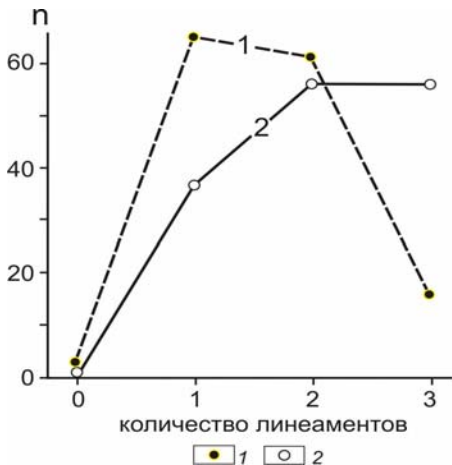


Рис. 183. Частота встречаемости контроля размещения кимберлитовых трубок (1) и карбонатитовых массивов (2) различным количеством линеаментов. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

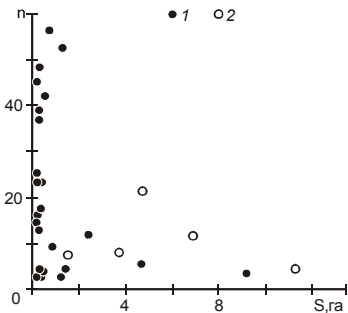


Рис. 184. Соотношение числа и средней площади трубок в кимберлитовых полях Якутской (1) и Архангельской (2) провинций (Милашев, 2010)

Небольшие порции кимберлитовой магмы почти не имеют шансов подняться с огромной глубины до земной поверхности вследствие неизбежных потерь ее в очень протяженных магмоводах. Это объясняет то, что кимберлитовые тела обычно не бывают одиночными, а образуют отчетливо выраженные поля со значительным количеством кимберлитовых трубок и даек. При этом чем больше кимберлитовых тел содержится в

полях, тем меньше средняя площадь тел (рис. 184), что указывает на близкий начальный объем кимберлитовой магмы в различных полях.

Вязкость магм сильно увеличивается с возрастанием содержания в них кремнекислоты (см. рис. 107). Поэтому большая средняя площадь богатых кремнекислотой трубок Архангельской провинции по сравнению с бедными ею трубками Якутии свидетельствуют о том, что средний размер кимберлитовых тел в значительной мере определялся вязкостью кимберлитовых магм.

Маловязкие бедные кремнекислотой магмы, видимо, могли выжиматься вдоль мелких зон тектонического растяжения и формировать множество небольших кимберлитовых тел. Такие магмы должны содержать обычно повышенное количество углекислоты и быть более алмазонасными, чем вязкие. Это согласуется с в среднем более высокой алмазонасностью небольших кимберлитовых тел по сравнению с крупными (см. рис. 175) и кимберлитов Якутской провинции по сравнению с таковыми Архангельской провинции.

Магмы одного кимберлитового поля, вероятно, возникли из тел остаточных расплавов, расположенных под полем в основании континентальной литосферы. Присутствие в одном и том же поле алмазонасных и неалмазонасных кимберлитов и иногда карбонатитов указывает на то, что расплавы одного и того же поля могли подниматься с разных глубин. В относительно высокотемпературных участках, под которыми на глубине примерно менее 80 км еще существовали незакристаллизованные карбонатитовые остаточные расплавы, возникали карбонатитовые магмы. В самых низкотемпературных участках литосферы, под которыми эти расплавы уже полностью затвердели, формировались поля, содержащие в основном алмазонасные кимберлиты. В среднетемпературных участках возникали поля алмазонасных и неалмазонасных кимберлитовых трубок.

Расположение кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов на различных уровнях литосферы древних платформ и связь процессов их подъема с мощными тектоническими деформациями позволяют объяснить главные закономерности размещения сформированных ими пород.

Формирование кимберлитов в геодинамической обстановке внутриконтинентального спрединга

Самые мощные процессы тектонических деформаций литосферы древних платформ, видимо, происходили при формировании на них траппов, авлакогенов, рифтов и трапповых синеклиз. Как известно, в таких синеклизах мощность литосферы может уменьшаться в несколько раз, что

свидетельствует об огромных перемещениях мантийного вещества в их основании при возникновении этих структур. Очевидно, что такие процессы должны были приводить к широко проявленному выжиманию и всплыванию остаточных расплавов магматического океана из литосферы с образованием значительного количества кимберлитов и карбонатитов. Связь процессов формирования этих пород с возникновением рифтов и авлакогенов в настоящее время признается многими исследователями (Синицын, 1992; Кушев, 1992; Фролов и др., 2005). Образование этих тектонических структур обычно связывается с подъемом мантийных плюмов. Такие области относят к геодинамической обстановке рассеянного спрединга.

Как отмечалось выше, при подъеме мантийных плюмов происходило массовое декомпрессионное плавление содержащихся в них тел эклогитов, образовавшихся в результате затвердевания расплавов синаккреционного магматического океана. Это приводило к быстрому формированию большого объема траппов и к возникновению широко распространенной ассоциации этих пород с кимберлитами и карбонатитами. Формирование траппов с одной стороны и внедрение кимберлитов и карбонатитов с другой является следствием одного и того же процесса подъема мантийных плюмов под древними платформами. То есть, между породами устойчивой триады, траппы – карбонатиты – кимберлиты, существует парагенетическая связь.

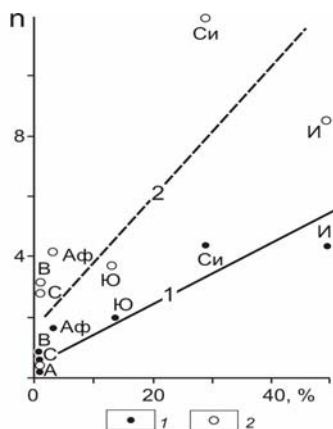


Рис. 185. Прямая зависимость количества (n) кимберлитовых полей (1) и карбонатитосодержащих комплексов (2) на 1 млн. км² от процентной доли площади, занятой траппами, на Австралийской (А), Африканской (Аф), Восточно-Европейской (В), Индийской (И), Северо-Американской (С), Сибирской (Си) и Южно-Американской (Ю) платформах. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

Поэтому в случае справедливости рассматриваемой генетической модели формирование большого количества траппов на платформах должно сопровождаться интенсивными процессами кимберлитовых и

карбонатитообразования. Это полностью подтверждает рис. 185, на котором количество карбонатитовых массивов и кимберлитовых полей на 1 млн. км² на древних платформах прямо коррелируется с процентной долей траппов на их поверхности.

К.А. Караваев и В.Н. Поспеев (1990) пришли к заключению, что на Сибирской платформе с удалением от трапповых синеклиз уменьшается количество траппов и возрастает количество щелочных базальтов, затем карбонатитов и далее кимберлитов (рис. 186). Разработанная модель образования рассматриваемых пород позволяет объяснить эту зональность магматизма.

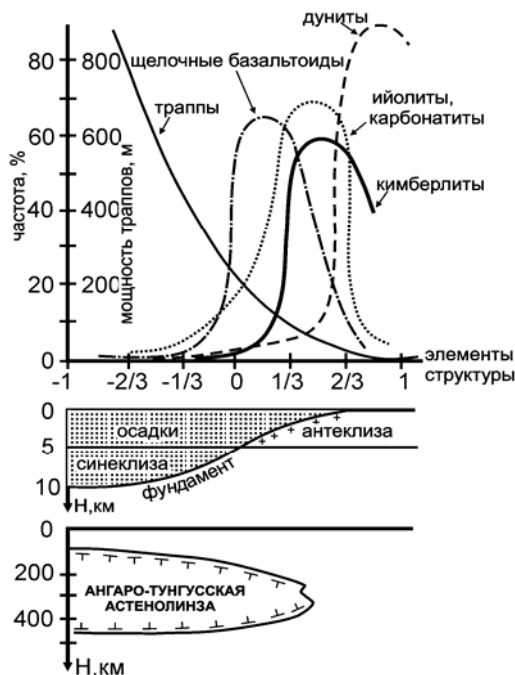


Рис. 186. Распределение траппов, щелочных базальтов, кимберлитов, карбонатитов, ийолитов и дунитов относительно синеклиз и антеклиз на Сибирской платформе (Караваев, Поспеев, 1990).

В настоящее время является общепризнанным, что подъем и растекание горячего мантийного вещества оказывает огромное механическое воздействие на континентальную литосферу вплоть до раскалывания континентов и раздвигания их обломков. Поэтому главным механизмом образования рифтов, авлакогенов и синеклиз на древних платформах является растяжение литосферы над областью подъема, раздвижение над ней ее глубинных блоков и погружение растекавшимися

струями этих блоков под ненарушенные части континентов (рис. 187). Это приводило к подъему данных частей.

Последнее согласуется с резким уменьшением интенсивности процессов осадкообразования на Сибирской платформе в конце девона и в карбоне (Брахфогель, 1993), когда сформировались Патомино-Вилуйский, Приенисейский и Кютюнжский авлакогены (Кушев и др., 1992) и зарождалась Тунгусская синеклиза.

Исходные для траппов толеитовые магмы возникали в результате декомпрессионного плавления тел эклогитов, сформировавшихся из расплавов раннего магматического океана. Небольшая глубина его и низкое давление при фракционировании обусловили толеитовый состав остаточных расплавов, эклогитов и возникших из них магм траппов. Такой механизм образования этих магм объясняет малобарический толеитовый состав большинства базитов древних платформ, несмотря на огромную мощность и низкотемпературность континентальной литосферы.

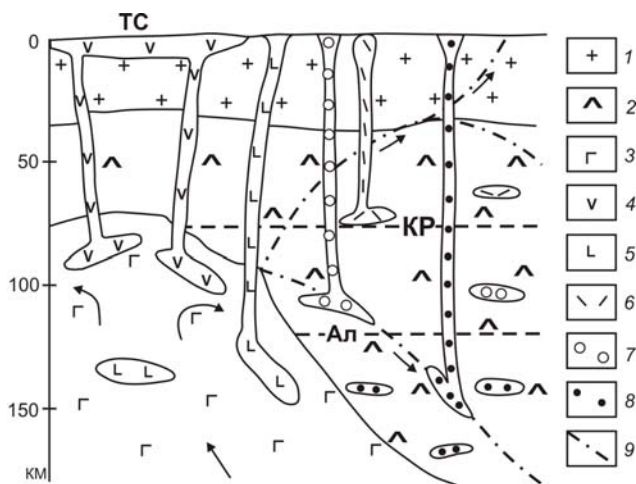


Рис. 187. Модель образования магм при формировании рифтов (Р) и трапповых синеклиз (ТС) на древних платформах: 1 — кора; 2 — мантийная литосфера; 3 — мантийный плюм; 4 — траппы и очаги фракционирующих толеитовых расплавов в плюмах; 5 — щелочные основные магмы; 6 — карбонатитовые остаточные расплавы в мантии и магмы в земной коре; 7 и 8 — неалмазоносные (7) и алмазоносные (8) кимберлитовые остаточные расплавы и магмы; 9 — вязкие сколы в литосфере. Линии Ал и Кр — верхние границы соответственно устойчивости алмаза и полной смесимости карбонатитового и силикатного расплавов. Стрелки — направление перемещений.

В процессе растекания астеносферных струй под участки континентов с очень мощной литосферой (рис. 187) содержащиеся в них очаги толеитовых по составу магм под влиянием роста давления кристаллизовались и фракционировали. В условиях большого давления в них формировалось и осаждалось большое количество граната и оливина и шпинели, в состав которых почти не входят щелочи, фосфор и летучие компоненты. Это приводило к сильному увеличению содержания этих компонентов в остаточных расплавах, в возникших из них магмах щелочных базальтов и объясняет происхождение данных пород, а также их широкое развитие на флангах трапповых синеклиз.

Вязкие сколы, по которым происходило раздвижение и опускание глубинных блоков литосферы древних платформ, должны были возникать в участках присутствия линз и жил кимберлитовых по составу полузакристаллизованных остаточных расплавов, поскольку эти участки имели намного более низкую прочность, чем другие части литосферы. Вещество этих линз разогревалось под влиянием фрикционного тепловыделения при вязком течении и в нем происходило плавление твердых фаз. В дальнейшем оно выжималось и всплывало в верхние части земной коры с образованием кимберлитов (рис. 187). Раздвижение глубинных блоков континентальной литосферы над поднимавшимся астеносферным веществом приводило к возникновению областей сжатия на удалении от трапповых синеклиз. Это объясняет размещение здесь многих кимберлитов. Вследствие образования магм в наиболее глубинных условиях кимберлиты этой области иногда являются высокоалмазоносными.

Пониженная мощность континентальной литосферы, примыкающей к трапповой синеклизе, обусловила образование здесь повышенного количества карбонатитовых магм. В этих участках могли возникать также неалмазоносные и слабоалмазоносные кимберлиты.

Таким образом, с удалением от центральной части поднимавшегося потока астеносферного вещества, примерно совпадавшего с центром трапповой синеклизы, должна наблюдаться смена разного по составу магматизма. Преимущественно толеитовые базиты синеклизы должны сменяться щелочными базитами ее периферических частей. Далее должны располагаться карбонатиты и в основном неалмазоносные кимберлиты ее ближайших окрестностей, затем – кимберлиты, часто высокоалмазоносные, удаленных от синеклизы областей. Эта последовательность совпадает с установленной К.А. Караваевым и В.М. Поспеевым (1990) для областей перехода синеклиза – антеклиза на Сибирской платформе (рис. 186).

Примерно такое же распределение магматических пород разного состава должно наблюдаться и вокруг крупных авлакогенов и рифтов. Это

согласуется с данными А.А. Фролова с соавторами (2005) о приуроченности большинства карбонатитовых комплексов к рифтам, а кимберлитов – к участкам, удаленных от рифтов на 150 – 250 км (рис. 188).

Образование трапповых синеклиз, рифтов и авлакогенов, как и срединно-океанических хребтов, обусловлено подъемом разогретого мантийного вещества. Поэтому возникновение этих структур на платформах связано с проявлением процессов внутриконтинентального спрединга. Океанический спрединг не приводил к образованию кимберлитов вследствие отсутствия под океаническими областями глубинных дифференциатов перидотитового слоя магматического океана.

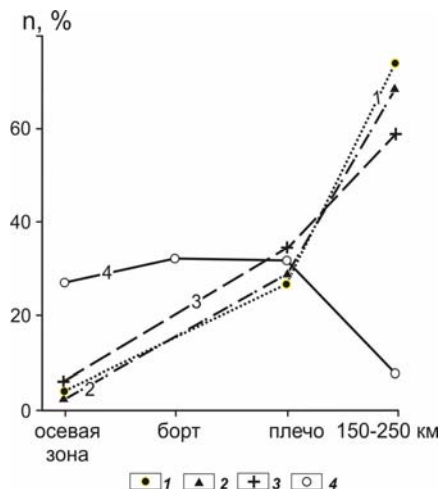


Рис. 188. Распределение кимберлитовых тел (1), алмазоносных полей (2), алмазоносных разностей кимберлитов (3) и карбонатитовых массивов (4) в различных частях рифтов (Фролов и др., 2005).

Невозможно объяснить формирование кимберлитов влиянием гипотетических миниплюмов, присутствие которых предполагается под «горячими точками». Как отмечалось выше, такие миниплюмы не могут существовать. Кроме того, внутри многих кимберлитовых полей находятся разные по возрасту кимберлиты. Для возникновения кимберлитовых магм нет необходимости в разогреве нижних частей континентальной литосферы. Формирование кимберлитов непосредственно не связано с процессами субдукции, так как их тела сильно удалены от субдукционных зон и поскольку в кимберлитах отсутствуют ксенолиты осадочных пород субдукционных слэбов – метаморфизованных в условиях очень высокого давления кислых и средних пород, кварцитов и мраморов. Для выяснения косвенного влияния процессов раздвижения океанических плит на процессы формирования кимберлитов на древних платформах необходимо подробнее

рассмотреть природу связи алмазоносного кимберлитового магматизма с крупными линеаменами субмеридионального простираения.

Природа связи кимберлитов с субмеридиональными линеаменами

Многие исследователи (Ваганов, 2000; Андросов и др., 2005; Фролов и др., 2005) отмечали связь кимберлитовых полей с протяженными (сотни километров) субмеридиональными линеаменами. Ярким примером является Архангельская кимберлитовая провинция, где все кимберлитовые поля располагаются вдоль 8 протяженных субмеридиональных разломов и длинные оси большинства кимберлитовых тел ориентированы в этом же направлении.

Как отмечалось, из 308 установленных тектонических нарушений, контролирующих размещение алмазоносных кимберлитов на различных континентах, 119 (39 %) являются субмеридиональными, 87 (28 %) имеют северо-западное простирание, 85 (27,6 %) – северо-восточное и лишь 17 (5,6 %) – субширотное (рис. 189). Связь с субмеридиональными тектоническими нарушениями характерна и для карбонатитовых массивов, хотя для них она менее выражена.

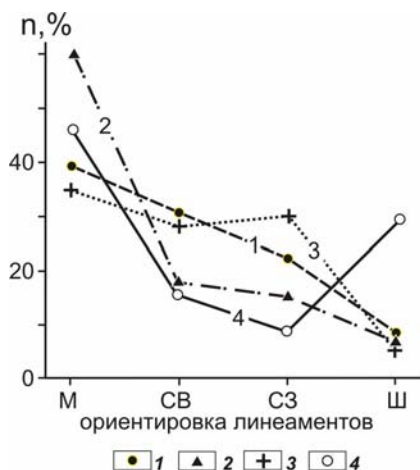


Рис. 189. Количество кимберлитовых тел (1), алмазоносных полей (2), алмазоносных разностей кимберлитов (3) и карбонатитов (4), контролируемых линеаменами субмеридиональной (М), северо-восточной (СВ), северо-западной (СЗ) и субширотной (Ш) ориентировки. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

В субмеридиональном направлении вытянуты Центрально-Сибирская, Восточно-Африканская, Западно-Африканская, Восточно-Бразильская и Восточно-Китайская кимберлитовые провинции (Фролов и др., 2005). Определяющее значение субмеридиональных разломов в развитии Сибирского кратона отмечал О.М. Розен (2003). Эти разломы служили

границами главных супертеррейнов, сформировавших, по его мнению, Сибирский кратон в протерозое.

Преимущественная связь кимберлитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями и линеаментами, а также их повышенная алмазоносность в этих нарушениях вполне закономерны. Они хорошо объясняются существованием медленного западного дрейфа земной литосферы. Как отмечалось, существование этого дрейфа в основном обусловлено влиянием силы Кориолиса на мантийную конвекцию. Всплывающее вещество под влиянием инерции покоя стремится сохранить свою небольшую линейную скорость вращения и поэтому отклоняется к западу. По этой причине большинство океанических плит движется на запад, островодужные зоны субдукции и тыловые окраинные моря в настоящее время размещаются только в западной части Тихого океана, а срединно-океанический хребет – в восточной.

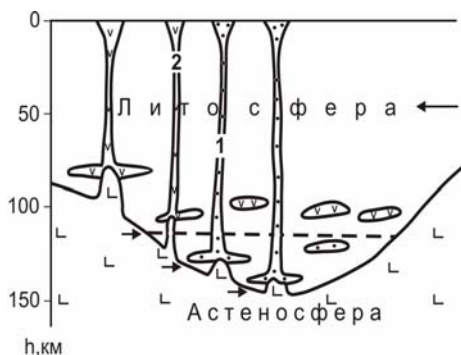


Рис. 190. Схема образования алмазоносных (1) и неалмазоносных (2) кимберлитовых магм в континентальной мантийной литосфере в процессе западного дрейфа континентов. Пунктир – верхняя граница стабильности алмаза.

Вследствие западного дрейфа континентальные литосферные плиты в удалении от океанов скользят по астеносфере, перемещающейся в разных направлениях. Сцепление выступов в подошве этих плит с астеносферой приводило к возникновению в нижних частях континентальной литосферы перпендикулярных к направлению движения зон растяжения, особенно в передней части литосферных корней (рис. 190). Такие зоны росли снизу вверх и поэтому были наиболее удобными путями для выжимания самых глубинных и алмазоносных кимберлитовых остаточных расплавов и продуктов их частичной кристаллизации. Тектонические разломы субширотной ориентировки должны быть менее связаны с зонами растяжения в корнях литосферы. Такие разломы являются в среднем менее глубинными, что обуславливает меньшую связь с ними кимберлитов и пониженную алмазоносность последних в случае размещения их в этих нарушениях.

Существование западного дрейфа континентов объясняет широкое распространение протяженных зон тектонических разломов преимущественно субмеридионального простирания. Связь кимберлитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями предполагалась канадскими геологами (Фролов и др., 2005). Ведущая роль субмеридиональных разломов в размещении кимберлитов отмечалась и для некоторых полей Якутской кимберлитовой провинции (Гладков и др., 2005). Это позволяет предполагать, что даже при формировании кимберлитов в основном в процессе внутриконтинентального спрединга на их размещение оказывали влияние и тектонические зоны, образовавшиеся в результате западного дрейфа континентов.

Возникает вопрос, с какой геодинамической обстановкой связать формирование субмеридиональных линеаментов и кимберлитов, обусловленных существованием западного дрейфа континентов? Как и все другие обстановки, западный дрейф континентов связан с существованием мантийной конвекции. Но он непосредственно не вытекает из процессов спрединга, субдукции и коллизии. Видимо, эту геодинамическую обстановку следует выделять как самостоятельную – *дрейфогенного дробления литосферы*, обусловленного существованием западного движения континентов.

Природа изменений состава и алмазоносности кимберлитовых полей на севере Сибирской платформы

В Якутской кимберлитовой провинции выявлено более тысячи кимберлитовых тел (Зинчук, Коптиль, 2005). Но лишь около 10 % из них содержат алмазы, еще меньше кимберлитовых тел с промышленной алмазоносностью. Последние на Сибирской платформе располагаются в ее западной части в пределах Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского и Далдынского полей. К северу от этих полей содержание алмазов в трубках быстро уменьшается вплоть до полного исчезновения. Одновременно изменяется и состав кимберлитов.

В соответствии с господствующей гипотезой ксеногенного происхождения алмаза, обычно предполагается, что в районах распространения неалмазоносных кимберлитов возникшие в мантии в архее алмазы позже были уничтожены вследствие повышения ее температуры под влиянием подъема мантийного горячего вещества. Однако, судя по наклону линии равновесия графит – алмаз на диаграмме $P - T$ (см. рис. 65) температура не сильно влияет на устойчивость алмаза. Например, в случае наиболее распространенного давления при зарождении кимберлитовых магм 60 кб увеличение температуры даже на 500 °C (с 800 до 1300 °C) не

приведет к исчезновению алмаза, поскольку система останется в поле устойчивости этого минерала. Кроме того, в мантийных ксенолитах широко распространены признаки постепенного снижения температуры в мантии (замещение высокотемпературных минералов более низкотемпературными, структуры распада высокотемпературных минералов и др.), а признаки разогрева ее обычно не устанавливаются. Разработанные модели образования кимберлитов и алмаза в новом свете представляют причины отсутствия алмазов в кимберлитах краевых частей платформ.

Давно известно, что литосфера на древних платформах имеет различную мощность (Манаков, 1999). К окраинам платформ она обычно уменьшается. Отсутствие здесь древних высокоалмазоносных кимберлитов, видимо, свидетельствует о том, что континентальная литосфера здесь была изначально тонкой и сформировалась из постаكкреционного магматического океана пониженной глубины. При тектонических деформациях древних платформ они раскалывались в областях с тонкой литосферой и эти области затем становились окраинами молодых континентов. В более редких случаях литосфера могла быть утонена под влиянием эродирующего воздействия на нее поднимающихся потоков разогретого нижнемантийного вещества. Это позволяет предполагать, что на окраинах платформ с наиболее тонкой литосферой должны отсутствовать ее нижние части, содержащие кимберлитовые по составу остаточные расплавы и субстраты. Кимберлиты могут возникать только из этих поздних высокобарических дифференциатов перидотитового слоя магматического океана. Поэтому на краях платформ в общем случае вообще не могут формироваться никакие кимберлиты.

Действительно, кимберлитовые тела обычно на сотни километров удалены от краев платформ. Так, судя по схемам распространения кимберлитовых полей на древних платформах, приведенным в книге А.А. Фролова и др. (2005), минимальное расстояние кимберлитовых тел от края платформ составляет для Восточно-Европейской платформы около 300 км, для Сибирской – 200 км, для Южно-Американской – 350 км, для Индийской – 160 км, для Африканской – 100 км. Небольшая величина этого расстояния до краев Африканской платформы, видимо, связано с отделением ее от Южно-Американской в мезозое. Вследствие этого раскол Пангеи мог произойти и в районах развития домезозойских кимберлитов и последние оказались на краю молодого континента.

Как отмечалось выше, судя по экспериментальным данным, при давлении менее 20 – 26 кб карбонатитовые расплавы становятся несмешиваемыми с силикатными. Поэтому при небольшом давлении силикатно-карбонатные остаточные расплавы пикритового слоя магматического океана подвергались процессам ликвации, от них отделялся

маловязкий высокоподвижный карбонатитовый расплав, который формировал карбонатитовые массивы. Следовательно, если мощность литосферы на окраинах континентов была несколько больше 80 – 85 км и температура в ее нижних частях была выше солидуса карбонатитов, то на этих окраинах могли формироваться карбонатиты при отсутствии кимберлитов. Действительно, минимальное расстояние карбонатитовых массивов до окраин платформ значительно меньше, чем для кимберлитовых тел. Например, для Восточно-Европейской платформы оно равно примерно 30 – 40 км, для Сибирской и Африканской – 20 – 30 км, для Южно-Американской – 200 км.

Обобщение опубликованных данных (рис. 191) показало, что максимальное количество карбонатитовых массивов приурочено к полосе в 0 – 200 км от краев платформ, кимберлитовых полей – к полосе в 200 – 400 км. В удалении более 400 км от краев кимберлитовые поля в среднем встречаются чаще, чем карбонатитовые интрузии, тогда как ближе 400 км численно преобладают карбонатитовые тела. Это также подтверждает преимущественное формирование карбонатитов в литосфере средней мощности, а кимберлитов – в толстой литосфере.

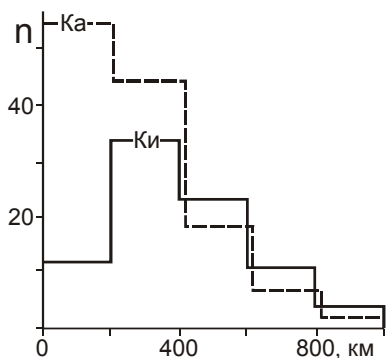


Рис. 191. Распределение количества (n) карбонатитовых комплексов (Ka) и кимберлитовых полей (Ки) на главных платформах в зависимости от расстояния до их ближайших краев. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

В соответствии с разработанной моделью, алмазонасные кимберлиты формировались лишь в тех участках древних платформ, где мощность литосферы была больше примерно 150 км и в ее нижних частях существовало давление, соответствующее полю устойчивости алмаза (более 40 кб). Эти участки находятся обычно в удалении от краев древних платформ, что объясняет приуроченность высокоалмазонасных кимберлитов Якутской провинции к западной части Сибирской платформы. Здесь находится ее литосферный корень, в котором мощность литосферы составляет 250 – 300 км (Похилenko, Соболев, 1998). В этом районе

наблюдается наиболее низкий тепловой поток, литосфера имеет низкотемпературный геотермический градиент и свободная поверхность мантии, отражающая положение ее поверхности в случае, если бы отсутствовала земная кора (Гладков и др., 2005), имеет наибольшую глубину погружения. Это связано с повышенной плотностью холодной литосферы.

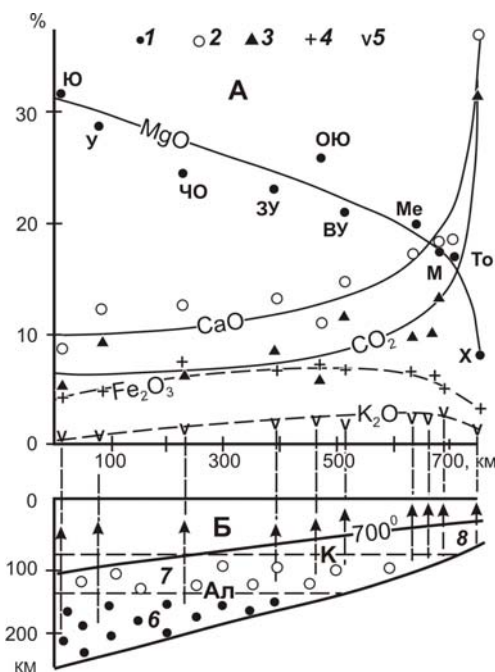


Рис. 192. Схема изменения состава магматических пород (А) и их образования (Б) при удалении на север от центральных частей Сибирской платформы. 1, 2, 3, 4 и 5 – средние содержания соответственно MgO, CaO, CO₂, Fe₂O₃ и K₂O в кимберлитах трубок Юбилейная (Ю) и Удачная Западная (У), полей Чомурдахское (Чо), Западно-Укукитское (ЗУ), Огонер-Юряхское (ОЮ), Восточно-Укукитское (ВУ), Мерчимденское (Ме), Молодинское (М), Толуопское (Т) и Хорбусуонское (Х). 6 – 8 – области устойчивости алмаза и зарождения алмазоносных кимберлитовых магм в литосфере (6); зарождения неалмазоносных кимберлитовых магм (7); зарождения карбонатитовых магм (8). Линии Ал и Кр – верхние границы областей соответственно устойчивости алмаза и полной смесимости карбонатитовых и силикатных расплавов. Стрелки – линии подъема различных магм.

На рис. 192 показано изменение среднего состава главных кимберлитовых полей вдоль Далдыно-Оленекской зоны, контролирующей кимберлиты. Он иллюстрирует главные тенденции в изменении состава и алмазонасности щелочно-ультраосновных пород с приближением к северному краю Сибирской платформы. С удалением от высокоалмазонасных трубок Юбилейная и Удачная уменьшается среднее содержание окиси магния в породах и увеличивается количество извести и углекислоты. Эти изменения свидетельствуют о том, что с уменьшением глубины залегания в мантии содержание химических компонентов карбонатитов в остаточных расплавах магматического океана увеличивалось.

Такое явление обусловлено снижением температуры остаточных расплавов и формированием их на все более ранних этапах магматического фракционирования с уменьшением глубины залегания. Содержание окисного железа и калия сначала увеличивается, затем резко понижается. Как показал анализ геохронологических данных, приведенных в монографии А.И. Зайцева и А.П. Смелова (2010), наиболее распространенный изотопный возраст большинства кимберлитов тел Далдыно-Алакитской зоны составляет 340 – 400 млн. лет. На крайнем севере зоны (Молодинское, Холомолахское поля) он резко снижается до 140 – 180 млн. лет (рис. 193).

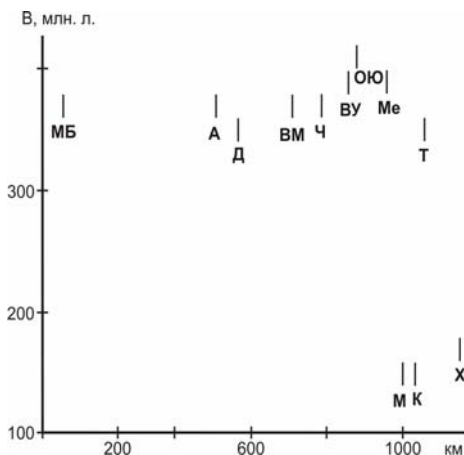
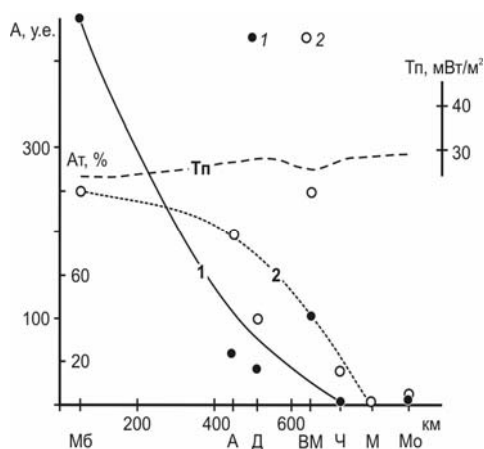


Рис. 193. Максимумы частоты встречаемости изотопных возрастов кимберлитовых полей Далдыно-Оленекской зоны. Расшифровка названий кимберлитовых полей на рис. 192

В наибольшем удалении от центральной части Сибирской платформы сформировались карбонатиты Хорбусуонского поля. Примерно в таком же удалении от центральной части Сибирской платформы западнее этого поля располагается крупнейший Томторский карбонатитовый массив. Как

иллюстрирует рис. 192, Б, на раннем этапе эволюции формирование карбонатитов было возможно и в области распространения неалмазоносных и алмазоносных кимберлитов, но карбонатитовые остаточные расплавы здесь находились в сравнительно небольшом по мощности слое мантии. Это определяло пониженную вероятность возникновения здесь карбонатитов и сравнительно небольшой объем их тел.

С течением времени температура континентальной литосферы понижалась, поэтому возможность возникновения карбонатитов в областях распространения кимберлитов уменьшалась. Наоборот, несколько более ранние периоды геологической истории были более благоприятны для широкого формирования карбонатитов, а вероятность возникновения кимберлитов была пониженной вследствие высокой еще температуры и небольшой степени фракционирования магм нижних частей будущей континентальной литосферы. В раннем архее в общем случае не могли формироваться ни карбонатиты, ни кимберлиты, так как в перидотитовом и пикритовом слоях магматического океана еще не произошли процессы кристаллизации и магматического фракционирования.



зарождения магм кимберлитов и родственных им пород в северном направлении.

Величина современного теплового потока несколько увеличивается в этом направлении (рис. 194). Следует отметить, что величина его должна быть самым чутким индикатором современной мощности литосферы и, следовательно, глубинности и потенциальной алмазонасности распространенных здесь кимберлитов. Районы с самым низким тепловым потоком должны содержать самые высокоалмазонасные кимберлиты.

Как иллюстрирует рис. 195, в северном направлении постепенно уменьшается средняя доля октаэдров среди алмазов от более 60 % в кимберлитах Мало-Ботуобинского поля до 25 % в кимберлитах Верхнемунского. Соответственно, средняя доля додекаэдридов увеличивается в этом направлении от примерно 14 до 66 %. Средняя доля переходных разновидностей уменьшается с 24 до 11 %. Такое изменение кристалломорфологии алмазов согласно разработанной модели их образования свидетельствует о том, что в северном направлении увеличивалась в среднем вязкость магм, родоначальных для кимберлитов.

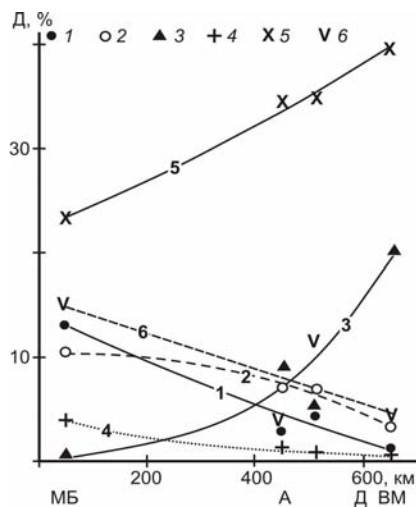


Рис. 195. Изменение доли различных кристаллов алмаза (Д) вдоль Далдыно-Оленекской зоны: 1 – плоскогранных; 2 – со сноповидной штриховкой, 3 – округлых; 4 – округло-ступенчатых; 5 – с включениями графита; 6 – фракции –4+2. Обозначения названий кимберлитовых полей на рис. 192. Построен по данным (Аргунов, 2005, 2006).

Интересно изменение скульптуры на гранях алмазов из кимберлитов при движении с юга на север вдоль Далдыно-Оленекской зоны. Как отмечалось выше, по мере роста вязкости расплавов и снижении скорости диффузии углерода в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана в кристаллизовавшихся октаэдрах образующиеся новые слои все больше не дорастали до ребер и вершин. В результате этого

на первоначально гладких гранях возникала сначала параллельная и сноповидная штриховка, образованная выходами на гранях недоросших слоев. Затем при большой степени недорастания формировались округло-ступенчатые кристаллы, переходные к додекаэдроидам. В дальнейшем кристаллизовались ромбододекаэдры и далее округлые додекаэдриды, возникшие путем недорастания новых слоев на гранях до ребер и вершин. Снижением скорости роста кристаллов по мере уменьшения скорости диффузии углерода, видимо, обусловило обычно тонко- и скрытослоистое строение граней додекаэдридов в отличие от грубослоистых поздних октаэдров.

Рис. 195 иллюстрирует, что доли гладкогранных, со сноповидной штриховкой и округло-ступенчатых кристаллов (соответственно линии 1, 2 и 4) снижаются среди алмазов в северном направлении вдоль Далдыно-Оленекской зоны, что объясняется резким снижением количества октаэдров, поскольку эти разновидности характерны для данного морфотипа. Средняя доля округлых додекаэдридов резко увеличивается от почти нуля среди алмазов Мало-Ботуобинского поля до примерно 20 % в алмазах Верхнемунского поля, что согласуется с повышением количества ромбододекаэдров и с ростом вязкости родоначальных магм в этом направлении. Обращает на себя внимание значительное увеличение средней доли кристаллов с включениями графита от примерно 27 % в алмазах Мало-Ботуобинского поля до почти 50 % в Верхнемунском поле. Это согласуется с ростом содержания углекислоты в северном направлении.

Покровы лампроитонидных туфов – коренной источник россыпей с некимберлитовыми алмазами

Почти на всех древних платформах присутствуют россыпи с неустановленными коренными источниками алмазов. Особенно широко они распространены в Бразилии, в Африке, в Индии и на Северо-Востоке Сибирской платформы (Подчасов и др., 2005). Среди них наиболее загадочными являются россыпи с алмазами, нетипичными для кимберлитов. Таковыми являются россыпи Северо-Востока Сибири, содержащие алмазы разновидностей V и VII. В россыпях Бразилии иногда присутствуют в значительном количестве карбонадо и алмазы с включениями ультравысокобарических минералов – феррипериклаза и магнезиально-кальциевого перовскита (Kaminsky et al., 2008). Такие алмазы не характерны для кимберлитов.

Эти россыпи обычно встречаются на гигантских площадях. Так, на Северо-Востоке России площадь распространения этих россыпей составляет около 400 тысяч км² (Граханов и др., 2007). В Бразилии эта площадь имеет

протяженность с севера на юг примерно 3500 км, а с запада на восток – 2300 км (Подчасов и др., 2005), то есть она равна около 8 млн. км². Гигантские запасы алмазов в этих россыпях позволили многим исследователям предполагать присутствие здесь богатых кимберлитовых трубок, которые были источником этих алмазов. Однако, несмотря на исследования, проводимые в течение нескольких десятилетий, эти богатые источники до сих пор выявить не удалось. Иногда устанавливалось присутствие кимберлитовых или лампроитовых трубок, но они обычно не алмазоносны или скудно алмазоносны и не содержат алмазы, типичные для россыпей, что особенно ярко проявлено на Северо-Востоке России (Граханов и др., 2007). А.П. Смеловым с соавторами (2011) установлено, что в этих россыпях доли ламинарных и округлых алмазах возрастают прямо пропорционально, тогда как в кимберлитовых трубках наблюдается противоположная зависимость.

Отсутствие находок высокоалмазоносных трубок выглядит парадоксальным, если учесть, что главные промышленные трубки Якутии были открыты уже в первые шесть лет детальных геологических исследований. Представляется, что такое явление не случайно, а обусловлено глубокими генетическими причинами, обычно не учитывающимися при традиционном изучении кимберлитов и алмаза. Полученные выше данные о происхождении этого минерала и кимберлитов, позволяют в значительной мере выявить эти причины. Для этого необходимо рассмотреть генетическое значение главных особенностей алмазов этих россыпей.

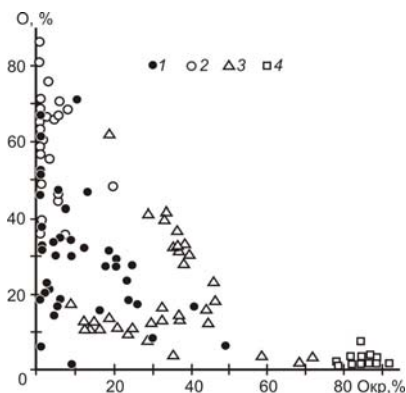


Рис. 196. Соотношение долей плоскогранных октаэдров (О) и округлых кристаллов (Окр) среди алмазов кимберлитовых трубок (1), ассоциирующих с ними россыпей (2); из россыпей, удаленных от алмазоносных кимберлитов (3), и из россыпей Урала (4). Построен по данным (Аргунов, 2005; Граханов и др., 2007).

Обращает на себя внимание очень широкое развитие ромбодекаэдрических алмазов особенно их округлых разновидностей в этих

россыпях. Это иллюстрирует рис. 196, на котором показано соотношение процентных долей плоскогранных октаэдрических и округлых преимущественно додекаэдрических кристаллов в якутских кимберлитовых трубках и в различных россыпях. Россыпи Мало-Ботуобинского района с чаще всего известными коренными источниками содержат много октаэдров и мало округлых кристаллов и поэтому на рисунке расположились в основном в пределах поля точек алмазов из кимберлитов этого района.

Более половины точек соотношения различных алмазов из россыпей Северо-Востока (треугольники) отклоняется от поля алмазов из кимберлитовых трубок в сторону высокого содержания округлых кристаллов и небольшого – плоскогранных октаэдров. Еще больше отклоняются в эту сторону алмазы из россыпей Урала, в которых доля округлых кристаллов составляет 80 – 90 %, а плоскогранных октаэдров – первые проценты. Для зарубежных россыпей кристалломорфология содержащихся в них алмазов изучена обычно значительно хуже, чем для отечественных. Но имеющиеся данные подтверждают вывод о высоком содержании додекаэдров в россыпях с неизвестным коренным источником. Так, в Бразилии из 15 охарактеризованных россыпей (Подчасов и др., 2005) в 14 преобладают додекаэдровиды и лишь в одной – октаэдры. Для сравнения отметим, что в россыпях Африки, в которых в большинстве случаев источником алмазов являются широко распространенные здесь кимберлитовые трубки, из 22 изученных россыпей в 12, то есть в большинстве, количественно преобладают плоскогранные октаэдры, в 9 – додекаэдровиды и в 1 – алмазы в оболочке.

Выше было показано, что количество додекаэдровидов резко увеличивается, а плоскогранных октаэдров уменьшается с ростом содержания кремнекислоты во вмещающих кимберлитах и лампроитах (см. рис. 108). Так, с увеличением в них содержания SiO_2 от 22 до 55 % доля округлых додекаэдровидов среди алмазов в среднем возрастает от 0 до 80 %, а доля плоскогранных октаэдров уменьшается от примерно 50 до 11 %. Следовательно, в россыпях Урала средней доле округлых додекаэдровидов 85 % (рис. 196), а октаэдров 3 % должно соответствовать содержание кремнекислоты в родоначальных магматических породах около 60 %. Реальность присутствия подобного количества этого компонента в алмазосодержащих магмах подтверждается наличием в некоторых поздних алмазах кимберлитов расплавных включений, содержащих до 65 – 70 % SiO_2 (Zedgenizov et al., 2005). Согласуется она и с находками в туффизитах Урала, которые иногда рассматриваются в качестве предполагаемого коренного источника алмазов (Лукиянова и др., 2000) распространенных здесь россыпей, стеклянных шариков, содержащих до 61 % кремнекислоты (Чайковский, 2001).

Высокая кремнекислотность родоначальных магм коренных источников россыпей с большим количеством округлых алмазов подтверждается и увеличением доли алмазов V и VII разновидностей с возрастанием содержания в кимберлитах SiO_2 (рис. 197). Эти разновидности алмазов представляют собой очень темные округлые кристаллы и их сростки, содержащие во внешней части большое количество включений флюида и графита. Они характерны для россыпей Северо-Востока России и выделяются как округлые алмазы эбеляхского типа наряду с округлыми светлыми алмазами уральского или бразильского типа. В якутских кимберлитах алмазы V и VII разновидностей в ничтожном количестве отмечены только в трубке Краснопресненская (Зинчук, Коптиль, 2003). В заметно большем количестве они содержатся в богатых кремнекислотой трубках Архангельской провинции. Скорее всего, они встречаются и в зарубежных трубках и россыпях, поскольку в них часто отмечается присутствие черных алмазов. Но их там не принято выделять под названием V и VII разновидности, поскольку зарубежные исследователи обычно не используют систематику алмазов, разработанную Ю.Л. Орловым (1973). Большая кремнекислотность коренных источников алмаза россыпей согласуется с присутствием в эбеляхских алмазах включений коэзита и ортоклаза (Граханов и др., 2007).

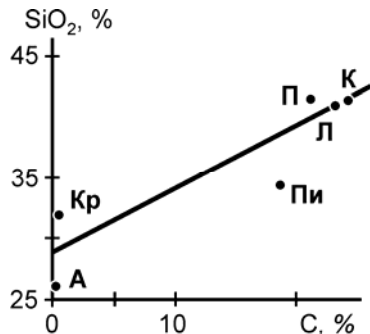


Рис. 197. Соотношение среднего содержания кремнекислоты в кимберлитах и разновидностей V+VII (C) среди алмазов в трубках Архангельская (А), Карпинского (К), Ломоносовская (Л), Поморская (П), Пионерская (Пи), Краснопреснинская (Кр). Построен по данным (Зинчук, Коптиль, 2003).

По разработанной выше генетической модели внешняя оболочка округлых алмазов эбеляхского типа сформировалась на поздней стадии фракционирования перидотитового или пикритового слоев магматического океана, когда в остаточном расплаве накопилось большое количество летучих компонентов. Они захватывались кристаллизовавшимся алмазным веществом, что привело к нарастанию оболочки с флюидными включениями на уже существовавшие кристаллы. На контакте с

флюидными включениями происходила графитизация алмазов, что обусловило их очень темный цвет.

В процессе глобального магматического фракционирования большинство таких алмазов образовалась позже округлых кристаллов уральского типа. Об этом свидетельствует большее содержание в них летучих компонентов и установленный в среднем значительно больший их размер в россыпи р. Беенчима, левом притоке р. Оленек. Как уже отмечалось, по данным С.А. Граханова с соавторами (2007) алмазы V и VII разновидностей здесь имеют средний вес 56 мг, тогда как вес алмазов уральского типа – 21,8 мг, а ламинарных (октаэдры + ромбододекаэдры + переходные) – 17,2 мг. Выше было показано, что изотопный состав углерода остаточных расплавов и кристаллизовавшихся в них алмазов становился более легким в процессе фракционирования магматического океана. Поэтому аномально легкий изотопный состав углерода округлых алмазов эбеляхского типа, в среднем $\delta^{13}\text{C} = -23 \text{ ‰}$, также подтверждает очень позднее образование этих алмазов в мантии.

Полученные данные о повышенной кремнекислотности родоначальных магматических пород для округлых алмазов из россыпей с неизвестным коренным источником свидетельствуют о том, что состав этих пород скорее всего соответствует лампроитам. Но он может соответствовать и составу различным щелочным базальтоидам, поскольку в Австралии породы такого состава являются алмазоносными (Подчасов и др., 2005). Все эти породы в данной книге названы лампроитоидными. Однако установление такого предполагаемого состава родоначальных источников алмаза в россыпях еще не объясняет причину того, что эти источники до сих пор не выявлены. Поэтому дискуссия о том, являются ли коренным источником алмазов Северо-Востока России кимберлиты или лампроиты сама по себе мало плодотворна, поскольку не позволяет понять причину невыявленности до сих пор этих источников.

Эту причину позволяет установить анализ содержания летучих компонентов в данных породах и разработанная выше модель вулканических взрывов под влиянием внутреннего давления газов, законсервированных декомпрессионным затвердеванием расплава. Важнейшей особенностью состава лампроитов является значительно меньшее содержание в них летучих компонентов, особенно углекислоты, по сравнению с кимберлитами. Это иллюстрирует рис. 198, на котором показано соотношение содержания кремнекислоты с количеством воды и углекислоты в различных кимберлитах и лампроитах.

Из рисунка видно, что в случае широко распространенного 20 %-ного содержания SiO_2 в кимберлитах количество углекислоты в них составляет в

среднем 17 %, а воды – примерно 4 %. В лампроитах с 55 % кремнекислоты это содержание в среднем равно соответственно 0,5 и 2 %.

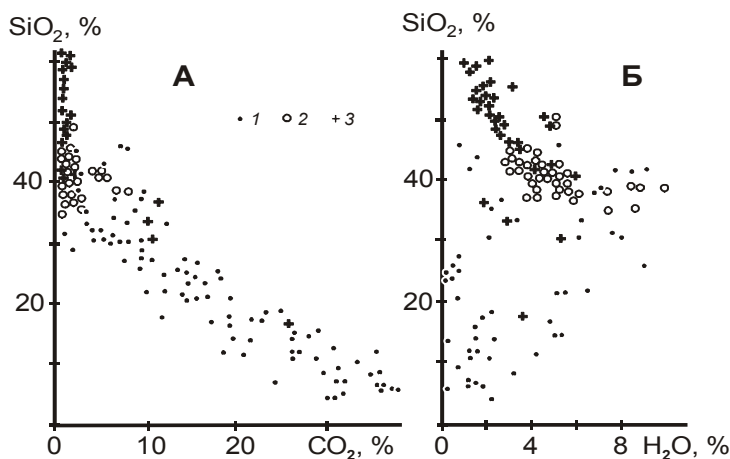


Рис. 198. Соотношение содержания кремнекислоты и углекислоты (А) и воды (Б) в кимберлитах (1), оливиновых (2) и лейцитовых (3) лампроитах. Построен по данным (Василенко и др., 1997; Минин и др., 2005).

С позиций разработанной модели вулканических взрывов протяженность кимберлитовых и лампроитовых диатрем уменьшается с падением содержания летучих компонентов в магмах. Это подтверждается снижением средней конусности диатрем с уменьшением количества воды и углекислоты в их породах (см. рис. 90). Так, при суммарном содержании этих компонентов 26 % угол падения стенок составляет в среднем 77 °, а при величине этой суммы 2 % он уменьшается до 43 °. В случае содержания углекислоты 12 % он равен в среднем 68 °, а при ее отсутствии – 46 °.

Протяженность кимберлитовых диатрем в среднем составляет около 1,5 – 2 км. Очевидно, что вследствие в примерно 8,4 раза меньшего среднего содержания летучих компонентов в лампроитовых магмах по сравнению с кимберлитовыми, вертикальная протяженность лампроитовых диатрем должна быть примерно во столько же раз меньше и составляла около 150 – 240 м. Это были блюдцеобразные широкие маары. В них размещалась относительно небольшая часть туфового материала. Большая же часть его была выброшена в атмосферу и сформировала обширные покровы, которые первоначально располагались, как на поднятиях, так и во впадинах. Это объясняет размещение россыпей с неизвестными коренными источниками на огромных площадях.

При взрыве в 1883 г вулкана Каракатау (Индонезия) выброшенный в атмосферу туфовый материал рассеялся на площади 700 тысяч км² (Ботвинкина, 1974). Поэтому взрыв даже одного мощного алмазоносного лампроитоидного вулкана мог сформировать источники алмазоносных россыпей северной Якутии на всей площади их распространения (400 тысяч км²), хотя, скорее всего, этих вулканов было значительное количество.

Если впадины, в которые падал туфовый материал, были заполнены водой, то он мог перемываться, смешиваться с осадочным материалом и формировать разнообразные туффизиты. В случае захоронения более молодыми осадками туффизиты не подвергались эрозии и располагались в осадочных толщах в виде прослоев и линз. Туфовый материал, располагавшийся на возвышенностях, быстро подвергался эрозии. Большая часть его силикатного вещества, особенно в условиях жаркого влажного климата, выветривалась и в виде водных растворов и глинистой фракции уносилась, а устойчивые к выветриванию алмазы частично перемещались во впадины рельефа, формировали промежуточные коллекторы различного возраста или накапливались в водотоках. Часть алмазов, вследствие высокого удельного веса, могла частично погружаться в кору выветривания подстилающих пород.

Это объясняет присутствие алмазов в породах, которые не могли быть их коллекторами, и промышленную алмазоносность четвертичного аллювия многих рек. Например, в бассейне реки Эбелях Северо-Востока России, содержащем уникальные по запасам россыпи, единичные алмазы присутствуют на склонах долины в коре выветривания кембрийских доломитов, которые являются намного более древними, чем триасовые коренные источники, судя по изотопному возрасту ассоциирующего с алмазами циркона (Граханов и др., 2007).

Алмазоносные лампроитоидные диатремы глубиной в первые сотни метров даже при небольшом их возрасте были почти полностью уничтожены эрозией, поскольку эрозионный срез якутских кимберлитовых трубок достигает 400 м, а африканских – 1,5 км (Аргунов, 2005). Это объясняет бесплодность до сих пор попыток найти высокоалмазоносные трубки в районах распространения россыпей. Однако должны были сохраняться подводящие каналы этих диатрем. Алмазоносные интрузивные флюидизиты Красношверского района Урала (Чайковский, 2001; Рыбальченко и др., 2011), возможно, являются примером подводящих каналов подобных диатрем или недоразвитыми диатремами. Продукты взрыва их магм проникали через перекрывающие породы по трещинам с образованием штокверков и жил.

Таким образом, главным коренным источником алмазов рассматриваемых россыпей должны быть не кимберлитовые и

лампроитовые трубки, как обычно предполагается, а туфы и туффзиты, которые сохранялись лишь в палеообластях накопления осадков. Как уже отмечалось, присутствие туффзитов в настоящее время установлено в Красношверском районе Урала, где они считаются некоторыми исследователями (Лукьянова и др., 2000) источником алмазов для распространенных здесь россыпей. Некоторые исследователи (Рыбальченко и др., 2011) вообще отрицают существование здесь алмазоносных россыпей и предполагают, что алмазоносность некоторых осадочных пород полностью обусловлена присутствием в них материала интрузивных туффзитов. Однако эта точка зрения не убедительна, поскольку, вследствие небольшой глубины образования туффзитов и их древности (Pz), по крайней мере, часть из них неизбежно должны были подвергаться эрозии с выносом части алмазов и с образованием россыпей.

В этом районе алмазоносный туфовый материал должен был частично выбрасываться на земную поверхность, попадать в осадочные породы в период их накопления и формировать прослои туффзитов. Такие тела существуют, но рассматриваются как силлы (Рыбальченко и др., 2011). Большая протяженность этих «силлов», до 1,5 км, не согласуется с гипотезой их вулканогенного происхождения, так как трудно представить, чтобы продукты взрыва распространялись на очень большое расстояние по горизонтали, а не вверх в сторону низкого давления. Это подтверждается субвертикальной ориентировкой кимберлитовых трубок в различных регионах и с нехарактерностью для кимберлитовых полей туфовых силлов, хотя здесь изредка встречаются силлы невзорванных массивных кимберлитов.

В последние годы Компанией Diagem опубликована информация в Интернете (<http://www.mineral.ru/News/26883/html>) о том, что на площади Жуина в Бразилии обнаружен слой пепловых туфов и туффзитов мощностью 0,52 м, содержащий в среднем 0,66 кар/м³ алмазов. Самый крупный камень весит 4,67 кар, средний вес по найденным 849 кристаллам составляет 36 мг.

На севере Якутии на левом берегу р. Булкур и в некоторых соседних районах в основании отложений карнийского яруса триаса был обнаружен прослой с очень высоким содержанием пиропов и алмазов (до 11,58 кар/м³). При этом в алмазах присутствует большое количество разновидностей V и VII и по кристалломорфологии они полностью аналогичны специфическим алмазам россыпей Северо-Востока России. Сначала эти породы относили к гравелитам базального слоя карния (Граханов и др., 2007). Но после публикаций (Шкодзинский, 2008б, 2009) о туфовой природе коренного источника алмазов россыпей рассматриваемого региона и о вероятном присутствии туфов и туффзитов лампроитоидного состава в триасовых

отложениях севера Якутии, данные породы стали рассматриваться как туффизиты (Граханов, Смеров, 2011).

На северо-востоке Сибирской платформы находится 68,8 % запасов россыпных алмазов России, из них 52,3 % приурочено к относительно небольшому по площади (около 2000 км²) бассейну р. Эбелях. Здесь доля разновидностей V+VII среди алмазов наиболее велика – до 57 % (Граханов и др., 2007). Это свидетельствует о том, что этот район был главным центром алмазоносного лампроитоидного эксплозивного вулканизма, с которым связано формирование рассматриваемых россыпей. Другой центр, возможно, располагался в верховьях р. Оленек, где доля этих разновидностей достигает 31 %.

Некоторые исследователи обращали внимание на пространственную связь наиболее богатых россыпей р. Эбелях с широко распространенными здесь эрозионно-карстовыми депрессиями (рис. 199), выполненными сильно измененным глинистым кварц-полевошпатовым песчаным материалом (Граханов и др., 2007), который похож на сильно латеритизированный песчаный туф. В нем содержатся алмазы, по морфологии идентичные таковым из россыпей. Все это, видимо, указывает на то, что часть этих депрессий образовалась в результате процессов карстообразования и эрозии в сильно трещиноватых участках развития подводящих каналов лампроитоидных диатрем и выполнена в основном переотложенными и измененными туфами. В основании некоторых из них должны были сохраниться остатки подводящих каналов диатрем (Шкодзинский, 2009).

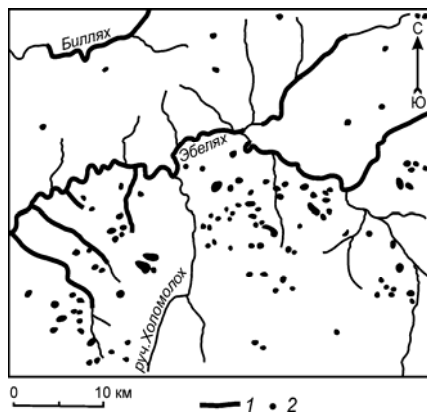


Рис. 199. Пространственная связь богатых алмазами россыпей (1) в бассейне р. Эбелях с эрозионно-карстовыми депрессиями (2) (Граханов и др., 2007).

Среди геологов, изучающих россыпи Северо-Востока России, широко распространены представления о том, что алмазы этих россыпей имеют двойное происхождение – кристаллы разновидностей V и VII поступали из

нетрадиционного источника, а другие – из кимберлитов (Зинчук, Коптиль, 2005; Граханов и др., 2007).

Из этого следует, что кимберлитовый источник является главным, так как небеляхских алмазов чаще всего содержится значительно больше, чем эбеляхских. Однако такие представления выглядят неубедительными, так как в любой продуктивной трубке содержатся самые разнообразные по морфологии алмазы. Например, в лампроитовой трубке Аргайл, содержащей около 70 % округлых кристаллов, присутствует примерно 10 % октаэдрических алмазов (Джейкс и др., 1987). Это обусловлено тем, что алмазы формировались длительно в меняющихся по составу расплавах в процессе магматического фракционирования.

Поэтому, как показано выше, в каждой содержащей алмаз магматической породе всегда существует эволюционный ряд его кристаллов различной морфологии. Следовательно, в коренном источнике алмазов эбеляхского типа, являющихся поздними членами эволюционного ряда, должны были присутствовать и его более ранние алмазы, представленные плоскогранными октаэдрами, ромбододекаэдрами, округлыми алмазами уральского типа. Этот вывод подтверждается результатами изучения кристалломорфологии алмазов из туффизитов базального слоя карнийского яруса р. Булкур. Они являются остатком коренных источников алмазов россыпей севера Якутии. Среди алмазов кроме 45,6 % кристаллов разновидностей V+VII здесь содержится также 7,1 % плоскогранных октаэдров, ромбододекаэдров и переходных разновидностей и 33,8 % округлых кристаллов уральского типа. На кряже Прончищева содержание этих разновидностей равно соответственно 9,5; 18,2 и 52,4 % (Граханов и др., 2007).

То есть, алмазы коренного источника рассматриваемых россыпей были разнообразны по кристалломорфологии и количественным соотношениям между главными морфотипами. Новейшие исследования (Смелов и др., 2011) показали, что вариации количественных соотношений плоскогранных и округлых алмазов уральского и эбеляхского типов в современных россыпях Сибирской платформы в первом приближении идентичны таковым в обломочных породах карнийского яруса. Поэтому существование самостоятельного кимберлитового источника можно уверенно предполагать лишь для тех россыпей, которые почти не содержат кристаллы эбеляхского типа и богаты октаэдрами. Таковыми являются россыпи бассейна р. Молодо, для них обычно предполагается существование кимберлитового источника.

Как иллюстрирует рис. 200, степень экзогенной обработки октаэдров и кристаллов эбеляхского типа в большинстве россыпей изменяется в первом приближении согласованно, что подтверждает их поступление из одного

источника. Но среди эбеляхских алмазов содержание обработанных разностей примерно в 3 раза больше, чем среди октаэдров. Это вполне закономерно и должно быть обусловлено большим содержанием дефектов в переполненных включениями алмазах разновидностей V и VII и поэтому во много раз меньшей их механической устойчивостью (см. рис. 147).

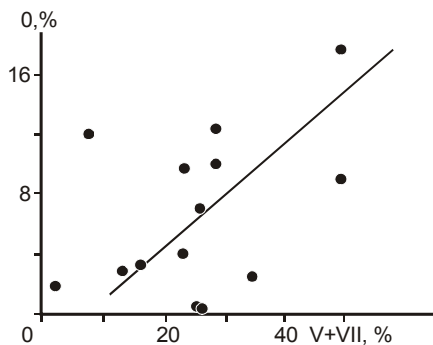


Рис. 200. Соотношение долей экзогенно обработанных разностей среди октаэдрических кристаллов и разновидностей V+VII в россыпях северной Якутии по данным (Граханов и др., 2007).

Таким образом, полученный на основе разработанной модели образования кимберлитов и алмаза вывод о том, что источником некимберлитовых алмазов россыпей являются покровы туфов и туффизитов подтверждается эмпирическими данными. Это свидетельствует об ошибочности распространенной до сих пор концепции поступления алмазов в рассматриваемые россыпи из неизвестных кимберлитовых и лампроитовых трубок и объясняет бесплодность до сих пор попыток их поиска. Коренные источники этих россыпей сохранились в виде тел туфов и туффизитов в синхронных с лампроитоидным вулканизмом осадочно-вулканогенных толщах в палеодепрессиях и в виде остатков подводящих каналов, выполненных инъекционными туффизитами, как на Урале. Они, видимо, могут быть представлены и переотложенными измененными туфами эрозионно-карстовых депрессий, как в долине р. Эбелях на севере Якутии.

Природа повышенной крупности некимберлитовых алмазов в россыпях

Давно известно, что алмазы из россыпей часто имеют большой размер и высокое качество. Ярким примером являются россыпи Красношвиерского района Урала, в которых алмазы имеют средний вес от 57,4 до 194 мг (Граханов и др., 2007) и чаще всего ювелирное качество, что обеспечивает экономическую рентабельность их добычи даже при небольшом

содержании. Для аналогичных россыпей Бразилии средний вес алмазов варьирует от 40 до 100 мг (Подчасов и др., 2005). Для сравнения необходимо отметить, что в кимберлитовых трубках России средний вес кристаллов алмаза равен 0,5 – 21 мг, а в промышленных трубках – чаще всего 1 – 6 мг (Фролов и др., 2005), то есть более чем на порядок меньше, чем в рассмотренных россыпях.

Алмазы имеют гидрофобные свойства, то есть не смачиваются водой, и поэтому имеют пониженную способность к переносу в водных потоках. Однако в случае присутствия поверхностной пленки на кристаллах или большого содержания примеси глины в потоках (Подчасов и др., 2005) гидрофобные свойства уменьшаются и алмазы могут переноситься на расстояние до многих сотен километров. Из эмпирических данных следует, что около родоначальных трубок гранулометрический состав алмазов россыпей близок к таковому в кимберлитах, с удалением от них доля мелких алмазов обычно уменьшается вследствие большей скорости переноса их водными потоками (Граханов и др., 2007).

Однако, как иллюстрирует рис. 201, в Мало-Ботуобинском и Верхнемунском кимберлитовых полях Якутии, в которых алмазы россыпей, как и кимберлитовых трубок, богаты октаэдрами (40 – 60 %), средний вес алмазов увеличивается сравнительно мало и обычно не превышает 20 мг. В тоже время в богатых округлыми кристаллами (чаще всего 20 – 60 %) россыпях севера Якутии он обычно больше 20 мг и достигает 64 мг. В россыпях Красношверского района, в которых доля округлых кристаллов составляет 80 – 90 %, средний вес алмазов достигает 194 мг. То есть, с возрастанием доли округлых алмазов резко увеличивается средний вес их кристаллов.

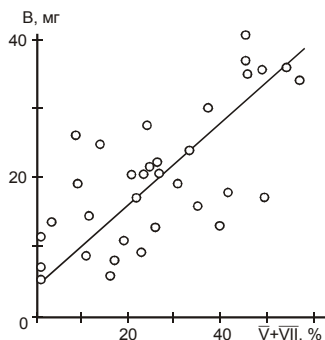


Рис. 201. Соотношение среднего веса кристаллов алмаза в россыпях (B) с суммарной долей V и VII разновидностей в северной Якутии. Построен по данным (Граханов и др., 2007).

В настоящее время нет данных о том, что в процессе переноса происходит сортировка алмазов не только по крупности, но и по

морфологии. Поэтому аномально высокий средний вес алмазов в некоторых россыпях с большой долей округлых кристаллов должен быть связан не только с сортировкой их по крупности в процессе переноса, но и с повышенным их размером в коренных источниках, богатых такими кристаллами. Этот вывод подтверждает рис. 201, на котором показаны соотношения среднего веса кристаллов алмаза с долей среди алмазов разновидностей V + VII в россыпях северной Якутии. Из него видно, что эти показатели в первом приближении изменяются синхронно – с возрастанием доли округлых кристаллов эбеляхского типа увеличивается средний вес алмазов, что указывает на повышенный вес кристаллов такого типа.

Имеющиеся определения среднего веса алмазов различной морфологии из россыпи р. Беенчима также подтверждают этот вывод. Как уже отмечалось, здесь округлые кристаллы эбеляхского типа имеют средний вес 56,0 мг, уральского типа – 21,8 мг, а плоскогранные – 17,2 мг (Граханов и др., 2007). Округлые кристаллы уральского типа сформировались в результате недорастания образующихся слоев в наиболее крупных плоскогранных кристаллах в процессе увеличения вязкости остаточных расплавов и снижения в них скорости диффузии углерода. Поэтому они в среднем являются более крупными, чем плоскогранные кристаллы.

Округлые алмазы эбеляхского типа возникли в мантии еще позже путем нарастания на уже существующие кристаллы оболочки, богатой флюидными включениями, в заключительный период накопления летучих компонентов в остаточных расплавах при фракционировании. Поэтому они являются в среднем самыми крупными в россыпях северной Якутии. Темпы изменения состава остаточного расплава и укрупнения алмазов в разных по составу участках перидотитового слоя магматического океана, видимо, были различными. Это является причиной того, что округлые кристаллы алмазов уральского типа на Урале являются значительно более крупными, чем в россыпях севера Якутии, а кристаллы эбеляхского типа вообще не сформировались. Данное явление может быть обусловлено меньшей глубинностью и поэтому большей кремнекислотностью источников алмазоносного вещества на Урале, что определило более раннее начало роста округлых кристаллов и их большой размер. Пониженное содержание летучих компонентов в этом веществе было причиной медленного накопления их в остаточных расплавах и отсутствия в нем этапа образования алмазов эбеляхского типа.

Полученные данные о повышенном размере алмазом в коренных источниках россыпей с большой долей округлых кристаллов указывают на возможную большую ценность алмазов в этих источниках.

Выводы

При рассмотренном образовании кимберлитовых остаточных расплавов в результате фракционирования перидотитового слоя магматического океана приуроченность кимберлитов к плечам рифтов и авлакогенов на древних платформах связана с выжиманием смеси этих расплавов с кристаллами по зонам растяжения в континентальной литосфере, возникавшим при ее деформациях под влиянием подъема астеносферного разогретого вещества. Уменьшение содержания алмазов и окиси магния и увеличение количества железа, извести и щелочей в кимберлитах с приближением к северному краю Сибирской платформы обусловлены утонением континентальной литосферы в этом направлении. Утонение происходило за счет нижних алмазоносных ее частей. Они, видимо, изначально здесь отсутствовали. По этой причине магматические породы на окраине формировались из слабо алмазоносных и неалмазоносных остаточных расплавов менее глубоких частей магматического океана.

Установленная преимущественная связь кимберлитов с субмеридиональными зонами тектонических нарушений и повышенная алмазоносность их в этих зонах определялась существованием западного дрейфа континентов. Тектонические условия, существовавшие при таком внедрении кимберлитовых магм, целесообразно выделять как геодинамическую обстановку дрейфогенного дробления континентальной литосферы.

Гипотеза кимберлитовой природы алмазов россыпей с неизвестным коренным источником не объясняет всех имеющихся данных. Для установления этих источников были использованы представленные в этой работе данные о корреляции состава кимберлитов и лампроитов с кристалломорфологией содержащихся в них алмазов и с морфологией сформированных ими диатрем. Судя по небольшой доле октаэдров в россыпных алмазах и большой – округлых кристаллов, коренной источник алмазов должен был содержать повышенное количество кремнекислоты и соответствовать по составу лампроитам и близким к ним породам. Это согласуется с большим содержанием эклогитового парагенезиса во включениях в алмазах россыпей.

Содержание летучих компонентов в лампроитах в среднем примерно в восемь раз ниже, чем в кимберлитах. В соответствии с установленной зависимостью конусности диатрем от содержания летучих компонентов в родоначальных магмах, протяженность диатрем рассматриваемых лампроитов должна была составлять всего примерно 150 – 240 м. Поэтому главная масса раздробленного лампроитового материала выбрасывалась на

земную поверхность и сформировала покровы туфов и туффизитов. К настоящему времени большинство туфов и диатрем уничтожено эрозией, что объясняет отсутствие до сих пор установленных коренных источников большинства россыпных алмазов.

Прослои туфов и туффизитов могли сохраниться в палеодепрессиях, перекрытых более молодыми осадками и вулканитами. Подобные туффизиты в настоящее время обнаружены в основании карнийского яруса на берегу р. Булкур на севере Сибирской платформы. Они содержат большое количество алмазов, аналогичных таковым в россыпях, в том числе и кристаллы эбеляского типа, отсутствующие в кимберлитах, распространенных на Сибирской платформе. В Бразилии, где исключительно широко распространены россыпи с неизвестным коренным источником алмазов, в местности Жуина также обнаружен слой высокоалмазоносных пепловых туфов и туффизитов. Такие туфы и туффизиты, а не кимберлитовые трубки, следует искать в областях развития россыпей с округлыми алмазами.

Широкое распространение алмазоносных россыпей с неизвестным коренным источником на многих древних платформах свидетельствует о том, что покровы алмазоносных лампроитовых туфов, видимо, содержали большое количество алмазов, сопоставимое с таковым в богатых кимберлитовых трубках. Полученные данные о формировании округлых алмазов на поздней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана и об их повышенном размере позволяют предполагать высокое качество алмазов в покровах лампроитоидных туфов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в книге, на основании анализа накопленных к настоящему времени геологических и планетологических данных, разработана единая система принципиально новых детальных моделей формирования кислой кристаллической коры, мантийной литосферы древних платформ, различных магм, кимберлитов и алмаза. Она хорошо согласуется с эмпирическими данными и объясняет множество ранее непонятных явлений. Основой этих моделей являются современные данные о горячей гетерогенной аккреции Земли и рассчитанная модель образования и фракционирования на ней глобального магматического океана.

О более раннем формировании ядра по сравнению с мантией и о гетерогенном образовании Земли свидетельствуют: 1) в двадцать тысяч раз большая скорость слипания в протопланетном диске намагниченных частиц железа по сравнению с силикатными немагнитными; 2) обедненность многих железных метеоритов низкотемпературными сидерофильными элементами, указывающая на формирование их родительских тел на высокотемпературной стадии конденсации протопланетного диска до начала конденсации этих элементов; 3) данные о резком снижении содержания в железных метеоритах сидерофильных элементов с температурой конденсации ниже точки Кюри для железа, свидетельствующие о раннем слипании железных частиц в протопланетном диске под влиянием магнитных сил; 4) изотопные данные о возникновении родоначального для железных метеоритов тела всего лишь на полмиллиона лет позже Солнца; 5) отсутствие обедненности земной мантии хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами и кислородом, указывающее на то, что железо-металлический материал никогда не был смешан в недрах Земли с силикатным; 6) скачок температуры на границе мантии с ядром, свидетельствующий о ранней быстрой аккреции ядра. Ядро изначально имело более высокую температуру по сравнению с мантией, что является причиной существования термальной мантийной конвекции.

Доказательствами горячей аккреции Земли являются: 1) установленное положение точек состава различных мантийных пород на едином тренде магматического фракционирования; 2) формирование этими породами единых возрастной и температурной последовательностей, полностью аналогичных таковым в расслоенных интрузиях; 3) проекция полей Р-Т условий кристаллизации мантийных ксенокристаллов из кимберлитов в область очень высокой температуры земной поверхности (500 – 1100 °С), указывающая на существование на Земле океана магмы; 4) отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет и следов завершавшей аккрецию массовой метеоритной бомбардировки; 5) значительное превышение (в 5 –

10 раз) современного теплового потока над величиной радиогенного тепловыделения; 6) признаки постепенного повышения жесткости континентальной коры и литосферы с течением времени в связи с остыванием и множество других данных.

Вследствие горячего формирования на Земле возник и длительно фракционировал глобальный магматический океан. Недостатком опубликованных моделей земного магматического океана являются отсутствие убедительных обоснований его происхождения, состава и глубины. Учет механизма его образования привел к выделению двух стадий эволюции земного магматического океана – синаккреционной и постаккреционной. На самой мощной синаккреционной стадии нижние части магматического океана кристаллизовались и фракционировали под влиянием роста давления его новообразованных верхних частей. Кумулаты формировали мантийные ультраосновные породы, захороненные среди них расплавы после компрессионного затвердевания – тела эклогитов.

Большая часть остаточных расплавов всплывала в верхнюю часть магматического океана. Небольшая глубина и величина силы тяжести на формировавшейся Земле обусловили существование небольшого (менее 5 кб) давления в раннем магматическом океане и формирование кварц-нормативных (до гранодиоритовых) и толеитовых остаточных расплавов. Более плотные толеитовые расплавы захоронялись среди кумулатов, что объясняет толеитовый состав океанических и многих континентальных базальтов, формировавшихся при подъеме нижнемантийных конвективных потоков. Наиболее легкие кислые расплавы накапливались в верхней части магматического океана. Это является причиной образования огромного объема исходного вещества кислой континентальной коры. С возрастанием глубины океана по мере аккреции состав его остаточных расплавов эволюционировал от кислого и среднего до основного и субщелочного пикритового. Это обусловило возникновение расслоенности в постаккреционном магматическом океане глубиной в среднем около 240 км. Самый нижний его слой был сформирован недифференцированными перидотитовыми расплавами.

Вследствие расслоенности в магматическом океане не возникали обширные конвективные потоки, поэтому он медленно остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз под влиянием в основном кондуктивных теплопотерь. Расчеты показали, что главная масса расплавов закристаллизовалась к концу протерозоя. Это объясняет резкое изменение стиля геологического развития Земли на границе протерозоя и фанерозоя. Затвердевание и фракционирования кислого слоя в архее и протерозое привели к образованию континентальной кислой кристаллической коры. Последующая кристаллизация более глубоких и мафических слоев

постаккреционного магматического океана обусловила формирование пород континентальной мантийной литосферы и остаточных расплавов, отвечающих по составу щелочным гранитам, сиенитам, монцонитам, щелочным базальтам, лампроитам, карбонатитам и кимберлитам.

Кимберлитовые и карбонатитовые остаточные расплавы образовались на последней стадии фракционирования нижнего перидотитового слоя магматического океана. Это объясняет позднее появление магматических пород такого состава в истории Земли и приуроченность их к древним континентам, которые сложены продуктами кристаллизации постаккреционного магматического океана. Судя по резкому возрастанию интенсивности карбонатитового и кимберлитового магматизма в течении фанерозоя и по увеличению содержания низкотемпературных минералов в поздних карбонатитах, процессы фракционирования остатков магматического океана в основании литосферы древних платформ продолжаются и в настоящее время. Это согласуется с существованием в ее нижней части слоев повышенной электропроводности.

Результаты выполненного анализа экспериментальных, теоретических и природных данных противоречат возможности связи разнообразия состава мантийных пород с протеканием в них гипотетических процессов отделения выплавов и флюидного метасоматоза. Неоднородность мантии обусловлена процессами синаккреционного и постаккреционного фракционирования глобального магматического океана. Бедные расплавофильными компонентами мантийные породы сформировались на ранней стадии фракционирования магматического океана. Богатые ими возникли на поздней стадии вследствие накопления расплавофильных компонентов в остаточных расплавах. Это подтверждается более молодыми изотопными возрастами «обогащенных» пород мантии.

Сопоставление состава ксенолитов в кимберлитах и в океанических базальтах показало, что литосферная мантия древних платформ содержит в среднем меньше кремнекислоты, глинозема, окислов магния, кальция и натрия и больше – титана и калия, чем нижняя. Это связано с образованием их соответственно при большем и меньшем в среднем давлении при фракционировании постаккреционного и синаккреционного магматического океана. Эклогиты ксенолитов из кимберлитов полностью соответствуют по составу мантии древних платформ и отличаются от океанических базальтов. Это и закономерное положение точек их состава на трендах фракционирования пород мантийной литосферы платформ свидетельствуют о формировании эклогитов в процессе фракционирования постаккреционного магматического океана.

Выполненные исследования показали, что на мантийную конвекцию очень большое влияние оказывает сила Кориолиса. Это объясняет

отсутствие в мантии вертикальных колонн всплывающего вещества по данным сейсмической томографии. Под воздействием силы Кориолиса поднимающиеся потоки мантийного вещества сильно отклоняются к западу. Это привело к большей ширине западных полос новообразованной коры в зонах океанического спрединга по сравнению с восточными, к большей скорости западного движения плит в Тихом океане. Оно является причиной положения островодужных зон субдукции и тыловых окраинных морей в западной части этого океана, а срединно-океанического хребта – в восточной. Следствием влияния этой силы является существование медленного западного дрейфа литосферы, восточного вращения внутреннего ядра Земли и вращения блоков земной коры при их субмеридиональных перемещениях.

В нижней и средней мантии присутствуют крупные тела эклогитов, возникшие из захороненных среди кумулатов расплавов синаккреционного магматического океана. Декомпрессионно-фрикционное плавление этих тел во всплывающих горячих участках нижней мантии приводит к возникновению в них обширных очагов основных магм и магом потоков.

Раннедокембрийская кристаллическая кора древних платформ образовалась в основном из вещества верхнего кислого слоя постааккреционного магматического океана. Такое происхождение раннедокембрийских гнейсовых комплексов хорошо объясняет ареальный характер распространения высокотемпературных минеральных парагенезисов в них, выдержанные величины геотермических палеоградиентов, близость температуры образования их минеральных парагенезисов к температуре кристаллизации кислых расплавов. С таким генезисом согласуется уменьшение изотопного возраста этих пород с увеличением глубинности слагающих их минеральных парагенезисов, нехарактерность для них реликтов прогрессивной стадии метаморфизма, отсутствие постепенных переходов в слабо метаморфизованные породы. Атмосфера и гидросфера возникли в результате дегазации верхней части этого океана. Осадкообразование в раннем докембрии контролировалось процессами конденсации воды в газовой оболочке и было в основном эоловым и хемогенным.

Традиционным представлениям о формировании магм путем отделения выплавов в слабо подплавленных глубинных породах противоречат: 1) очень большая прочность мантии, препятствующая процессам отделения в ней расплава; 2) отсутствие в мантии открытых трещин и пор, по которым мог бы перемещаться расплав; 3) экспериментальные данные, свидетельствующие о возможности отделения расплава лишь при больших степенях плавления (более 40 %), при которых разрушается каркас сросшихся кристаллов; 4) отсутствие процессов отделения выплавов в

мигматизированных парагнейсах даже при 40 – 46 %-ном содержании анатектического жильного материала и ряд других данных.

Концепция магматического океана объясняет все особенности образования, состава и размещения магм. На всех древних этапах геологической эволюции Земли в недрах континентов существовали расплавы магматического океана, которые были источником магм. Поэтому для образования последних на древних платформах нет необходимости предполагать нереальные процессы отделения выплавки из слабо подплавленных глубинных пород.

Верхний слой постагрегационного магматического океана состоял из богатых кремнекислотой расплавов. Его ранняя кристаллизация и фракционирование объясняют казавшееся загадочным массовое образование гранитоидов на континентах 3,0 – 1,8 млрд. лет назад. Подъем расплавов из пикритового и перидотитового слоев магматического океана был причиной массового формирования коматиитов в ранних зеленокаменных поясах. Последующая кристаллизация и фракционирование нижележащего основного слоя определили появление на континентах 2,6 млрд. лет назад значительного количества магматических пород с повышенным содержанием щелочей (сиенитов, монзонитов, рапакиви и др.). Всплытие плагиоклаза при кристаллизации основного слоя привело к образованию 2,8 – 1,0 млрд. лет назад автономных анортозитов. Кристаллизация затем еще более глубинного и бедного кремнекислотой пикритового слоя объясняет начало формирования богатых магнием и щелочами основных расплавов и образованных ими пород 2,3 млрд. лет назад. Еще позже (примерно 2,0 млрд. лет назад) начали внедряться формировавшиеся в пикритовом и перидотитовом слоях карбонатитовые и лампроитовые магмы.

Последним затвердевал наиболее глубинный и богатый магнием перидотитовый слой магматического океана. Его кристаллизация привела к формированию кимберлитовых по составу остаточных расплавов и образованных ими магм. Большое содержание в них углекислоты, воды и легких редкоземельных элементов обусловлено преимущественной концентрацией их в остаточных расплавах и глубокой (более чем на 99,9 %) кристаллизацией перидотитовой магмы ко времени приближения этих расплавов по составу к кимберлитам, карбонатитам и лампроитам. Присутствие в остаточных расплавах значительного количества кристаллов, выделявшихся на разных стадиях фракционирования перидотитового и, возможно, пикритового слоев, является причиной большого содержания автоксенокристаллов в кимберлитах и значительных вариаций их состава. Главная масса кимберлитов сформировалась наиболее поздно в истории

Земли – в последние 500 млн. лет. Это связано с наиболее поздней кристаллизацией придонного перидотитового слоя магматического океана.

Тела в основном толеитовых по составу эклогитов в наклонно поднимающихся мантийных плюмах должны расплавляться под влиянием сильной декомпрессии и фрикционного тепловыделения и формировать крупные очаги основных магм в астеносфере. Как показали выполненные расчеты, такие очаги достаточно быстро всплывали в астеносфере и формировали в ней локальные магмопотoki. Существованием магмопотокoв обусловлены те проявления магматизма, которые прямо не определяются воздействием обширных струй разогретого вещества и которые обычно связывают с влиянием мантийных миниплюмов. Базиты и их дифференциаты в океанических и континентальных областях образовались вследствие возникновения магмопотокoв. Существование их хорошо объясняет почти всегда основной исходный состав магматизма, связанного с мантийной конвекцией, и его массовое проявление.

В случае подъема горячих мантийных потоков под континентами декомпрессионно-фрикционное переплавление в них крупных тел толеитовых эклогитов привело к быстрому образованию огромных объемов траппов. Над центральными частями поднимающихся суперплюмов очаги толеитовых магм в астеносфере еще не успели остыть, поэтому были наиболее высокотемпературными и почти не подвергались процессам кристаллизации. Это объясняет массовое развитие афировых недифференцированных толеитовых лав в срединно-океанических хребтах, расположенных над восходящими потоками мантийного вещества.

По мере растекания этого вещества к краевым частям океанов содержащиеся в нем очаги толеитовых магм постепенно кристаллизовались под влиянием остывания и роста давления океанической литосферы, утолщавшейся в результате накопления на ней магматических и осадочных пород. Гравитационная отсадка кристаллов в наименее глубинных магматических очагах приводила к увеличению содержания кремнекислоты и железа в их остаточных расплавах, что объясняет происхождение дифференцированных толеитовых серий, характерных для океанических островов. При большем удалении от СОХ очаги магм кристаллизовались при все более высоком давлении, приводившем к интенсивному накоплению щелочей в остаточных расплавах вследствие кристаллизации не содержащего их граната, наиболее устойчивого в условиях высокого давления. Это является причиной образования щелочно-основных магматических серий, типичных для абиссальных океанических равнин.

В зонах субдукции погружавшаяся холодная океаническая литосфера охлаждала толеитовые магматические очаги в астеносфере. В результате их

частичной среднеглубинной кристаллизации и дифференциации формировались богатые кремнекислотой, железом и щелочами дацит-андезит-базальтовые магматические серии. Эти породы в среднем значительно богаче кремнекислотой и железом, чем магматические породы других океанических областей. Это обусловлено более полной кристаллизацией и дифференциацией магматических очагов в астеносфере под влиянием интенсивного охлаждения их опускающейся холодной океанической плитой. В более удаленных от океана глубинных частях астеносферы в результате кристаллизации магматических очагов в условиях высокого давления возникали щелочные остаточные расплавы и формировались щелочные и близкие к ним по составу породы внешних магматических поясов зон субдукции.

Как показал выполненный анализ, высокое содержание редкоземельных элементов в магматических породах обусловлено образованием последних из поздних остаточных расплавов магматического океана, в которых происходило интенсивное накопление этих элементов. При высокобарическом фракционировании особенно интенсивно накапливались легкие РЗЭ, поскольку они почти не входили в состав осаждавшегося граната, широко устойчивого при высоком давлении. Это объясняет большое содержание этих РЗЭ в щелочных магматических породах.

Содержание радиогенных изотопов стронция и неодама в магматическим породах определялось возрастом величины Rb/Sr и уменьшением величины Sm/Nd в остаточных расплавах при фракционировании магматического океана и магматических очагов. По этой причине щелочные магматические породы имеют повышенные величины I_{Sr} и пониженные – I_{Nd} .

Распространенные в настоящее время гипотезы фреатомагматической и флюидномагматической природы взрывов кимберлитовых магм не объясняют большой объем взрывавшихся частей кимберлитовых магматических колонн, отсутствие излившихся на земную поверхность кимберлитовых лав даже в районах очень широкого распространения кимберлитов и ряд других явлений.

Рассчитанная фазовая Р-Т диаграмма кимберлитовых магм свидетельствует о существовании в них явления декомпрессионного затвердевания расплава после его вскипания на малоглубинной стадии подъема. Оно связано с падением давления летучих компонентов при декомпрессии, что приводило к повышению температуры затвердевания остаточного расплава и к его кристаллизации или к остеклованию. Декомпрессионное затвердевание расплава сопровождалось резким повышением вязкости верхних частей поднимающихся магматических

колонн, консервацией высокого внутреннего давления газовой фазы в них и взрывом передовых частей магматических колонн и перекрывающих их вмещающих пород под влиянием внутреннего избыточного давления газовой фазы с образованием диатрем и разнообразных кимберлитовых брекчий и туфов. Возрастание протяженности и уменьшение конусовидности диатрем с увеличением содержания летучих компонентов в кимберлитах подтверждают такое происхождение взрывов кимберлитовых магм.

Декомпрессионное затвердевание кимберлитовых магм на малоглубинных стадиях подъема объясняет отсутствие кимберлитовых лав даже в районах массового распространения кимберлитовых трубок. С учетом образования под влиянием декомпрессионного затвердевания кимберлитовые эксплозивные брекчии подразделены на жидкокластические, вязкокластические и твердокластические, сменяющие друг друга в диатремах снизу вверх. Подводящие дайки сложены массивными кимберлитами или эруптивными брекчиями. Различные текстурные разновидности кимберлитовых пород являются разноглубинными фациями одной и той же фазы внедрения. Массивные кимберлиты и эруптивные брекчии в случае формирования их из бедных летучими компонентами высокотемпературных магм могли располагаться и в верхних частях трубок.

На диаграмме $MgO - SiO_2$ точки среднего состава якутских кимберлитов образуют тренд, протигивающийся в область карбонатитов. Точки состава более богатых кремнекислотой архангельских и большинства зарубежных кимберлитов группируются вдоль тренда, протягивающегося в область состава лампроитов. Это свидетельствует о существовании в кимберлитах карбонатитовой и лампроитовой магматических серий, заметно различающихся по химическому и минеральному составу. В соответствии с имеющимися экспериментальными данными, карбонатитовая тенденция фракционирования обусловлена высокой величиной отношения углекислоты к воде в исходных перидотитовых магмах, а лампроитовая – низкой.

В связи с существованием карбонатитовой и лампроитовой магматических серий кимберлитовые породы целесообразно разделять на собственно кимберлиты (менее 35% SiO_2 и более 25% MgO), карбокимберлиты (менее 35% SiO_2 и 25% MgO), пикрокимберлиты (более 35% SiO_2 и 25% MgO) и лампрокимберлиты (более 35% SiO_2 и менее 25 % MgO). При образовании в результате фракционирования перидотитового слоя магматического океана содержание второстепенных компонентов в кимберлитах определяется степенью этого фракционирования и степенью расплавофильности или расплавофобности второстепенных компонентов.

Это полностью подтверждается существованием положительной корреляции между содержанием окиси магния и расплавофобных компонентов, никеля и кобальта, в кимберлитах и отрицательной корреляции между количеством окиси магния и расплавофильных лантана и бария.

Господствующей в последние десятилетия гипотезе ксеногенного происхождения алмазов противоречат: 1) различия в строении и морфологии кристаллов этого минерала в ксенолитах эклогитов и перидотитов, с одной стороны, и в кимберлитах – с другой; 2) присутствие в алмазе кимберлитов включений карбонатных минералов, флогопита, расплава и флюида, не типичных для мантийных ксенолитов; 3) синэрупционный возраст некоторых включений в алмазах и ряд других данных. Одновременное присутствие в некоторых кристаллах алмаза включений перидотитового и эклогитового парагенезиса и множество других явлений свидетельствуют о кристаллизации этого минерала в изменяющейся по составу среде – в расплаве. Это подтверждается наличием в нем расплавных включений.

В случае магматического происхождения алмаза, должна существовать связь его кристалломорфологии с вязкостью и, следовательно, с составом исходного расплава и кимберлитов. Увеличение вязкости расплава должно было приводить к уменьшению скорости диффузии углерода в нем и к возрастанию степени пересыщения им расплава. Вследствие этого уменьшалась скорость образования граней октаэдра путем тангенциального послойного роста и возникали ромбододекаэдрические грани торможения. При дальнейшем увеличении вязкости тангенциальный послойный рост сменялся нормальным радиальным с образованием кубических кристаллов.

Действительно, с ростом содержания кремнекислоты в кимберлитах и с уменьшением величины структурного параметра их исходного расплава, сопровождавшимися сильным увеличением вязкости последнего, в трубках резко уменьшается средняя доля октаэдров среди алмазов и увеличиваются доли додекаэдров, округлых кристаллов и разновидностей II – VIII.

Выявленная зависимость доли додекаэдров и округлых кристаллов среди алмазов от состава кимберлитов свидетельствует о ростовом происхождении этих разновидностей и противоречит представлениям о формировании их в результате растворения октаэдрических кристаллов. Это подтверждается намного большим содержанием в ромбододекаэдрических и округлых кристаллах включений эклогитового парагенезиса по сравнению с октаэдрическими и во много раз более высокой концентрацией в них летучих компонентов и других примесей. Оно согласуется с их чаще всего большим размером и присутствием в них иногда ромбододекаэдрической и округлой зональности. Образование округлых кристаллов обусловлено

ускоряющимся уменьшением размера формировавшихся слоев роста на гранях под влиянием возрастания вязкости остаточного расплава, что приводило к формированию выпуклых граней.

Образование каналов и каверн резорбции на алмазах связано с воздействием на них пузырьков флюида, возникавших в магмах под влиянием декомпрессии на поздних стадиях подъема. Очень высокая скорость диффузии компонентов во флюиде обусловила быстрое проявление процессов растворения. Леденцовые поверхности на алмазах связаны с медленным растворением неровностей на них под влиянием расплава при малоглубинном подъеме магм в условиях нестабильности алмаза.

В соответствии с полученными данными о возникновении кимберлитовых остаточных расплавов в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана и о зависимости кристалломорфологии алмаза от состава родоначальных расплавов, высококачественные крупные октаэдрические кристаллы этого минерала формировались на ранней стадии фракционирования в условиях небольшой вязкости расплава и низкого содержания в нем расплавофильных химических компонентов. Повышение вязкости расплава в процессе фракционирования приводило к сокращению площади возникавших слоев и к появлению на кристаллах штриховки. Затем формировались полицентрические, блочные и округло-ступенчатые кристаллы. В результате усиления радиального роста возникла занозистая, черепитчатая и бугорчатая скульптура. Далее образовались ромбододекаэдрические и округлые кристаллы, затем – кубические. В возникавших на самых поздних стадиях флюидных пузырьках формировались алмазные агрегаты. Показателем направленной эволюции алмазного вещества является величина их удельной интенсивности рентгенолюминисценции. Уменьшение этой величины в приведенной последовательности подтверждает существование последней. Кристаллизация агрегатов была быстрой вследствие высокого содержания соединений углерода и большой скорости диффузии химических компонентов во флюиде.

Рассматриваемая последовательность образования алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя подтверждается резким увеличением содержания летучих и других расплавофильных компонентов от ранних алмазов к поздним. Она согласуется со снижением температуры кристаллизации, возраста и магнезиальности включений в алмазах в данной последовательности. Образовавшиеся в результате этих процессов алмазы в кимберлитах являются автоксеногенными, они кристаллизовались на стадии формирования кимберлитовых остаточных расплавов.

От октаэдров к додекаэдроидам и разновидностям II – VIII сильно возрастает содержание азота и легкого изотопа углерода. Это обусловлено накоплением их в остаточных расплавах и связыванием при фракционировании карбонатными минералами уголекислоты, содержащей пониженное количество легкого углерода.

Включения перидотитового парагенезиса в алмазах формировались на ранней стадии фракционирования перидотитового слоя, эклогитового – на более поздней. Включения карбонатных минералов, флогопита, санидина, рихтерита и флюида в алмазах целесообразно выделять как кимберлитовый парагенезис, сформировавшийся в остаточных расплавах, близких по составу к кимберлитам. Такое происхождение включений подтверждается установленным резким уменьшением их изотопного возраста от гарцбургитового парагенезиса (в среднем 3,03 млрд. лет) к лерцолитовому (1,966 млрд. лет), эклогитовому (1,123 млрд. лет) и к кимберлитовому (0,357 млрд. лет). Очень мелкие включения в облачных и фибриллярных алмазах возникли в результате захвата последних остаточных расплавов перидотитового слоя. В десятки раз большее максимальное содержание в них расплавофильных компонентов по сравнению с кимберлитами свидетельствует о сильном декомпрессионно-фрикционном плавлении твердых фаз при подъеме смеси их с остаточным расплавом при формировании кимберлитовых магм.

При автоксенотенном происхождении алмазов в мантии должна существовать связь их содержания и крупности с составом вмещающих кимберлитов и лампроитов. Установлено увеличение содержания алмазов с возрастанием хромистости гранатов, содержания уголекислоты, извести и величины MgO/FeO в кимберлитах, доли октаэдров среди алмазов, содержания брекчий в трубках, с уменьшением конусности диатрем, количества TiO_2 и доли округлых кристаллов в кимберлитах. Существование этих тенденций согласуется с образованием алмазов в процессе магматического фракционирования. Алмазоносность кимберлитов увеличивается с уменьшением числа трубок в кимберлитовых полях и среднего размера кимберлитовых тел. Это обусловлено уменьшением объема кимберлитовых магм, достигающих земной поверхности, с возрастанием глубинности их зарождения.

Установлена связь алмазоносных кимберлитов с субмеридиональными тектоническими нарушениями. Причиной ее является существование западного дрейфа континентов, обусловленного влиянием силы Кориолиса на всплывание мантийных потоков разогретого вещества. В результате торможения этого дрейфа сцеплением плит с подстилающей астеносферой в литосфере древних платформ возникали субмеридиональные глубинные

зоны растяжения, по которым происходил подъем наиболее глубоких и алмазоносных кимберлитовых магм.

Средний размер кристаллов алмаза увеличивается с уменьшением их содержания в трубках, количества углекислоты и извести в кимберлитах, а также с возрастанием содержания двуокиси титана. Для карбонатитовой магматической серии кимберлитов типично высокое содержание октаэдров, алмазных агрегатов и включений перидотитового парагенезиса. В лампроитовой магматической серии много додекаэдров, кубов и разновидностей V и VII, в алмазах широко распространены включения эклогитового парагенезиса.

При рассмотренной модели образовании кимберлитовых остаточных расплавов в результате фракционирования перидотитового слоя магматического океана приуроченность кимберлитов к плечам рифтов и авлакогенов на древних платформах связана с выжиманием смеси этих расплавов с кристаллами по зонам растяжения континентальной литосферы, возникавшим при ее деформациях под влиянием подъема мантийного разогретого вещества. Уменьшение содержания алмазов и окиси магния и увеличение количества железа, извести и щелочей в кимберлитах и родственных им породах с приближением к северному краю Сибирской платформы обусловлены утонением континентальной литосферы в этом направлении. Утонение в основном связано с первичной пониженной мощностью здесь литосферы. По этой причине магматические породы здесь формировались из слабо алмазоносных и неалмазоносных полузакристаллизованных остаточных расплавов менее глубоких частей магматического океана.

Гипотеза кимберлитовой природы алмазов россыпей с неизвестным коренным источником не объясняют всех имеющихся данных. Для выяснения этих источников были использованы представленные в этой работе данные о корреляции состава кимберлитов и лампроитов с кристалломорфологией содержащихся в них алмазов и с морфологией сформированных ими диатрем. Судя по небольшой доле октаэдров в россыпных алмазах и большой – округлых кристаллов, коренной источник алмазов должен был содержать повышенное количество кремнекислоты и соответствовать по составу лампроитам и близким к ним породам. Это согласуется с большим содержанием эклогитового парагенезиса во включениях в алмазах россыпей.

Содержание летучих компонентов в лампроитах в среднем примерно в восемь раз ниже, чем в кимберлитах. В соответствии с установленной зависимостью конусности диатрем от содержания летучих компонентов в выполняющих их кимберлитах, протяженность диатрем рассматриваемых лампроитов должна была составлять всего примерно 150 – 240 м. Поэтому

главная масса раздробленного лампроитового материала выбрасывалась на земную поверхность и сформировала покровы туфов и туффизитов. К настоящему времени большинство покровов и диатрем уничтожено эрозией, что объясняет отсутствие до сих пор установленных коренных источников алмазов во многих россыпях.

Прослои туфов и туффизитов могли сохраниться в палеодепрессиях, перекрытых более молодыми осадками и вулканитами. Подобные туффизиты в настоящее время обнаружены в основании карнийского яруса на берегу р. Булкур на севере Сибирской платформы. Они содержат большое количество алмазов, аналогичных таковым в россыпях, в том числе и кристаллы «эбеляского типа», отсутствующие в кимберлитах, распространенных на Сибирской платформе. В Бразилии, где исключительно широко распространены россыпи с неизвестным коренным источником алмазов, в местности Жуина также обнаружен слой высокоалмазоносных пепловых туфов и туффизитов. Такие туфы и туффизиты, а не кимберлитовые трубки, следует искать в областях развития россыпей с округлыми алмазами.

Широкое распространение алмазных россыпей с неизвестным коренным источником на многих древних платформах свидетельствует о том, что покровы алмазоносных лампроитовых туфов, видимо, содержали количество алмазов, сопоставимое с таковым в богатых кимберлитовых трубках. Полученные данные о формировании округлых алмазов на поздней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана и об их повышенном размере позволяют предполагать высокое качество алмазов в покровах лампроитоидных туфов.

ЛИТЕРАТУРА

Азбель И.Я. Эволюция изотопных систем Земли. III. Модель, объединяющая Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и K-Ar системы // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука. 1983. С. 218–228.

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: Геол. ин-т Кол. Фил. АН СССР. 1988. 140 с.

Алексеевский К.М., Николаева Т.Т. Роль взрыва в кимберлитовой трубке // Бюл. Моск. Общества Испыт. Природы. 1988. Т. 63. № 5. С. 131–140.

Андреева В.П., Суханов М.К. Анортозиты Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1982. №3. С. 14–26.

Андросов Е.А., Вержак В.В., Ларченко В.А., Минченко Г.В. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел (на примере Архангельской алмазоносной провинции) // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 31–42.

Аншелес О.М. К дискуссии о природе округлых форм алмаза // Записки ВМО. 1956. Ч. 85. Вып. 2. С. 250–252.

Аргунов К.П. Дефектные алмазы и их диагностика. Якутск: изд. СО РАН, 2004. 216 с.

Аргунов К.П. Алмазы Якутии. Новосибирск: изд. СО РАН, 2005. 402 с.

Аргунов К.П. Результаты изучения алмазоносности территории главных алмазодобывающих стран мира. Якутск: изд. ЯНЦ СО РАН, 2006. 176 с.

Артемов Ю.М. Некоторые черты эволюции изотопного отношения Sr87/Sr86 на раннем этапе развития коры // 8-й Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М. 1980. С. 285–286.

Афанасьев В.П., Ефимова Е.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. Новосибирск: НИЦ ОПТГМ, 2000. 540 с.

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. Ун-та. Геология. 2002. Вып. 1. С. 19–36.

Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я. и др. Применение новых версий термобарометрии гранатов для реконструкции строения мантии под кимберлитовыми районами Сибирской платформы и для оценки перспектив их алмазоносности // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. Санкт-Петербург: изд. ВСЕГЕИ, 2004. С. 34–36.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Балашов Ю.А. Возраст начала дифференциации Земли // Доклады АН СССР. 1999. Т. 366. № 6. С. 799–802.

Барашков Ю.П., Бескрованов В.В., Пироговская К.Л. Типоморфизм алмазов из россыпных месторождений северо-востока Сибирской платформы // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. Санкт-Петербург: изд. ВСЕГЕИ, 2004. С. 43–46.

Бармина Г.С., Арискин А.А., Колесов Г.М. Моделирование спектров редкоземельных элементов в гипабиссальных породах кроноцкой серии // Геохимия. 1991. № 8. С. 1122–1132.

Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмазов из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1991. 172 с.

Безруков Г.Н., Бутузов В.П., Самойлович В.П. Синтетический алмаз. М.: Недра, 1976. 118 с.

Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск: изд. СО РАН, 2008. 537 с.

Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука, 2000. 264 с.

Бескрованов В.В., Бокайло С.П., Курбатов К.К. Некоторые результаты изучения алмазов-гигантов // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 933–940.

Бескрованов В.В., Специус З.В., Малоголовец В.Г. и др. Морфология и физические свойства алмазов из мантийных ксенолитов // Минерал. журн. 1991. № 5. С. 31–42.

Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.Л. и др. Генезис железных руд. Киев: Наукова думка. 1991. 216 с.

Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: ИЛ, 1949. 304 с.

Биллер А.Я., Смелов А.П., Зайцев А.И. Изменения содержания, кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 30–36.

Благулькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Сов. геология. 1969. № 9. С. 82–91.

Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. Гос. Научн.-техн. изд-во, 1959. 525 с.

Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.

Бобров А.В., Гаранин В.К., Никифорова А.Ю. Петрология мантийных пород севера Якутской кимберлитовой провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 638–649.

Богатиков Д.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. Архангельская алмазоносная провинция. М.: изд. МГУ, 1999. 524 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связи во времени и пространстве. М.: Наука. 2010. 605 с.

Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубев Ю.Ю. Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.

Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1980. 221 с.

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 320 с.

Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.

Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. О денадационном срезе на территории Анабарской антеклизы и сопредельных структур // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО РАН СССР, 1970. С. 65–66.

Буланова Г.П., Варшавский А.В., Лескова Н.В., Никишова Л.В. Центральные включения – индикаторы условий зарождения природного алмаза // Физические свойства и минералогия природного алмаза. Якутск, 1986. С. 29–45.

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

Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Шелков Д.И. и др. Изотопный состав углерода и азота алмазов из кимберлитов Якутии // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 11–15.

Бутвина В.Г., Литвин Ю.А. Разрушение ликвидусного перидотит-эклогитового барьера при дифференциации мантийных магм. XVI Российское совещание по экспериментальной минералогии. Тезисы докладов. Черноголовка, 2010. С. 42–43.

Бюшнер Э.К., Турчинович Г.В. К синтезу космохимического и динамического подходов к планетной космологии // Метеоритика. 1985. Вып. 44. С. 3–20.

Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира. М.: Геоинформмарк, 2000. 371 с.

Варшавский А.В. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. М.: Наука, 1962. 92 с.

Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.

Васильев Ю.Р. Проблема ультраосновных расплавов // Проблемы петрологии земной коры и мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 19–26.

Виггертс де Вирс Д., Дэвис Г.Р., Пирсон Д.Г. и др. Первые результаты петрологического и геохимического изучения якутских алмазов на основе Re-Os датирования включений сульфидов в единичных кристаллах алмазов // Наука и образование. 2009. № 1. С. 4–7.

Винклер Г.Б., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск: Наука, 1968. 156 с.

Витязев А.В. Модели образования и ранняя эволюция планет земной группы // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука. 1983. С. 42–60.

Витязев А.В. Развитие теории образования планет // Физика Земли. 1991. № 8. С. 52–58.

Витязев А.В., Печерникова Г.В. К синтезу космохимического и динамического подходов в планетной космогонии // Метеоритика. 1985. Вып. 44. С. 3–20.

Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.

Войткевич Г.В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 136 с.

Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1983. 168 с.

Волярович М.П., Корчемкин П.И. Связь между вязкостью расплавленных горных пород и кислотностью по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу // Докл. АН СССР. 1937. Т. 17. № 8. С. 413–418.

Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями образования // Геохимия. 1984. № 8. С. 1091–1118.

Галимов Э.М. Образование Луны и Земли из общего суперпланетного газово-пылевого сгущения // Геохимия. 2011, №6. С. 563–580.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Власова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГН РАН. 2000. Т. 1. № 2 (12). С. 28–44.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: изд. МГУ, 1991. 240 с.

Герасимчук А.В., Коптиль В.И. Районирование Восточно-Европейской платформы по типоморфным характеристикам алмазов // Проблемы

прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: изд. ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 221–235.

Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Шерман С.И. и др. Структурный контроль кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского района // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 49–64.

Глебовицкий В.А. Термодинамический режим метаморфизма и его соотношение с тектоническими движениями в раннем докембрии // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука. 1977. С. 36–45.

Гневушев М.А., Шеманин В.И., Шеманина Е.И. Еще раз о происхождении округлых алмазов // Минерал. сб. Львовск. ун-та. 1964. № 18. Вып. 3. С. 361–367.

Гораи М. Эволюция расширяющейся Земли. М.: Недра. 1984. 110 с.

Гразинский Р., Кастецкая А., Радомский А. Седиментология. М.: Недра. 1976. 370 с.

Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191–1201.

Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–63.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: ГЕО, 2007. 457 с.

Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131.

Давсон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 244 с.

Далимов Т.Н., Троицкий В.И. Эволюционная геология. Ташкент: изд. Университет, 2005. 584 с.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.

Диаграммы состояния двойных и многокомпонентных систем на основе железа. Справочник // Банных О.А., Будберг П.Б., Алисова С.П. и др. М.: Металлургия. 1986. 440 с.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 240 с.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геол. и геофиз. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ГЕО, 2001. 409 с.

Додд Р.Т. Метеориты – петрология и геохимия. М.: Мир, 1986. 382 с.

Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Проблема происхождения алмазоносных кимберлитов // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 64–72.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер. VI международный научный симпозиум. Хабаровск, 2004. С. 45–56.

Епифанов В.А., Родин Р.С. Геологические предпосылки альтернативного механизма алмазообразования на Сибирской платформе // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГиМС, 1991. С. 119–128.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.

Жарков В.Н., Мороз В.И. Почему Марс? // Российская наука на заре нового века. М.: Научный мир. Природа. 2001. С. 92–104.

Жуков В.В. Систематика и модели образования месторождений алмазов с различной морфологией // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: изд. ВГУ. 2001. С. 39–46.

Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л.: Недра, 1968.

Заварзин Г.А. Термофильная спирохета // Природа. 1990. № 4. С. 106–107.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: изд. АН СССР, 1955. 479 с.

Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 6–9.

Зайцев А.И. О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 79–85.

Занкович Н.С. Магматические фазы внедрения как отражение процессов формирования сложно построенных трубок Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 467–481.

Занкович Н.С., Рудакова Г.Н. Новые данные по петрографии кимберлитов Верхне-Мунского поля (Якутия) // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: Изд. ВГУ, 2005. С. 790–806.

Захарченко О.Д., Каминский Ф.В., Милледж Х.Дж. Внутреннее строение алмазов Архангельской провинции // Докл. АН СССР. 1994. Т. 338. № 1. С. 69–783.

Зинчук Н.Н. К вопросу о возможном составе, свойствах и условиях образования стекол в кимберлитовых породах // Структура и разнообразие минерального мира. Сыктывкар, 2008. С. 140–142.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности коренной алмазоносности Сибирской платформы // Российская Арктика. Геологическая история. Минералогия. Геоэкология. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 586–602.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М: Недра, 2003. 603 с.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности алмазов из кимберлитовых тел Сибирской платформы // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 1000 – 1020.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Кедрова Т.В. и др. Типоморфизм алмазов из древних вторичных коллекторов Сибирской платформы как один из критериев локализации и поисков коренных источников различных генетических типов и алмазоносности // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. Киев: УкрГГРИ, 2006. С. 59–65.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитов северо-востока Сибирской и Архангельской алмазоносной провинций // Вести Воронеж. ун-та. Геология. 2001. Вып. 11. С. 106–115.

Зинчук Н.Н., Специус З.В., Зуенко В.В., Зуев В.М. Кимберлитовая трубка Удачная. Новосибирск: изд. НГУ, 1993. 146 с.

Зольников Г.В., Корзилов А.К., Крючков А.И. Минералогические критерии оценки коренных месторождений алмазов // Минералогические аспекты металлогении Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР. 1990. С. 121–130.

Иванкин П.Ф., Аргунов К.Б., Борис Е.И. Эволюция условий кимберлитобразования // Сов. геология. 1983. № 9. С. 30–40.

Иванов А.В. Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геол. и геофиз. 2006. Т. 47. № 3. С. 417–420.

Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.

Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.Н. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.

Каминский Ф.В., Саблуков С.М. Нетрадиционные месторождения алмазов // Наука в России. 2002. №1. С. 5–12.

Караваев К.А., Поспеев В.Н. Электромагнитные исследования глубинного строения алмазоносных провинций некимберлитового типа // Геофизические исследования Восточной Сибири на современном этапе. Иркутск: Вост.-Сиб. ин-т геологии, геофиз. и минер. сырья, 1990. С. 29–35.

Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука. 1987. 152 с.

Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Вещество мантии под древними платформами // Соловьева Л.И., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.

Кларк С.П., Турекьян К.К., Гроссман Л. Модель ранней истории Земли // Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976. С. 9–22.

Книппер Л.Л. Офиолиты. 30 лет спустя // Проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 217–226.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.К. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закаленных стекол // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 586–619.

Ковальчук О.Е., Богуш И.Н., Липатова А.Н. К вопросу о первоисточниках алмазов россыпей Анабарского района // Новые идеи в науках о Земле. 2007. Т. 5. С. 119–121.

Когарко Л.И. Кимберлитовый магматизм в истории Земли, его алмазоносность и проблема генезиса // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 86–89.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 320 с.

Колодезников И.И., Левашов К.К., Маршинцев В.К. и др. Геология и перспективы алмазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы и Сетте-Дабана. М.: Недра, 1996. 160 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Труды Геологического института. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А. и др. Геохимическая (ICP-MS геохимия, изотопия Sr, Nd, Pb) гетерогенность кимберлитов Якутии: вопросы генезиса и алмазоносность // Петрология. 2005. Том 13. № 3. С. 227–252.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд. АН СССР, 1957. 184 с.

Костицин Ю.А. Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии // Геохимия. 2007. № 12. С. 1267–1291.

Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. и др. Петрохимия кимберлитов и родственных пород Прианабарья (Якутия) // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: Изд. Воронежского госуниверситета, 2005. С. 505–515.

Копылова А.Г., Земнухов А.Л., Томшин М.Д. Петрохимические особенности щелочных базитов Накынского кимберлитового поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 65–74.

Копылова А.Г., Олейников Б.В. Благородные металлы в самородном железе континентальных базитов // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Т. 4. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. С. 56–59.

Копылова А.Г., Олейников Б.В. Новый тип благородно-металлической минерализации в трапповых интрузиях севера Сибирской платформы // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 21–23.

Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В. и др. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. М.: Наука, 1983. 158 с.

Кривошлык И.Н., Бобриевич А.П. Типоморфизм карбонат-серпентинового парагенезиса кимберлитовых пород // Минерал. Сб. Львов. Ун-та. 1984. № 38/1. С. 7–11.

Кулиш Е.А. Осадочная геология архея Алданского щита. М.: Наука. 1983. 208 с.

Кухаренко А.А. Об округлых кристаллах алмаза // Ученые записки ЛГУ. 1954. № 178. Вып. 4. С. 34–42.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 314 с.

Кушев В.Г., Сеницын А.В., Мишин А.М., Натапов Л.М. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции // Геол. и геофиз. 1992. № 10. С. 61–73.

Лаврухина А.К. О ядерной эволюции вещества Солнечной системы // Геохимия. 1976. № 8. С. 1125–1134.

Лаврухина А.К., Стахеева С.А., Лаврентьева З.А., Игнатенко К.И. Особенности состава Fe,Ni-фазы в хондрах хондритов различных химических групп // Метиторитика. 1989. № 48. С. 35–53.

Лазько Е.Е. Минералы-спутника алмаза и генезис кимберлитов. М.: Наука, 1979. 92 с.

Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. Мирный, 2004. 226 с.

Лапин А.В., Толстов А.В., Василенко В.Б. Петрохимические особенности кимберлитов Среднемархинского района в связи с проблемой

геохимической неоднородности кимберлитов // Геохимия. 2007. № 12. С. 1292–1304.

Ларченко В.А., Павленко Т.А., Минченко Г.В., Степанов В.П. Генерации алмазов в кимберлитах Зимнего Берега // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 1054 – 1076.

Лейпунский О.И. Об искусственных алмазах // Успехи химии. 1939. № 8. Вып. 10. С. 1519–1534.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и минералах. Новосибирск: ГЕО, 2007. 405 с.

Литвин Ю.А. К проблеме происхождения алмаза // Записки ВМО. 1969. Ч. 98. Вып. 1. С. 14–21.

Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В. и др. Физико-химический эксперимент в изучении эволюции многокомпонентной мантии и происхождения алмаза // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН. 2009. 241–245 с.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Ломизе М.Г., Захаров В.С. Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи // Геотектоника. 1999. № 2. С. 3–16.

Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др. Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134–157.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.

Лутц Б.Г. Гранулит-базитовый слой континентальной коры. Геологические проблемы формирования // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Наука. 1997. С. 334–343.

Магматические горные породы. Основные породы // Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатилов О.А. и др. М.: Наука, 1985. 368 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли // Богатилов О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. М.: Наука, 1987. 438 с.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы // Богатилов О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. М.: Наука, 1988. 508 с.

Макалкин А.Б., Дорофеева В.А. Температура в протопланетном диске. Модели, ограничения и следствия для планет // Физика Земли. 1991. № 8. С. 34–51.

Макеев А.Б. Пленки самородных металлов на алмазах и их генетическое значение. Проблемы алмазной геологии и некоторые пути ее решения. Воронеж: изд. ВГУ, 2001. С. 401–414.

Мальков Б.А., Асхабов А.М. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой (отрицательные кристаллы) – свидетельства ксеногенного происхождения алмаза в ксенолитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 3. С. 695–699.

Мальков Б.А., Боболович Г.Н. Условия формирования кимберлитов по данным исследования включений в кальците и апатите // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 2. С. 436–439.

Манаков А.В. Закономерности размещения алмазоносных кимберлитов на основе анализа глубинного строения литосферы: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2002. 40 с.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1997. 264 с.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 184 с.

Маракушев, А.А., Бобров А.В. Генетические типы алмазоносных горных пород // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: Изд. ВГУ, 2005. С. 258–241.

Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анбарского сводового поднятия. Якутск: 1974. 119 с.

Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н. Природа внутритрубочных кимберлитовых жил // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 63–69.

Мархинин Е.К. Вулканизм. М.: Недра, 1985. 224 с.

Махоткин И.Л. Значение вулканических процессов для понимания происхождения и строения кимберлитовых трубок – на примере трубки Юбилейная // Смирновский сборник. М., 2008. С. 61–92.

Мейсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса. М-б 1:10000000. Глав. редактор Е.А. Радкевич. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1979. 10 л.

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. и др. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.

Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. 160 с.

Милашев В.А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 268 с.

Милашев В.А. Геология кимберлитов. Труды НИИГА–ВНИИОкеанология. Т. 217. Санкт-Петербург, 2010. 334 с.

Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука. 1982. 110 с.

Минин В.А., Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Лампроиты Австралии: опыт петрологической интерпретации петрохимических данных // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: Изд. ВГУ, 2005. С. 241–558.

Митрофанов Ф.А. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5–14.

Михайлов А.Е. О начальных этапах формирования земной коры // Изв. высших учеб. завед. Геол. и разведка. 1985. № 1. С. 9–13.

Молотков А.Е., Зайцев А.И., Смелов А.П. Первые результаты петрологического и геохимического изучения якутских алмазов на основе Re-Os датирования включений сульфидов в единичных кристаллах алмазов // Наука и образование. 2009. № 1. С. 4–7.

Нардов В.В. К вопросу о механизме роста кристаллов алмаза // Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр. Вып. 3. 1958. С. 321–327.

Новгородов П.Г., Шкодзинский В.С. Эксперименты по плавлению гранита в смеси $H_2O - CO_2$ и некоторые вопросы гранитообразования // Геохимия. 1974. № 5. С. 941–950.

Новиков Л.А., Слободская Р.М. Механизм формирования диатрем // Сов. геология. 1978. № 8. С. 1–14.

Озима М. Глобальная эволюция Земли. М.: Мир. 1990. 166 с.

Олейников Б.В., Копылова А.Г. Золото в металлической фазе земных базитов // Докл. АН СССР. 1995. Т. 34. № 5. С. 660–662.

Олейников Б.В., Копылова А.Г., Домбровская З.Г. Германий в самородном железе земных базитов // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 60–62.

Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1985. 188 с.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 223 с.

Очерки сравнительной планетологии // Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бурба Г.А. и др. М.: Наука, 1981. 326 с.

Павлушин А.Д., Смелов А.П., Виггертс де Вирс Д., Буланова Г.П., Дэвис Г. Новые данные о сингенетичности кристаллов алмаза жильного типа и ламинарных октаэдров из россыпей Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 3–7.

Пак А.И. Эволюция кор выветривания в истории Земли. ФАН. 1987. 156 с.

Пармон В.Н. Предбиотическая фаза зарождения жизни // Вестник Российской Академии наук. 2002. Т. 72. № 1. С. 976–983.

Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука. 1981. 180 с.

Периков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Перчук Л.Л., Ваганов В.П. Природа кимберлитов Якутии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 27–48.

Пехович А.И., Жидких В.М. Расчеты теплового режима твердых тел. Л.: Энергия, 1976. 352 с.

Печерникова Г.В. К проблеме роста Урана и Нептуна // Физика Земли. 1991. № 8. С. 59–72.

Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Минорин В.Е., Черников В.Г. Россыпи алмазов мира. М.: Геоинформарк, 2005. 747 с.

Покровский А.В. К вопросу о гранитоидных «магматических очагах» и связанном с ними оруденении // Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане. Ташкент: ФАН, 1972. С. 106–116.

Покровский Г.И. Взрыв. М.: Недра, 1980. 136 с.

Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Ч. 2. Т. 1. 423 с.

Попов В.С. Возможный механизм формирования континентальной земной коры // Бюл. Моск. Общества испыт. природы. 1990. Т. 65. № 6. С. 3–8.

Попов В.С. О происхождении I-гранитов // Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. С. 14–24.

Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геол. и геофиз. 1996. № 1. С. 148–161.

Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поиска месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 65–67.

Ракин В.И., Мартинс М., Карфункель И. Развитие кривогранных форм кристаллов алмаза уральского (бразильского) типа // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 505–515.

Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука. 2002. 300 с.

Родин Р.С. Алмазность осадочных пород, вмещающих кимберлитовые и лампроитовые диатремы // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. Киев: УкрГГРИ, 2006. С. 99–105.

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с.

Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Ащепков И.В., Егоров К.Н. Кимберлитовый магматизм и вопросы алмазоносности // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 856–892.

Рузмайкина Т.В. Протопланетный диск: от идеи захвата к теории происхождения // Физика Земли. 1991. № 8. С. 5–14.

Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа // Известия Коми научного центра УрО РАН Вып. 1 (5). Сыктывкар, 2011. С. 54–66.

Рябчиков И.С. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 с.

Рябчиков И.С. Мантийные магмы – сенсор состава глубинных геосфер // Геол. рудн. м-ний. 2005. Т. 47. № 6. С. 501–515.

Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов // Новосибирск: Наука. 1985. 170 с.

Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж: изд. Воронежского ун-та. 1991. 232 с.

Салоп Л.Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 334 с.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.

Сафронов В.С. Происхождение Земли. М.: Знание, 1987. 46 с.

Сафронов В.С., Козловская С.В. Нагревание Земли ударами формировавших ее тел // Физика Земли. 1977. № 1. С. 3–17.

Сергеев В.Н., Нолл Э.Х., Заварзин Г.А. Первые три миллиарда лет жизни: от протокариот к эвкариотам // Природа. 1991. № 6. СМ. 54–67.

Силаев В.И., Петровский В.А., Сухарев А.И., Мартинс М. Новый вклад в минералогию карбонадо: резюме итогов исследований // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 695–705.

Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И., Тетерин В.П. Признаки осколкообразующей фации алмазов в Уральских месторождениях // Литосфера, 2008, № 6. С. 54–62.

Синицин А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 492 с.

Синицин А.В. Геодинамика Балтийского щита с позиций архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Геодинамика и глубинное строение северной части Балтийского щита. Апатиты: Кольское науч. изд., 1992. С. 7–15.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 216 с.

Смелов А.П., Биллер А.Я., Зайцев А.И. Соотношение различных кристалломорфологических типов алмазов в туффизитах карнийского яруса северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 50–56.

Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. и др. Фундамент Северо-Азиатского кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001. С. 81–112.

Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов // Отечественная геология. № 5. 2007. С. 53–61.

Смелова Г.Б. Генезис агрегатов алмаза из кимберлитовых трубок Якутии. Якутск: изд. ЯНЦ СО РАН, 1994. 88 с.

Смирнов Г.И. Протомагматическая стадия минералообразования в кимберлитах // Геология и герфизика. 1970. № 12. С. 14–21.

Смирнов С.С. ИТзхбранные труды. М.: Наука. 1965. 248 с.

Смыслов А.А. Тепловая эволюция Земли // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука. 1993. С. 216–225.

Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые вопросы их генезиса // Проблемы петрологии земной коры и мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 330–347.

Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7–22.

Соболев В.С. Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1976. С. 112–147.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 1. С. 143–145.

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

Соболев Н.В., Кузнецова И.К. Минералогия алмазоносных эклогитов // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. № 6. С. 23–31.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд. МГУ, 2002. 506 с.

Специус З.В. Некоторые особенности алмазов в ксенолитах эклогитовых пород и проблема генезиса алмазов в кимберлитах // Минералы группы углерода в эндогенных процессах. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 41–44.

Специус З.В. Мантийные ксенолиты – источник алмазов и ключ к пониманию их генезиса // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: изд. ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 30–45.

Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.

Специус З.В., Митюхин В.И., Иванов А.С., Банзерук С.В. Ассоциации с алмазом в кимберлиовых трубках Накынского поля (Якутия): приложение к методике поисков // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути ее решения. Воронеж: Изд. ВГУ, 2001. С. 1083–1089.

Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк. М.: Мир, 1969. 544 с.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: изд. ЛГУ, 1964. 295 с.

Сурков Н.В., Зинчук Н.Н. Устойчивость глубинных парагенезисов, процессы магмообразования и происхождение кимберлитов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути ее решения. Воронеж: изд. ВГУ, 2001. С. 101–128.

Таблицы физических величин. Справочник // Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. М.: Атомиздат, 1976. 1006 с.

Тальникова С.Б., Барашков Ю.П., Сворень И.М. Состав и содержание газов в алмазах эологитового и ультраосновного парагенезиса из кимберлитовых пород Якутии // Докл. АН СССР. 1991. № 1. С. 194–197.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 279 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: МАИК Наука, 2001. 571 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч. I, II. 730 с.

Толстихин И.Н. Ранняя эволюция Земли: ограничения, следующие из анализа изотопных и геохронометрических систем // Физика Земли. 1991. № 8. С. 73–90.

Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б. и др. Новое тело высокоалмазоносных кимберлитов в Накынской области Якутской кимберлитовой провинции // Геол. и геофиз. 2009. Т 50. № 3. С. 227–240.

Толстов А.В., Разумов А.Н., Сыромолотова Н.А. Особенности разведки коренных месторождений алмаза сложной морфологии на примере трубки Ботуобинская // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: изд. ВГУ, 2005. С. 856–892.

Толстых М.Л., Наумов Б.В., Коненкова Н.Н. Три типа расплавов, участвующих в формировании андезито-базальтов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) // Геохимия, 1997. № 4. С. 391–397.

Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геол. и геофиз. 1998. Т. 39. № 12. С. 1693–1703.

Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.

Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах // Верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 173–186.

Фегли Б., Пальме Г. Химические процессы в солнечной туманности // Физика Земли. 1991. № 8. С. 22–33.

Федорин Я.В. Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка, 1991. 112 с.

Федотов С.А., Горицкой Ю.А. Типовой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 3–21.

Филд М., Гибсон Д.Г., Уилкис Т.А. и др. Геология кимберлитовой трубки Орапа А/К1, Ботсвана: дальнейшее развитие представлений о внедрении кимберлитовых трубок // Геол. и геофиз. 1997. Т. 38. № 1. С. 24–45.

Фомин А.С., Серенко В.П., Колесников Г.В., Сарычев И.К. Геология и динамика формирования кимберлитовых трубок Якутской кимберлитовой алмазоносной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 155–157.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968. 200 с.

Фролов Ф.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: КДУ, 2007. 244 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Хайдаров А.А., Гафитулина К.П., Аргунов К.П. Ядерно-физические методы контроля качества алмазов. Ташкент: Фан, 1986. 160 с.

Харькив А.Д. Признаки сходства и различий между кимберлитовыми породами севера Русской платформы и другими регионами // Геол. и геофиз. 1992. № 7. С. 91–109.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.Н. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 554 с.

Хитаров И.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлениях до 7000 атм. // Геохимия. 1963. № 10. С. 957 – 958.

Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: изд-во ПГУ, 2001. 324 с.

Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф. Антискелетные кристаллы алмаза // Доклады АН СССР. 1983. Т. 270. № 1. С. 213–215.

Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука. 1979. 161 с.

Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 млрд. лет // Докл. АН. 2001. Т. 381. №5. С. 652–655.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Тектономагматическая эволюция Земли // Региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. II. М., 2008. С. 449–454.

Шафрановский Г.И., Головкин А.В. Морфология алмазов из диатремы «Карашах» (Узбекистан) // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. Санкт-Петербург: изд. ВСЕГЕИ, 2004. С. 380–383.

Шацкий В.С., Зедгенизов А.Д., Рагозин А.Л. и др. Свидетельства метасоматического образования алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Докл. АН СССР. 2005. Т. 402. № 2. С. 239–242.

Шейнман Ю.М. О тектонических условиях магмообразования // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: изд. АН СССР, 1963. С. 183–193.

Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: изд. ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.

Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования глобального магматического океана при ее образовании // Геол. и геофиз. 1997. № 6. С. 1151–1161.

Шкодзинский В.С. Природа химического состава кимберлитов и петрохимических критериев их алмазоносности // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути ее решения. Воронеж: изд. Воронеж. ун-та, 2001. С. 628–639.

Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.

Шкодзинский В.С. Происхождение земной мантии и алмаза // Наука и образование. 2006. № 5. С. 5–11.

Шкодзинский В.С. Эволюция карбонатитового и кимберлитового магматизма в истории Земли // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 91–94.

Шкодзинский В.С. Магматические серии кимберлитов и их алмазоносность // Наука и образование. 2008а. № 4. С. 5–9.

Шкодзинский В.С. Коренные источники алмазов россыпей северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2008б. № 6. С. 74–79.

Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия». 2009. 352 с.

Шкодзинский В.С., Алтухова З.А. Влияние химического состава кимберлитов и лампроитов на кристалломорфологию алмаза // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 53–58.

Шкодзинский В.С., Зайцев А.И. Происхождение алмаза в свете результатов изучения влияния на его свойства состава кимберлитов и лампроитов // Тихоокеанская геология. 2007. № 4. С. 98–109.

Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Генезис докембрийских комплексов в свете новейших данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 32–41.

Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Природа особенностей состава кислых магматических пород в различных геодинамических обстановках // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 34–37.

Шкодзинский В.С., Копылова А.Г. Сидерофильные элементы в самородном железе базитов и его генезис // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 36–39.

Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 237 с.

Шкодзинский В.С., Толстов А.В. Признаки алмазоносности кимберлитов // Наука и образование. 2008. № 4. С. 11–17.

Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.

Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

Шульдинер В.И. Первичная земная кора и ее эволюция // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука. 1991. С. 87–94.

Щека С.А., Вржосек А.А., Иванова В.Л., Пятков А.Г. Место и время проявления гипербазитовых включений в процессах базальтоидного магматизма // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 24–34.

Эз В.В. Структурообразование в глубинах коры // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Наука. 1997. С. 104–125.

Эпельбаум М.Б., Чехмыр А.С., Лютов В.С. Диффузионное распределение компонентов в водно-альбитовом расплаве при ассимиляции минералов // Геохимия. 1978. № 12. С. 231–242.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука. 2000. 480 с.

Янвель А.А. Химические группы железных метеоритов и их особенности // Метейоритика. 1972. № 31. С. 141–148.

Яншин Н.Л. Вероятная эволюция геофизических полей в истории Земли // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 81–88.

Agee C.B., Walker D. Mass balance and phase density constraints on early differentiation of chondritic mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 144–156.

Ahchepkov I., Vladyskin N., Pokhilenko N. et al. Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria, Canada. 2003.

Anckar E., Gurney J., Thiar C. A statistical approach to finger-print run-of-mine diamonds using FTIR spectra, size distributions and physical characteristics // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Anderson D.L. The moon as high temperature condensate // The Moon. 1973. V. 8. N 1–2. P. 33–57.

Anderson D.L. The helium paradox // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1998. V. 95. P. 4822–4827.

Arima M., Nakayma K., Akaishi M. et al. Crystallization of diamond from a silicate melt of kimberlite composition in high-pressure and high-temperature experiments // Geology. 1993. V. 21. P. 968–970.

Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

Aulbach S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., McCandless T.E. The lithospheric mantle beneath the Buffalo Head terrane, Alberta: xenoliths from the Buffalo

Hills kimbelites // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Bailey K., Kearns S. Kimberlitic melt in the carbonate volcanism of Calatrava, central Spain // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00152. 2008.

Barbey P., Macaudiere J., Nzenti J.M. High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaounde (Cameron) // J. Petrol. 1990. V. 31. N 2. P. 401–427.

Barton J.M. Rb-Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3.6 b.y. Hebron gneiss, Labrador // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 27. P. 427–435.

Bell D.R., Buseck P.R. Xenoliths from the harzburgite source of Kimberley diamonds: constrains on craton root and diamond formation // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00413. 2008.

Bobrov A., Litvin Y., Butvina V. Diamond synthesis in sulfide medium at 6 – 8 Gpa: application to natural data // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J. Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite–H₂O and peridotite–H₂O–CO₂–C–H–O–S with application to kimberlite // Phys. Chem Earth. 1975. V. 9. P. 857–867.

Borisov A., Palme H., Holzheid A. et al. The origin of highly siderophile elements in the upper mantle of the Earth: an experimental approach // Lunar and Planet. Sci. V. 23. Abstr. Pap. 23 Lunar and Planet Sci. Conf. Pt. 1. Houston. 1992. P.131.

Bowen N.L. The later stages of the evolution of the igneous rocks // J. Geol. 1915. V. 23. N 1. P. 18–35.

Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // Contrib. Mineral. and Petrol. 1999. V. 134. N 1. C. 3–16.

Boyd F.R., Gurney J.J. Diamonds and the African lithosphere // Science. 1986. V. 323. P. 472–477.

Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Person D.G et al. Peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. Russia. 1995. P. 57–59.

Buchwald V.F. Handbook of iron meteorites. Their history, distribution, composition and structure. V. 1. Berkeley, 1975. 244 p.

Bulanova G.P. The formation of diamond // J. Geochem. Explor. 1995. V. 53. P. 1–23.

Bulanova G.P., Pearson D.G., Hauri E.H. et al. Dynamics of diamond growth: evidence from isotope and FTIR trends // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Bukowinskii M.S.T. Taking the core temperature // *Nature*. 1999. N 6752. P. 432–433.

Burgess R., Turner G., Harris J.W. 40Ar39Ar laser probe studies of clinopyroxene inclusions in eclogitic diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 389–492.

Burges R., Turner G., Matthey D.R. Helium, argon and carbon isotope constraints on the formation of cubic and polycrystalline diamond // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. Russia. 1995. P. 92–94.

Carlson R., Irving A., Shulze D. Hearn C. Timing of lithospheric mantle modification beneath the Wyoming craton // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Carrington D.P., Watt G.R. Contrasting geochemistry of granulite facies leucosomes and S-type granites // *Miner. Mag.* 1994. V. 58. P. 152.

Cartigny P., Stachel T., Harris J.W. et al. C- and N-stable isotope characteristics of diamonds from Namibia // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Castle J., Hilst R.D. The core-mantle boundary under the Gulf of Alaska // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 311–321.

Cawthorn R.G. Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1997. V. 72. P. 113–120.

Chabot N.L., Drake M.J. Potassium solubility in metal: the effect of composition at 15 kb and 1900 °C on partitioning between iron alloys and silicate melts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 172. P. 323–335.

Clement C.R., Skinner E.M.W. A textural-genetic classification of kimberlites // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1985. V. 88. N 2. P. 403–409.

Cooper S.A., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Age of FS66 kimberlite beneath Murray basin, south Australia: laser ablation ICP-MS dating of kimberlitic zircon, perovskite and rutile // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00106. 2008.

Costa D.M.M., Santos R.V., Araujo D.P., Gaspar J.C. Occurrence of garnets with eclogitic and lherzolitic composition in garnet lherzolite xenolith from the Canastra-01 kimberlite, Brazil // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-210.

Crocket J.H. Some aspects of the geochemistry of Ru, Os, Ir and Pt in iron meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1972. V. 36. P. 517–535.

Dash E.J., Heldge C.E., Dymond J. Effect of sea water interaction on strontium composition of deep-sea basalts // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1973. V. 19. P. 177–183.

Davies R.M., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Multiple origins of alluvial diamonds from New South Wales, Australia // *Economic Geology*. 2002. V. 97. P. 109–123.

- Dawson J.B. Kimberlite and their xenoliths. B. ets.: Springer, 1980. 252 p.
- Dawson J.B. Quaternary kimberlitic volcanism on the Tanzanian Craton // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1994. V. 116. N 4. P. 437–485.
- Delaney J.S., Smith J. V., Carswell D.A., Dawson J.B. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths. II. Primary- and secondary-textured micas from peridotite xenoliths // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44. P. 857–872.
- Eichelberg J.C., Hayes D.B. Magmatic model for the mount St. Helens blast of may 18, 1980 // *J. Geophys. Res.* 1982. V. B87. N 9. P. 37–49.
- Ewart A., Hawkesworth C.J. The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic data // *J. Petrol.* 1987. V. 28. N 3. P. 495–530.
- Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A. Oxygen fugacity of kimberlite magmas and their relationship to the characteristics of diamond populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
- Freer R. Diffusion in silicate minerals and glasses: a data digest and guide to the literature // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. V. 76. N 4. P. 430–454.
- Glass L.M., Taylor W.R., Jakimowicz J. Population studies of diamonds from the north Kimberley kimberlite province, northwest Australia // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A 00371. 2008.
- Glikson A. Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of southern hemisphere // *The early history of the Earth.* N-Y. Wiley and sons. 1976. P. 257–277.
- Grant J.A. Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks // *Amer. J. Sci.* 1973. V. 273. N 4. P. 289–317.
- Goldstein J.I., Short J.M. Cooling rates of 27 iron and stony-iron meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1967. V. 31. P. 1001–1023.
- Green D.H., Falloon T.J., Eggins S.M., Yaxley G.M. Primary magmas and mantle temperatures // *Eur. J. Miner.* 2001. V. 13. P. 437–451.
- Greenland L. The abundances of selenium, tellurium, silver, palladium, cadmium, and zinc in chondritic meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1967. V. 31. N 5. P. 849–860.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Doule B.J., Kivi K., Coopersmith H.G. Lithospheric mapping beneath the Northern American plate // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.
- Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1972. V. 36. P. 597–619.
- Grutter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An Updated classification scheme for mantle –derived garnet, for use by diamond explorers // *Lithos.* V. 77. P. 841–857.

Gupta L.N., Johannes W. Genetic model for the stromatic migmatites of the Randstalm, Sulkava area, Finland // *J. Petrol.* 1986. V. 27. Pt. 2. P. 521–539.

Gurney J.J., Hildebrand P.B., Carlson J.A., Fedortchuk Y., Dyck D.R. The morphological characteristics of diamonds from the Ekaty property, Northwest Territories, Canada // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. V. 2. 2004. P. 21–38.

Gurney J.J., Westerlund K., Carlson R.W., Shirey S.B. Mineral compositions Re-Os isotope systematics of harzburgitic nodules from the Panda kimberlite, Slave craton // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Guttrie G.D., Veblen D.R., Navon O., Rossman G.R. Submicrometer fluid inclusions in turbid-diamonds coats // *Earth. and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 105. N 1–3. P. 1–12.

Guyot F. Earth's innermost secrets // *Nature.* 1994. V. 36. N 6479. P. 360–361.

Halliday A.N. Terrestrial accretion rates and the origin of the Moon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 171. P. 17–30.

Hamilton M.A., Sobolev N.V., Stern A.R., Pearson D.G. SHRIMP U-Pb dating of a perovskite inclusions in diamond: evidence for a syneruption age for diamond formation, Sytykanskaya pipe, Yakutia region, Siberia // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Harlov G.D., Veblen B.R. Potassium in clinopyroxene inclusions from diamonds // *Science.* 1991. V. 251. P. 652–655.

Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // *Nature.* 1967. V. 215. N 5109. P. 1449–1451.

Harte B., Gurney J.J. Ore mineral and phlogopite mineralization within ultramafic xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotto // *Carnegie Inst. Ann. Rept. Washington.* 1975. P. 528–523.

Hassanzaden J., Rubin A.E., Wasson J.T. Composition of large metal nodules in mesosiderites: Links to iron meteorite group IIIAB and origin of mesosiderite subgroups // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 3197–3207.

Helmstaedt H., Doig R. Eclogite nodules from the Colorado plateau – samples of subducted Franciscan type oceanic lithosphere // *Phys. Chem. Earth.* 1975. N 9. P. 95–111.

Herbert F., Drace M., Sonett C. Geophysical and geochemical evolution of the lunar magma ocean // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 9th. 1978. P. 249–262.

Hewins R.H. Experimental study of chondrules // *Meteorites and the Early Solar System.* Tucson: Univ. Arizona Press. 1988. P. 660–679.

Hill R.D. An efficient lighting energy source on the early Earth // *Origin Life and evolution of Bios.* 1992. V. 22. N 5. P. 277–285.

Hillgreen V.J., Drake M. J., Rulie D.C. High-pressure and high-temperature experiments on core-mantle segregation in the accreting of Earth // *Science*. 1994. V. 264. N 5164. P. 1442–1445.

Hin R.C., Morel M.L.A., Nebel O., Davies G.R. Formation and temporal evolution of the Venetian Kapvaal lithosphere // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00245, 2008.

Hirata T., Masuda A. Rhenium and osmium systematics on iron and stony iron meteorites // *Meteoritics*. 1992. V. 27. P. 568–575.

Hoashi M., Brooks R.R., Reeves R.D. Palladium, platinum and ruthenium in iron meteorites and their taxonomic significance // *Chemical Geology*. 1993. V. 106. P. 207–218.

Hofmeister A.M. Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // *J. Geophys. Res.* 1983. V. B88. N 6. P. 4963–4983.

Honda R., Mizutani H., Jamomoto T. Numerical simulation of Earth's core formation // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 988. N B2. P. 2075–2089.

Hopp J., Trierloff M., Brey G. et al. 40Ar-39Ar age constraints for a metasomatic imprint of the Kaapvaal Craton mantle lithosphere ca. 1 Ga ago // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00021, 2008.

Huang G. A study on the fractionational crystallization. Behavior in a shallow magma ocean // 30 th International Geological Congress. Abstracts. V. 1. Beijing. 1996. P. 1115.

Huang W.L., Wyllie P.J. Melting relations in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ to 35 kilobars, dry and with excess water // *J. Geol.* 1975. V. 83. N 3. P. 737–748.

Hutchison M.T., Harte B., Harris J.W., Fitrsimmons I. Inferences on exhumation history of lower mantle inclusions in diamonds // 6th Intr. Kimberlite Conf. Abstract. Novosibirsk. 1995. P. 242–244.

Jacob D.E., Vilioen K.S., Grassineau N. Eklogite xenoliths from Kimberley, South Africa – a case study of extensive mantle metasomatism // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00160, 2008.

Jagoutz E., Dawson B., Spettel B., Wanke H. Identification of early differentiation processes on the Earth // 27 Междунар. Геол. конгр. Москва (тез. докл.). Т. 5. 1984. С. 303–304.

Johannes W., Gupta L.N. Origin and evolution of migmatite // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1982. V. 79. N 2. P. 114–123.

Johanson L., Phillips D. 40Ar39Ar dating of mantle metasomatism: a noble approach or all hot air // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Jordan Th. H. Some comments on tidal drag as a mechanism for driving plate motions // *Journ. Geophys. Res.* 1974. V. 79. N 14. P. 2141–2142.

Ivanic T., Harte B., Burgess S., Gurney J. Factors in the formation of sinuous and humped REE patterns in garnet from mantle harzburgite assemblages // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. The relationship between the distribution on nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. V. 1. 2004. P. 243–254.

Kaminsky F.V., Khachatryan G.K., Andreazza P. et al. Super-deep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso state, Brazil // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No. 91RC-A-00021, 2008.

Kelly W.R., Larimer J.W. Chemical fractionations in meteorites. VIII. Iron meteorites and the cosmochemical history of the metal phase // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. N 1. P. 93–112.

Kerr R.A. Origin of life: new ingredients suggested // *Science*. 1980. V. 210. N 4465. P. 42–43.

Kleine T., Touboul M., Bourdon B. et al. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of terrestrial planets // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. N 17. P. 5150 – 5188.

Knabe W. Reaction des Biotites bei der Anatexis // *Geol. Jb.* 1970. B. 2. N 18. S. 355–372.

Kushiro I., Fujii T. Flotation of plagioclase in magma and its bearing on the origin of anorthosite // *Proc. Jap. Acad.* 1977. V. B53. N 7. P. 262–266.

Laporte D., Watson E.B. Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity // *Chem. Geol.* 1995. V. 124. N 3–4. P. 161–164.

Larimer J.W., Anders E. Chemical fractionation in meteorites. – III. Major element fractionations in chondrites // *Geochim et Cosmochim Acta*. 1970. V. 34. P. 1455–1466.

Lazarov M., Brey G., Weyer S. Timing of final depletion of the lithospheric mantle beneath the Kaapvaal craton: Constraints from Lu-Hf dating of garnet peridotites from the Finsch mine (South Africa) // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No. 91KC-A-00393, 2008.

Lee J., Stern R.J. Glasses inclusions in Mariana arc phenocrysts: A new perspective on magmatic evolution in a typical intra-oceanic arc // *J. Geol.* 1998. V. 106. N 1. P. 19–23.

Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P. et al. Layered mantle at the edge of the Karelian craton: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from eastern Finland kimberlites // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Lin Y., Taylor L.A., Sarbadhicari A.D. et al. Diamond genesis in the world's largest diamondiferous eclogite. Part I: X-ray tomography and xenolith dissection // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00186, 2008.

Logvinova A.M., Klein-BenDavid O., Wirth R. et al. Diamond forming fluids from Snap Lake – comprehensive study // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00379, 2008.

Lorenz V., Kurzlauskis S. Kimberlite pipes: growth models and resulting implications for diamond exploration // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Luguet A., Pearson D.G., Jaques A.L. et al. Age constraints on the lithosphere beneath the Halls Creek mobile belt and implications for diamonds of the Argyle lamproite deposit // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00263. 2008.

Lumair C.W., Shukolykov A. The Mn-Cr system and the first 10 Ma of solar system evolution // Ann. Geophys. 1997. 15 Suppl. N 3. P. 821.

Luth W.S., Jahns R.N., Tuttle O.F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 759–773.

Mainker D., Lehman B., Haggerty S.E. The crater facies kimberlite system of Tokopal Bastar district, Chattisgarh, India // Lithos. 2004. V. 76. P. 201–217.

Malkovets V., Taylor L., Griffin W. et al. Cratonic conditions beneath Arkhangelsk, Russia: garnet peridotites from the Grib kimberlite // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Malkovets V., Zedgenizov D., Griffin W. et al. Diamondiferous microxenoliths and xenocrysts from the Nyurbinskaya kimberlite pipe, Yakutia // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91KC-A-00224, 2008.

McKenzie D. The extraction of magma from crust and mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. N 1. P. 81–91.

Melson W.G., Switzer C. Plagioclase-spinel-graphite xenoliths in metallic iron-bearing basalts, Disko island // Amer. Mineralogist. 1966. V. 51. N 5-6. P. 664–676.

Meyer H.O.A. Inclusions in diamonds / Nixon, P.H. (Ed). Mantle Xenoliths. Wiley, England. 1987. P. 501–523.

Merril R.B., Robertson J.K., Wyllie P.J. Melting reaction in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O to 20 kbar compared with results for other feldspar – quartz – H₂O and rock – H₂O system // J. Geol. 1974. V. 78. P. 558 – 569.

Mittchel R.H. Kimberlites, arangites, and related rocks. Plenum Press. New-York, 1995. 410 p.

Monastersky R. New record for world's oldest rocks // *Sci News*. 1989. V. 136. N 15. P. 228–229.

Morel M., Davies G.R., Pearson D.G. et al. Os isotope and PGE evidence for modification of cratonic lithosphere: A study of peridotites from the Premier mine, Kaapvaal craton, SA // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00046. 2008.

Morrison D. Asteroid sizes and albedos // *Icarus*. 1977. V. 1. N 2. P. 185–220.

Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // *J. Petrol.* 1975. V. 16. N 3. P. 520–548.

Mysen B.O., Eggler D.H., Seitz M.G., Holloway J.R. Carbon dioxide in silicate melts and crystals. 1. Solubility measurements // *Amer. J. Sci.* 1976. V. 276. N 4. P. 455–479.

Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // *Proceeding of the VIIth International Kimberlite Conference*. V. 2. Cape Town. 1998. P. 584–604.

Navon O., Izraeli E.S., Klein-BenDavid O. Fluid inclusions in diamonds – the carbonatitic connection // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Navon O., Klein-BenDavid O., Weiss Y. Diamond-forming fluids: their origin and evolution // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. 2009. No. 91KCA00121.

Navon O., Griffin W.L., Weiss Y. “Tables” vs. “benches”: trace elements in fibrous diamonds // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-174.

Neal C.R., Taylor L.A. Comment on «Mantle eclogites: evidence of igneous fractionation in the mantle» // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101. P. 112–119.

Nelson T.H., Temple P.G. Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion // *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 1972. V. 56. N 2. P. 226–246.

Nikitina L.P., Ivanov M.V., Sokolov Yu. M. et al. Eclogites in the mantle: T, P and FO₂ equilibrium conditions and depths of formation // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. Russia. 1995. P. 396–398.

Nielson J.E., Wilshire H.G. Magma transport and metasomatism in the mantle: A critical review of current geochemical models // *Amer. Miner.* 1993. V. 78. N 11–12. P. 1117–1134.

Nikitin B.M. Deformation of Country rock in the formation of kimberlite pipes // *Int. Geol.Rev.* 1982. V. 24. N 9. P. 1057–1063.

Nixon F.H. The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences // *J. of geochemical exploration (special issue)*. 1995. V. 53. N 1–3. P. 231–240.

Nowicki T., Crawford B., Dyck D., Carlson J., McElory R., Oshust P., Helmstaedt H. The geology of kimberlite pipes of the Ekaty property, Northwest Territories, Canada // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. V. 1. 2004. P. 1–21.

Nuth J.A., Berg O. Formation of iron metal and grain coagulation in the solar nebula // Lunar and Planet. Sci. V. 25. Abstr. Pap. 25th Lunar and Planet. Sci. Conf., Houston. 1994. Pt. 2. P. 1011–1012.

O'Brien H., Lehtonen M., Spenser R., Birnie A. Lithospheric mantle in eastern Finland: 250 km 3D transect // 8th International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

O'Neill H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. V. 25. N 4. P. 395.

Opik E.J. Selective escape of gases // Geophys. J. 1963. V. 7. P. 490–509.

Palot M., Cartigny P., Viljoen K.S. Diamond origin and genesis: a C and N stable isotope study on diamonds from single eclogitic xenolith (Kaalvallei, South Africa) // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00184. 2008.

Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al. Re-Os isotope measurements of single sulphide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 703–711.

Pedersen A.K. Non-stoichiometric magnesian spinels in shale xenoliths from native iron bearing andesites at Asuk, Disko, Central West Greenland // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. V. 67. N 3. P. 331–340.

Pedersen A.K. Oxygen deficient Ti oxides (natural magneli phases) from mudstone xenoliths with native iron from Disko, Central West Greenland // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. V. 96. P. 35–46.

Pell J.A., Ijewliw O.J. Kimberlites, melnoites and look-alikes in British Columbia, Canada // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Pernicka E., Wasson J.T. Ru, Re, Os, Pt, and Au in iron meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 1717–1726.

Platen H., Holler H. Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark bei 2, 4, 7 und 10 kb H₂O-Druck // Neues Jahrb. Mineral. Abhand. 1967. B. 106. S.106–130.

Pokhilenko L.N., Tomilenko A.A., Kuligin S.S., Khlestov V.V. The upper mantle heterogeneity: thermodynamic calculations and methods of mathematical statistics // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Raymond J., Quentin W. The core-mantle boundary region // Rev. Minen. 1998. V. 37. P. 241–259.

Reinolds D.L. Granite: some tectonic, petrological, physic-chemical aspects // *Geol. Mag.* 1958. V. 95. P. 378–396.

Richardson S.H. Latter-day origin of diamonds of eclogitic paragenesis // *Nature*. 1986. V. 366. P. 256–258.

Richardson S.Y., Shirey S.B., Harris J.V. Episodic diamond genesis at Jwaneng, Botswana, and implications for Kaapvaal craton evolution // 8th Kimberlite Conf. Select. Papers. 2004. V. 2. P. 143–154.

Righter K., Drake M. Effect of water on metal-silicate partitioning of siderophile elements: a high pressure and temperature terrestrial magma ocean and core formation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 171. P. 383–399.

Ringwood A.E., Kesson S.E. Basaltic magmatism and the bulk composition of the Moon. II. Siderophile and volatile elements in Moon, Earth and chondrites // *The Moon*. 1977. V. 16. P. 425–464.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited. Singapore, 1993.

Rudnick R.L., Herzberg C. Origin of archaean cratons by diapiric ascent of foundered shallow residues // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-352.

Ryan D.E., Holzbecher J.D., Brooks R.R. Rhodium and osmium in iron meteorites // *Chemical Geology*. 1990. V. 85. P. 295–303.

Sablukova L.I., Sablukov S. Clinopyroxene-phlogopite rock xenoliths: geochemistry, isotopy, age, origin and relationship to Grib pipe kimberlites (Arkhangelsk province) // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00165, 2008.

Schmitt W., Palme H., Wanke H. Experimental determination of metal/silicate partition coefficients for P, CO, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and some implications for the early evolution of the Earth // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 173–185.

Schrauder M., Navon O. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 761–771.

Schulze D.J., Harte B., Valley J.W. et al. Extreme geochemical variation accompanying diamond growth, Guaniamo, Venezuela // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Shamshina E.A., Altukhova Z.A. Peculiarities of serpentine chemistry as an indicator of crystallization conditions of kimberlite magma // Abstract of 16th General Meeting. IMA. Pisa Italy. 1994. P. 370.

Shatskiy A., Borzdov Yu.M., Sokol A.G. et al. Diamond crystallization in carbonate-silicate systems: Implications for natural diamond genesis // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00408, 2008.

Shelkov D., Verchovsky A.B., Milledge H.J., Pillinger C.T. Carbonado: a comparison between Brazilian and Ubangui sources based on carbon and nitrogen isotopes // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. Russia. 1995. P. 518–520.

Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // *Nature*. 1995. V. 375. P. 394–397.

Shirey S.B., Richardson S.H., Harris J.W. Integrated models of diamond formation and craton evolution // 8th Kimberlite Conf. Select. Papers. 2004. V. 2. P. 928–934.

Shiryayev A., Izraeli E.S., Hauri E.H., Galimov E.M. Fluid-inclusions in Brazilian coated diamonds // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Shkodzinskiy V.S., Zaitsev A.I. Constrains on Diamond Genesis from the Study of Dependence of Diamond Properties on the composition of Kimberlites and Lamproites // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2007. V. 1. N 4. P. 390–399.

Simon N.S., Carlson R.W., Davies G.R. et al. Os-Sr-Nd-Hf isotope evidence for the ancient depletion and subsequent multi-stage enrichment history of the Kaapvaal cratonic lithosphere // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Skinner E.M., Apter D.B., Morelli C. et al. Kimberlites of the Man craton, West Africa // *Lithos*. 2004. V. 76. P. 233–259.

Skinner E.M., Marsh J.S. Kimberlite eruption processes // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Sleep N.H. Segregation of magma from almostly crystalline mysh // *Bull. Geol. Soc. Amer*. 1974. V. 85. N 8. P. 1225–1233.

Smith C.B., Sims K., Chimuka L. et al. Kimberlite metasomatism at Murova and Sese pypes // *Lithos*. 2004. V. 76. P. 219–232.

Smith E.M., KIopylova M.G., Nowell G.M., Pearsen D.G., Ryder J., Afanasiev V.P. The contrast in trace element chemistry and volatile cfompositiom between fluid inclusions in fibrous and octahedral diamonds // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-102.

Smyth J.R., Caporuscie F.A., McCormic T.C. Mantle eclogites: evidence of igneous fractionation in the mantle // *Earth Planet. Sci. Let*. 1989. V. 93. P. 133–141.

Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // *The origin of the Earth and Moon*. Univ. of Ariz. Press: 2000. P. 361–395.

Spear F.S., Kohn J.M., Chenney J.T. P-T pathes from anatectic pelites // *Contrib. Mineral. and Petrol*. 1999. V. 134. P. 17–32.

Spetsius Z.V., Taylor L.A. Metasomatic diamonds in eclogite xenoliths: petrologic and photographic evidence // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K. Sources of carbon in inclusion bearing diamonds // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00132. 2008.

Stefano A.De, Kopylova M.G., Cartigny P., Afanasiev V. Diamonds and diamondiferous eclogites of Jerico kimberlite (Northern Canada) // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00321. 2008.

Su W., Woodward R.L., Dziewonski A. M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B4. P. 6945–6980.

Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. Tokio, 1984. 653 p.

Sylvester P.S., Harpetr G.D., Byerly G.R., Thurston P.C. Volcanic aspects // Greenstone Belts. Greenland press. Oxford. 1997. P. 55–90.

Stern C.R., Wyllie P.J. Melting relations of basalt – andesite – rhyolite – H₂O and a pelagic red clay at 30 kb // Contribs. Miner. and Petrol. 1973. V. 42. N 4. P. 313–324.

Talbot C.J. Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia // J. Geol. Soc. 1971. V. 127. N 4. P. 373–405.

Taylor L.A., Anand M., Promprated P. Diamond and their inclusions: are the criteria for syngenes valid // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Taylor W.R., Glass L. Spectroscopic and fluorescence studies of diamonds from the Merlin kimberlites, Northern Territory, Australia with some comments on their recovery by X-ray fluorescence methods // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00372. 2008.

Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history, and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Robert Victor and Finsch // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. Russia. 1995. P. 620–622.

Taylor L.A., Spetsius Z.V., Wiesli R. et al. The origin of mantle peridotites, crustal signatures from Yakutian kimberlites // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Taylor S.R., Bence A.F. Evolution of the lunar highland crust // Proc. Sixth Lunar Sci. 1975. Pt. 1. P. 1121–1142. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Taylor S.R., Glass L. Spectroscopic and fluorescence studies of diamonds from the Merlin kimberlites, Northern Territory, Australia with some comments on their recovery by X-ray fluorescence methods // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00372. 2008.

Taylor S.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history, and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Robert Victor and Finsch // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. Russia. 1995. P. 620–622.

Thomassot E., Cartigny P., Harris J.W. Metasomatic processes in the cratonic lithosphere: the case of polycrystalline diamonds // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00313. 2008.

Tolansky S., Rawle-Cope M. Abundance of type II diamond among natural microdiamonds // Diamond Research. 1969.

Ukhanov A.V., Khachatryan G.K. Carbon isotope and evidence in favor of fluid origin of natural diamonds from kimberlite pipes in Yakutian province // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. N 91KC-A-00412. 2008.

Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the model of subduction // Journ. Geophys. Res. 1979. V. 84. N B3. P. 1049–1061.

Valley J.W., Peck W.Y., Kin E.M. Zircons are forever // The Outcrop, Geology Alumni Newsletter. 1999. P. 34–35.

Vasilyev E.A., Sofroneev S.V. Time – temperature reconstruction of diamond growth conditions // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00171, 2008.

Viljoen K.S., Dobbe R. A diamondiferous lherzolite from the Premier diamond mine, South Africa // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria. Canada. 2003.

Vladykin N.V. Formation types of lamproite complex – systematization and hemism // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00109, 2008.

Walker G.P.L. Explosive volcanic eruptions – new classification scheme // Geol. Rundsch. 1973. 62. P. 431–446.

Warren P. Plagioclase flotation over a “ferroan” lunar magma ocean // Meteoritics. 1978. V. 13. N 4. P. 657–665.

Wasson J.T., Choi B., Jerde E.A., Ulff-Møller F. Chemical classification of iron meteorites: XII. New members of the magmatic groups // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 515–724.

Weaver B.L., Tarney J. Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 155. P. 172–181.

Weiss Y., Griffin W.L., Bell D.R., Navon O. High-Mg carbonatitic HDFs, kimberlites and the SCLM // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. Long Abstract. 2012. 101KC-87.

Whithead K., Richardson S.H. A geochemical study of peridotitic diamonds from Premier mine // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosits and geophysical model of Moon // Proc. Apollo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. V. 1. P. 965–989.

Winkler H.G.F. Der Process der Anatexis, seine Bedeutung fur die Genese der Migmatite // *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.* 1967. V. 11. S. 266–287.

Wyllie P.J. Mantle fluid composition buffered in peridotite-CO₂-H₂O by carbonates, amphibole, and phlogopite // *J. Geol.* 1978. V. 86. N 1. P. 687–713.

Wyllie P.J., Huang W.L. Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites // *Nature*. 1975. V. 275. P. 297–299.

Wyllie P.J., Huang W.L. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressure with geophysical and petrological applications // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1976. V. 54. N 2. P. 79–107.

Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Alymova N.V. Mineral composition features of kimberlites from the Upper Muna field (Yakutia) // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00013, 2008.

Yakovlev D.A., Kostrovitsky S.I., Suvorova L.F. Typomorphic features of groundmass minerals from diamondiferous kimberlites of Yakutia // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-49.

Yong X., Richards P.S. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // *Nature*. 1996. V. 382. N 6588. P. 221–224.

Zedgenizov D.A., Harte B. Microscale variations of $\delta^{13}\text{C}$ and N content within a natural diamond with mixed-habit growth // *Chemical Geology*. 2004 a. V. 205. P. 163–175.

Zedgenizov D.A., Harte B., Shatsky V.S., Politov A.A. et al. Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005.

Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy // *Mineralogical Magazine*. 2004 b. V. 68(1). P. 61–73.

Zedgenizov D.A., Araujo D., Ragozin A.L. et al. Carbonatitic to hydrous-silicic growth medium of diamonds from Internatsional kimberlite pipe (Yakutia) // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. 2009. No. 91KCA00108.

Приложение

Средний химический состав пород кимберлитовых и лампроитовых трубок (n – число анализов, * – все железо в виде Fe_2O_3), доля в них морфотипов алмаза и эклогитового парагенезиса включений (Э, %%), содержание алмаза

Компоненты, морфотипы	1	2	3	4	5	6	7	8
N	860	169	6	19	13	131	26	775
SiO_2	30,60	33,69	23,60	24,33	33,47	25,88	26,62	26,52
TiO_2	1,62	0,50	0,66	1,19	1,06	0,40	0,40	0,87
Al_2O_3	1,79	3,15	2,56	2,28	3,11	4,35	3,56	2,35
Cr_2O_3	–	0,11	0,16	0,06	–	–	–	0,12
Fe_2O_3	4,23	2,88	3,78	3,01	4,31	5,20*	4,89*	4,16
FeO	5,53	2,83	1,16	2,80	1,77			2,11
MnO	–	0,09	0,12	0,09	0,09	0,12	0,13	0,11
MgO	33,75	25,93	20,32	16,13	21,80	18,63	21,08	25,92
CaO	8,60	9,10	21,87	24,12	13,82	19,65	17,38	14,82
Na_2O	0,22	0,76	0,21	0,18	0,11	0,03	0,01	0,18
K_2O	1,04	0,81	0,52	0,61	0,72	1,17	1,60	0,61
P_2O_5	0,61	0,41	0,51	0,85	0,75	0,47	0,41	0,29
CO_2	5,50	7,48	16,24	15,83	12,28	–	–	11,90
H_2O^+	6,20	3,41	–	–	–	–	–	–
H_2O^-	–	–	–	–	–	–	–	–
ппп, LOI	–	10,91	7,80	7,85	7,00	25,05	23,51	9,37
Сумма	99,69	98,65	99,01	99,63	100,20	100,50	99,59	99,33
K	359	280	352	352	227	284	294	331
Октаэдры	61,1	52,5	75,4	22,9	38,5	18,3	32,4	22,9
Переходные	26,2	34,6	19,8	48,3	37,3	30,6	28,0	24,1
Додекаэдры	11,4	12,9	4,8	12,1	15,0	31,9	16,1	34,6
Округлые	–	–	–	13,7	2,6	1	–	5,7
Кубы	0,5	1,3	1,3	–	2,7	3,7	2,7	1,3
II	–	–	–	–	0,1	–	–	1,1
III	–	–	–	–	0,1	–	–	0,1
IV	–	–	–	–	0,1	5,0	8,3	0,3
Агрегаты	0,8	1,5	1,2	–	2,1	0,6	1,9	6,8
Э	0,6	0,1	0,5	–	–	20	20	6
Содержание, у.е.	760	1600	680	20	60	760	760	650

Продолжение приложения

Компоненты, морфотипы	9	10	11	12	13	14	15	16
n	505	48	8	1	2	2	27	500
SiO ₂	26,41	27,56	30,80	26,66	32,42	28,62	25,94	30,18
TiO ₂	1,22	2,21	1,37	1,94	1,45	1,56	0,38	1,00
Al ₂ O ₃	2,10	2,88	2,50	2,49	5,80	4,69	2,09	1,96
Cr ₂ O ₃	0,14	0,22	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4,96	5,64	9,22*	4,45	4,30	5,08	3,45	4,50
FeO	2,448	2,48		3,15	2,28	2,06	1,12	2,53
MnO	0,18	0,28	0,16	0,14	—	—	—	—
MgO	28,35	24,40	34,07	24,28	17,47	15,25	25,00	31,15
CaO	12,34	13,89	3,22	15,40	11,82	16,65	16,93	8,46
Na ₂ O	0,19	0,07	н.о.	0,08	0,16	0,14	0,34	0,12
K ₂ O	0,53	1,56	0,27	0,42	1,84	1,32	0,39	0,34
P ₂ O ₅	0,32	0,28	0,33	0,34	0,29	0,32	0,53	0,42
CO ₂	9,38	9,35	—	10,17	—	—	14,40	5,35
H ₂ O ⁺	—	8,97	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	6,35	—	—	—	—	—	—
ппп, LOI	10,84	—	16,72	20,24	15,33	16,45	8,86	13,64
Сумма	99,24	99,87	98,86	99,66	93,16	92,14	99,43	99,65
К	331	263	237	327	278	213	320	289
Октаэдры	25,0	16,2	35,0	18,7	17,5	19,7	14,9	24,2
Переходные	21,6	11,4	23,3	11,4	22,8	20,1	16,3	17,3
Додекаэдры	35,6	12,3	9,3	21,5	11,0	6,6	58,5	22,8
Округлые	8,6	42,1	23,2	32,8	30,7	33,8	0,2	11,00
Кубы	0,7	1,8	2,3	0,7	—	—	0,6	0,1
II	0,4	—	—	0,4	—	—	1,0	0,7
III	0,1	0,9	—	—	—	0,5	1,5	0,1
IV	0,1	—	2,3	1,1	—	—	5,4	4,8
Агрегаты	7,0	3,5	2,3	7,2	2,6	1,5	1,5	8,4
Э	0,5	—	—	4	—	—	—	5,5
Содержание, у.е.	700	46	—	29	0	0	1700	20

Продолжение приложения

Компоненты, морфотипы	17	18	19	20	21	22	23	24
n	110	9	4	5	10	2	6	2
SiO ₂	28,73	30,01	32,07	31,35	33,13	31,52	27,57	26,86
TiO ₂	1,80	1,61	0,96	1,80	1,17	1,86	1,48	2,64
Al ₂ O ₃	2,04	2,38	3,09	4,08	2,12	4,63	2,27	2,87
Cr ₂ O ₃	–	–	0,11	–	0,19	0,20	–	0,11
Fe ₂ O ₃	5,72	6,42	4,77	5,03	5,75	5,46	5,59	10,29
FeO	2,28	1,72	1,79	1,34	1,78	4,16	1,73	1,01
MnO	0,11	–	0,22	–	0,13	0,23	–	0,12
MgO	27,50	30,79	28,61	29,42	33,55	25,44	24,60	22,97
CaO	10,98	9,30	8,95	8,80	4,38	9,74	14,65	13,74
Na ₂ O	0,11	1,14	0,17	0,08	0,06	0,08	0,10	0,10
K ₂ O	0,23	0,08	0,46	0,24	0,22	0,93	0,12	1,01
P ₂ O ₅	0,25	0,46	0,37	0,41	0,31	0,84	0,32	1,13
CO ₂	9,07	6,33	7,86	–	4,23	3,94	–	7,90
H ₂ O ⁺	–	8,03	9,13	–	–	–	–	9,14
H ₂ O [–]	–	0,69	–	–	–	–	–	1,60
ппп, LOI	10,66	–	–	17,23	12,30	10,80	10,87	–
Сумма	99,48	98,96	98,56	99,78	99,32	99,81	99,30	99,89
К	307	281	247	291	272	190	291	258
Октаэдры	24,8	20,0	9,0	21,8	14,5	12	15,6	33
Переходные	17,4	21,7	14,2	16,5	20,0	17	50,6	17
Додекаэдры	23,7	23,2	29,7	7,3	8	21	13,0	7
Округлые	10,8	9,9	12,6	35,5	9,5	32	24,6	25
Кубы	0,5	1,7	0,7	1,4	1,5	5	–	0,3
II	0,2	0,5	0,1	0,7	0,5	2	–	–
III	0,2	0,3	0,1	–	0,8	–	–	–
IV	0,2	2,3	0,1	–	1	–	–	–
Агрегаты	8	–	20	–	–	0,1	–	–
Э	17	18	19	20		22	23	24
Содержание, у.е.	180	143	–	0,014	220	34	0,09	13

Продолжение приложения

Компоненты, морфотипы	25	26	27	28	29	30	31	32
n	4	1	1	1	1	1	5	1
SiO ₂	30,03	30,78	33,87	35,23	29,31	32,16	42,78	41,65
TiO ₂	1,50	3,53	1,75	0,09	1,83	2,70	1,2	1,00
Al ₂ O ₃	2,66	4,42	1,92	0,91	2,64	2,21	3,91	4,61
Cr ₂ O ₃	0,21	0,15	–	–	–	–	0,11	–
Fe ₂ O ₃	4,46	8,00	4,82	1,34	6,45	9,40	3,98	9,16*
FeO	5,03	2,58	5,29	5,54	2,41	1,35	3,29	
MnO	0,19	0,15	0,15	0,14	0,19	0,17	0,09	0,21
MgO	26,75	26,32	33,22	40,20	33,25	32,98	27,9	18,65
CaO	9,77	10,71	2,48	2,87	4,33	2,96	3,74	9,4
Na ₂ O	0,14	0,11	0,1	0,10	0,18	0,17	0,26	1,09
K ₂ O	1,44	0,20	0,26	0,18	1,19	1,44	1,13	0,98
P ₂ O ₅	1,07	0,37	0,10	0,18	0,47	0,57	0,26	0,71
CO ₂	6,75	4,58	3,29	3,33	1,93	0,89	–	–
H ₂ O ⁺	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O [–]	–	–	1,14	0,25	0,74	1,13	–	–
ппп, LOI	9,43	8,35	15,38	12,56	17,67	14,18	10,94	11,48
Сумма	99,43	100,85	102,63	102,67	99,75	10,16	99,48	98,94
K	291	251	263	298	294	254	184	158
Октаэдры	16	36	6	47,0	19,5	6	27,6	12,6
Переходные	18	87	13	15,5	4,5	7	22,4	0,6
Додекаэдры	25	8	1	21,5	20,5	1	–	–
Округлые	23	19	54	20,8	40,0	46	38,3	66,4
Кубы	–	–	0,3	–	1,0	0,5	5,7	0,9
II	0,5	2	3	–	–	–	–	17,3
III	–	–	–	–	1,0	–	–	–
IV	0,5	–	3	–	–	0,5	–	–
Э	–	–	–	–	–	–	–	32
Содержание, у.е.	–	3	–	4,8	0,03	139	–	–

Продолжение приложения

Компоненты, морфотипы	33	34	35	36	37	38	39	40
n	9	1	1	5	1	10	1	1
SiO ₂	41,34	44,40	41,90	42,12	37,80	39,12	34,36	50,06
TiO ₂	0,53	1,30	0,88	0,84	1,49	0,95	1,18	—
Al ₂ O ₃	2,98	4,80	3,27	3,07	5,38	2,41	4,03	26,99
Cr ₂ O ₃	0,10	0,17	—	0,13	0,19	0,20	—	—
Fe ₂ O ₃	4,08	5,63	4,20	4,40	6,99	4,68	5,61	4,07*
FeO	3,29	2,49	2,86	2,50	1,05	3,14	0,88	
MnO	0,12	0,16	0,15	0,16	0,27	0,15	0,24	—
MgO	28,26	21,88	28,15	29,53	22,75	32,53	21,40	1,64
CaO	5,11	5,67	3,73	2,60	6,60	4,17	10,06	—
Na ₂ O	1,36	1,43	1,12	1,25	0,71	0,65	0,62	0,36
K ₂ O	0,48	1,76	1,47	0,93	0,64	1,41	0,58	14,55
P ₂ O ₅	0,32	0,96	0,39	0,28	0,94	0,40	1,31	—
CO ₂	1,75	1,21	1,39	0,70	6,57	1,25	12,83	—
H ₂ O ⁺	8,88	7,12	7,90	9,16	6,79	7,60	6,28	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—
ппп, LOI	3,18	2,03	2,94	2,62	—	3,10	—	—
Сумма	101,78	101,01	100,35	100,29	98,17	101,66	99,38	97,67
К	196	151	198	195	173	236	183	-7,2
Октаэдры	5,1	13,2	4,8	13,3	25,1	9,1	32,3	1
Переходные	2,3	2,9	1,1	0,4	13,0	2,8	—	10
Додекаэдры	—	—	33,0	—	—	—	8,5	—
Округлые	76,6	55,1	47,0	74,2	49,6	80,5	49,0	89
Кубы	0,5	1	0,6	0,8	3,7	0,9	6,4	—
II	6,4	—	—	—	—	—	—	—
III	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	—	—	—	—	—	—	—	—
Агрегаты	6,9	2,7	14,8	—	4,2	11,5	—	—
Э	—	—	21,4	—	30	—	—	—

Продолжение приложения

Компоненты, морфотипы	41	42	43	44	45	46	47	48
n	5	8	89	1	1	11	6	1
SiO ₂	61,00	45,60	41,47	38,80	35,82	46,77	35,35	41,47
TiO ₂	2,21	2,32	3,62	0,69	0,80	1,73	0,94	0,87
Al ₂ O ₃	18,66	4,32	3,64	1,40	3,51	4,30	3,57	5,86
Cr ₂ O ₃	–	–	–	0,11	–	0,14	–	–
Fe ₂ O ₃	1,10*	7,45*	8,10*	8,05	5,53	8,61*	5,36	5,59
FeO				1,98	3,23		3,78	4,09
MnO	–	0,14	0,13	0,12	0,14	0,14	–	0,04
MgO	1,11	22,56	24,98	29,05	32,64	22,82	29,50	21,42
CaO	7,72	4,84	4,99	4,06	4,86	5,56	6,16	5,21
Na ₂ O	–	0,11	0,46	0,13	0,34	0,71	0,30	2,06
K ₂ O	6,04	3,42	4,12	0,06	1,06	1,03	0,78	1,34
P ₂ O ₅	–	0,91	1,68	0,08	0,35	0,23	1,14	0,36
CO ₂	–	3,42	0,45	–	2,76	0,57	2,34	1,32
H ₂ O ⁺	–	4,57	6,36	9,96	–	7,35	8,66	5,52
H ₂ O [–]	–	–	–	–	–	–	1,60	4,25
ппп, LOI	–	–	–	–	9,01	–	–	7,78
Сумма	97,84	99,66	99,78	99,49	100,05	99,96	97,85	102,93
К	144	157	114	194	241	146	250	156
Октаэдры	15	10	2	50,0	29	6,0	5,0	20,7
Переходные	21	2	–	31,3	16	9,5	87,5	40,0
Додекаэдры	–	–	–	17,5	15	26,8	5,0	19,3
Округлые	64	70	98	19,7	3	–	–	–
Кубы	–	–	–	–	2	–	–	–
II	–	–	–	–	–	–	–	–
III	–	–	–	–	–	–	–	–
IV	–	–	–	–	–	–	–	–
Агрегаты	–	2,3	–	–	–	–	–	–
Э	80	93	50	–	–	60	9	4,1
Содержание, к/т		5,6	0,5	0,37	0,09	0,31	0,6	0,28

Продолжение приложения

Компоненты, морфотипы	49	50	51	52	53	54	55	56	57
N	10	5	1	20	1	1	1	1	6
SiO ₂	40,67	37,98	35,80	37,90	30,10	35,70	45,80	41,01	29,10
TiO ₂	0,90	1,03	2,04	0,85	0,61	0,25	0,18	0,34	0,51
Al ₂ O ₃	5,56	5,82	5,0	3,31	1,40	1,76	4,74	3,62	2,60
Cr ₂ O ₃	0,12	–	0,12	–	–	0,34	0,19	0,18	–
Fe ₂ O ₃	7,60*	5,31	6,25	8,21*	8,60*	6,69*	6,43*	7,79*	7,25*
FeO		4,15	3,27						
MnO	0,13	0,04	0,11	0,17	0,17	0,17	0,09	0,12	0,17
MgO	23,73	26,48	24,96	29,04	38,41	34,10	30,60	28,76	27,40
CaO	3,69	5,71	5,95	6,07	9,16	4,22	1,06	3,32	10,90
Na ₂ O	0,29	0,43	0,52	3,13	0,12	0,04	0,06	0,17	0,01
K ₂ O	0,69	1,73	0,58	0,58	0,33	1,37	0,77	0,52	1,11
P ₂ O ₅	3,34	0,61	0,47	1,00	0,54	0,43	0,20	–	1,68
CO ₂	0,90	9,67	2,35	–	2,20	–	5,40	–	–
H ₂ O ⁺	–	–	10,00	–	7,40	–	7,80	–	–
H ₂ O [–]	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ппп, LOI	7,62	9,62	–	9,45	–	13,95	8,64	13,78	19,02
Сумма	95,12	99,58	99,13	99,71	100,43	99,02	98,76	99,61	99,75
К	151	188	–	169	370	266	168	186	292
Октаэдры	11	32,0	–	8	47,78	42,5	34,5	27,8	55
Переходные	52	45,8	–	–	–	–	–	–	–
Додекаэдры	23	22,2	–	30	11,49	13,7	36,9	54,3	7
Округлые	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кубы	–	–	–	–	26,37	27,8	16,1	6,1	11
II	–	–	–	–	–	–	–	–	–
III	–	–	–	–	–	–	–	–	–
IV	–	–	–	–	–	12,8	2,7	6,9	–
Агрегаты	–	–	–	–	4,70	2,32	3,0	1,5	–
Э	–	6,4	83		–	–	–	–	–
Содержание, к/т	0,2	0,28	0,65	0,86	0,33	0,95	0,95	0,8	1,47

Окончание приложения

Названия трубок. Якутская кимберлитовая провинция: 1 – Мир, 2 – Интернациональная, 3 – XXIII съезда КПСС, 4 – Амакинская, 5 – Тажная, 6 – Ботуобинская, 7 – Нюрбинская, 8 – Удачная-западная, 9 – Удачная-восточная, 10 – Дальняя, 11 – Иреляхская, 12 – Зарница, 13 – Попугаевой, 14 – Электра, 15 – Айхал, 16 – Юбилейная, 17 – Сытыканская, 18 – Комсомольская, 19 – Краснопресненская, 20 – Радиогеодезическая, 21 – Заполярная, 22 – Малокуонапская, 23 – Заря, 24 – Ленинградская, 25 – Университетская, 26 – Аэрогеологическая, 27 – Дьянга, 28 – Русловая, 29 – Молодость, 30 – Поисковая. Архангельская кимберлитовая провинция: 31 – Гриба, 32 – Поморская, 33 – Ломоносовская, 34 – Архангельская, 35 – Карпинская-1, 36 – Карпинская-2, 37 – Снегурочка, 38 – Пионерская, 39 – Кольцовская. Вишерский Урал: 40, 41 – стекла туффизитов Ефимовка (40) и Волынка (41). Австралия: 42 – Аргайл, 43 – Эллендейл-4. Африка: 44 – Катока, 45 – Антошка, 46 – Премьер, 47 – Дебирс, 48 – Весселтон, 49 – Коффифонтейн, 50 – Булфонтейн, 51 – Орапа, 52 – Финш. Канада: 53 – Лесли, 54 – Панда, 55 – Коала, 56 – Линкс, 57 – Снэп-Лейк. **Химические составы пород:** 1 – 5, 8 – 11, 15 – 20, 44, 51, 52 – по (Харькив и др., 1998); 6, 7 – по (Занкович, 2005); 12, 21, 28, 29, 30 – (Богатилов и др., 2004); 22, 23, 25 – 27, 45 – 49 – (Илупин и др., 1978); 24 – (Алтухова, 1990); 31 – 39 – (Лапин и др., 2004); 40, 41 – (Чайковский, 2001); 42, 43, 46, 50 – (Магматические..., 1988); 53 – 56 – (Novicki et al., 2004); 57 – (Фролов и др., 2005). **Морфотипы алмаза:** 1 – 41 – (Зинчук, Коптиль, 2003); 42 – 45 – (Аргунов, 2005); 44, 46 – 52, 57 – (Фролов и др., 2005); 53 – 56 – по (Gurney et al., 2003). **Содержания эклогитового парагенезиса** (Фролов и др., 2005). **Содержания алмаза** (Аргунов, 2005, 2006; Фролов и др., 2005).