

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

В.С. Шкодзинский

ГЛОБАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

**по современным данным
о горячей гетерогенной аккреции Земли**

Ответственный редактор
А.А. Кравченко, к. г.-м. н.

**Якутск
2018**

УДК 552.11
ББК 26.31
Ш-67

Рецензенты:

В.В. Бескрованов, д. г.-м. н., профессор
А.В. Округин, д. г.-м. н.

Шкодзинский В.С.

Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли / В.С. Шкодзинский. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. – 244 с. – Табл. 1, ил. 85, библ. 272.

Приведены многочисленные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли. На их основе получено принципиально новое решение главных проблем петрологии. Ядро сформировалось раньше мантии в результате быстрого слипания железных частиц под влиянием магнитных сил. Компрессионное придонное малобарическое фракционирование магматического океана на ранней стадии аккреции привело к возникновению большого объема остаточных расплавов от кислого до толеитового состава. Их кристаллизация обусловила образование раннедокембрийских кристаллических комплексов и кислой коры. Подъем глубинных остаточных расплавов объясняет состав и последовательность формирования магматических пород древних платформ. Быстрое компрессионное затвердевание расплавов в импактных углублениях на дне раннего магматического океана привело к образованию крупных тел эклогитов. Их декомпрессионное плавление в плюмах обусловило формирование толеитовых магм. В результате их фракционирования возник магматизм океанических и складчатых областей.

© Шкодзинский В.С., 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	6
ОШИБОЧНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ИСХОДНЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ПЕТРОЛОГИИ.....	10
Мантийные свидетельства горячей аккреции Земли.....	10
Коровые признаки горячей аккреции.....	13
Доказательства горячей аккреции планет земной группы.....	18
Признаки гетерогенной аккреции Земли.....	23
Невозможность образования магм путем частичного плавления...	30
Выводы.....	39
РАССЧИТАННАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА.....	40
Недостатки опубликованных моделей.....	40
Исходные данные.....	43
Образование и фракционирование синаккреционного магматического океана.....	48
Фракционирование постаккреционного магматического океана...	53
Длительность кристаллизации магматического океана.....	55
Выводы.....	67
ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ И КИСЛОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ.....	69
Недостатки существующих представлений.....	69
Формирование исходного расплава кристаллических комплексов в результате фракционирования синаккреционного магматического океана.....	72
Происхождение высокотемпературных кристаллических комплексов.....	77
Роль гигантской метеоритной бомбардировки.....	82
Влияние гетерогенного характера аккреции на состав раннедокембрийских кристаллических комплексов.....	85
Происхождение атмосферы и гидросферы.....	89
Специфика ранних процессов осадкообразования.....	91
Зарождение жизни.....	96
Специфика наиболее ранних вулканических процессов.....	97
Особенности ранних геотермических градиентов.....	98
Природа структурных особенностей гнейсовых комплексов.....	102
Образование зеленокаменных поясов.....	105

Обратный геотермический градиент в мантии и невозможность существования процессов плитной тектоники в докембрии.....	107
Время появления плитной тектоники.....	109
Происхождение кристаллической коры и литосферы древних платформ.....	111
Схема геологического строения Алданского щита в свете модели существования магматического океана.....	114
Выводы.....	116
ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ.....	118
Недостатки существующих представлений.....	118
Формирование магм при образовании и ранней эволюции литосферы древних платформ.....	119
Генезис автономных анортозитов.....	125
Происхождение карбонатитовых магм.....	127
Образование кимберлитовых магм.....	129
К проблеме генезиса ультраосновных магм.....	136
Происхождение траппов.....	137
Существование в мантии магмопотоков.....	139
Неоднородность состава мантии и магм, обусловленная гетерогенным характером аккреции.....	143
Генезис магм океанических и субдукционных областей.....	144
Происхождение магм складчатых областей.....	154
Выводы.....	157
ЭВОЛЮЦИЯ И ЗАТВЕРДЕВАНИЕ МАГМ.....	160
Количественные модели магм и вытекающие из них следствия...	160
Роль декомпрессионно-фрикционного плавления в образовании кимберлитовых магм.....	162
Загадки и парадоксы кимберлитов.....	165
Сущность декомпрессионного затвердевания магм при подъеме.	170
Природа и сила вулканических взрывов в результате декомпрессионного затвердевания магм при подъеме.....	174
Происхождение диатрем.....	178
Генезис магматических брекчий и туфов.....	181
Особенности взрывов кислых магм.....	187
Природа различий вулканических извержений.....	189
Выводы.....	192
РУДОГЕНЕРИРУЮЩАЯ РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА...	194
Происхождение раннедокембрийских железистых кварцитов.....	194
Природа месторождения Витватерсранд и стратиформного	

оруденения.....	197
Генезис урановых месторождений типа «несогласия».....	199
Образование алмазов при фракционировании перидотитового слоя магматического океана.....	201
Происхождение редкоземельных карбонатитов.....	211
Генетические критерии рудоносности.....	213
Выводы.....	215
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	217
ЛИТЕРАТУРА.....	225

Введение

Специфика и сложность геологической науки заключается в огромном количестве имеющихся в ней фактов, в недоступности для непосредственного наблюдения глубинных и древнейших геологических процессов, в необходимости знания происхождения Земли для решения большинства генетических вопросов. На гигантской поверхности нашей планеты находится невообразимо большое количество обнажений различных горных пород. Они сформировались в огромном временном интервале, равном примерно четырем миллиардам лет, и чаще всего на значительной глубине в земных недрах. Реконструировать глубинные и древние процессы очень трудно. Между тем, для успешного прогноза и поиска разнообразных полезных ископаемых и решения многочисленных научных проблем такая реконструкция крайне необходима.

На ранней стадии исследований, вследствие недостатка эмпирических данных, приходилось использовать упрощенные представления. Математиком О.Ю. Шмидтом в 1962 году была опубликована максимально упрощенная гипотеза образования Земли в результате выпадения относительно холодной смеси частиц силикатов и металлического железа, состав которой не изменялся во времени, то есть путем холодной гомогенной аккреции. Эти исходные положения были приняты для удобства математического моделирования и не были доказаны геологическими данными. Но в последующем они послужили основой для вытекающих из них трех главных генетических положений петрологии: о формировании геосфер в результате процессов гравитационной дифференциации земных недр в твердом состоянии, о возникновении магм в результате отделения выплавки в слабо подплавленных (на 0,1 – 15 %) мантийных перидотитах [1] и об однотипности геологических процессов на ранних и поздних этапах эволюции Земли.

Естественно, что вследствие отсутствия геологических доказательств эти положения к настоящему времени пришли в полное противоречие с большим количеством эмпирических данных. Оказалось, что составы мантийных ксенолитов и ортогнейсов раннедокембрийских кристаллических комплексов образуют тренды магматического фракционирования, их изотопный возраст и температура кристаллизации уменьшаются в полном соответствии с

последовательностью образования при фракционировании (Шкодзинский, 2014, 2017). Это и множество других данных свидетельствуют о горячей аккреции Земли и фракционировании на ней глобального океана магмы. Следовательно, ранний этап эволюции нашей планеты кардинально отличался от современного.

Мантийные породы резко химически неравновесны с металлическим железом (Рингвуд, 1982). Это указывает на то, что силикатные и металлические частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, аккреция была гетерогенной. То есть, разное по составу вещество протопланетного диска выпадало не одновременно, а в значительной мере последовательно по мере его конденсации. Поэтому состав разноглубинных частей Земли изначально различался. Снизу вверх в ней возрастало содержание низкотемпературных конденсатов, то есть литофильных компонентов, что в новом свете представляет происхождение геосфер и магматических пород (Шкодзинский, 2014, 2015).

При небольшой степени частичного плавления вязкость подплавленных пород является очень большой, что обуславливает невозможность образования магм путем отделения выплавок. Это подтверждается экспериментальными данными (Arndt, 1977) и результатами изучения единственного примера массового частичного природного плавления – зон ультраметаморфизма (Шкодзинский, 1976, 1985). Следовательно, массово используемая гипотеза магмообразования путем частичного плавления является глубоко ошибочной.

Таким образом, современная петрологическая парадигма благодаря математическому идеализму О.Ю. Шмидта основывается на ложных исходных положениях. Это привело к несоответствию ее генетических гипотез природным данным, к противоречию с ними и вследствие этого – к их умозрительности, декларативности и ошибочности. Господствующие генетические представления являются совокупностью мифов о несуществующих процессах. По этой причине огромный труд многих тысяч исследователей, большие затраты сил и средств и накопление новых фактов не приводит к решению многочисленных загадок геологии и порождает сомнения в познаваемости глубинных процессов. Особенно отрицательно это сказывается на решении вопросов прогноза и поиска эндогенных месторождений полезных ископаемых. В этом разделе геологии обычно только использование эмпирических критериев дает

положительные результаты. Многочисленные же взаимоисключающие генетические гипотезы оказываются бесполезными.

Из этого очевидна необходимость разработки новых петрологических представлений на основе парадигмы горячей гетерогенной аккреции Земли. За последние десятилетия автор посвятил этому ряд монографий (Шкодзинский, 1976, 1985, 2003, 2006, 2009, 2012, 2014, 2015). Опубликовано значительное число работ других исследователей по этой проблеме (Рингвуд, 1982; Hofmeister, 1983; Agee, Walker, 1988; Попов, 1990; Федорин, 1991; Huang, 1996; Honda et al., 1998; Snyder et al., 2000 и др.). Тем не менее, вследствие традиционного консерватизма, инерции мышления и, особенно, из-за нежелания признавать ошибочность ранее опубликованных собственных генетических выводов полученные новые результаты широко не используются в литературе. Повсеместное противодействие сторонников старых взглядов делает невозможным публикацию и деловое обсуждение новых результатов в ведущих научных журналах, хотя, казалось бы, публикация таких результатов является их главной задачей. Особенно мешают развитию науки оценка научной деятельности не по сущности и значению полученных результатов, а по формальным критериям – по числу публикаций в «высокорейтинговых» журналах.

По этим причинам внедрение принципиально новых научных результатов обычно затягивается на десятки лет, что иллюстрирует длительная история признания парадигмы тектоники плит в нашей стране, несмотря на относительно быстрое распространение ее за рубежом. В основном новые поколения исследователей, не «отягощенные» использованием старых представлений, способны в полной мере использовать принципиально новые результаты, отрицающие предшествующие взгляды. Быстрая публикация и обсуждение таких результатов могли бы сильно ускорить развитие петрологии.

Для ускорения внедрения новой парадигмы необходимы ее дальнейшее обоснование и разработка. За последние годы получено значительное число новых данных по этой проблеме. В этой монографии автор ставил задачу кратко обобщить все полученные результаты и разработать единую всеобъемлющую систему новых петрологических представлений. В ней впервые широко использованы материалы по геологии планет земной группы, которые позволяют лучше понять природу земных процессов. Приведены доказательства

существования обратного геотермического градиента (уменьшения температуры мантии с глубиной) и невозможности процессов плитной тектоники на ранней стадии геологической эволюции нашей планеты. Рассмотрены роль гетерогенной аккреции в формировании многообразия состава магматических, мантийных и коровых пород. Показана ведущая роль эманационной дифференциации глобального магматического океана в образовании уникальных рудных месторождений на древних платформах. Генетические вопросы решались не путем выдвижения умозрительных предположений, а на базе обобщения имеющихся эмпирических данных и физико-химического анализа полученных результатов. Это обусловило однозначность полученных генетических выводов.

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

ОШИБОЧНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ИСХОДНЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ПЕТРОЛОГИИ

Таковыми положениями являются холодная гомогенная аккреция Земли, однотипность древних и современных геологических процессов и образование магм в результате частичного плавления. В настоящее время получены данные, полностью опровергающие эти положения.

Мантийные свидетельства горячей аккреции Земли

Первые доказательства горячей аккреции были получены для Луны. На ней с помощью сейсмографа, установленного американскими космонавтами, было выявлено присутствие анортозитовой коры мощностью до 100 км. Такая кора могла возникнуть только путем всплывания плагиоклаза в глобальном магматическом океане мафического состава глубиной около 1000 км (Snyder et al., 2000).

На Земле кора в значительной степени сложена осадочными породами. Поэтому эмпирические доказательства существования океана магмы удобнее всего искать в породах верхней мантии. Если подобный океан существовал, то в верхнемантийных породах различного состава должны присутствовать тренды магматического фракционирования. Их изотопный возраст и температура кристаллизации должны уменьшаться в соответствии с последовательностью образования при фракционировании. Анализ многих сотен опубликованных данных по составу, возрасту и температуре кристаллизации мантийных ксенолитов из кимберлитов полностью подтвердил эти предположения.

Как показывает рис. 1, поля соотношения содержания MgO и CaO в дунитах, гарцбургитах, лерцолитах, верлитах и эклогитах из ксенолитов в кимберлитах различных районов мира располагаются вдоль единого тренда. От него ответвляются тренды состава кимберлитов, карбонатитов и лампроитов. Это свидетельствует о том, что породы верхнемантийных ксенолитов возникли из кумулатов мафической магмы, а кимберлиты, карбонатиты и лампроиты – из ее остаточных расплавов. Образование в едином процессе фракционирования объясняет постоянное присутствие этих ксенолитов в кимберлитах и лампроитах. В карбонатитах такие ксенолиты обычно отсутствуют. Как будет показано ниже, это связано с формированием

их путем ликвации остаточных расплавов пикритового слоя магматического океана.

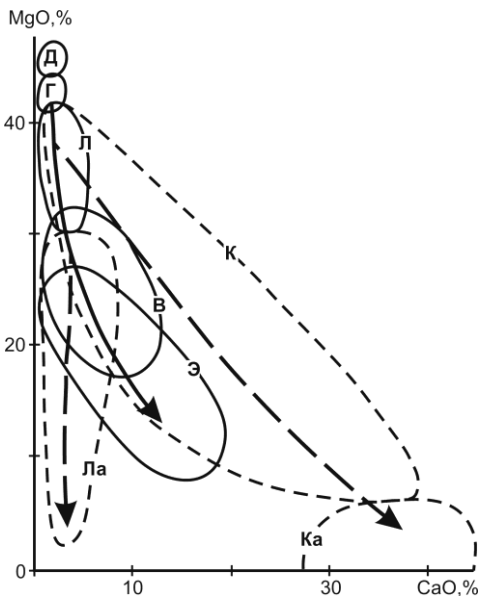


Рис. 1. Соотношение MgO – CaO в мантийных ксенолитах. Поля состава пород: В – вебстеритов, Г – гарцбургитов, Д – дунитов, Л – лерцолитов, Э – эклогитов. Поля состава магматических пород: К – кимберлитов, Ка – карбонатитов, Ла – лампроитов. Стрелки – эволюция состава кумулатов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктирные) (Шкодзинский, 2014).

Рис. 2 иллюстрирует, что составы этих ксенолитов располагаются вдоль единого тренда уменьшения среднего содержания MgO в породах (линия MgO), что подтверждает их формирование в результате процесса магматического фракционирования. Еще более ярко об этом свидетельствует расположение средних изотопных возрастов пород ксенолитов (линия По) и температуры кристаллизации (линия Т) вдоль единых трендов в порядке, полностью соответствующем последовательности их возникновения при фракционировании. Изотопные возрасты включений гарцбургитового, лерцолитового, эклогитового и кимберлитового парагенезисов в алмазах из кимберлитов (линия ВА) также располагаются вдоль единого тренда в последовательности их формирования при фракционировании. Это противоречит широко распространенной гипотезе ксеногенности алмазов в кимберлитах и свидетельствует о возникновении их и остаточных кимберлитовых расплавов при формировании верхней мантии в процессе фракционирования глубинных частей океана магмы. Ниже будут приведены доказательства, что только формирование в

процессе глобального магматического фракционирования позволяет объяснить все особенности кимберлитов и алмазов.

Если кимберлитовые и карбонатитовые расплавы формировались из остаточных расплавов фракционировавших глубинных слоев глобального океана магмы, то количество образовавшихся кимберлитов и карбонатитов должно постепенно увеличиваться в истории Земли.

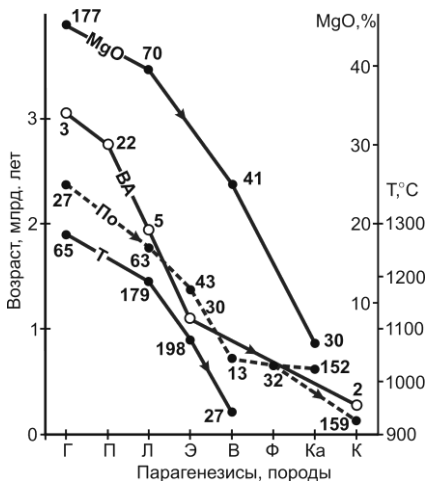


Рис. 2. Средние изотопные возрасты различных мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 5 ГПа (линия Т) и среднее содержание MgO в породах (линия MgO). Состав включений в алмазах и пород: Г – гарцбургитовый, П – перидотитовый нерасчлененный, Л – лерцолитовый, Э – эклогитовый, В – верлитовый и вебстеритовый, Ф – флогопитсодержащие породы, Ка – карбонатиты, Ки – кимберлиты (Шкодзинский, 2014).

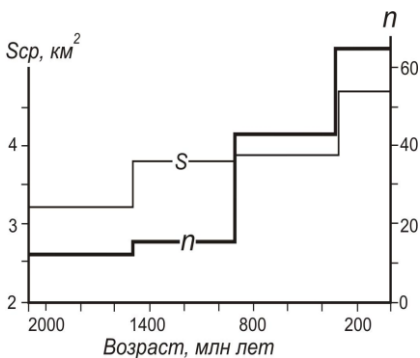


Рис. 3 Увеличение количества (n) и средней площади (Scp) карбонатитовых массивов с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

При этом, вследствие более медленного остывания глубинных мафических частей магматического океана, кимберлиты должны были формироваться в среднем позже карбонатитов. Это полностью подтверждается рисунками 3 и 4. Карбонатиты и кимберлиты в существенном количестве начинали формироваться соответственно

около 1,9 и 0,8 миллиардов лет назад. Число и площадь возникавших тел резко возрастала с течением времени и достигла максимума в последние 0,2 миллиарда лет. Средний возраст кимберлитов составляет 236, а карбонатитов – 688 млн. лет (см. рис. 2).

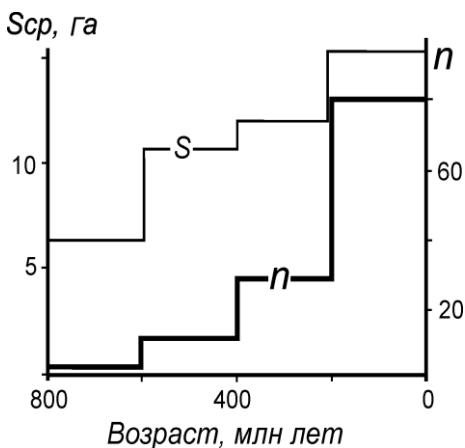


Рис. 4. Увеличение количества (n) и средней площади (Scp) кимберлитовых трубок с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

Коровые признаки горячей аккреции

Если породы верхней мантии имеют четкие признаки формирования в результате глобального магматического фракционирования, то и древнейшие породы кристаллической коры должны были образоваться в результате этого фракционирования. Выполненный анализ (Шкодзинский, 2017) показал, что в процессе кристаллизации глобального магматического океана затвердевшие его верхние части периодически тонули вместе с накопившимися на них осадками. Последние метаморфизовались под влиянием горячего окружения и преобразовывались в метаморфические парапороды. Они аналогичны ксенолитам в магматических породах и поэтому не должны учитываться при реконструкции исходного состава магм комплексов.

Вследствие существования в это время горячей газовой оболочки, обогащенной кислотными эманациями магматического океана, ортопороды подвергались интенсивному кислотному выщелачиванию. Это привело к широкому распространению хемогенных и частично выщелоченных ортопород и к небольшому количеству возникавших в это время терригенных осадков. Поэтому в это время почти не формировались песчаники и алевролиты, широко

распространенные в фанерозое. Вследствие выравнивания рельефа не возникали большие объемы конгломератов.

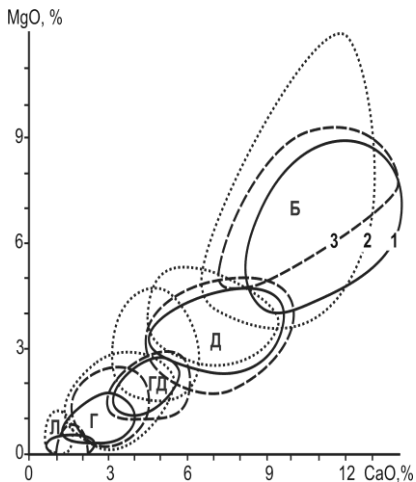


Рис. 5. Положение полей состава различных ортогнейсов и кристаллических сланцев Олекминского (1), Федоровского (2) и Курультинского (3) комплексов Алданского щита вдоль единого тренда магматического фракционирования. Поля: Л – лейкогранитов (73 – 78 % SiO₂); Г – гранитов (68 – 73 % SiO₂); ГД – гранодиоритов (63 – 68 % SiO₂); Д – диоритов (53 – 63 % SiO₂); Б – базитов (44 – 53 % SiO₂). Используются данные (Смелов и др., 2009; Березкин и др., 2015).

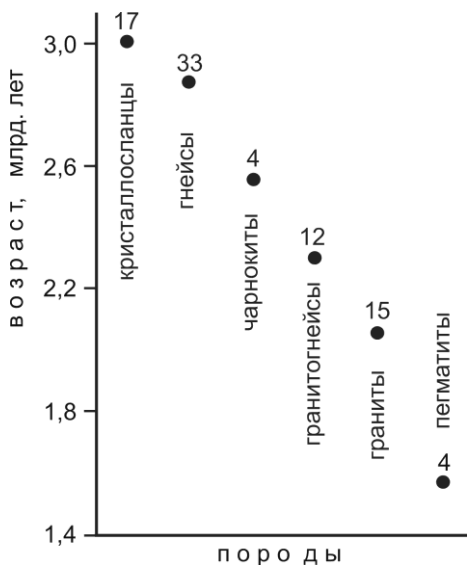


Рис. 6. Уменьшение средних U-Pb и Rb-Sr возрастов различных кристаллических пород Алданского щита в соответствии с последовательностью их формирования при фракционировании магматического океана. Здесь и на других рисунках цифры у точек – число использованных определений. По данным (Смелов и др., 2009; Березкин и др., 2015).

Поэтому к самым ранним породам осадочного и переходного происхождения относятся высокоглиноземистые гнейсы, кварциты и карбонатные породы. Они не должны учитываться при реконструкциях

состава магм, сформировавших раннедокембрийские кристаллические комплексы. Тысячи химических анализов метаморфических пород Алданского щита приведены в недавно опубликованных монографиях (Смелов и др., 2009; Березкин и др., 2015). Этот щит является классическим районом выходов на поверхность раннедокембрийских кристаллических комплексов.

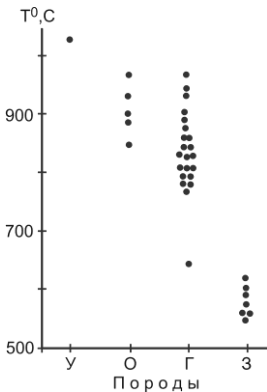


Рис. 7. Уменьшение температуры кристаллизации различных пород Алданского щита в соответствии с последовательностью их формирования. У и О – соответственно ультраосновные и основные кристаллические сланцы, Г – гнейсы, З – породы зеленокаменных поясов. Используются данные (Смелов и др., 2009; Березкин и др. 2015).

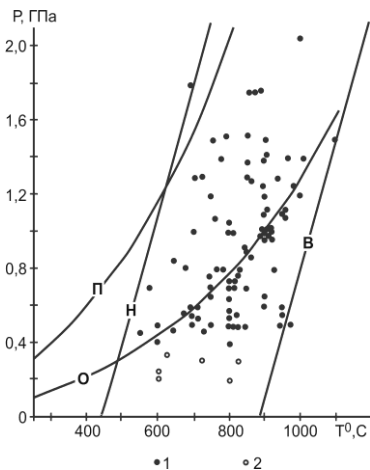


Рис. 8. Соотношение максимальных Т и Р (1) и максимальных Т и минимальных Р (2) при кристаллизации гранулитовых комплексов Европы и Азии. О и П – геотермические градиенты соответственно океанов и древних платформ. В и Н – геотермические градиенты соответственно в начале и в конце процессов кристаллизации магматического океана. Используются данные около 80 тезисов, приведенных в Материалах II Российской конференции “Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя”. Санкт-Петербург, ИП Каталкина, 2007. 407 с.

Как иллюстрируют рис. 5 – 7, в них, также как и в верхнемантийных ксенолитах, различные по составу ортопороды наиболее крупных кристаллических комплексов располагаются вдоль единого тренда магматического фракционирования – от базитов до

лейкогранитов. Изотопный возраст и температура кристаллизации различных по составу пород в среднем резко уменьшаются в полном соответствии с последовательностью их образования при фракционировании.

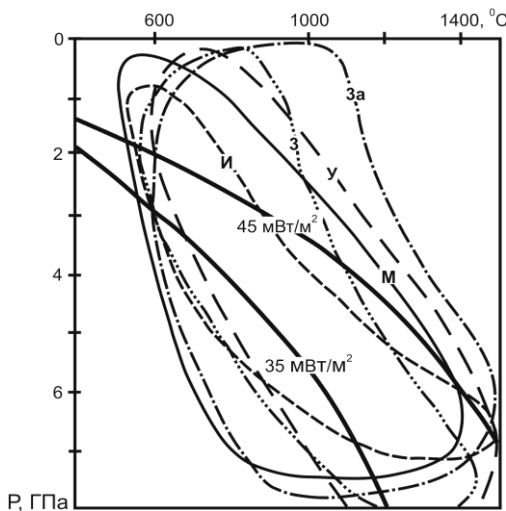


Рис. 9. Проекция полей P-T условий образования ксенокристаллов клинопироксена в кимберлитах в область высокой температуры на земной поверхности. Трубки Заполярная (З), Зарница (За), Мир (М), Интернациональная (И), Удачная (У) (Шкодзинский, 2014).

О существовании глобального океана магмы на Земле особенно убедительно свидетельствуют проекции линий наиболее ранних геотермических градиентов раннедокембрийских кристаллических комплексов (рис. 8) и ксенокристаллов клинопироксенов в кимберлитах (рис. 9) в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 900 – 1000° С). На это указывает и близость древнейших градиентов (3,5 °/км, рис. 8) к адиабатическому градиенту для расплавов (0,3 °/км) и резкие отличия их от современных градиентов (10 – 30 °/км на линиях О и П, рис. 8). Некоторое превышение древнейших градиентов над градиентом для расплавов связано с увеличением основности океана с глубиной. Очень небольшое возрастание температуры с глубиной в древнейших градиентах противоречит распространенному предположению о высокоградиентном метаморфизме раннедокембрийских толщ. Такое ошибочное предположение возникло вследствие того, что при оценке метаморфических градиентов использовалась только определения P-T условий метаморфизма, а температура на земной поверхности принималась близкой к

современной. Как иллюстрируют рис. 8 и 9, на самом деле она была очень высокой.



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

О горячем образовании Земли и существовании на ней глобального океана магмы свидетельствуют также: 1) отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет и кратеров 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 °С) 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) намного более высокое (в десятки – сотни раз) содержание в мантийных и коровых породах накапливающихся в остаточных расплавах легких редких земель по сравнению с хондритами (обычно предполагаемом исходном материале Земли); 11) 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. На рис. 10 удачно показан вид поверхности Земли в период ее горячей аккреции по представлению художника.

Признаки горячей аккреции планет земной группы

В течение и после второй половины прошлого столетия многочисленные космические аппараты достигли поверхности Луны, Марса, Венеры и Меркурия и внешних планет и переслали на Землю многие тысячи удивительно четких снимков. Американские космонавты доставили 385 кг лунных пород. Оказалось, что эти планеты существенно отличаются от Земли. Их поверхности покрыты огромным количеством кратеров, наиболее древние и крупные из которых полузатоплены застывшей лавой. Молодые кратеры не имеют следов такого затопления. На этих планетах нет ясных признаков проявления тектоники литосферных плит, которая определяет современный облик нашей планеты. На Марсе присутствуют вулканы самые крупные в Солнечной системе. Поверхность Венеры покрыта огромным количеством относительно молодых вулканических пород. Природа этих отличий остается неясной. В планетологии, как и в геологии, до сих пор обычно игнорируется существование на ранней стадии эволюции глобальных океанов магмы, хотя вывод о существовании такого океана впервые был получен для Луны. Между тем, его учет позволяет объяснить особенности этих планет, что подтверждает

полученный вывод о горячей аккреции Земли. Поэтому здесь будет рассмотрена природа этих особенностей.



Рис. 11. Лунные моря – затопленные базальтами ранние импактные кратеры на фоне светлой анортозитовой коры ([https://www.google/search?q=Поверхность Луны](https://www.google/search?q=Поверхность+Луны)).

Вследствие расслоенности по составу и возрастания плотности с глубиной остывание магматических океанов не сопровождалось обширной конвекцией (Шкодзинский, 2014). Поэтому их затвердевание происходило сверху вниз и приводило к возникновению перекрывающих твердых литосфер. Вследствие быстрого остывания на небольших планетах, особенно на Луне, перекрывающие океан литосферы возникали очень рано. Это подтверждается присутствием в коре Луне очень древних анортозитов с возрастом 4,5 млрд. лет (Флоренский и др., 1985). Очевидно, что падение последних больших планетезималей протопланетного диска сопровождалось образованием крупных импактных кратеров на формирующихся литосферах, к достижению их дном еще не затвердевших частей магматических океанов и к частичному затоплению их подстилающей магмой. Это объясняет широкое распространение на Луне, Марсе и Меркурии полузатопленных лавами древних импактных кратеров. Наиболее четко они видны на близкой к нам Луне (рис. 11).

Присутствие по геофизическим данным под некоторыми кратерами на Луне плотного вещества (масконов), видимо, обусловлено нахождением остатков крупных скорее всего железных метеоритов. На

рис. 12 приведен полузатопленный древний кратер на Меркурии. При этом поздние мелкие кратеры не затоплены.

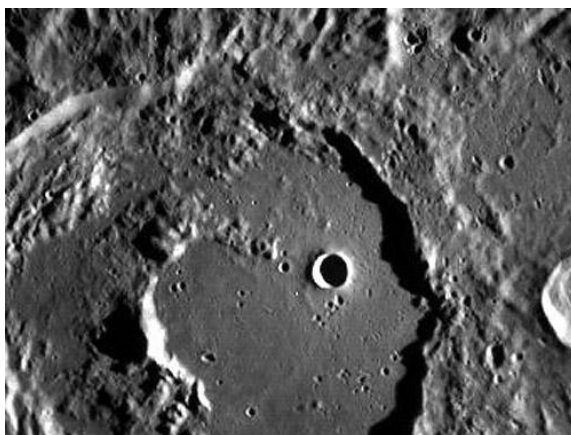


Рис. 12. Затопленный магмой древний крупный кратер на Меркурии, нарушенный мелкими поздними ([https://www.google.ru/search?q=Поверхность Меркурия](https://www.google.ru/search?q=Поверхность+Меркурия)).

Вследствие большого размера и медленного остывания Земли затвердевание верхней части ее океана магмы происходило относительно поздно. Поэтому во время захватившей все планеты гигантской метеоритной бомбардировки 4,5 – 3,8 млрд. лет назад планетизимали выпадали на еще покрытую расплавом поверхность, на которой импактные кратеры не могли сохраняться. Это объясняет казавшееся загадочным отсутствие на Земле следов этой бомбардировки и пород древнее 4 млрд. лет.

На Венере установлено существование 300 – 500 млн. лет назад грандиозного явления – полного обновления ее поверхности в результате массового излияния лав. Это должно быть обусловлено постепенным уплотнением остывавшей литосферы и снижением плотности подстилавших расплавов магматического океана вследствие накопления в них расплавофильных компонентов (щелочей, кремнекислоты, глинозема) в результате процессов фракционирования. Вследствие этого расплавы частично изливались на поверхность литосферы. Значительно больший размер Венеры (радиус 6052 км) по

сравнению с Марсом (3386 км), Меркурием (2439 км) и Луной (1723 км) обусловили более медленное ее остывание, длительное сохранение в ней остатков магматического океана и поэтому позднее проявление на ней процессов затопления расплавами.

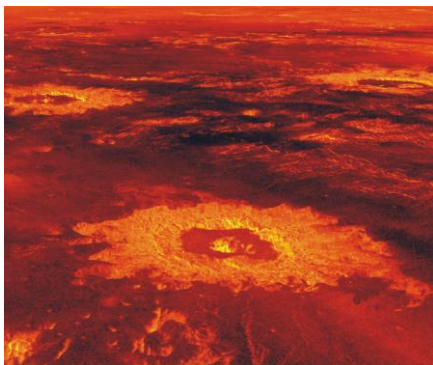


Рис. 13. Тессеры – потоки лавы вокруг вулканов на Венере ([https://www.google.ru/search?q=Поверхность Венеры](https://www.google.ru/search?q=Поверхность+Венеры))

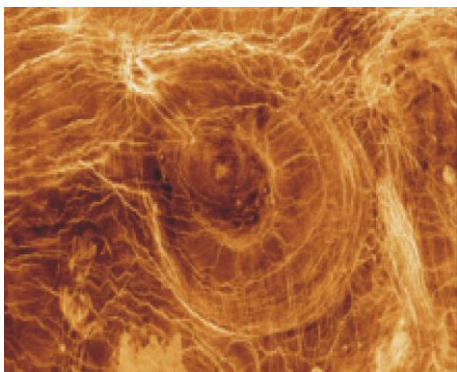


Рис. 14. Арахноид – кальдера проседания вокруг вулкана на Венере ([https://www.google.ru/search?q=Поверхность Венеры](https://www.google.ru/search?q=Поверхность+Венеры))

На Земле такие массовые процессы затопления не происходили, так как верхняя часть ее литосферы сложена относительно легкой кислой кристаллической корой, которая не могла глубоко погружаться в магматический океан. Образование этой коры обусловлено большим масштабом фракционирования магматического океана вследствие большого размера Земли (экваториальный радиус 6371 км). Растекание в различные стороны лав из многочисленных вулканов вызвало формирование характерных для Венеры тессеров (рис. 13) –

венцеподобных зубчатых овалов, окаймляющих крупные вулканы. Опускание литосферы на место излившейся лавы объясняет возникновение арахноидов (рис. 14) – сети овальных и радиальных тектонических разломов и деформированных пород вокруг вулканических куполов.



Рис. 15. Следы пересохшей реки на Марсе ([https://www.google.ru/search?q=Поверхность Марса](https://www.google.ru/search?q=Поверхность+Марса)).



Рис. 16. Слоистые породы на Марсе ([https://www.google.ru/search?q=Поверхность Марса](https://www.google.ru/search?q=Поверхность+Марса)).

На Марсе поверхность южного полушария примерно на 2 км выше северного и содержит значительно больше импактных кратеров. Это свидетельствует о большей ее древности. Литосфера северного полушария на ранней стадии эволюции Марса, видимо, была затоплена расплавами магматического океана вследствие ее меньшей мощности и

повышенной плотности. Очевидно, что кристаллизация огромных объемов магматических океанов должна была сопровождаться выделением из них большого количества летучих компонентов, которые формировали на ранней стадии эволюции планет достаточно плотные атмосферы. Выделение из океанов большого количества тепла обусловило относительно высокую температуру атмосфер и существование воды в жидком состоянии. Это объясняет присутствие на Марсе многочисленных русел пересохших рек (рис. 15) и озер, слоистых осадочных пород (рис. 16) и гидроокислов железа, сформировавшихся в присутствии воды.

Позже, вследствие небольшой силы гравитационного притяжения на Марсе (ускорение силы тяжести $3,771 \text{ м/сек}^2$), легкие газы постепенно терялись в космическое пространство, а температура поверхности понижалась. Замерзшие водоемы перекрывались слоем пыли и вода сохранилась только в виде льда в толщах пород, на дне глубоких кратеров и в снежных шапках на полюсах. При извержениях вулканов и падениях метеоритов лед, захороненный в толщах пород, таял под влиянием выделявшегося тепла с формированием временных водотоков. Это объясняет существование на Марсе многочисленных каньонов и оврагов.

Таким образом, главные особенности планет земной группы свидетельствуют о существовании на них глобальных океанов магмы и хорошо объясняются их существованием. Это подтверждает данные о присутствии такого океана на Земле и горячую ее аккрецию.

Признаки гетерогенной аккреции Земли

По современным данным Солнечная система образовалась в результате сжатия газовой-пылевой облака под влиянием гравитационных сил. Сжатие приводило к его адиабатическому разогреву. 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 %).

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).

Протопланетный 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.

Существование железных метеоритов группы IVB, очень богатых высокотемпературным иридием (температура конденсации 1480K при 10^{-4} бар; Фегли, Пальме, 1991) и очень бедных низкотемпературным германием (800K; Smyth et al., 1989) указывает на слипание частиц железа при очень высокой температуре на ранней стадии эволюции протопланетного диска. Следовательно, уже на высокотемпературной стадии остывания протопланетного диска формировались железно-металлические тела астероидного размера.

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 1349К) после достижения ими температуры Кюри (1043К 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.

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. 17 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.

Это наглядно демонстрирует ведущую роль магнитных сил в аккреции металлических тел и свидетельствует о том, что аккреция была гетерогенной. 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. В них сформировались соответственно внешние преимущественно газовые планеты и каменные планеты земной группы.



Рис. 17. Соотношение температуры конденсации и нормированного к углистым хондритам среднего содержания элементов-примесей в железных метеоритах (Сж/Су). 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).

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 (планетезимальями).

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 ($^{53}\text{Mn} - ^{53}\text{Cr}$) 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 (до 22 т), иногда присутствующие в траппах, 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 отдельной аккрецией железа 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. 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.

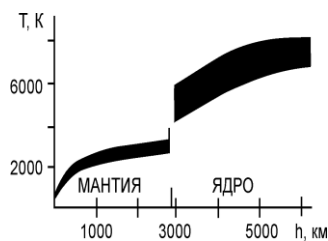


Рис. 18. Скачок температуры на современной границе ядра и мантии по геофизическим данным (Bukowski, 1999).

Тепловыделение при процессах аккреции было прямо пропорциональным квадрату радиуса падавших тел за счет резкого сокращения удельных теплотерь 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 теплотерям 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° C. В результате

теплопередачи в мантию температура ядра за всю историю Земли снизилась на 228 °.

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 ° С, а Буковинским (Bucowinskii, 1999) – в 700 – 3000К (рис. 18). Существование этого скачка температуры является важным доказательством ранней быстрой аккреции земного ядра под влиянием магнитных сил. По Hf-W изотопным данным оно возникло не позже чем через 30 млн. лет после начала образования Солнечной системы (Yin et al., 2002).

Невозможность образования магм путем частичного плавления

Как отмечалось, в случае холодной аккреции Земли, единственно возможным механизмом образования магм является плавление пород в земных недрах. Плавление должно быть частичным, так как природные магмы содержат значительно больше расплавофильных литофильных компонентов, чем исходные преимущественно ультраосновные породы мантии. По имеющимся оценкам (Грин, Рингвуд, 1966; Грин, 1973) степень их частично плавления должна составлять от 0,1 до 15 – 20 %. Но при таком небольшом содержании расплава вязкость содержащих его пород очень велика, что препятствует отделению расплавов.

Она может быть оценена с помощью формул Эйнштейна-Рошке (Shaw, 1969; Лебедев, Хитаров, 1979)

$$\eta_c/\eta_{ж} = (1 - 1,35\Phi)^{-2,5} \quad (1)$$

$$\eta_c/\eta_{ж} = (1 - \Phi)^{-2,5} \quad (2).$$

В них η_c и $\eta_{ж}$ – вязкости соответственно суспензии и жидкости; Φ – объемное содержание жестких шаров одинакового (1) и неодинакового (2) размера. Расчеты по этим формулам показали, что при содержании расплава менее 20 % вязкость суспензий должна быть более 10^{19} пуаз (рис. 19), а с учетом присутствия большого количества сросшихся кристаллов – еще выше. Это согласуется с тем, что вязкость астеносферы с содержанием 6 % пикритового расплава оценивается в $10^{20} - 10^{21}$ пуаз (Shaw, 1969).

Расчет по формуле Стокса

$$W = 2 \Delta\rho g R^2 / 9\eta \quad (3)$$

показывает, что при разности плотностей вмещающей среды и расплава $\Delta\rho = 0,6 \text{ г/см}^3$ скорость всплывания капле расплава радиусом 1 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 5 млрд. лет ($1,575 \cdot 10^{17}$ сек), то есть за всю историю существования Земли, капля всплывет всего на $1,3 \cdot 10^{-18} \cdot 1,575 \cdot 10^{17} = 0,2 \text{ см}$. Очевидно, что этого совершенно недостаточно для образования магм всплывавшими расплавами, что отмечал еще Ю.М. Шейнман (1963).

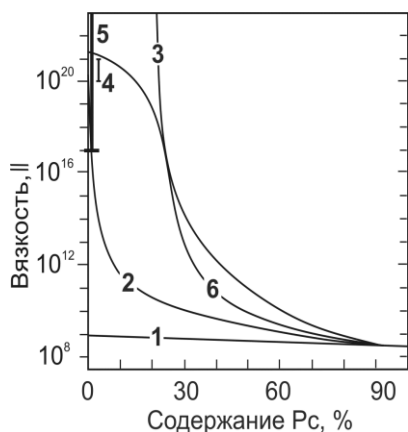


Рис. 19. Вязкость кислых магм: 1 – стекла, 2 и 3 – рассчитанная по формуле Эйнштейна-Рошке при одинаковых и неодинаковых размерах твердых шаров, 4 – астеносферы, 5 – земной коры, 6 – предполагаемая вязкость (Шкодзинский, 1985).

Этот полученный в результате расчетов вывод полностью подтверждается экспериментальными данными. Плавление Н. Арндтом (Arndt, 1976) шпинелевых лерцолитов показало, что расплав начинает отделяться при содержании его более 40 % после разрушения в породах кристаллического каркаса.

В связи с трудностями, существующими при объяснении механизма отделения расплава из слабо подплавленных пород, Н. Слип (Sleep, 1974) и Н. Арндт (Arndt, 1977) на основании формулы Дарси

$$U = \mathbf{V} \Delta\rho g \quad (4),$$

(где U – скорость просачивания, \mathbf{V} – коэффициент проницаемости, зависящий от геометрии каналов, $\Delta\rho$ – разность плотностей среды и расплава, g – ускорение силы тяжести) предположили, что расплав может отделяться по межзерновым каналам в подплавленных породах. Однако, с этим предположением нельзя согласиться, поскольку в полиминеральных породах, находящихся в мантии при высоком

давлении, не могут существовать протяженные межзерновые каналы. Кроме того, формула Дарси не позволяет учесть, что в геологических условиях скорость просачивания будет лимитироваться не только трением расплава о стенки гипотетических каналов, но скоростью деформации кристаллического каркаса в областях обеднения и обогащения расплавом. Это обусловлено тем, что вязкость кристаллического каркаса несоизмеримо выше (в $10^{12} - 10^{14}$ раз) вязкости расплава. Учет же вязкости каркаса приводит к использованию в той или иной форме формулы Стокса и к приведенному выше расчету.

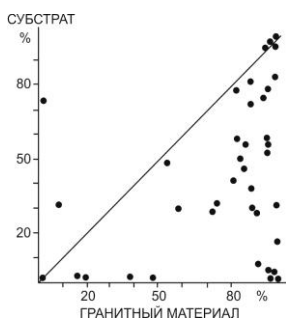


Рис. 20. Соотношение доли безводных минералов в темноцветной составляющей субстрата и рассеянного гранитного материала в парагнейсах (Шкодзинский, 1976)

В природе существуют гигантские области слабо подплавленных пород, изучение которых имеет прямое отношение к решению проблемы генезиса магм. К ним относятся раннедокмбрийские кристаллические комплексы, в которых постоянно присутствуют различные по размеру гранитные тела. Отсутствие подводящих каналов к ним в первой половине прошлого века чаще всего связывали с их образованием в результате гипотетического просачивания гранитизирующих растворов, которые приносили гранитофильные и выносили гранитофобные химические компоненты. Однако, в последнее время от этих представлений почти отказались вследствие отсутствия в природе зон базификации, куда должны были бы выноситься гранитофобные компоненты, и вследствие многоминеральности гранитизированных пород, указывающей на инертное поведение всех химических компонентов, даже воды, при процессах образования (Шкодзинский, 1985).

В настоящее время наиболее распространенными являются представления о формировании гранитных тел зон

ультраметаморфизма путем частичного плавления метаморфических пород. Процессы плавления парагнейсов называются анатексисом, ортогнейсов – палингенезом. После отказа от взглядов о метасоматическом происхождении ультраметаморфических пород интерес к их изучению угас. В последнее время почти не публикуются работы по этой тематике.

Автор посвятил около десяти лет исследованию ультраметаморфических пород на примере Алданского щита, частично Приладожья и Прибайкалья (Шкодзинский, 1976, 1985). Эти исследования выявили значительное число ранее неизвестных явлений. Оказалось, что процессы мигматитообразования в парагнейсах и ортогнейсах кардинально различаются. Для гранитного материала парагнейсов характерно преобладание в темноцветной составляющей безводных минералов – граната, гиперстена, кордиерита (рис. 20). Составы минералов в субстрате и рассеянном гранитном материале близки и изменяются сопряженно. При этом железистость темноцветных минералов в гранитном материале, судя по химическим анализам, чаще всего на 1 – 2 % ниже, чем в субстрате (рис. 21). Это подтверждается обычно несколько пониженным показателем преломления граната в гранитном материале (рис. 22).

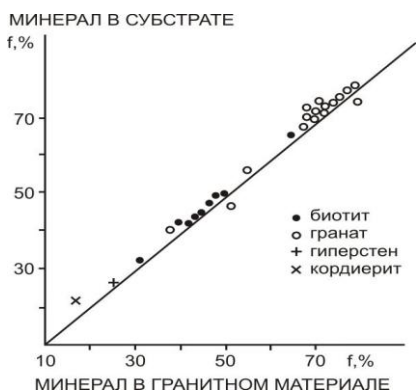


Рис. 21. Пониженная железистость темноцветных минералов в анатектическом жильном материале по сравнению с субстратом в мигматитах Алданского щита (Шкодзинский, 1976).

Последнее явление выглядит парадоксальным, так как железистые разновидности темноцветных минералов являются более легкоплавкими, чем магнезиальные. Поэтому при анатектическом генезисе гранитного материала железистость темноцветных минералов в гранитном материале, казалось бы, должна быть выше. Это явление указывает на то, что природное плавление в парагнейсах отличается от

экспериментального. Последнее обычно производится при избытке воды.

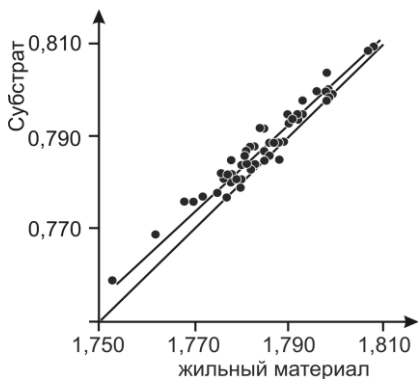
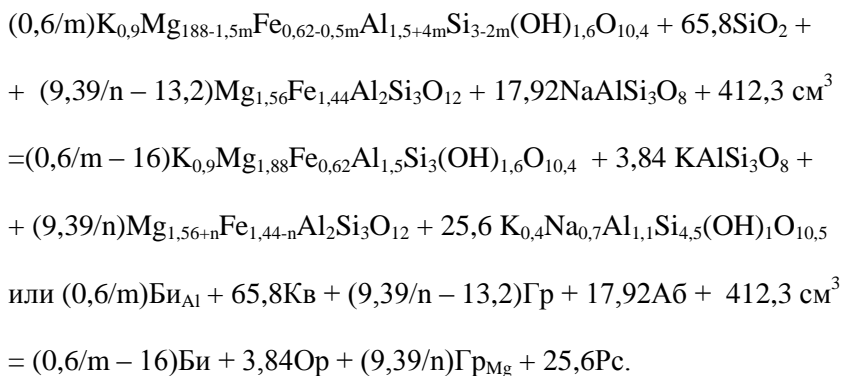


Рис. 22. Пониженный показатель преломления граната в анатектическом жильном материале мигматитов Алданского щита (Шкодзинский, 1976).

В парагнейсах нет существенного количества флюидной фазы. Поэтому необходимая для относительно низкотемпературного плавления вода заимствовалась из биотита в результате образования из него безводных минералов, в первую очередь граната. Это иллюстрирует реакция в парагнейсах с ассоциацией биотит (Би) + гранат (Гр) + плагиоклаз (Пл) + ортоклаз (Ор) + кварц (Кв)



Здесь m и n – величина изменения соответственно глиноземистости биотита и магнезиальности граната.

Как иллюстрирует реакция, при плавлении уменьшается количество биотита и формируется менее железистый гранат. То есть, плавление было инконгруэнтным. Новообразованные минералы

преимущественно кристаллизовались в среде расплава, так как в нем существовали более благоприятные условия для роста кристаллов, чем в твердофазном субстрате. Это объясняет более высокую долю и пониженную железистость граната в гранитном материале парагнейсов по сравнению с субстратом.

Вода при плавлении является виртуальным инертным компонентом, количеством ее определяется содержание возникшего гранитного расплава при небольшом количестве биотита в породах. При большом его количестве, то есть в меланократовых парагнейсах, степень плавления должна лимитироваться недостатком легкоплавких минералов – кварца, ортоклаза, плагиоклаза. Это подтверждает рис. 23. Он иллюстрирует, что количество гранитного материала возрастает с увеличением содержания биотита в парагнейсах примерно до 12 – 15 %. При большем его содержании количество гранитного материала уменьшается.

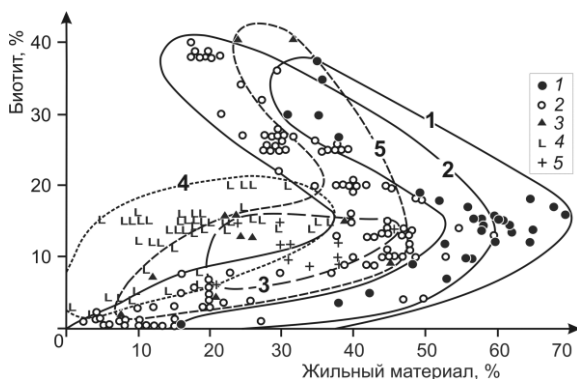


Рис. 23. Соотношение процентных содержаний биотита в субстрате и анатектического жильного материала в мигматитах рек Сутам (1), Гонам, Учур (2), Алдан, Ыллымах (3), Олекма (4) Алданского щита и северо-западного Приладожья (5).

Судя по расчетам по 13 парам сосуществующих минералов в биотит-гранатовых парагнейсах, средняя температура образования гранитного материала составляла 704° , а ассоциирующегося субстрата – 699° (Шкодзинский, 1976). То есть, в гранитном материале она в среднем на 5° выше, чем в субстрате. Это подтверждает преимущественную кристаллизацию в гранитном материале твердофазных продуктов инконгруэнтного плавления.

В ортогнейсах эти тенденции отсутствуют. Гранитные обособления в них обычно содержат только один темноцветный минерал биотит, даже если в субстрате присутствуют гиперстен, гранат, роговая обманка. Часто в них вообще отсутствуют темноцветные минералы, изредка в гранитных обособлениях содержится небольшое количество мусковита. Плаггиоклаз в них обычно на 5 – 15 номеров более кислый, чем в субстрате (рис. 24). Все это вполне определенно указывает на то, что температура образования гранитного материала в них была несколько ниже, чем субстрата. Из этого следует, что они образовались не в результате плавления, а путем кристаллизации остаточного расплава. Это полностью согласуется с существованием трендов магматического фракционирования в ортогнейсах (см. рис. 5) и, следовательно, с формированием их из кристаллизовавшихся расплавов глобального магматического океана. Кристаллизация происходила в процессе конвективного течения расплавов, что обусловило возникновение гнейсовидных текстур и бластических структур. И только самые последние остаточные расплавы обособливались в почти твердых породах после прекращения процессов течения, что привело к возникновению гранитных обособлений чаще всего с массивной текстурой.

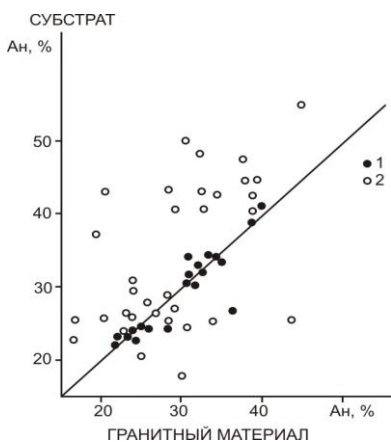


Рис. 24. Соотношение основности плаггиоклаза в ассоциирующемся субстрате и рассеянном гранитном материале (1) и в крупных телах гранитов (2) в мигматитах Алданского щита (Шкодзинский, 1985).

Как будет показано ниже, содержание ортогнейсов во многих кристаллических комплексах (например, в Олекминском на Алданском щите) достигает почти 100 %. Поэтому главная масса мелких гранитных тел в раннедокембрийских кристаллических комплексах и

все крупные образовались не путем плавления, а в результате фракционирования магматического океана. Господствующие представления о массовом развитии процессов частичного плавления в раннедокембрийских комплексах являются глубоко ошибочными и основаны на поверхностном подходе к изучению зон ультраметаморфизма.

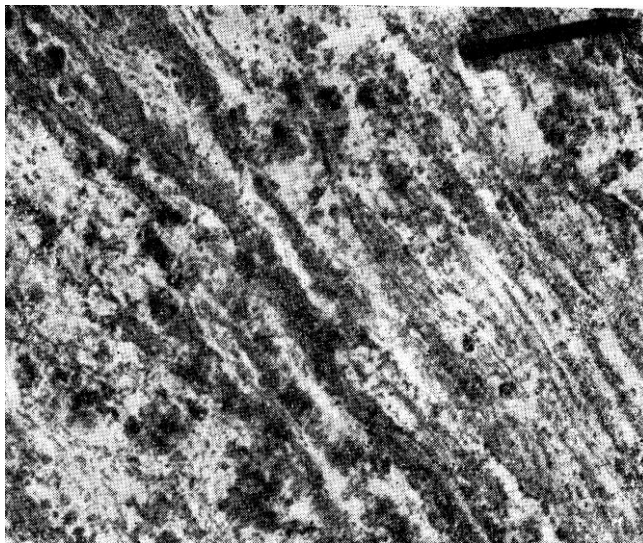


Рис. 25. Биотит-гранат-кордиеритовый мигматит с гранатом в жильном материале. Р. Алдан в 2 км ниже устья р. Нимгеркан.

Необходимо рассмотреть, приводило ли частичное плавление в парагнейсах к обособлению выплавов и к образованию гранитных магм. Как иллюстрирует рис. 25, гранитные обособления в них распространены равномерно. Это обусловлено тем, что количество анатектического расплава в парагнейсах обусловлено их составом, особенно содержанием в них воды. В однородных по составу телах в каждой их части формировалось одинаковое его количество. Гранитные тела содержатся только в пределах тел парагнейсов и не выходят за их пределы во вмещающие породы. Это отражает прямолинейность средних линий соотношений последовательных сумм мощностей тел субстрата и гранитного материала в парагнейсах одинакового состава на рис. 26. Такое явление указывает на отсутствие

заметных механических перемещений данного материала. При его образовании химические компоненты чаще всего перемещались путем диффузии на расстояние в первые сантиметры. Почти полное совпадение результатов параллельных замеров на расстоянии в первые метры подтверждает отсутствие механических перемещений гранитного материала даже при содержании его более 40 % (линия 1).

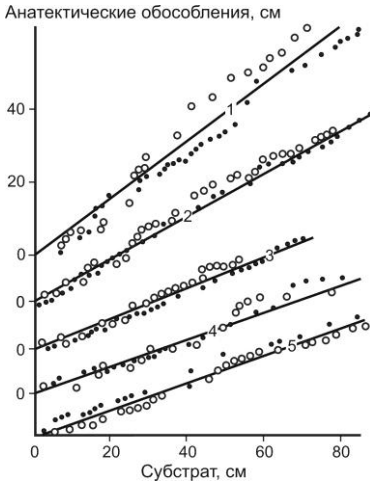


Рис. 26. Соотношение последовательных сумм мощностей тел анатектического материала и субстрата в биотит-гранатовых мигматитах р. Амедици Алданского щита. 1 – 4 – номера серий замеров.

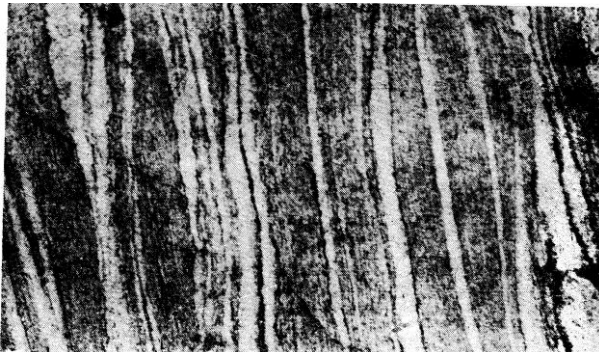


Рис. 27. Ортогнейс с остаточно-магматическими обособлениями. Р. Чуга Алданский щит.

Это однозначно подтверждает полученный на основании расчетов и экспериментальных данных вывод о невозможности

отделения выплавки в слабо подплавленных породах и формирования из них магм. Удивляет, что основополагающая гипотеза петрологии, магообразования путем частичного плавления, не была обоснована ни анализом природных, ни экспериментальных и физико-химических данных, несмотря на длительное массовое ее использование.

Присутствующие в ортогнейсах тела биотитовых гранитов или аляскитов обычно также распространены равномерно в случае однородности их состава (рис. 27). Это обусловлено накоплением одинакового количества остаточных расплавов в каждом участке кристаллизовавшихся кислых магм.

Выводы

Таким образом, о фракционировании глобального океана магмы и горячей аккреции Земли свидетельствуют существование трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах и ортогнейсовых комплексах, уменьшении изотопных возрастов и температуры кристаллизации их пород в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании. На это указывают проекции древнейших геотермических палеоградиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 900 – 1000 °) и близость этих палеоградиентов к адиабатическим градиентам для расплавов. Это подтверждается затопленностью магмами древних импактных кратеров на планетах земной группы, признаками интенсивного магматизма и существования повышенной температуры на поверхности на раннем этапе их эволюции. Скачкообразное уменьшение содержания в железных метеоритах элементов с температурой конденсации ниже точки Кюри для железа и резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом однозначно указывают на гетерогенный характер аккреции Земли. Результаты детального изучения мигматитов и физико-химические расчеты свидетельствуют о невозможности образования магм путем отделения расплава из слабо подплавленных глубинных пород. Данные, которые будут приведены ниже, полностью подтверждают эти выводы. Не существует ни одного факта, который противоречил бы им.

РАССЧИТАННАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Недостатки опубликованных моделей

Полученные доказательства горячей аккреции Земли свидетельствуют о необходимости разработки детальной модели образования, кристаллизации и фракционирования глобального магматического океана для решения разнообразных генетических проблем петрологии. За последние полвека после установления признаков горячего образования Луны 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 относятся к концепции магматического океана, так как она требует слишком радикального пересмотра длительно укоренившихся 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» ничего не дает для решение дискуссионных геологических проблем.

Предложенные модели лунного океана однородного хондритового состава (Taylor, Vence, 1975; Ringwood, Kesson, 1977 др.) мало применимы для земного, вследствие примерно в 6 раз большей силы тяжести на Земле, большего ее размера и несколько иного состава. В предыдущих монографиях автора (Шкодзинский, 2012, 2014, 2015) подробно рассмотрены разработанные различными исследователями (Рингвуд, 1982; Hofmeister, 1983; Agee, Walker, 1988; Попов, 1990; Федорин 1991; Honda et al., 1998) модели земного океана.

Главным недостатком опубликованных моделей является неучет синаккреционной стадии его образования и связанная с этим 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 химической гетерогенности мантии и генезис различных мантийных магм, хотя процессы фракционирования магматического океана, вследствие их глобальности и реальности, являются наиболее перспективными для объяснения.

Предложенные модели лунного магматического океана не дают ответа на вопрос о происхождении наиболее молодых «морских» базальтов и некоторых особенностей глубинного строения Луны. Все они, как и модели земного океана, 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 тепловыделения при распаде короткоживущих изотопов (^{146}Sm , ^{129}I , ^{205}Pb , ^{107}Pd , ^{53}Mn , ^{26}Al) и вследствие импактного разогрева 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 теплотерь 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 (Шкодинский, 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 постааккреционного 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. 28) 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

Очень важно учесть имеющиеся геологические данные при разработке модели земного магматического океана. Неучет этих данных при выборе исходных параметров разрабатываемых планетологами моделей является главной причиной противоречий полученных моделей друг с другом и с геологическими фактами. 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.

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.

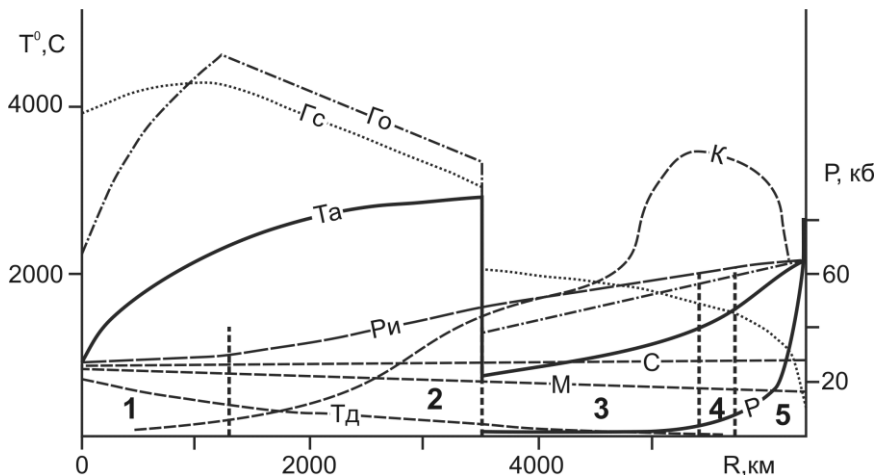


Рис. 28. Эволюция главных физических характеристик Земли при ее образовании: температуры поверхности при аккреции, по В.С. Сафронову (С), А.Е. Рингвуду (Ри), Кауле (К) и по разработанной модели (Та); температуры протопланетного диска в окрестностях формирующейся Земли по А.Б. Макалкину (М) (Рингвуд, 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).

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 показали расчеты (Шкодзинский, 2014), низкобарическое фракционирование такого объема пиролитовой 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 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 постаккреционного земного магматического океана примерно соответствует средней мощности современной литосферы древних платформ. Поэтому можно предположить, что вещество последней сформировалось в основном в постаккреционную 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 потухших 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 постаккреционного океана со средней глубиной около 240 км.

Ниже будут приведены данные о том, что приуроченность наиболее высокоалмазоносных кимберлитов к областям, удаленным 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 постаккреционного магматического океана в 240 км соответствует температура на его поверхности около 1996 °С, что отражает правый конец кривой **Ta** на рис. 28. На этом рисунке кривая **Гo** показывает геотермический градиент на Земле после завершения процессов ее аккреции. Он рассчитан на основе линии температуры аккреции **Ta** 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 (Шкоджинский, 2003).

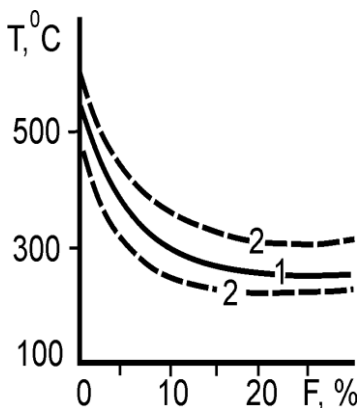


Рис. 29. Равновесное содержание фаялита (F) в оливине (1 – среднее, 2 – область неопределенности) в зависимости от температуры конденсации его в протопланетном диске (Grossman, 1972). При среднем содержании фаялита в мантийном оливине 12 % аккреция мантии должна была происходить при температуре в протопланетном диске в окрестностях Земли ниже 280 °C.

Кривая Тд приближенно отражает эволюцию температуры в протопланетном диске в окрестностях Земли по мере аккреции 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 аккреции ядра и началу аккреции 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. 29). Слипаться он должен был при несколько более низкой температуре.

Магнетит имеет температуру конденсации около 130 °C, поэтому в протопланетном диске он, видимо, образовался в период аккреции 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. 28), 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.

Возникновение и фракционирование синаккреционного магматического океана

Как иллюстрирует кривая эволюции температуры аккреции T_a на рис. 28, падавшее вещество разогревалось в результате импактного тепловыделения в среднем до температуры порядка 800 – 1000 °С, плавилось и формировало на расплавленном внешнем ядре силикатный магматический океан. Глубина его при принятой кривой эволюции давления на его дне (линия Р) 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 $\Delta T = \kappa \Delta H / 100\% C = 80\% \cdot 90 \text{ кал/г} : [100\% \cdot 0,3 \text{ кал/(г·°С)}] = 240$ °. 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 сконденсироваться в протопланетном диске. 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. 28). 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 степени кристаллизации, 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 пиролитовые 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 $8 \cdot 10^{-8}$ см²/сек (Эпельбаум и др., 1978). В этом случае за год ($3,16 \cdot 10^7$ сек) он может диффундировать на расстояние менее 1 см. За это же время капли новообразованного в результате аккреции на поверхности магматического океана пиролитового расплава радиусом 1 м, в соответствии с формулой Стокса для жидкостей опустились в кислом расплаве на $1,45 \cdot 10^4$ 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. 28), 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 пиролитовой 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 пиролитовой 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. 28) 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. Поэтому и в связи с выпадением более низкотемпературных конденсатов протопланетного диска 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 постааккреционном 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. 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 магнезия – более 40 % (Шкодзинский, 2014).

Фракционирование постааккреционного магматического океана

Таким образом, после завершения основных процессов аккреции и роста Земли ее поверхность была покрыта расслоенным по составу магматическим океаном со 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 постааккреционный. Если при аккреции главной причиной кристаллизации магматического океана был рост давления нагрузки 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 (см. рис. 2) или через 1,5 – 2,0 млрд. лет после завершения аккреции. Это убедительно подтверждает затвердевание постаккреционного 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 протокоры 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. Высокобарическое 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 полузатвердевших высокощелочных пород различной основности, в частности, кимберлитовых, карбонатитовых и лампроитовых по составу, послуживших источниками соответствующих магм.

Длительность кристаллизации постагрегационного 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 возрастала с глубиной равномерно, то конвекция в нем вообще не возникала, так как при величине коэффициента объемного расширения магмы 10^{-4} 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 мало отличались от нее 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 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 теплопроводности, $\text{erfc}(u)$ –

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. 30, 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.

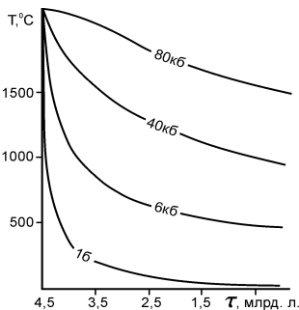


Рис. 30. Динамика снижения температуры в результате остывания в придонном (линия 80 кб) и в промежуточных по глубине слоях (40 и 6 кб) в постаккреционном магматическом океане и на земной поверхности (линия 1б).

Появление в зеленокаменных толщах конгломератов свидетельствует, видимо, о снижении температуры газово-паровой оболочки ниже 374° . 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° ; 3,2 млрд. лет назад – 70° , а 1,2 млрд. лет назад – 52° (Михайлов, 1985). В современный период средняя температура земной поверхности принята равной 15° .

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 P-T 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° , а в среднем для океана составляла 2050° .

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 для расплава и образующейся твердой оболочки равной в среднем $0,45 \cdot 10^{-6}$ 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 % (Bukowinski, 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°C (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 (Bukowinski, 1999). Поэтому предполагаем величину радиогенного разогрева средних и нижних частей магматического океана в 100 раз меньшей, чем верхнего слоя.

Расчеты проводились на основании вычисленной А.И. Пеховичем и В.М. Жидких (1976) зависимости между числом Фурье Fo и параметром температуры θ (рис. 31), 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. 30. Она иллюстрирует, что к концу протерозоя (570 млн. лет назад) на дне магматического океана температура снизилась с 2104 ° до 1540 °С.

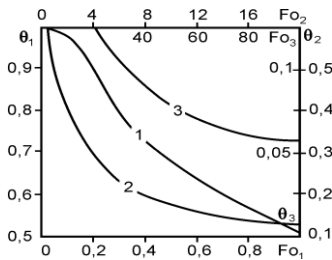


Рис. 31. Зависимость параметра температуры θ от критерия Фурье Fo для случая остывания полуограниченного плоского тела (Пехович, Жидких, 1976).

Таблица 1

Исходные данные и результаты расчетов длительности остывания

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; T_m – температура магмы или продуктов ее кристаллизации.

Полученная величина примерно соответствует температуре образования минералов в наиболее глубинных 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.

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.

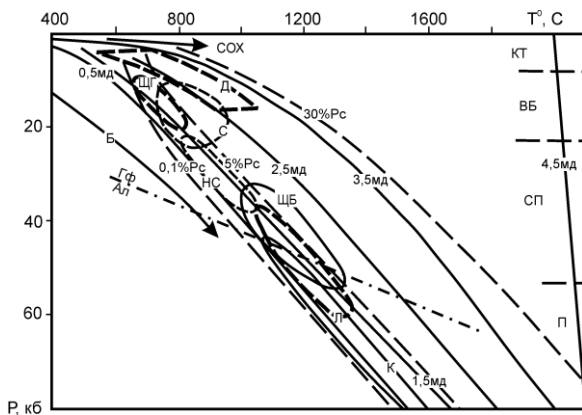


Рис. 32. Распределение температуры в постаккреционном магматическом океане на различных этапах (4,5; 3,5; 2,5; 1,5 и 0,5 млрд. лет назад) кристаллизации. 0,1% Rс и др. – изоконцентраты расплава. Поля: КТ, ВБ, СП и П – слои магматического океана со средним составом соответственно кварцевого толеита, высокоглиноземистого базальта, субщелочного пикрита и перидотита; Д – P-T 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.

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. 2). 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. 32. 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 раннедокембрийских комплексов располагаются между кривыми Р-Т, существовавшими в магматическом океане примерно 3,5 и 1,8 млрд. лет назад. Это близко к с наиболее распространенным изотопным возрастам докембрийских метаморфических комплексов (рис. 33), 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.

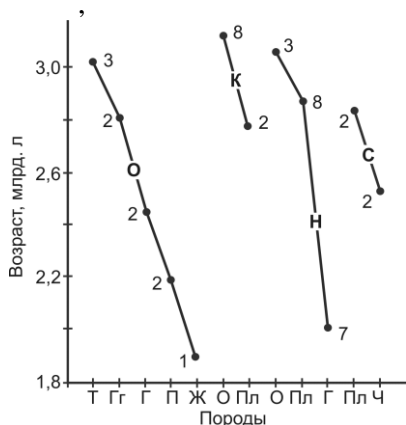


Рис. 33. Средний изотопный возраст различных пород Олекминского (О), Курультинского (К), Нимнырского (Н) и Сутамского (С) кристаллических комплексов Алданского щита. Породы: Т – тоналиты, Гг – гранитогнейсы, Г – граниты, П – пегматиты, Ж – жильный материал мигматитов, О – кристаллосланцы, Пл – плагиогнейсы, Ч – чарнокиты. Числа у точек – количество определений. Использованы данные (Смелов и др., 2009; Березкин и др., 2015)

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 (Voettcher 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-ультрасновных 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. 3, 4) и средняя и суммарная занимаемая ими площадь на современном зрелищном 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. 3 и 4 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 площадью 15,5 и 1214,5 га для возрастов 0,2 – 0 млрд. лет (см. рис. 4). 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).

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 (Шкодзинский, 2014).

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. 34). 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 карбонатитами и с большей глубиной их образования.

Монотонно 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. 33). 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.

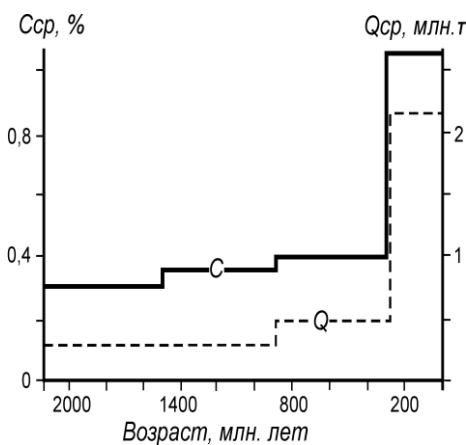


Рис. 34. Возрастание среднего содержания ($C_{ср}$) и запасов ($Q_{ср}$) Nb_2O_3 в карбонатитовых месторождениях с уменьшением их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

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 выплавки из слабо подплавленных (на десятые – сотые доли процента) метасоматизированных мантийных перидотитов. Происхождение их легко объясняется рассмотренной моделью формирования исходных

расплавов этих пород в процессе длительного продолжающегося и в настоящее время фракционирования глубинных частей постааккреционного магматического океана. Такой их генезис согласуется с существованием в литосфере Сибирской платформы глубинных электропроводящих слоев с повышенным поглощением поперечных сейсмических волн. Такие слои, видимо, содержат остаточные расплавы карбонатитового и кимберлитового состава.

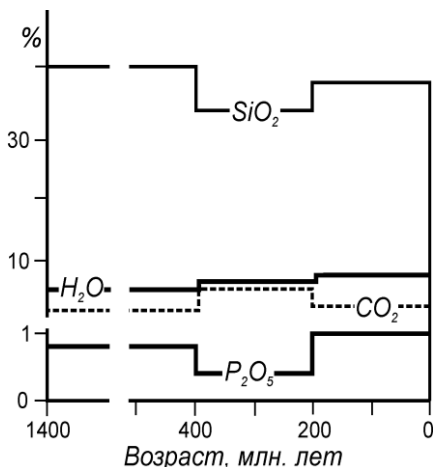


Рис. 35. Зависимость среднего содержания H_2O , CO_2 , P_2O_5 , SiO_2 в кимберлитах от их возраста. Построен по данным (Фролов и др., 2005).

Щелочно-ультраосновной состав приобретали самые последние остаточные расплавы глубинных мафических слоев постааккреционного 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 является 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 фракционирование

кислого слоя в архее и протерозое привели к образованию ортогнейсов и гранитов континентальной кислой кристаллической коры. Последующая кристаллизация более глубоких слоев обусловила формирование пород мантийной литосферы древних платформ.

Кимберлитовые и карбонатитовые остаточные расплавы образовались на последней стадии фракционирования нижних пикритового и перидотитового слоев 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 продолжаются и в настоящее время.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ И КИСЛОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ

Раннедокембрийские кристаллические комплексы известны на всех континентах (рис. 36) и слагают большую часть их коры. Поэтому выяснение генезиса этих комплексов имеет основополагающее значение для решения большинства геологических проблем.

Недостатки существующих представлений

В соответствии с принятыми представлениями о холодной гомогенной аккреции Земли обычно предполагается, что раннедокембрийские кристаллические комплексы являются глубоко метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, аналогичными образующимся в настоящее время. В соответствии с этим многие тысячи геологов в разных частях нашей планеты пытаются разработать схемы их стратиграфического расчленения, определить время их накопления и метаморфизма. Однако убедительные успехи в этом до сих пор не были достигнуты. Почти каждый исследователь разработал собственную стратиграфическую схему, при этом схемы различных исследователей часто являются противоположными.

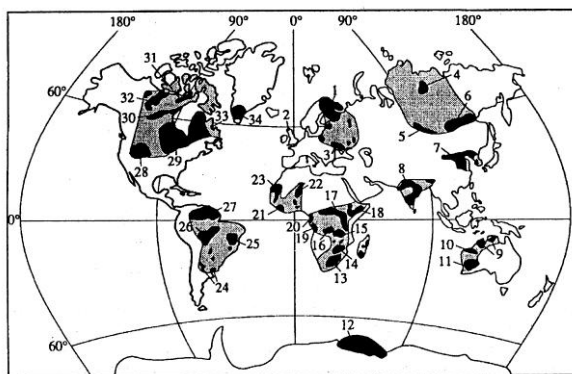


Рис. 36. Распространение раннедокембрийских комплексов, обнажающихся (черное) и поребренных (серое) (Goodwin, 1996). 1 – Балтийский щит; 2 – Шотландский щит; 3 – Украинский щит; 4 – Анабарский щит; 5 – Байкальский, Саянский, Енисейский складчатые пояса; 6 – Алданский щит; 7 – кратоны Северо- и Южно-Китайский, Тарим; 8 – Индийский щит; 9 –

комплексы Литчфилд, Рул-Джанга, Нанамбу; 10 – кратон Пилбара; 11 – кратон Йилгарн; 12 – комплекс Напьер; 13 – кратон Каапваль; 14 – кратон Зимбабве; 15 – блок Замбия; 16 – кратон Касаи; 17 – Центрально-Африканский кратон; 18 – Эфиопский блок; 19 – кратон Чайлу; 20 – комплекс Камерун-Нтем; 21 – щит Мэн; 22 – щит Туарег; 23 – щит Регибат; 24 – массивы Рио-де-ла Плата, Луис-Алве; 25 – кратон Сан-Франциско; 26 – кратон Гуапоре; 27 – щит Гайяна; 28 – провинция Вайоминг; 29 – провинция Сьюпериор; 30 – группа Киминак; 31 – блок Комити-Бей; 32 – провинция Слэйв; 33 – щит Лабрадор; 34 – Гренландский щит.

Нет определенности и в истолковании изотопного возраста кристаллических комплексов. Обычно считается, что эти возрасты показывают время метаморфизма. Но вопрос о времени накопления гипотетических исходных толщ обычно остается открытым. Не понятной является и природа специфических особенностей раннедокембрийских кристаллических комплексов – огромная их мощность, выдержанность Р-Т условий минералообразования на всей Земле, отсутствие мощных моласс, широкое распространение хемогенных отложений, преимущественно кислый состав, нехарактерность щелочных магматических пород и кимберлитов, специфичность связанного с ними оруденения (железистые кварциты, широкое распространение стратиформных месторождений и др.). Не случайно эти комплексы иногда называли окаменевшей бессмыслицей.

Особенно не понятна природа кислого вещества кристаллических комплексов. В гипотезе холодной гомогенной аккреции Земли предполагается невысокая температура и твердофазное состояние ее недр в течение всей 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 убедительно объяснить образование огромного объема кислого вещества, присутствующего на Земле.

Иногда высказываемые представления о формировании кислых магм путем выплавления из богатых кремнекислотой осадочных пород не решают эту проблему, так как такие осадки также не могут формироваться из первичных ультраосновных пород. Кроме того, в

случае образования путем выплавления средний состав раннедокембрийских кристаллических комплексов также был бы ультраосновным. 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 из кимберлитов нигде не отмечается присутствие кислых по составу прожилков и обособлений, что опровергает эту гипотезу (Шкодзинский, 2014).

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.

В соответствии с предположением об основном составе ранней коры некоторые исследователи считали, что зеленокаменные комплексы являются ее остатками. Однако установленные многочисленные случаи несогласного залегания этих комплексов на гнейсах и гранитах, находки в них гальки последних (Конди, 1983; Сеницын, 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 кислые кристаллические комплексы образовались 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 расплава кристаллических комплексов в процессе синаккреционного магматического фракционирования

Все особенности раннедокембрийских комплексов и 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. Поэтому на ранней стадии аккреции силикатного материала, когда падали в основном мелкие частицы и сила гравитационного притяжения была небольшой, температура земной поверхности была минимальной, что обусловило относительно небольшие температуру и глубину раннего силикатного магматического океана и низкое давление в его фракционировавшем придонном слое.

Высокая окисленность железа в формировавшихся из нижнемантийного вещества базальтах СОХ, видимо, указывает на повышенное выпадение магнетита в начале аккреции силикатного вещества Земли. Частицы магнетита вследствие магнитности обладали большой скоростью слипания, но не успели войти в состав ядра из-за более низкой температуры (130 °) и поздней конденсации этого минерала в протопланетном облаке. Вследствие еще небольших темпов приращения скорости аккреции большая часть образовавшихся 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, кислые и средние – 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).

Существует множество признаков того, что блоки самородного железа (весом до 22 т), изредка присутствующие в толеитовых субвулканических интрузиях, вынесены нижнемантийными плюмами и зарождавшимися в них магмами из самой нижней части мантии, переходной к железному ядру (Шкодзинский, 2009). В связи с этим находка в местности Асук на о. Диско железосодержащего магнезиального андезита (Pedersen, 1978, 1987) подтверждает важное для разработанной модели положение о присутствии в раннем магматическом океане участков, более кислых, чем кварцевый толеит. Наиболее древние кристаллические комплексы с высоким начальным отношением изотопов стронция, 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 раннедокембрийских комплексов нижние примерно две тысячи километров мантии должны были сформироваться при давлении в магматическом океане менее 4 кб.

Образование исходного материала кристаллических комплексов 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 легких редкоземельных элементов в таких породах (обычно десятки хондритовых норм (рис. 37) по сравнению с многими сотнями этих норм в щелочных верхнемантийных магмах). 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 магнетита и в связи с этим интенсивное выпадение его 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.

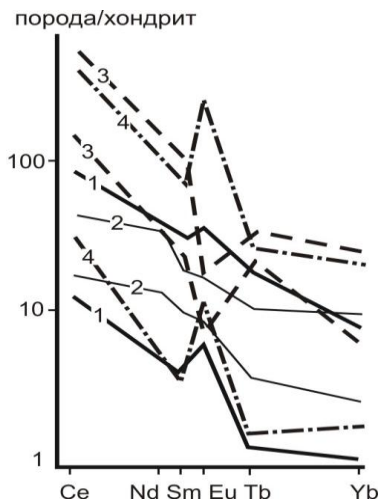


Рис. 37. Пределы нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в эндербитах (1), серых гнейсах (2), гранитогнейсах (3) и рассеянном гранитном материале эндербитов (4) Алданского щита (Дук и др., 1986).

При аккреции средних и верхних частей мантии формировавшиеся мафические импактные расплавы вследствие повышенной плотности тонули в верхней более кислой части магматического океана. Как свидетельствуют результаты выполненных выше расчетов, скорость гравитационного разделения этих расплавов в миллионы раз выше скорости диффузии химических компонентов в них. Поэтому эти расплавы мало смешивались между собой. Однако слабо выраженный обмен наиболее подвижными компонентами должен был происходить.

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 эндербитовых гнейсов и многих ассоциирующих с ними пород. Она заключается 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. 38, 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.

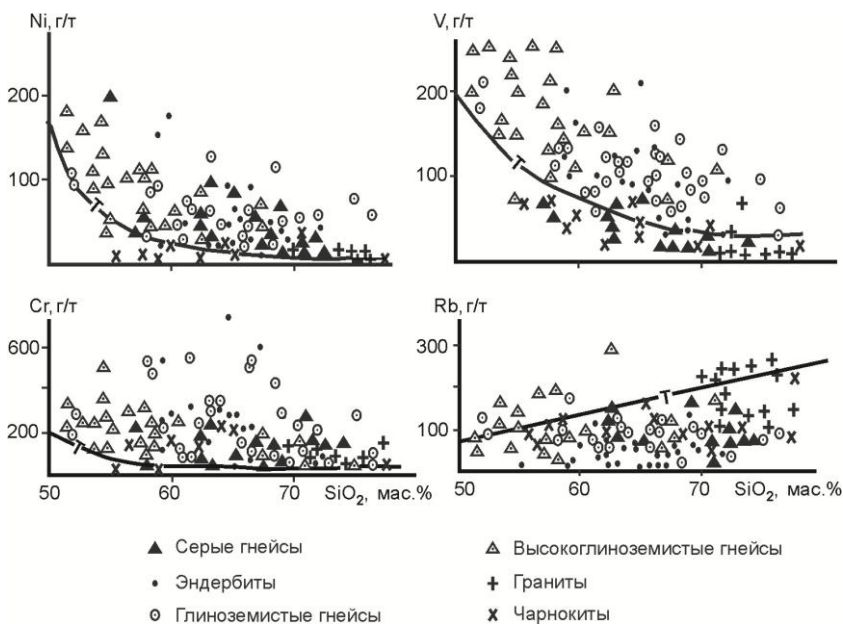


Рис. 38. Соотношение содержаний Ni, Cr, V, Rb и SiO₂ в докембрийских породах Алданского щита (Шкодзинский, 2003). Линии T – тренды соотношения этих компонентов в фанерозойских магматических породах.

Образование кислого расплава в результате фракционирования синаккреционного магматического океана объясняет очень раннее формирование исходного вещества кристаллических комплексов по

изотопным данным. Чаще всего высокие величины начальных отношений радиогенных и нерадиогенных изотопов подтверждают, 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 (ВАВІ) 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 кислого вещества кристаллических комплексов 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. Этот вывод, основанный на эмпирических данных, полностью согласуется с разработанной моделью. Древность кислого вещества подтверждает образование его путем фракционирования синаккреционного глобального океана магмы. Изотопные данные являются количественными и основаны на результатах строгих расчетов, поэтому они в высшей степени убедительны.

Такое происхождение объясняет, казалось бы, совершенно несовместимые особенности кристаллических комплексов — очень раннее (4,5 — 4,4 млрд. лет назад) возникновение их исходного вещества, судя по соотношению в них радиогенного и нерадиогенного изотопов стронция, и в то же время поздний изотопный возраст (чаще всего 3,5 — 2,7 млрд. лет) слагающих их пород. Разрыв более чем в миллиард лет обусловлен большой начальной температурой нашей планеты (около двух тысяч градусов на поверхности) и поэтому

длительным ее остыванием до начала массовых процессов кристаллизации глобального магматического океана.

Происхождение высокотемпературных кристаллических 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 и затвердевание постаккреционного 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 гранитами и серыми гнейсами (рис. 39). Отсутствие гиперстена в этих породах связано с образованием их из самой верхней части слоя кислого расплава, богатого низкотемпературными конденсатами протоплнного диска (Шкодзинский, 2017).

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. В то же время очень высокая вязкость исходных кислых расплавов серых гнейсов препятствовала возникновению в них, как и в гранитных интрузиях, мономинеральных темноцветных или полевошпатовых 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.

Под слоем гранитных магм должны были располагаться более основные гранодиоритовые, плагиогранитные и особенно эндербитовые расплавы вследствие их повышенного удельного веса (рис. 39 А). При падении крупных метеоритов наиболее далеко от возникшего кратера отбрасываются среднеглубинные слои мишени (Флоренский и др., 1981). Поэтому падение крупных планетезималей, происходившей на всех планетах 4,5 – 3,8 млрд. лет назад гигантской метеоритной бомбардировки, приводило к наиболее далекому выбросу за пределы импактных воронок в магматическом океане эндербитовых

магм (рис. 39 Б). В этих выбросах глубинные высокотемпературные гранулитовые магмы и мигмы выходили на земную поверхность и после затвердевания образовали гранулитовые комплексы (рис 39 В). Они обнажались на поверхности и в участках разрыва серогнейсовой протокры.

В русско- и англоязычной литературе сложилось различное понимание природы гранулитовых комплексов (Синицын, 1992). Российские геологи обычно предполагают, что они, вследствие более высокой степени их метаморфизма, подстилают толщи, метаморфизованные в амфиболитовой фации, и поэтому являются в среднем более древними.

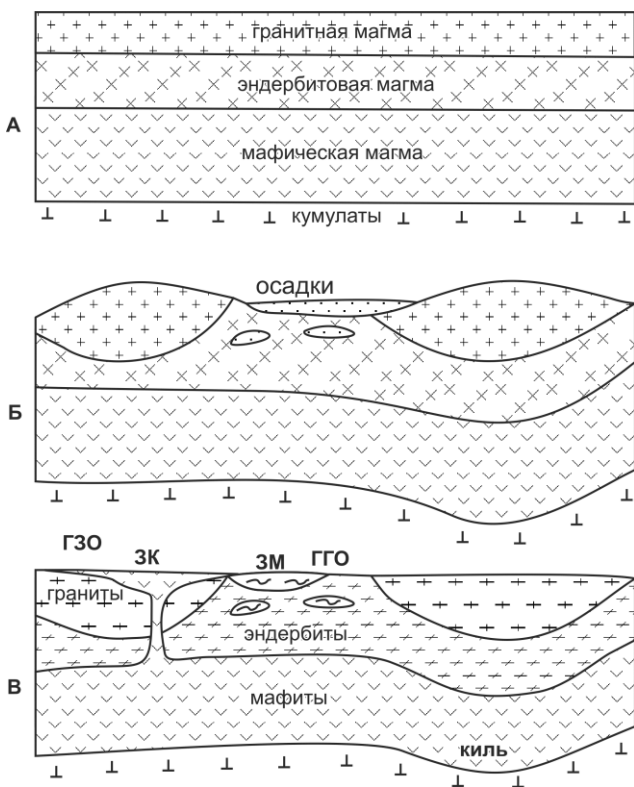


Рис. 39. Образование гранит-зеленокаменных (ГЗО) и гранулитогнейсовых областей (ГГО) и литосферных килей в результате перераспределения разных по составу расплавов в слоистом магматическом океане под влиянием

гигантской метеоритной бомбардировки. ЗК – зеленокаменные комплексы, ЗМ – зонально-метаморфические комплексы. Стадии формирования: А и Б магматический океан соответственно до (А) и после (Б) падения средних (левая часть рисунка) и крупных планетезималей, В – после кристаллизации.

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. 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. 40. Из него следует, что наиболее распространенный возраст серых гнейсов Алданского щита составляет 3,6 – 2,6 млрд. лет, а гранулитовых гнейсов – 3 – 2,2 млрд. лет.

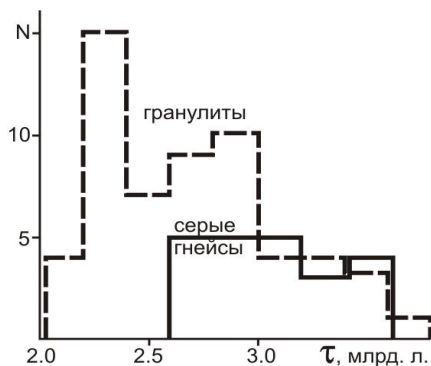


Рис. 40. Гистограммы уран-свинцовых и самарий-неодимовых возрастов гранулитовых и серых гнейсов Алданского щита (Шкодзинский, Зедгенизов, 1998).

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 распространенные взгляды (Черкасов, 1979; Шульдинер,

1982) о невозможности детального стратиграфического расчленения этих комплексов.

Убедительным противоречием гипотезе более древнего возраста всех 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 иногда выделяются как гранулитовые подвижные зоны, наложенные на гранит-зеленокаменные протократоны.

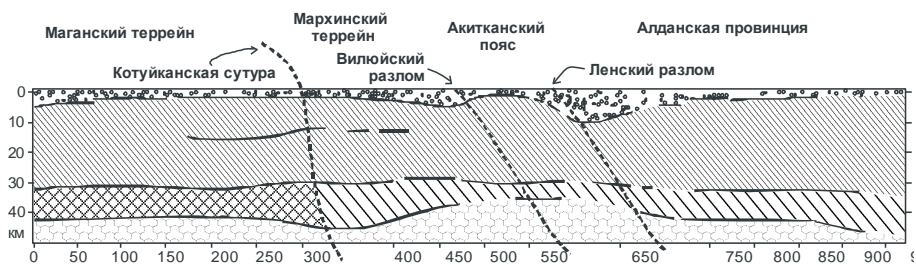


Рис. 41. Сейсмопрофиль Ханты-Мансийск – Лена (Суворов, 1993). Мелкая косая штриховка – преимущественно эндербиты.

Иногда предполагается, что гранулитовые зоны являются бескорневыми и под гранит-зеленокаменными комплексами нет гранулитовых гнейсов (Скляр и др., 2001). Это, однако, не согласуется с уже упоминавшимся присутствием высокобарических гранулитов в тектонических окнах среди гнейсов амфиболитовой фации в южной части Алдано-Станового щита, а также с большой мощностью кристаллической коры на континентах (обычно 30 – 50 км), при которой простираение серогнейсовых комплексов до границы с мантией практически невероятно. Противоречит этому и преимущественно эндербитовый состав кристаллической коры на Сибирской платформе, судя по результатам геофизических

исследований, бурения и изучения ксенолитов в кимберлитах (Суворов, 1993; Розен и др., 2009) (рис. 41).

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 подъема к земной поверхности нижних частей кислого слоя магматического океана, 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).

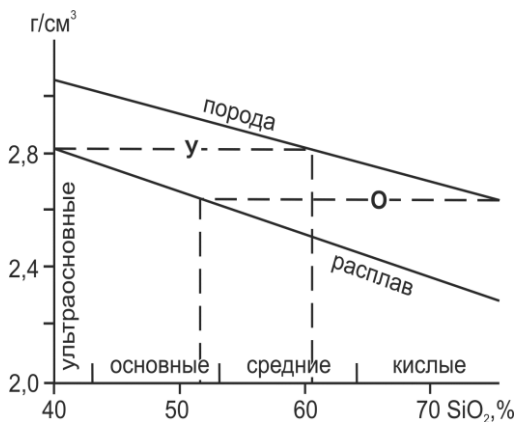


Рис. 42. Плотности пород и расплавов в зависимости от состава. Линии У и О показывают, что плотность ультраосновных и основных расплавов равна плотности соответственно средних и кислых пород.

Рост плотности с глубиной в расслоенном постаккреционном магматическом океане препятствовал опусканию в нем остывших расплавов. Но после начала их кристаллизации они вместе с формировавшимися на них осадочными породами должны были тонуть вследствие значительного (на 8 – 10 %) возрастания их плотности (рис.

42). Ниже расположенные более мафические расплавы всплывали на место утонувших полузакристаллизованных. Данный процесс мог повторяться. Это объясняет пестрый состав высокотемпературных комплексов, большие колебания основности ортогнейсов, частое присутствие среди них метаморфизованных осадочных пород, обычно линзовидную форму тел разного состава и отсутствие в них протяженных маркирующих горизонтов. Эти особенности строения, а также ошибочные попытки рассматривать кристаллические комплексы как стратифицированные осадочные толщи объясняют широко известное несовпадение схем их расчленения различными исследователями. С таким происхождением тел парагнейсов согласуется на многие сотни миллионов лет меньший средний изотопный возраст высокоглиноземистых гнейсов по сравнению с вмещающими ортогнейсами в высокотемпературных комплексах Алданского, Анабарского, Балтийского и Украинского щитов (рис. 43).

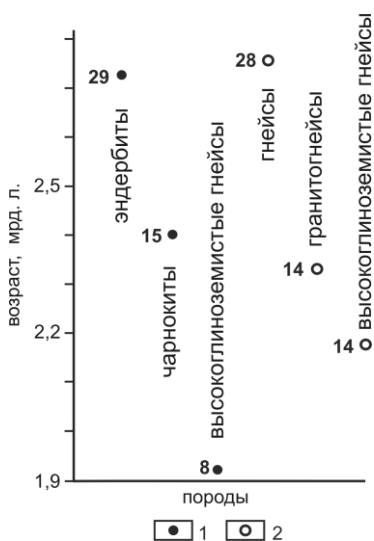


Рис. 43. Более молодой в среднем возраст высокоглиноземистых парагнейсов по сравнению с ортогнейсами в докембрии Алданского, Анабарского, Балтийского и Украинского щитов. 1 и 2 – гиперстенсодержащие и безгиперстеновые породы соответственно. Построен по данным (Гранулитовые..., 2007).

Роль гигантской метеоритной бомбардировки

Наиболее грандиозным явлением перед возникновением на Земле твердой коры была гигантская метеоритная бомбардировка, происходившая на всех планетах земной группы 4,5 – 3,8 млрд. лет назад и, видимо, связанная с интенсивным падением последних

крупных тел протопланетного диска (Флоренский и др., 1981). Вследствие меньшего, чем Земля, размера другие планеты земной группы остывали значительно быстрее и на них твердая кора возникла намного раньше. Например, на Луне самые древние анортозиты коры имеют возраст 4,5 млрд. лет (Флоренский и др., 1981), тогда как наиболее древний возраст земных пород около 4 млрд. лет. Поэтому на этих планетах древние гигантские импактные бассейны хорошо сохранились (см. рис. 11). На поверхности Земли они почти отсутствуют, так как во время их падения твердая кора еще не сформировалась. Но на распределение вещества в магматическом океане бомбардировка должна была оказывать влияние.

Диаметр формировавшихся в это время импактных кратеров на Луне достигал более тысячи километров. Глубина этих кратеров составляла от $\frac{1}{4}$ до $\frac{1}{40}$ их диаметра (Флоренский и др., 1981). При падении крупных метеоритных тел в магматический океан на его дне в кумулатах должны были возникать импактные углубления под влиянием гидравлического удара, передаваемого магмой. Вследствие меньшей прочности кумулатов и расплава по сравнению с твердыми породами глубина возникавших углублений на дне океана, видимо, была сопоставима с таковой в твердых породах или превосходила ее.

Эти углубления быстро заполнялись расплавами магматического океана от перидотитового до кислого состава при самых древних падениях, когда еще все его слои оставались жидкими. Затвердевание этих участков повышенной глубины океана магмы должно было приводить к образованию утолщений литосферы за счет появления литосферных килей (правая часть рис. 39). Кристаллизация и фракционирование в их основании перидотитовой магмы в условиях большой глубинности приводили впоследствии к образованию повышенного количества алмазов, которые выносились остаточными кимберлитовыми расплавами. Это объясняет существование на древних платформах участков с мантийными киями и повышенную их алмазоносность (Розен и др., 2006).

Образование из магматического океана с повышенным содержанием литофильных компонентов в верхних слоях объясняет пониженную (на 0,6 – 1,8 %) плотность литосферы в таких участках (Кабан, 2003), обуславливающую их плавучесть и предохраняющую от погружения в подстилающую астеносферу. Присутствие недифференцированных перидотитовых расплавов, возникших за счет

импактного плавления ударника, является причиной иногда повышенной магнезиальности мантийного вещества таких участков.

Существование гигантской метеоритной бомбардировки является твердо установленным фактом, поскольку огромные древние ее кратеры присутствуют на всех планетах земной группы (Флоренский и др., 1981). Существование глобального океана магмы доказывается рассмотренным выше большим количеством фактов. Поэтому импактное происхождение контролирующих алмазонасность литосферных килей древних платформ является несравненно более вероятным, чем иногда предполагаемое их формирование из вещества поднимавшихся мантийных плюмов и из погружавшегося в зонах субдукции вещества океанической коры и аккреционных комплексов (de Wit, 1988; Sengur, 1999; Розен и др., 2006). Как будет показано ниже, такому предполагаемому их генезису противоречат многочисленные признаки отсутствия нижнемантийных плюмов и современных геодинамических обстановок на раннедокембрийском этапе эволюции Земли (Шкодзинский, 2017), невозможность образования магм и кислого вещества литосферы путем частичного плавления при холодной аккреции Земли и множество других данных.

При падении относительно небольших планетезималей их динамическое воздействие не достигало дна магматического океана и в подстилавших постаккреционный магматический океан кумулатах не формировались литосферные кили. Но возникавшие воронки в кислом слое должны были быстро заполняться преимущественно гранитоидными расплавами верхней части кислого слоя, так как они меньше всего отбрасывались за пределы импактных кратеров. Это приводило к формированию крупных скоплений гранитоидных расплавов (левая часть рис. 39 Б).

Самые ранние из этих скоплений, видимо, были сложены в значительной мере тоналитами и трондьемитами, поздние – в основном нормальными гранитами и аляскитами. Вследствие значительного возрастания их плотности (рис. 42) и возникновения трещин за счет уменьшения объема при кристаллизации и остывании, а также пониженной глубины залегания под ними мафических слоев магматического океана магмы последние всплывали и выжимались и формировали на гранитоидах и гнейсах зеленокаменные пояса (левая часть рис. 39 В).

За границами таких участков в основном размещались более глубинные части кислого слоя и сформировали различные

гиперстенсодержащие породы. Это объясняет существование в раннедокембрийской кристаллической коре двух типов областей – гранит-зеленокаменных и гранулито-гнейсовых. В гранит-зеленокаменных кристаллизация большого объема кислой магмы сопровождалась отделением большого количества рудоносных эманаций. Это обусловило последующее образование в зеленокаменных поясах большого количества стратиформных месторождений часто с уникально большими запасами рудных компонентов. Гранулито-гнейсовые и гранито-гнейсовые комплексы образовали кристаллический фундамент древних платформ, на котором впоследствии формировались вулканогенные и осадочные бассейны и магматические пояса. Ранние осадочные породы метаморфизовались под влиянием горячего основания и формировали зонально-метаморфические комплексы (рис. 39).

Влияние гетерогенного характера аккреции на состав раннедокембрийских кристаллических комплексов

Как отмечалось, резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом в отношении содержания сидерофильных элементов и кислорода указывает на то, что частицы силикатов и железа никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, аккреция была гетерогенной. То есть, химические компоненты выпадали на растущую Землю в значительной мере последовательно по мере их конденсации из газа в протопланетном диске. Поэтому их содержание в формирувавшемся веществе мантии не было постоянным, как предполагается в гипотезе гомогенной аккреции. Оно возрастало для низкотемпературных конденсатов в земных недрах снизу вверх.

Одним из самых низкотемпературных конденсатов является вода. При остывании газа солнечного состава при 10^{-4} атм температура образования сплава железа и никеля а также форстерита оценена в 1360 К, энстатита в 1350 – 1200 К, щелочного полевого шпата примерно в 1000 К, гидратированных силикатов около 300 К (Рингвуд, 1982). Поэтому на ранней стадии аккреции силикатного материала после завершения аккреции металлического железа, когда формировались кислые остаточные расплавы при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, должны были еще отсутствовать низкотемпературные минералы, богатые K_2O ,

H_2O и другими низкотемпературными конденсатами. Следовательно, формировавший нижнюю мантию ранний силикатный материал был беден этими компонентами. Это объясняет пониженное их содержание в кислой кристаллической коре и преобладание в ней гиперстеновых плаггиогнейсов (см. рис. 41).

Как иллюстрируют рис. 44, содержание калия в породах гранулитового Курультинского комплекса Алданского щита в среднем примерно в три раза ниже, чем в породах той же кремнекислотности Олекминского комплекса, сложенного безгиперстеновыми парагенезисами. Олекминский комплекс, видимо, сформировался из поздних магм магматического океана, обогащенных низкотемпературными конденсатами протопланетного диска.

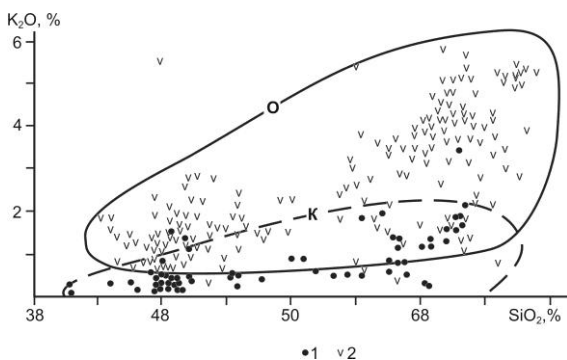


Рис. 44. Пониженное содержание калия в гранулитовом Курультинском комплексе Алданского щита (1, К) по сравнению с тоналит-грандьемитовом Олекминским (2, О). Построен по данным (Смелов и др., 2009; Березкин и др., 2015).

Рубидий является поздно конденсировавшимся щелочным элементом, поэтому его содержание в гиперстенсодержащих породах должно быть ниже, чем в безгиперстеновых. Как показывает рис. 38, содержание его чарнокитах в среднем действительно является значительно более низким, чем в гранитах. Рис. 37 свидетельствует, что в гиперстенсодержащих эндербитах концентрация редкоземельных элементов существенно ниже, чем в гранито-гнейсах Алданского щита. Бедность выпадавшего раннего силикатного материала водой объясняет характерность гиперстеновых гнейсов и чарнокитов для

раннедокембрийских кристаллических комплексов и чаще всего отсутствия их в более молодых толщах.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что присутствие гиперстена в гнейсах, связано не с очень высокой температурой их гипотетического метаморфизма, а с образованием этих пород из бедных водой конденсатов протопланетного диска. Это полностью подтверждает рис. 45. Он демонстрирует, что гистограмма распределения температуры кристаллизации для гиперстеносодержащих гнейсов Анабарского, Алданского, Балтийского и Украинского щитов не отличается от таковой безгиперстеновых пород, относимых обычно к амфиболитовой фации метаморфизма.

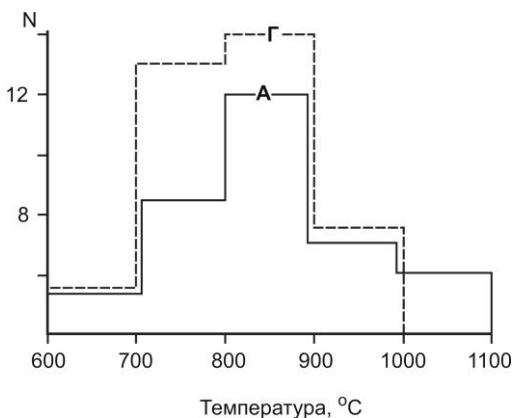


Рис. 45. Близкая температура кристаллизации гиперстеновых (Г) и безгиперстеновых (А) гнейсов Алданского, Анабарского, Балтийского и Украинского щитов (Гранулитовые..., 2007).

Связь присутствия или отсутствия гиперстена в гнейсах с исходным количеством в них воды, а не с температурой гипотетического метаморфизма, подтверждается отсутствием явлений развития гиперстеносодержащих гнейсов по безгиперстеновым и реликтов низкотемпературных минералов в них. Вследствие повышенной плотности бедных литофильными компонентами гиперстеносодержащих гнейсов они чаще всего должны располагаться под безгиперстеновыми. Это объясняет чаще всего преобладание этих пород в перекрытых осадочным чехлом глубинных частях кристаллической коры Сибирской платформы (см. рис. 41).

Этим же, видимо, обусловлена бедность калием и расплавофильными компонентами базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ), магмы которых формировались в наиболее раннем силикатном материале нижней мантии и не подвергались процессам

фракционирования в плюмах. Судя по 387 химическим анализам такие базальты содержат в среднем 0,20 % K_2O (Магматические..., 1985). Это значительно меньше, чем в базитах Курультинского (0,60 % в среднем по 88 анализам) и Олекминского (1,55 % по 53 анализам) комплексов. Преобладание в офиолитах и океанической мантии гарцбургитов (Магматические..., 1988) также, видимо, связано с их возникновением из поднятого конвекцией нижнемантийного материала, богатого высокотемпературными конденсатами протопланетного диска – форстеритом и энстатитом.

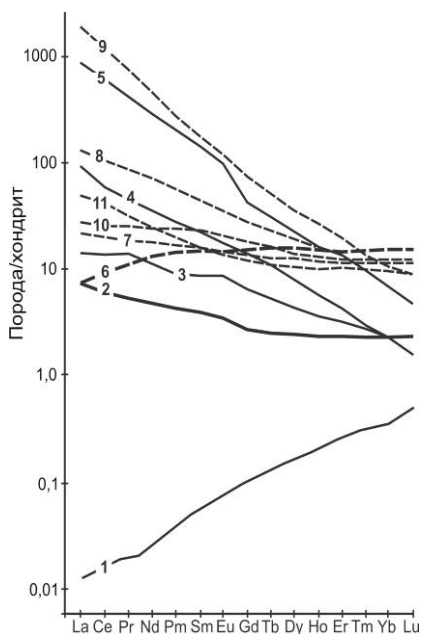


Рис. 46. Распределение РЗЭ в главных типах кристаллических пород. 1 – гарцбургиты офиолитов Урала; 2 – коматииты пояса Барбертон; 3 – перидотиты Печенги; 4 и 5 – кимберлиты (Богатиков и др., 1987, 1988); 6, 7, 8 – соответственно базальты NMORB, EMORB и OIB (Sun, McDonough, 1989); 9 – калиевые щелочные породы Зондской островной дуги; 10 – известково-щелочные породы Алеутской дуги (Gauter et al., 1990); 11 – кристаллическая земная кора (Rudnick, Fountain, 1998). Толстые линии 2 и 6 – родоначальные магмы соответственно ультраосновных и основных пород.

Это, а не гипотетические процессы деплетирования путем удаления выплавов, должно быть главной причиной очень низкого содержания в мантийных гарцбургитах всех расплавофильных компонентов, особенно легких редких земель (рис. 46). На Земле нет такого большого количества магматических пород, выплавлением которых можно было бы объяснить гигантский объем мантии, бедной расплавофильными компонентами. Рассматриваемые гарцбургиты являются кумулатами раннего синаккреционного магматического

океана. Его фракционирование привело к образованию толеитовых остаточных расплавов, родоначальных для базальтов СОХ.

Происхождение атмосферы и гидросферы

Резкое отличие газовой-водной оболочки Земли по составу от вещества Солнца, близость соотношений количества благородных газов в ней к таковым в хондритах (Оуэн, 1986) и значительное сходство ее с составом магматических газов 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, поднимающихся 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 2300 К. 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 (Орик, 1963; Рингвуд, 1982) способность космических тел захватывать и удерживать газы иллюстрирует формула $V = mK^{-1}T^{-1}(GMR^{-1} - W^2R^2)$, где V – 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 около 3,7 и 3,15 млрд. лет назад. 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 редко достигали ее. Они преимущественно 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 гранулитогнейсовых областей 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 главные 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 (Керт, 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 иенгской серии Алданского шита во флюидных включениях присутствует 61% CO₂ и 3,5% H₂S, SO₂, NH₃, HCl и HF. Во включениях в кварцитах Карелии содержится 44% CO₂ и 31% H₂S, HF, NH₃. 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 протокры и газовой оболочки выделявшиеся из магматического океана летучие компоненты долгое время не остывали и не отлагали содержащиеся в них рудные компоненты. Последние преимущественно рассеивались в этой оболочке и после ее остывания сформировали многочисленные стратиформные месторождения в протерозое. Это объясняет почти полное отсутствие гидротермального оруденения в огромных массах архейских кислых гнейсов и гранитоидов, и появление в протерозойских осадочных породах большого количества стратиформных месторождений вне связи с какими-либо конкретными магматическими комплексами.

Процессы раннего осадкообразования

Процессы раннего осадкообразования определялись эволюцией гидросферы. В наиболее ранний этап (I на рис. 47) 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 вследствие очень высокой температуры. 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 оболочки должна была значительно охладиться 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 (этап II на рис. 47).

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 метаморфизма под влиянием очень горячего основания выщелоченные ортогнейсы формировали глиноземистые (гранатсодержащие) и высокоглиноземистые (с силлиманитом и кордиеритом) гнейсы. Как иллюстрирует рис. 48, в них резко понижено содержание кальция и отчасти магния под влиянием выноса их кислотными эманациями магматического океана. Вследствие высокого содержания и химической активности этих эманаций в это время не могли в заметных количествах формироваться путем механического разрушения ортогнейсов химически неизменные песчаники и алевролиты с заметным содержанием кальция, аналогичные современным. Поэтому невысокоглиноземистые гнейсы не могут быть продуктом метаморфизма этих пород, как часто предполагается, а являются ортогнейсами. Это подтверждается расположением полей их состава вдоль трендов магматического фракционирования (см. рис. 5).

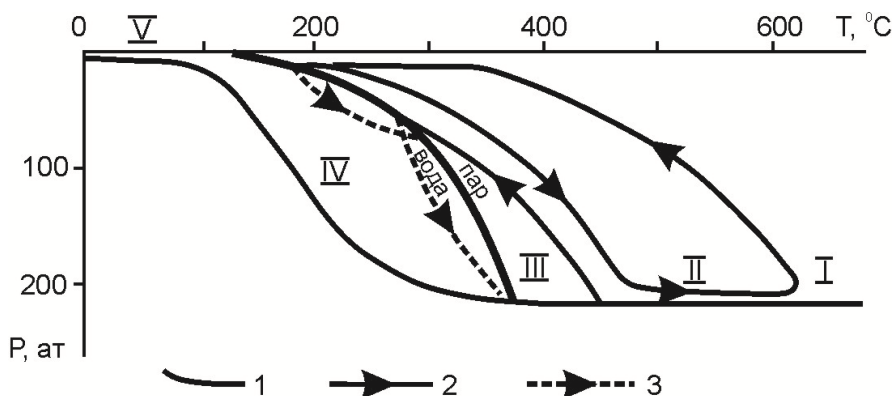


Рис. 47. Этапы эволюции гидроатмосферы и осадкообразования на Земле. I – газово-паровая оболочка, равновесная с магмой, отсутствие осадкообразования; II – интенсивно конвектирующая полуустынная оболочка, кислотное выщелачивание гнейсов, образование глиноземистых и богатых кварцем золотых осадков; III – 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 – современные 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).

После начала образования гранулитовых зон газовой-паровая оболочка, остывавшая над гранит-зеленокаменными протократонами, должна была сильно нагреваться над выходами гранулитовых 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.

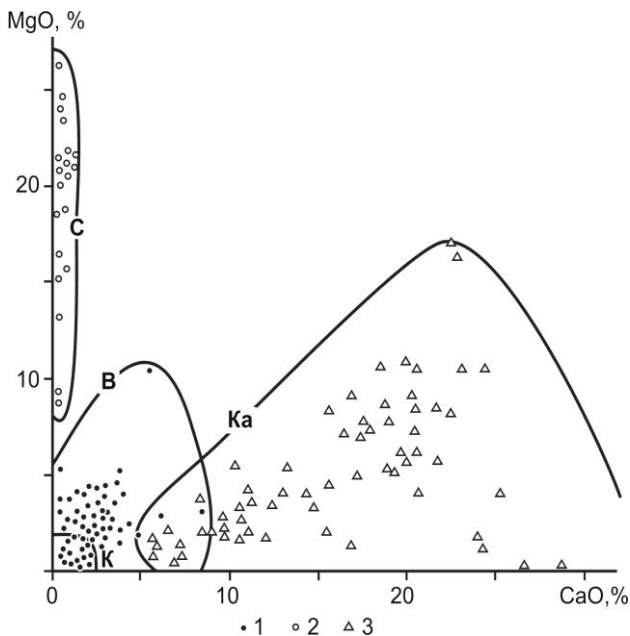


Рис. 48. Соотношение MgO и CaO в высокоглиноземистых гнейсах (1, В), слюдитах (2, С), кварцитах (К) и карбонатных породах (3, Ка). Построен по данным (Смелов и др., 2007; Березкин и др., 2015).

В этом случае динамическая вязкость пара при 400 ° С составляла $354 \cdot 10^{-7}$ кг/(м·сек), она была намного ниже вязкости воды ($1,019 \cdot 10^{-1}$ кг/(м·сек) при 20 ° С) и близка к вязкости воздуха в современной

атмосфере ($184 \cdot 10^{-7}$ кг/(м·сек) (Таблицы..., 1976). Поэтому большая разница в температуре газово-паровой оболочки над кратонами и над областями выхода гранулитовых мигм (видимо, первые сотни градусов) приводила к возникновению ее интенсивной циркуляции с перемещением нижних частей от центра кратонов к гранулитовым областям.

Плотность нижней части газово-паровой оболочки ($0,1$ г/см³) 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 областях выхода гранулитовых мигм (см. рис. 39), поскольку в последних быстрые горизонтальные перемещения газово-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 газово-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 иенгской серии Алданского щита, видимо, образовались таким путем. Это согласуется с иногда наблюдающимися постепенными переходами их в высокоглиноземистые гнейсы и с присутствием в них реликтовых псаммитовых структур (Кулиш, 1983).

Особенностью золотого переноса является разделение в нем песчаной и пылевидной фракции, поскольку они транспортировались соответственно путем волочения и сальтации и в виде пыли (Гразинский и др., 1976) в газово-паровой оболочке, и невозможность значительных перемещений гальки и валунов и формирования сложенных ими золотых 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 эоловых осадков с газовой 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. 47) конденсировавшиеся в верхней части газовой оболочкой 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 эолового привноса в них формировались хемогенные кремнистые часто железистые или марганцовистые осадки, преобразованные впоследствии в соответствующие кварциты. В случае эолового привноса эти бассейны быстро заполнялись эоловыми осадками. Под влиянием горячего основания они затем превращались в высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы.

При дальнейшем падении температуры (этап IV на рис. 47) 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 оболочкой, 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.

Зарождение жизни

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, подобными происходящим в настоящее время в грозовых тучах, но более частыми и мощными. 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, поскольку он обычно обогащен легким изотопом углерода, характерным для живых организмов.

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 отсутствие 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.

Специфика наиболее ранних вулканических процессов

На осадки, накапливавшиеся на поверхности полужатвердевавших гранулитовых мигм, могли изливаться кислые и, реже, более основные по составу магмы из еще незатвердевших подстилавших слоев магматического океана. Главной особенностью таких излияний было отсутствие или незначительное проявление процессов декомпрессионного вскипания и 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 почти не формировались туфы, туффизиты и туфобрекчий.

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. Длительно существовавшая высокая температура газовой оболочки и, особенно, затвердевающей коры приводили к медленному остыванию магм и к образованию обычно 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.

Особенности раннедокембрийских геотермических градиентов

Почти во всех современных публикациях предполагается, что раннедокембрийские геотермические градиенты были очень высокоградиентными (Гранулитовые..., 2007), то есть температура земной коры быстро возрастала с глубиной. Это предположение находится в явном противоречии с давно установленным ареальным характером древнейшего метаморфизма, то есть выдержанностью его параметров на огромных площадях. Положение о высокотемпературных градиентах не является доказанными, так как оно основано на единичных определениях P-T условий минералообразования в конкретных комплексах и на предположении о том, что температура земной поверхности была близкой к современной.

Но, как иллюстрирует обобщение большого количества определений (см. рис. 8 и 9), эта температура достигала 900 – 1000 °C, то есть была очень высокой. Учет этого показывает существование очень низкого геотермического градиента в раннем докембрии, равного 2 – 3,5 °/км. Он был близок к адиабатическому градиенту для расплавов, 0,3 °/км, и резко отличается от современных геотермических градиентов – до 200 – 250 °/км под срединно-океаническим хребтами и вулканическими дугами (Скляров и др., 2001). Небольшой градиент, 1,8 – 5 °/км установлен М.В. Минцем с соавторами (Минц и др., 2007) в Лапландском гранулитовом поясе Балтийского щита на основании большого количества определений. Такой небольшой градиент связан с формированием кристаллических комплексов в процессе кристаллизации глобального магматического океана. Ниже дна постаккреционного магматического океана в раннем докембрии температура понижалась с ростом глубины и геотермический градиент был обратным по отношению к современному (Шкодзинский, 2017).

Раннедокембрийские гнейсовые комплексы составляют примерно 75 % объема континентальной кристаллической коры (Гейлор, 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 температурный режим не менялся во

времени, то Р-Т условия кристаллизации раннедокембрийских пород были бы намного разнообразнее, чем фанерозойских. Однако в действительности наблюдается противоположная картина. Если величины геотермических градиентов в фанерозое варьируют от примерно 3 – 5 град/км в ультравысокобарических часто алмазо- и коэситоносных субдукционных комплексах (Кокчетавском в Казахстане, Максюттовском на Урале, гор Даби в Китае и др.) до 200 – 250 град/км в зонах срединно-океанических хребтов и в вулканических дугах (Скляр и др., 2001), то в раннедокембрийских гнейсовых комплексах они составляют 2 – 3,5 °/км (см. рис. 8), то есть являются несравненно более выдержанными.

Такая поразительная выдержанность Р-Т параметров минералообразования в древних гнейсовых комплексах, несмотря на 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. 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 распространенном давлении 7 кб обычно составляет 680 – 850 °. Она равна температуре кристаллизации кислого расплава при этом давлении в интервале содержания 70 – 95 % твердых фаз (см. рис. 32). Следовательно,

величины P-T 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 после 3,5 млрд. лет назад согласуется с обычно устанавливаемым изотопным возрастом докембрийских гнейсовых комплексов 3,7 – 1,7 млрд. лет.

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 P-T эволюции (Склярков 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 (см. рис. 21) свидетельствуют о том, что жильный материал содержит в среднем несколько более высокотемпературные (примерно на 5 °) 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.

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, погружившихся 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 кристаллизации 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 ортогнейсов обусловлена их магматическим происхождением. Вследствие существования явлений опускания полужатвердевших верхних частей кислого слоя в остывающем магматическом океане многие минералы парагнейсов и ортогнейсов компрессионно кристаллизовались в основном при погружении нисходящих струй на глубину 15 – 25 км. При последующем подъеме в восходящих струях гнейсы размещались в малоглубинных частях коры. Но главная масса их минералов сохранялась и имела состав, соответствующий придонным высокобарическим условиям образования.

Такое происхождение, видимо, имеют многие величины высокого давления в 6 – 8 кб, устанавливаемые в минеральных парагенезисах гранулитовых комплексов. Эти величины обусловлены не существованием мощных перекрывающих толщ, а явлениями погружения кристаллизовавшихся расплавов. Это согласуется с локальным распространением таких парагенезисов и с сосуществованием 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 скучивании 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 гипотетические 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 геотермических градиентов и 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 аутометаморфическими, в парапородах они образовались в результате динамотермального метаморфизма.

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 согласная с напластованием ориентировка ранней мигматитовой полосчатости и осевых поверхностей ранней изоклиальной складчатости, постепенная смена

во времени мелкой сжатой изоклиальной 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 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. 49) между конвектирующими мигмами (1 на рисунке) и малоподвижной корой (слои 3 и 4) возникали особенно большие градиенты скоростей течения.

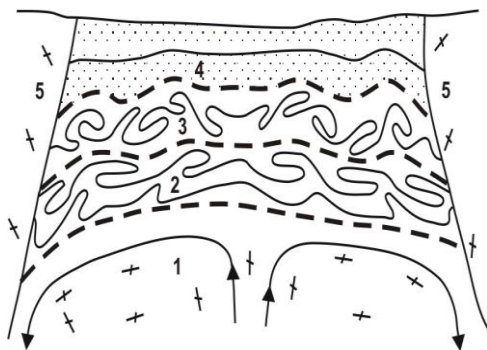


Рис. 49. Процессы образования складок в остывающих гранулитовых зонах под влиянием локальной конвекции. 1 – ламинарно текущие мигмы; 2 – формирование изоклиальной складчатости в пограничном с корой слое; 3 и 4 – образование открытых складок в коре.

Эти градиенты приводили к перекристаллизации кристаллического каркаса полузатвердевших 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. 49). 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 изоклиальные складки (слой 3 на рис. 49). 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 локальных погружений полужакристаллизованных пород многие формировавшиеся тела 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).

Образование зеленокаменных поясов

Как будет показано ниже, верхние части мантии вследствие увеличения крупности выпадавших тел и импактного тепловыделения при аккреции сначала были более высокотемпературными и менее плотными, чем нижние. Поэтому мантия сначала была очень гравитационно устойчивой и в ней не могла происходить конвекция.

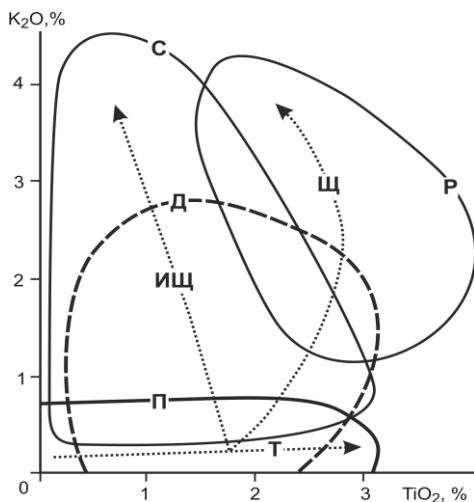


Рис. 50. Соотношение K_2O и TiO_2 в базитах раннего докембрия (Д), континентальных рифтов (Р), зон субдукции (С) и COX (П). Тренды фракционирования: Щ — щелочной, ИЩ — известково-щелочной, Т — толеитовый. Построен по данным (Магматические... 1985; Березкин и др., 2015).

Следовательно, коматиитовые и основные магмы, в значительной мере формировавшие зеленокаменные пояса и кристаллические сланцы раннедокембрийских комплексов, поднимались не из нижнемантийных плюмов, а из нижних слоев постааккреционного магматического океана. Вследствие существенно (на 8 – 10 %) повышенной плотности кристаллических пород по сравнению с расплавами магмы нижних слоев, несмотря на их мафичность, становились более легким, чем перекрывающая кислая и средняя по составу кристаллическая кора (см. рис. 42) и приобретали способность всплывать в нее. В результате формировались основные вулканиты зеленокаменных поясов, а также основные дайки, силлы и интрузивные массивы в раннедокембрийских кристаллических комплексах.

Образование из магм постаккреционного магматического океана подтверждается участием в формировании этих поясов всех его расплавов (ультраосновных, основных, средних и кислых), а также в десятки – сотни раз большим содержанием в коматиитах этих поясов редкоземельных элементов, особенно легких, по сравнению с первоначально нижнемантийными гарцбургитами (см. рис. 46). Это указывает на повышенное содержание в коматиитовых магмах поздних низкотемпературных конденсатов протоплаетного диска. Коматиитовый состав, видимо, имел самый нижний слой постаккреционного магматического океана. Постепенная кристаллизация и фракционирование этого слоя объясняет прекращение внедрения коматиитов и их отсутствие в поздних зеленокаменных поясах. В результате его фракционирования сформировались алмазоносные кимберлитовые остаточные расплавы. Поэтому кимберлиты сменили коматииты в истории эволюции Земли.

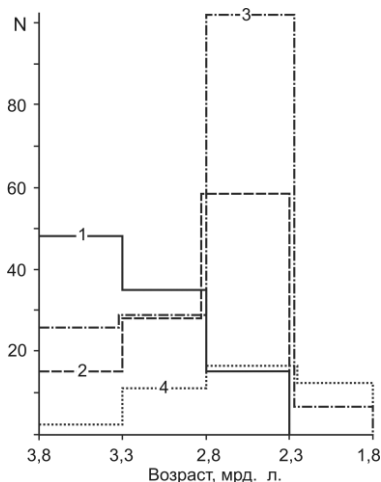


Рис. 51. Изотопные возрасты раннедокембрийских кристаллических комплексов (1), зеленокаменных поясов (2), гранитоидов (3) и железистых кварцитов (4) Австралии. Построен по данным (Ho et al., 1990).

Значительно большее содержание в базитах зеленокаменных поясов и раннедокембрийских кристаллических комплексов относительно низкотемпературного конденсата калия по сравнению с базальтами СОХ (рис. 50) подтверждает их образование из расплавов основного слоя постаккреционного магматического океана. Плюмоподобные потоки мафических расплавов магматического океана всплывали вследствие более низкой их плотности по сравнению с

затвердевшими кислыми и средними по составу породами кристаллической коры.

Под влиянием горячего основания породы зеленокаменных поясов метаморфизовались до зеленосланцевой, реже до амфиболитовой фации метаморфизма. Процессы кристаллизации магматических пород привели к росту удельного веса зеленокаменных толщ и к продавливанию под их весом подстилавшей еще пластичной гранито-гнейсовой коры с образованием узких глубоких синклиналей, в которых размещаются зеленокаменные пояса. Всплытие наиболее легкого гранитного материала объясняет широкое распространение гранитных куполов и диапиров в зеленокаменных поясах.

Как показывает обобщение имеющихся изотопных данных для хорошо изученных раннедокембрийских комплексов Австралии (рис. 51), зеленокаменные пояса начали формироваться одновременно с кристаллическими комплексами примерно 3,8 миллиарда лет назад. Это свидетельствует о том, что в это время появилась достаточно твердая, хотя и пластичная кора, и начались процессы осадкообразования и вулканизма. В дальнейшем количество возникавших кристаллических комплексов в этом регионе постепенно сокращалось, а зеленокаменных – возрастало. Из этого следует, что земная поверхность остывала очень неравномерно. Сначала появлялись отдельные относительно холодные участки. Лишь примерно через 1,5 млрд. лет они распространились на всю поверхность протоплатформ. Одновременно увеличивалось и количество формировавшихся гранитоидов, что обусловлено кристаллизацией их из остаточных расплавов кислого слоя магматического океана.

Обратный геотермический градиент в мантии и невозможность существования процессов плитной тектоники в раннем докембрии

При избытке воды начальное плавление мафических пород способно приводить к образованию небольшого количества кварцнормативных расплавов. Поэтому в последнее время выдвигались предположения (Defant, Drummond, 1990; Розен и др., 2008) о том, что кислые магмы формировались путем частичного плавления мантийных пород, гидратированных в результате отделения воды из опускающейся в зонах субдукции океанической коры. Этим предположениям противоречит отмечавшаяся выше невозможность отделения выплавов из слабо подплавленных пород и отсутствие ксенолитов

гипотетических гидратированных пород среди мантийных ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах.

Существование зон субдукции и процессов тектоники плит предполагается и для объяснения других особенностей раннего докембрия. Однако, возможность существования их полностью опровергается данными о существовании обратного геотермического градиента в мантии на ранней стадии эволюции Земли, то есть уменьшении температуры с глубиной, а не возрастания ее, как в настоящее время (Шкодзинский, 2017). Такое уменьшение связано с постепенным неизбежным укрупнением частиц в протопланетном диске. Поэтому в процессе аккреции средний размер выпадавших тел сильно увеличивался. Это подтверждает существование кратеров гигантской метеоритной бомбардировки на планетах земной группы (см. рис. 11). В результате ее иногда возникали кратеры диаметром более тысячи километров при падениях тел размером в сотни километров.

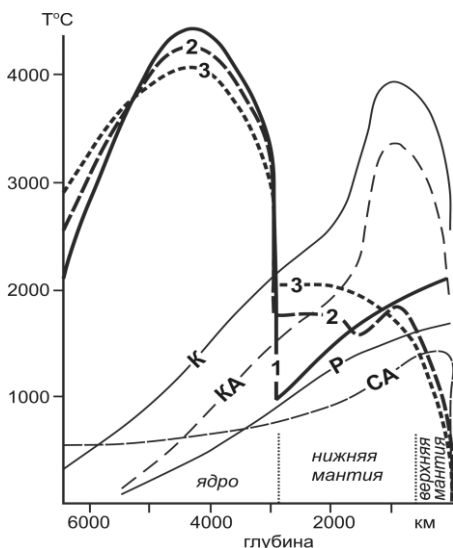


Рис. 52. Эволюция температуры при аккреции Земли по данным В.М. Каулы (КА) и В.С. Сафронова (СА); первичное распределение температуры в недрах Земли по данным В.М. Каулы (К) и А.Е. Рингвуда (Р) (см. рис. 28); 1 – 3 – распределение температуры по оценкам автора: 1 – первичное, 2 – в конце протерозоя, 3 – в фанерозое.

Импактное тепловыделение при аккреции прямо пропорционально квадрату радиуса падавших тел (Сафронов, Козловская, 1977; Витязев, 1983). По этой причине метеориты обычно полностью сгорают в атмосфере Земли. Выделяющееся тепло излучается в космическое пространство и почти не влияют на

температуру земной коры. При падении же крупных метеоритов земная кора плавится и даже частично испаряется (Флоренский и др., 1981). Поэтому в процессе аккреции импактное тепловыделение сильно возрастало. Величину этого возрастания температуры разные исследователи оценивают в 800 – 3500 °С (Рингвуд, 1982; Федорин, 1991) (см. рис. 28).

Из этого следует очень важный вывод о том, что температура в мантии на ранней стадии существования Земли и планет земной группы уменьшалась с глубиной (рис. 52), а не возрастала, как обычно предполагается. В самых верхних частях планет существовали глобальные океаны магмы. Относительно холодный и плотный нижнемантийный материал не мог всплывать в менее плотное и горячее вещество верхних мантий. Поэтому в мантии в раннем докембрии не могли возникать нижнемантийные плюмы, которые определили геологический облик нашей планеты в фанерозое.

Доказательством существования плюмов и современных геодинамических обстановок в раннем докембрии иногда считается присутствие офиолитов этого возраста. Но к этим «офиолитам» обычно относятся дуниты и лерцолиты зеленокаменных поясов, тогда как настоящие офиолиты состоят преимущественно из гарцбургитов, поднятыми из нижней мантии в результате конвекции при формировании океанов. Такой состав офиолитов обусловлен образованием их из ранних высокотемпературных конденсатов протопланетного диска, представленных бедными литофильными компонентами форстеритом и энстатитом. Все особенности ультраосновных пород зеленокаменных поясов указывают на формирование их из кумулатов коматиитовых магм. То есть они имеют другое происхождение, чем офиолиты. Поэтому они не могут рассматриваться как доказательство существования современных геодинамических обстановок в раннем докембрии.

Время появления плитной тектоники

Как отмечалось выше, земное ядро сформировалось раньше силикатной мантии в результате аккреции металлического железа под влиянием магнитных сил. Быстрое выпадение крупных тел железа привело к сильному импактному разогреву ядра и объясняет существование между ним и мантий скачка температуры в 1000 – 3000 К (см. рис. 18). Поэтому ядро постоянно подогревало мантию.

Разогретый материал всплывал до границы, имеющей примерно его температуру, и подогревал вышележащие части мантии. В результате этого процесса нижние части мантии постепенно приобрели высокую температуру и сформировался «прямой» геотермический градиент.

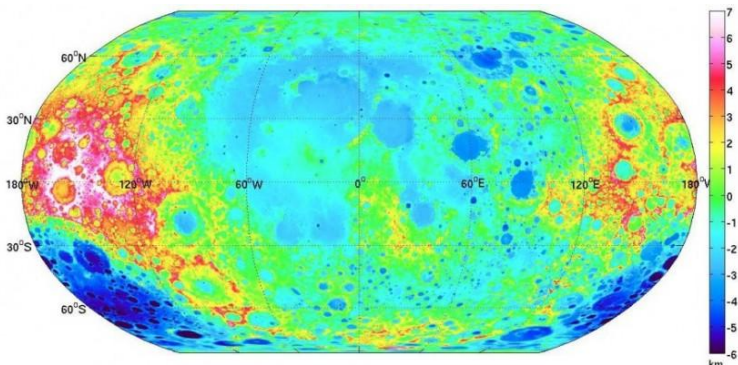


Рис. 53. Глобальная карта Луны (<https://zhzninaura.info/topics/topograficheskie-karty-planet>)

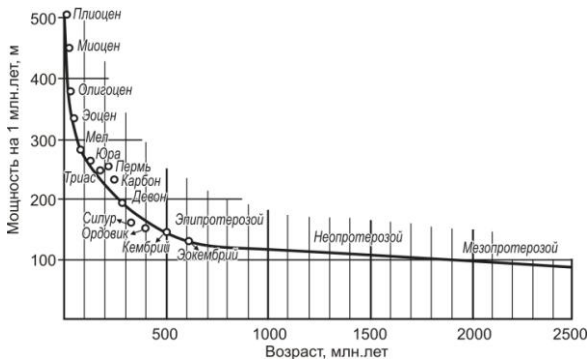


Рис. 54. Резкое возрастание скорости накопления осадков и, следовательно, тектонической активности в фанерозое (Салоп, 1982).

Судя по наиболее древнему юрскому возрасту пород дна современных океанов (Салоп, 1982), по палеозойскому возрасту самой древней мафической кристаллической коры, сформировавшейся в Тихом океане на окраинах окружающих его континентов (Шульдинер и

др., 1987), четко выраженные мантийные плюмы и современные геодинамические обстановки появились преимущественно в фанерозое.

Отсутствие процессов плитной тектоники на ранней стадии эволюции Земли подтверждается тем, что нет признаков проявления их на планетах земной группы. Поверхности этих планет покрыты округлыми низменностями импактного происхождения. На них отсутствуют признаки глобального раздвижения литосферы (рис. 53) и связанный с этим магматизм.

Это объясняется значительно меньшим размером ядер этих планет по сравнению с земным. Так, ядро Луны имеет примерно в 1700 раз меньшую массу, чем земное; Марса – в 10 раз; Меркурия – почти в 7 раз; Венеры – примерно в 1,7 раза. Меньшие массы ядер, видимо, указывает на меньшую скорость аккреции и на меньший их импактный разогрев. Это согласуется с отсутствием существенных магнитных полей в настоящее время на Луне, Марсе, Меркурии и Венере, указывающее на преимущественно твердое состояние их ядер. Очевидно, что небольшие относительно низкотемпературные железные ядра не могли подогреть нижние мантии этих планет до такой степени, чтобы в них появилась мощная тепловая конвекция. Это объясняет отсутствие убедительных признаков существования процессов плитной тектоники на планетах земной группы.

Появление нижнемантийных плюмов в основном в фанерозое подтверждается резким увеличением в это время тектонической активности, выразившейся в возрастании средней мощности формировавшихся осадков с 140 м за миллион лет 500 миллионов лет назад до 500 м в настоящее время (рис. 54). В десятки раз возросла в это время и частота формировавшихся крупных изверженных мафит-ультрамафитовых провинций по сравнению с археем (Ernst, 2007).

Происхождение кристаллической коры и литосферы древних платформ

Затвердевание верхнего кислого слоя магматического океана сопровождалось формированием слагающих кристаллическую кору эндербитов и серых гнейсов из его малодифференцированных магм и древних гранитов из остаточных расплавов. Оно началось в основном 4,3 – 4,1 млрд. лет назад, судя по возрасту самых древних на Земле ядер кристаллов обломочных цирконов (Cavosie et al., 1990). Присутствие в них включений кварца и калиевого полевого шпата подтверждает их

кристаллизацию в кислом расплаве и кислый состав ранней коры. Обычно намного более молодой возраст внешних зон этих кристаллов (до 3,3 млрд. лет) и совпадение последнего с возрастом реальных кристаллических комплексов указывает на то, что древние ядра цирконов возникали в магмах еще при отсутствии кристаллической коры.

С учетом возникновения Земли 4,56 миллиарда лет назад и возраста последних пегматитовых расплавов в среднем 1,6 млрд. лет (см. рис. 6) кислый слой магматического океана остывал и затвердевал около 3 млрд. лет. В течение более чем первых полмиллиарда лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород. Это объясняет казавшееся загадочным отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд. лет и кратеров гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся около 3,8 млрд. лет назад.

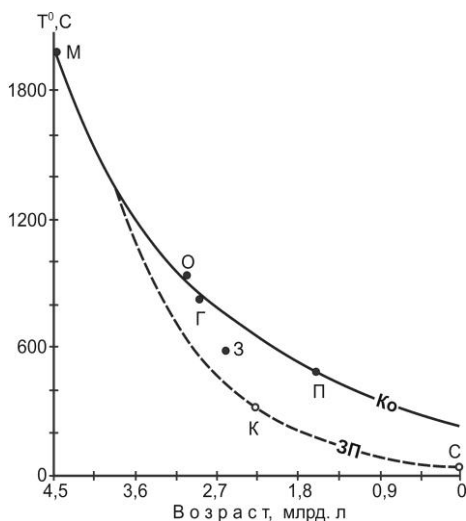


Рис. 55. Эволюция средней температуры земной поверхности (ЗП) и кристаллических комплексов (Кс). Средняя температура кристаллизации: Г — гнейсов, З — зеленокаменных поясов, О — основных кристаллических сланцев, П — пегматитов; К — начала образования карбонатных осадков, М — поверхности раннего магматического океана, С — современной земной поверхности.

Как иллюстрирует рис. 55, средняя температура земной коры снижалась очень медленно. Она долгое время была раскаленной и вода на ней находилась преимущественно в парообразном состоянии.

Магматический океан, вследствие его высокой текучести, и сформировавшаяся из него кислая кристаллическая кора сначала должны были покрывать всю поверхность Земли. Пока кора была высокопластичной и отсутствовала жесткая литосфера, рассмотренная выше плотностная дифференциация в ней приводила в основном к

пластическим деформациям коры. Этим деформациям способствовало влияние силы Кориолиса. Как показали выполненные расчеты (Шкодзинский, 2014), вследствие примерно в 8 раз большей скорости вращения Земли в архее, вещество постагрегационного магматического океана под влиянием этой силы на экваторе всплывало под углом около 7° к земной поверхности (то есть, почти горизонтально), сильно отклоняясь к западу. Погружавшееся вещество примерно под таким же углом отклонялось к востоку. Эти встречные перемещения привели к интенсивным пластическим деформациям вещества кристаллической коры, к возникновению в нем гнейсовидности и бластических структур, к его складчатым деформациям и к широкому распространению субмеридиональных простираний возникавших складок и восточных падений тел гнейсов. Такие залегания до сих пор характерны для кристаллических пород Алданского (Черкасов, 1979) и Анабарского щитов. Вследствие постепенного уменьшения скорости вращения Земли и затвердевания магматического океана подъем его поздних расплавов не сопровождался формированием бластических структур в продуктах их кристаллизации. Поэтому эти структуры и гнейсовидность при их региональном развитии являются признаком древности пород и принадлежности к кристаллическому основанию.

Отсутствие нижнемантийных плюмов и жесткой литосферы должно было приводить к отсутствию в раннем докембрии процессов плитной тектоники. Локальная конвекция и подъем и опускание относительно небольших объемов полузакристаллизованного вещества постагрегационного магматического океана приводили к возникновению большого количества мелких складок. Это является одной из причин сильной деформированности древнейших пород и широкого распространения в них мелкой изоклинальной складчатости и будинажа.

Вследствие пластических деформаций происходило большое постепенное сокращение площади кристаллической коры, судя по очень широкому развитию в ней интенсивной складчатости и крутых падений тел метаморфических пород. По имеющимся оценкам (Черкасов, 1979) углы падения тел архейских пород в среднем составляют $60 - 70^\circ$. В этом случае площадь их выхода на земной поверхности в результате складчатости уменьшилась в $1:\sin 65^\circ = 1:0,4226 \sim 2,3$ раза. Площадь содержащих кристаллическую кору древних платформ составляет 105 млн. км². Площади складчатых и субокеанических областей, содержащих ее фрагменты, равны

соответственно 42 и 93 млн. км² (Таблицы..., 1976). При этих значениях до времени тектонических деформаций кристаллическая кора должна была занимать площадь до примерно $(105+42+93) \times 2,3 = 558$ млн. км². С учетом существования сдвоенных по надвигам разрезов эта величина должна быть еще больше. Современная площадь поверхности Земли оценивается в 510 млн. км².

Следовательно, приведенный примерный расчет подтверждает, что кислая кристаллическая кора сначала покрывала всю земную поверхность. Это позволяет предложить решение одной из загадочных проблем (Салоп, 1982) – что было в архее за пределами протоплатформ? Из полученных результатов следует, что сначала высокотемпературные комплексы занимали всю поверхность Земли, были менее деформированы и имели меньшую мощность. Под влиянием сокращения площади кислой кристаллической коры, видимо, в протерозое возникали участки, где она отсутствовала и на земной поверхности обнажались мафические кумулаты постаккреционного магматического океана, как это наблюдается на планетах земной группы.

Схема строения Алданского щита в свете модели существования магматического океана

Геологические карты и схемы распространения раннедокембрийских кристаллических комплексов обычно составляются с позиций постулата об их осадочно-вулканогенном происхождении. Такой подход требует разработки схемы их стратиграфического расчленения, разделения картируемых комплексов на свиты, пачки и слои, определения времени их отложения и метаморфических преобразований. С позиций их формирования в результате глобального магматического фракционирования эти работы не имеют смысла, так как осадочно-вулканические и метаморфические процессы при формировании ортогнейсов отсутствовали.

Каждый комплекс образовался в огромном временном интервале, иногда превосходящем миллиард лет (см. рис. 33). Их средний изотопный возраст закономерно уменьшается в последовательности образования от основных пород к кислым. Поэтому оценивать необходимо время возникновения пород определенного состава. Вследствие магматического генезиса преобладающих ортогнейсов и осадочного менее распространенных парапород расчленение

комплексов должно осуществляться в основном по их генезису и составу.

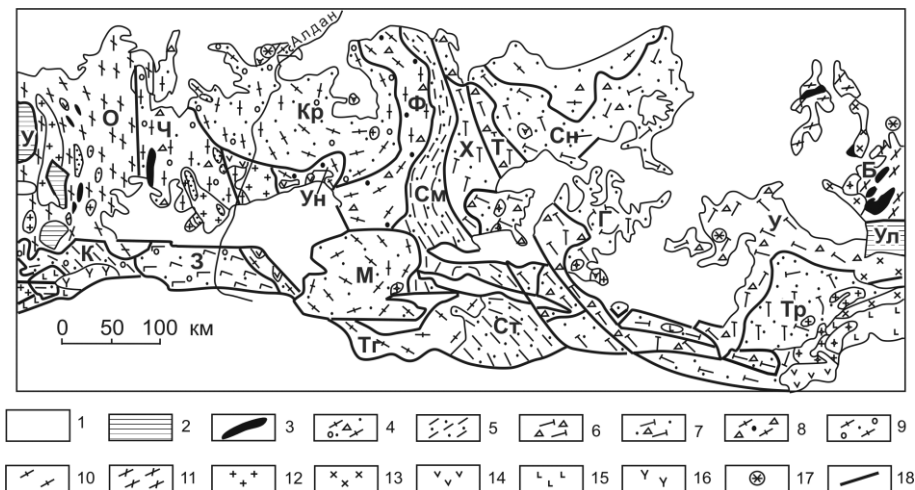


Рис. 56. Схема геологического строения Алданского щита в свете модели магматического океана. 1 – платформенный чехол; 2 – протерозойские осадочные бассейны; 3 – осадочно-вулканогенные зеленокаменные пояса. Раннедокембрийские кристаллические комплексы. Преимущественно парагнейсовы: 4 – карбонатно-парагнейсовы; 5 – парагнейсовы. Парартогнейсовы: 6 – карбонатно-эндербитовые; 7 – гнейсово-эндербитовые; 8 – карбонатно-кристаллосланцевые; 9 – гнейсово-гранитогнейсовы. Преимущественно ортогнейсовы: 10 – гранито-гнейсовы; 11 – тоналит-трондьемитовые. Поздние магматические породы (дифференциаты магматического океана): 12 – граниты; 13 – мангериты, рапакиви; 14 – габбро, диориты; 15 – анортозиты; 16 – сиениты; 17 – щелочно-ультраосновные породы. 18 – тектонические нарушения.

Названия комплексов: Б – Батомгский; Г – Гонамский; З – Зверевский; К – Курультинский; Кр – Курумканский; М – Мелемкенский; О – Олекминский; Сн – Сеймский; Сн – Суннагинский; Ст – Сутамский; Х – Холболахский; Т – Тыркандинский; Тг – Тангракский; Тр – Тырканский; Ул – Улканский; Ун – Унгринский; Ф – Федоровский; Ч – Чугинский. Построена по данным (Смелов и др., 2009; Стогний, 2014; Березкин и др., 2015).

По происхождению породы, слагающие кристаллические комплексы, разделяются на ортогнейсы, парагнейсы и различные, в основном кислые магматические породы, возникшие из остаточных

расплавов. Содержанием этих главных генетических разновидностей пород определяется рудная специализация комплексов. Как будет показано ниже, количеством гранитоидов определялось распространение стратиформных рудных месторождений в перекрывающих зеленокаменных поясах, а содержанием парапород – количеством нерудных месторождений: флогопита, горного хрусталя и высокоглиноземистого сырья. Поэтому на представленной на рис. 56 схеме геологического строения Алданского щита, составленной с учетом образования кристаллических комплексов в результате фракционирования магматического океана, выделяются инфракрустальные преимущественно гранитоидные и гранит-ортогнейсовые комплексы с содержанием парапород менее 20 %. Примером их является Олекминский тоналит-трондьемитовый комплекс, в котором почти отсутствуют паропороды.

Выделяются также преимущественно супракрустальные комплексы, содержащие метаморфические парапороды более 80 %. Примером является Сутамский парагнейсовый комплекс, состоящий в основном из высоклиноземистых (кордиерит- и силлиманитсодержащих) и глиноземитых (гранатовых) гнейсов. Промежуточные по соотношению орто- и парапород комплексы отнесены к смешанным супра-инфракрустальным. По составу орто- и парапород они подразделяются на карбонатно-эндербитовые, гнейсово-эндербитовые, карбонатно-кристаллосланцевые и парагнейсово-гранитогнейсовые. Выделяются также различные по составу дифференциаты магматического океана. Как будет показано в последней главе, с преимущественно гранитоидными и гнейсовыми комплексами западной части Алданского щита связаны главные раннедокембрийские месторождения – железорудные и флогопитовые.

Составленная схема строения Алданского щита с учетом концепции глобального магматического океана демонстрирует применимость и целесообразность использования этой концепции для картирования широко распространенных на древних платформах раннедокембрийских кристаллических комплексов. В этом направлении необходимы дальнейшие исследования.

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 постаккреционном 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 газопаровой оболочке и было в основном золовым и хемогенным. Все особенности раннедокембрийских гнейсовых комплексов свидетельствуют о формировании этих пород в результате кристаллизации кислого слоя магматического океана.

Вследствие возрастания размера тел в протопланетном диске температура аккреции постепенно увеличивалась. Это обусловило существование обратного геотермического градиента в мантии и отсутствие нижнемантийных плюмов и процессов плитной тектоники в первые примерно 4 миллиарда лет истории Земли. Эти процессы и прямой геотермический градиент появились в фанерозое вследствие разогрева мантии под влиянием изначально очень горячего ядра. Гиперстенсодержащие породы сформировались из ранних высокотемпературных конденсатов, бедных водой и литофильными компонентами. Температура их кристаллизации в среднем не отличается от таковой безгиперстеновых пород.

Наиболее ранние геотермические градиенты проектировались в область очень высокой температуры на земной поверхности. Они были очень низкими и приближались к адиабатическим градиентам для расплавов. Кислая кристаллическая кора сначала существовала на всей поверхности Земли. Под влиянием тектонических деформаций площадь ее распространения впоследствии резко уменьшилась. Гигантская метеоритная бомбардировка перед началом образования кристаллической коры обусловила перетекание остаточных гранитных расплавов в участки возникавших импактных углублений в магматическом океане и формирование преимущественно гранито-гнейсовых и гранулитогнейсовых областей в кристаллической коре.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ

Недостатки существующих представлений

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.

Однако в сороковых годах прошлого столетия геофизическими исследованиями было установлено отсутствие обширных расплавленных областей в мантии и земной коре. Примерно в это время 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 показано выше, не могли быть детально обоснованы вследствие их ошибочности. Они убедительно не решили ни одну генетическую проблему магматической петрологии.

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.

Д.Х. Грин и А.Е. Рингвуд (1968), объясняя образование базальтовых магм выплавлением их из пиролита, обратили внимание на то, что количество некогерентных (расплавофильных) 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.

Широко распространены представления о том, что магмы повышенной щелочности выплавляются из мантийных пород, которые предварительно были обогащены расплавофильными химическими компонентами в результате протекания в мантии гипотетических метасоматических процессов. Однако, как отмечалось, в мантии нет источника летучих компонентов и нет путей для их движения. Кроме того, температура ее глубинных частей намного выше, чем солидуса и ликвидуса в присутствии флюидной фазы. Поэтому в случае существования метасоматического привноса химических компонентов флюидными потоками мантия полностью расплавилась бы. Геофизические данные однозначно свидетельствуют об ее преимущественно твердофазном сстоянии (Шкодзинский, 2014).

Особенно трудно объяснить формирование ранних кислых магм в первичных ультраосновных породах. Это обусловлено тем, что для возникновения кислых выплавов в них необходимо очень низкое (менее 3 – 4 кб) давление. Но при господствующей гипотезе холодной аккреции на соответствующей этому давлению глубине менее 15 км никогда не существовала температура более 1000 °С, необходимая для частичного плавления ультраосновных пород. Гипотезе возникновения кислых магм путем частичного плавления эклогитов (Грин, Рингвуд, 1968) противоречит отсутствие кислых обособлений в многочисленных ксенолитах этих пород в кимберлитах. Кроме того, как показано выше, расплавы не могут отделяться от слабо подплавленных пород вследствие их очень высокой вязкости.

Формирование магм при образовании и ранней эволюции литосферы древних платформ

Полученные данные о горячем образовании Земли и существовании на ней глобального магматического океана впервые позволяют убедительно объяснить происхождение всех магм и эволюцию магматизма во времени. 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 при подъеме; 4) внутрикамерное фракционирование магм, возникших в результате перечисленных процессов.

Синаккреционное фракционирование обусловило образование исходного вещества главных силикатных оболочек Земли – нижней 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, накоплением в нем расплавофильных химических компонентов, а также возрастанием содержания литофильных компонентов во время аккреции, связанное с выпадением все более низкотемпературных конденсатов. Происходили также процессы расслоения океана по плотности. При этом фракционировании сформировались различные кумулаты, а находящиеся среди кумулатов остаточные расплавы были источником магм различного состава.

Главной причиной многообразия состава магматических пород являются не различные условия выплавления, как обычно постулируется, а процессы фракционирования магм. Это обусловлено тем, что вязкость расплавов (обычно $10 - 10^3$ пуаз; Воларович, Корчемкин, 1937) в пентиллионы раз ($10^{20} - 10^{21}$ пуаз для астеносферы с 6 % расплава; см. рис. 19) меньше, чем слабо подплавленных пород. Поэтому, если в природных подплавленных породах (анатектических мигматитах) расплав не отделялся и не проникал во вмещающие породы, то в крупных интрузиях особенно мафического состава разделение расплава и твердых фаз по удельному весу происходило в огромных масштабах и приводило к образованию хорошо изученных расслоенных интрузий.

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. Например, во многих кимберлитовых трубках содержатся округлые алмазы. Это связано с возрастанием вязкости остаточных расплавов при алмазообразовании, что приводило к сокращению площади формирующихся слоев роста на гранях кристаллов (Шкодзинский, 2014). Поэтому она не доказывает их осадочное происхождение. 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 ядра цирконов с возрастом 4,3 млрд. лет оболочек 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 цирконов 0,6 – 1,0 млрд. лет подтверждает их образование в кислом слое магматического океана и согласуется с полученной расчетной длительностью кристаллизации этого слоя около 3 миллиарда лет (Шкодзинский, 2014). Она несоизмеримо больше, чем длительность кристаллизации вулканитов в нескольких месяцах, а гранитных интрузий – до десятков миллионов лет. Таким образом, попытки поставить под сомнение горячее образование Земли и существование на ней океана магмы являются необоснованными.

Около 4,0 – 2,7 млрд. лет назад происходила кристаллизация верхней части кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов. 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 – 1,7 млрд. лет назад происходил подъем расплавов еще не затвердевших нижних слоев постаккреционного магматического океана. Высокая температура раннего постаккреционного магматического океана и существование в нем еще слоев перidotитового, пикритового и основного расплавов являются причиной широкого развития коматиитов и базитов в ранних зеленокаменных поясах. Она обусловила высокотемпературность первичных минеральных парагенезисов коматиитов и чаще всего отсутствие в них вкрапленников (Sylvester et al., 1997).



Рис. 57. Схема кристаллизации постаккреционного 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 перidotитового и пикритового слоев. Примерно 3,2 – 1,9 млрд. лет назад происходил частичный подъем к земной поверхности нижних частей слоя кислого расплава с образованием гранулитогнейсовых областей. 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 эндербитах Алданского щита, а в серых гнейсах – 67 – 71 % (Шкодзинский, 2003).

Для гранитов и чарнокитов раннедокембрийских 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 полузатвердевших 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 (Шкодзинский, 2014). 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 глубоких частей магматического океана. На Алданском щите примерно в это же время внедрялись тела магматических эндербитов, 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. 57, 58) из остаточных расплавов глубоких слоев магматического океана. Специфическими породами этой стадии, не формировавшимися в другое время, являются граниты-рапакиви. В них присутствуют овоиды – крупные (до 7 – 8 см) шарообразные

мегакристаллы калиевого полевого шпата, обычно окаймленные оторочками олигоклазового состава.

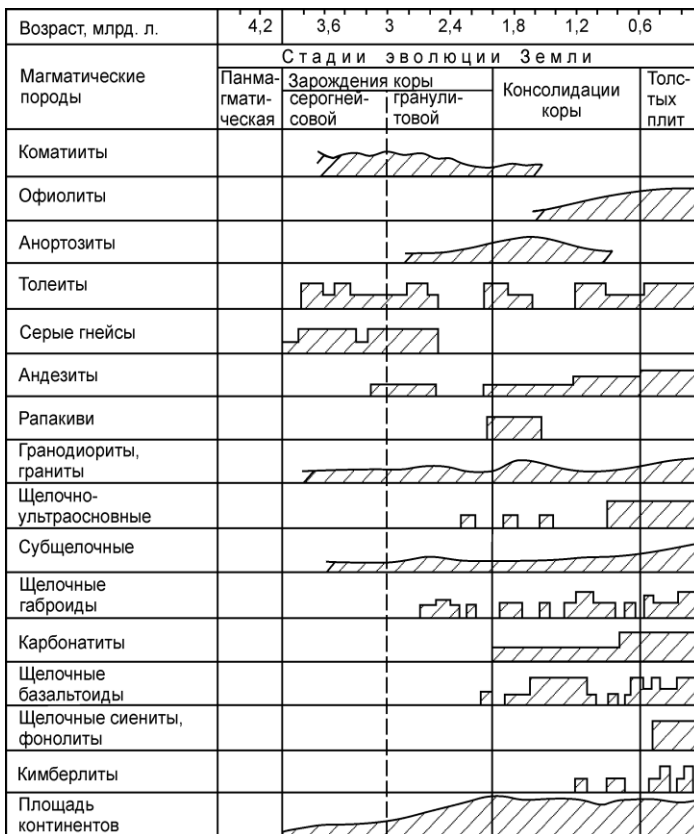


Рис. 58. Эволюция магматизма в истории Земли. Использованы данные из работы (Магматические..., 1987).

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, а не метасоматический 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. 58), что примерно соответствует этапу завершения кристаллизации и фракционирования среднего по составу слоя магматического океана.

Генезис автономных анортозитов

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.

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 формировать многоминеральные породы.

Рассматриваемая модель фракционирования постаккреционного магматического океана объясняет главные особенности формирования автономных анортозитов. Как уже отмечалось, вследствие уплотнения при кристаллизации верхнего кислого слоя этого океана из подстилающих средних и основных по составу слоев начали всплывать расплавы. Они образовали базиты и андезиты зеленокаменных поясов. Часть из них размещалась в виде интрузий в основании кислой коры и подвергалась процессам магматического фракционирования. 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 и осаждавшиеся кристаллы плагиоклаза в аллохтонных резервуарах и автохтонных слоях магм 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. Горячие плагиоклазовые кумулаты с интерстиционным основным расплавом имели плотность, близкую или более низкую, чем более холодные перекрывающие средние и кислые породы. 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 кумулятивный генезис.

В протерозое фронт глобальных процессов кристаллизации и фракционирования опустился в средний и основной по составу слою постаккреционного 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 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. 58). 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.

Происхождение карбонатитовых магм

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 придонных мафических слоев постаккреционного магматического океана обусловили образование таких расплавов и идентичных им по составу пород после затвердевания.

Экспериментально установлено, 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 ликвацией 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.

Следовательно, карбонатитовые магмы формировались в результате ликвации остаточных карбонатно-силикатных расплавов при фракционировании относительно малоглубинного пикритового слоя постаккреционного 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 карбонатов.

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 породы, 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). Они, видимо, сформировались из еще малодифференцированных магм 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 карбонатитосодержащие комплексы кардинально отличаются от кимберлитов. Такое различие, видимо, обусловлено зарождением их магм в значительно менее глубоких 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 глубоких слоев постаккреционного магматического океана. Изредка 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. 3, 4), что интенсивность кимберлитового и карбонатитового магматизма резко возростала во времени, что свидетельствует о продолжающихся до сих пор процессах фракционирования остатков бывших пикритового и перидотитового

слоев 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 нижнемантийного вещества в фанерозое приводили к выжиманию и всплыванию этих остаточных расплавов и полужакокристаллизованных их разностей в верхние части земной коры подобно тому, как выжимается варенье при разламывании пирога с начинкой. Декомпрессия и выделение тепла трения вязкого течения при подъеме сопровождалась частичным плавлением содержащихся в них твердых фаз и преобразованием их в магмы (Шкодзинский, 2014).

Образование кимберлитовых магм

К началу фанерозоя малоглубинный кислый и среднеглубинные средний и основной по составу слои постааккреционного 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 отмечалось выше, отделение выплавов и связанные с подъемом флюидов процессы метасоматоза в мантии не возможны. Поэтому, судя по экспериментальным данным (Boettcher et al., 1975), единственным реальным механизмом формирования кимберлитовых и других глубинных магм является образование идентичных им по составу остаточных расплавов и полужакокристаллизованных кумулатов при фракционировании нижних слоев постааккреционного магматического океана. Декомпрессионное и фрикционное переплавление глубинных твердых фаз при подъеме таких полужакокристаллизованных субстратов приводило к их преобразованию в магмы (Шкодзинский, 2014).

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 было показано на основании анализа трендов магматического фракционирования в кимберлитах (Шкодзинский, 2014), 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.

На P-T диаграмме фазового состава кимберлитовых магм, современные геотермические градиенты на древних платформах при давлении более 20 – 25 кб являются более высокотемпературными, чем солидус кимберлитов и карбонатитов (Шкодзинский, 2014). Поэтому расплавы такого состава до сих пор присутствуют в основании литосферы древних платформ. Вследствие кристаллизации постааккреционного 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 Сибирский 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. 59). Это указывает на то, что

кимберлитовый остаточный расплав составлял менее примерно одной тысячной доли объема исходной перидотитовой магмы.

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.

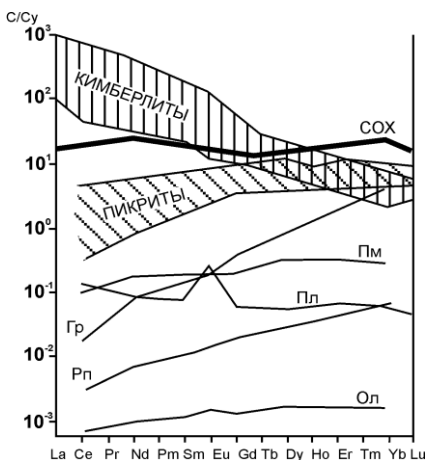


Рис. 59. Нормированное к углистым хондритам распределение РЗЭ (C/C_y) в кимберлитах, пикритах (Магматические..., 1988) и в некоторых слагающих их минералах.

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. 60 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.

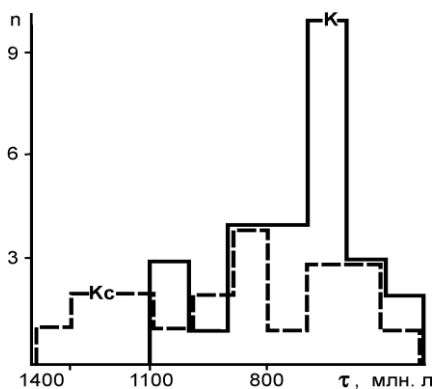


Рис. 60. Гистограммы модельных самарий-неодимовых возрастов протолитов ультраосновных ксенолитов (Кс) и кимберлитов (К) Якутской кимберлитовой провинции. n – число определений. Построен по данным (Зайцев, 2001).

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 Монтчеллитовая 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, углекислоты, извести и низкое содержание кремнекислоты – обусловлены большой степенью высокобарического фракционирования бедных расплавофильными компонентами поздних мафических импактных расплавов с варьирующим, но в среднем с повышенным отношением содержания углекислоты к воде. Такое повышенное отношение возникло на заключительной стадии аккреции.

Для кимберлитов характерна значительная величина отношения радиогенного стронция к нерадиогенному (Γ_{Sr}^0 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 выражаются в отсутствии метаморфизма ими осадочных ксенолитов и в сохранении 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 большое 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 крупные 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 толеитовые магмы 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 успел 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.

Высокотемпературные 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.

К проблеме генезиса ультраосновных магм

Разработанные модели магнообразования 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 вулканиты 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 вулканиты, 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 присутствия 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.

Генезис магм траппов

Как отмечалось, при всплывании потоков горячего мантийного вещества не перидотиты и другие ультраосновные породы, а тела эколгитов 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 эколгитов. С присутствием тел расплава, вероятно, связана повышенная электропроводность некоторых участков мантии на глубине 150 – 420 км.

В нижней мантии эколгиты имеют преимущественно толеитовый, реже пикритовый состав, вследствие формирования их исходного расплава при фракционировании раннего малоглубинного магматического океана. Одновременное преимущественно декомпрессионное плавление большого количества тел эколгитов 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 эколгитов 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. Нехарактерность мантийных ультраосновных ксенолитов для толеитов является важным подтверждением возникновения их магм путем переплавления эколгитов.

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 высокотемпературной 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. Это подтверждает формирование магм траппов из вещества нижнемантийских плюмов.

Существование в мантии магмопотоков

Подъем в фанерозое от границы с ядром крупных наклонных (вследствие влияния силы Кореолиса) суперплюмов поперечником во многие сотни километров приводит к протеканию глобальных тектонических процессов. Вопреки широко распространенным предположениям в фанерозое они не могли в большом количестве 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 ультраосновного 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. 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 магмообразующих 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 толеитовых 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. 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 аномально горячими мантийными миниплюмами, а существованием под этими точками магмопоток 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.

Диаметр некоторых импактных кратеров на Луне превышает тысячу 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 $10^{18} \text{ пуаз} = 10^{18} \text{ г/см}\cdot\text{сек}$. 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 эклогитов.

Существование этих локальных магмопотоков в наклонно поднимающихся обширных струях горячего нижнемантийного вещества, видимо, приводил к образованию конкретных магматических тел в верхних частях земной коры. Вещество магмопотоков поднимается не от границы мантии с ядром, как предполагается для миниплюмов, а из средних и верхних верхних частей обширных потоков горячего вещества. Понижение вязкости этого вещества в результате протекания в нем процессов декомпрессионного и фрикционного плавления на поздних стадиях подъема приводило 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 эклогитов 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 магмопотоки 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 эколгитов. 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 эколгитов 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 эколгитов, неизбежности их переплавления при подъеме и возникновения из них магмопотоков полностью объясняет эту дискретность и без гипотезы миниплюмов.

Неоднородность состава мантии, обусловленная гетерогенной аккрецией

В современных петрологических гипотезах в явной или неявной форме обычно предполагается близость первичного состава мантии на различной глубине, поскольку они базируются на гипотезе холодной гомогенной аккреции нашей планеты. Приведенные выше данные указывают на ошибочность этой гипотезы и на формирование Земли путем горячей гетерогенной аккреции. В этом случае в выпадавшем силикатном материале постепенно возрастало содержание низкотемпературных конденсатов протоплантного диска. Поэтому концентрация их должна была увеличиваться в мантии снизу вверх.

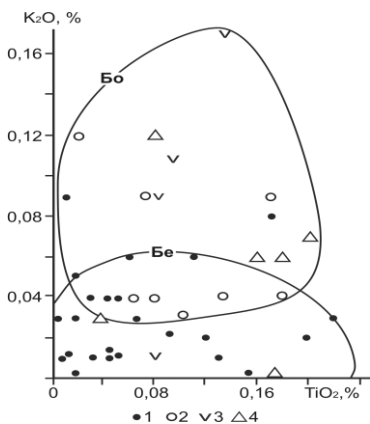


Рис. 61. Соотношение K_2O и TiO_2 в лерцолитах СОХ (1), островных дуг (2), окраинных морей (3) и ксенолитов из кимберлитов (4). Поля: Бе – бедной и Бо – богатой мантии. Построен по данным (Магматические..., 1988).

Масштабы этой неоднородности отражает рис. 61. На нем содержание в различных лерцолитах титана иллюстрирует в основном

степень фракционирования магм в магматических очагах, а калия – его содержание в исходных магмах. Лерцолиты срединно-океанических хребтов характеризуют состав нижней мантии, подогретой ядром и поэтому поднятой конвективными потоками. Ксенолиты в кимберлитах отражают состав верхней мантии под древними платформами, образовавшейся в результате кристаллизации и фракционирования перидотитового слоя постагрегационного магматического океана.

Из рисунка видно, что при одном и том же количестве титана содержание окиси калия в лерцолитах верхней мантии в среднем примерно в четыре раза выше, чем в нижней. В лерцолитах зон субдукции и краевых морей содержание калия приближается к таковому в континентальной верхней мантии. Это, видимо, обусловлено расположением здесь материала верхних и средних частей мантии, вытесненного нижнемантийным веществом, поднятым под океаническими зонами спрединга еще до опускания океанической коры. После начала этого опускания в него вовлекались и вытесняемые части мантии под океанами.

Полученные данные о первичной неоднородности мантии, обусловленной гетерогенным характером аккреции подтверждаются и существенными различиями базитов разных геодинамических обстановок (см. рис. 50). Они объясняют большое разнообразие состава магматических пород этих обстановок.

Происхождение магм в океанических и субдукционных областях

Всплытие струй нижнемантийного вещества в суперплюмах в фанерозое 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 эколгитов, 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 из богатого вещества 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.

Как отмечалось, при придонном фракционировании синаккреционного магматического океана из бедных литофильными компонентами высокотемпературных конденсатов протопланетного диска формировались плагиогранитные по составу остаточные расплавы. Большинство из них образовали впоследствии чарнокиты и

плагииграниты раннедокембрийской кристаллической коры. Но часть захоронялась среди кумулатов. Всплытие последних привело к подъему вместе с ними плагиигранитных тел и объясняет почти потоянное присутствие небольшого количества их в офиолитах и срединно-океанических хребтах.

По мере субгоризонтального растекания вещества суперплюмов под формирующейся океанической корой возникшие 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. 62).

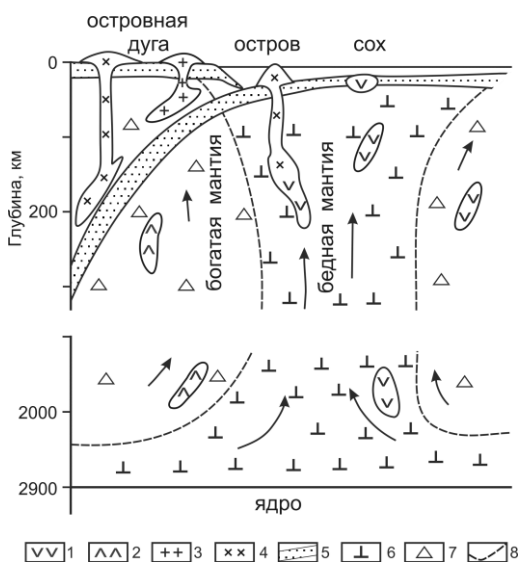


Рис. 62. Модель образования магм в океанах. 1 и 2 – тела соответственно бедных и богатых эфлогитов и основных магм; 3 и 4 – соответственно кислые и щелочные магмы; 5 – литосфера; 6 и 7 – соответственно бедная и богатая мантия; 8 – граница между бедной и богатой мантией.

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 и щелочных магматических серий. Отсадка при их формировании бедного титаном барофильного граната обусловило высокое содержание титана в этих сериях (см. рис. 50).

В них 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 длительного 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 толеитах 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 должны различаться. 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 магмопотоками 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.

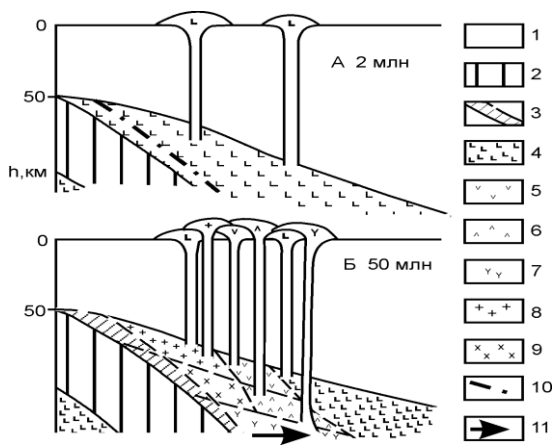


Рис. 63. Схема образования магм в субдукционных обстановках. 1 – континентальная или островодужная литосфера; 2 – погружающаяся океаническая литосфера; 3 – полностью затвердевшая астеносфера; 4 – очаги основной магмы в астеносфере; 5 и 6 – малощелочные (5) и субщелочные (6) средние по составу остаточные 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 относительно богатого литофильными компонентами астеносферного материала приводило к компрессионной кристаллизации и фракционированию присутствующих в нем очагов основных 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 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. В некоторых гипотезах (Ewart, Hawkesworth, 1987) эта астеносфера считается источником магм зон субдукции, магнообразование связывается с предполагаемым притоком летучих компонентов, отделявшихся 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. 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 $(T_0 - T)(T_0 - T_s)^{-1} = \text{erfc}L2^{-1}(a\tau)^{-0,5}$. 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 $T_0 - T_s = 800 \text{ °С}$.

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 возникла 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. 63). 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 фракционировавшихся 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 малощелочные и реже субщелочные основные магмы,

затем средние и далее кислые по мере охлаждения (рис. 63). Это является причиной преимущественно гомогромной 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.

С уменьшением мощности погружавшейся океанической плиты снижались 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.

Высокая начальная температура известково-щелочных магм, связанная с их образованием в астеносфере, является причиной изливания многих из них на земную поверхность с образованием

вулканитов. Повышенное содержание низкотемпературных конденсатов в богатых эклогитах, исходных для субдукционных магм, и процессы накопления воды и других летучих компонентов при повышенном давлении, объясняет значительное (до 6 %; Lee, Stern, 1997) содержание воды в этих магмах и иногда проявление взрывных процессов при подъеме их кислых разновидностей с образованием туфов и игнимбритов.

Разработанная генетическая модель полностью согласуется с 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.

Происхождение магм складчатых областей

В настоящее время широкое распространение получили представления о возникновении многих складчатых областей на активных континентальных окраинах. В этом случае их магматизм на начальных этапах эволюции является продолжением субдукционного и отчасти – океанического. На поздних этапах к нему добавлялся коллизионный магматизм. В эвгеосинклинальных частях складчатых областей сначала внедрялось значительное количество толеитовых по составу базитов и сформировавшихся в результате их малоглубинного фракционирования габбро-плагиогранитных и базальт-плагиориолитовых серий. На поздних этапах формировались габбро-гранитные и различные серии повышенной щелочности, возникшие путем фракционирования в высокабарических условиях под толстой литосферой. В миогеосинклинальных частях складчатых областей сначала образовались габбро-диорит-гранитные затем различные субщелочные и щелочные серии.

Как отмечалось (Шкодзинский и др., 1992), Главный батолитовый пояс Яно-Колымской складчатой области сформировался в результате плавления пород кристаллической континентальной коры вследствие интенсивного их фрикционного разогрева при скольжении по мантии континентальной плиты под воздействием давления перемещавшихся океанических плит. Следовательно, такое происхождение должны иметь гранитоиды современных и древних активных континентальных окраин. 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 (до 0,720 – 0,740), отражающие формирование их из древних

кислых пород. В них длительный распад радиоактивного изотопа рубидия привел к образованию большого количества радиогенного стронция. В возникших таким путем гранитоидах обычно присутствуют ксенолиты различных основных кристаллических сланцев и гнейсов, являющихся остатками вмещавших их раннедокембрийских кристаллических комплексов. Такие гранитоиды часто образуют огромные батолиты, что отражает большую мощность кислой кристаллической коры древних платформ (см. рис. 41). Они присутствуют только в тех регионах, в которых имеются признаки существования кислой кристаллической коры.

Важным подтверждением декомпрессионно-фрикционного происхождения гранитоидным батолитов складчатых (коллизионных) областей, является совпадение их состава с таковым раннедокембрийских гранитоидов глубинных частей континентальной коры. Это иллюстрирует рис. 64, 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.

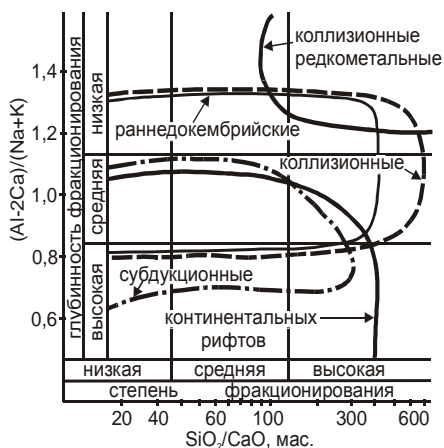


Рис. 64. Соотношение $K_{\text{Al}} = (\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K})$ и SiO_2/CaO в гранитоидах: раннедокембрийских, коллизионных, литий-фтористых, субдукционных и континентальных рифтов (Шкодзинский, Зедгенизов, 2004).

На рисунке поле состава гранитоидов коллизионного Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области почти

идеально точно совпадает с полем раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита, расположенного примерно на тысячу километров к юго-западу от складчатой области. Это совпадение свидетельствует о формировании их из одного и того же вещества – из продуктов фракционирования кислого слоя постаккреционного магматического океана. Поле коллизионных 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. 64. 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 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 глубоких 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.

Выводы

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 выплавки из слабо подплавленных глубоких 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 глубокого 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 затвердел 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 эклогитов в поднимающихся мантийных плюмах должны расплавляться под влиянием сильной декомпрессии и фрикционного тепловыделения и формировать крупные очаги основных магм в астеносфере. Такой генезис толеитовых магм подтверждается нехарактерностью для них ультраосновных ксенолитов. 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 эклогитов 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.

В зонах субдукции погружающая холодная океаническая литосфера охлаждала толеитовые магматические очаги в астеносфере. В результате их среднеглубинной кристаллизации и дифференциации формировались богатые кремнекислотой, железом и щелочами дацит-андезит-базальтовые магматические серии. В более удаленных от океана глубинных частях астеносферы в результате кристаллизации магматических очагов в условиях высокого давления возникали щелочные остаточные расплавы и щелочные и близкие к ним по составу породы внешних магматических поясов зон субдукции.

В эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных частях складчатых областей ранний магматизм аналогичен соответственно океаническому и окраинно-континентальному субдукционному. Декомпрессионное и фрикционное переплавление раннедокембрийской кристаллической коры при коллизии обусловило образование гранитных батолитов. Увеличение содержания низкотемпературных конденсатов протопланетного диска в мантии снизу вверх является причиной повышенной концентрации литофильных компонентов в магмах, зарождавшихся в зонах субдукции и в континентальных рифтах, по сравнению с магмами срединно-океанических хребтов. Главной причиной разнообразия состава магм являются процессы магматического фракционирования. Это во многом подтверждает забытые представления классиков петрологии начала прошлого века.

ЭВОЛЮЦИЯ И ЗАТВЕРДЕВАНИЕ МАГМ

Количественные модели магм и вытекающие из них следствия

Как показывает опыт развития петрологии метаморфических пород, разработка физико-химических моделей образования их минеральных парагенезисов является важным средством решения генетических проблем. Для магматических пород до сих пор отсутствовали количественные модели магм, несмотря на большое количество публикаций, посвященных таким породам. Это обуславливает нерешенность многих генетических вопросов.

Автор рассчитал фазовые Р-Т диаграммы для главных типов магм, которые отражают температуру и давление устойчивости главных равновесий и влияние этих параметров на состав главных фаз в магмах. Следовательно, такие диаграммы являются количественными моделями магм, необходимыми для решения ранообразных генетических проблем. Для расчета Р-Т диаграмм фазового состава сначала по опубликованным экспериментальным и термодинамическим данным строились диаграммы состояния магматических систем, отражающие все имеющиеся по ним данные при разных содержаниях летучих компонентов. Затем на их основе рассчитывались фазовые Р-Т диаграммы при заданном содержании летучих компонентов, равному таковому в конкретных природных магмах. Расчеты и диаграммы приведены в специальной монографии (Шкодзинский, 1985).

Фазовые Р-Т диаграммы выявили существование в магмах ряда малоизвестных явлений. Как иллюстрирует Р-Т диаграмма фазового состава (рис. 65), даже в такой богатой летучими компонентами магме как кимберлитовая самостоятельная флюидная фаза присутствует только в относительно малоглубинных и низкотемпературных полях L (расплав) + F (флюид) и K (твердые фазы кимберлита) + L + F . В наиболее глубинных и высокотемпературных полях L + K и L , отвечающих условиям магмообразования, флюидная фаза отсутствует главным образом вследствие полного растворения летучих компонентов в расплаве под влиянием высокого давления. В бедных летучими компонентами других магмах (кислых, средних и основных) поля присутствия флюидной фазы намного меньше полей ее отсутствия (рис. 66). Это противоречит широко распространенным представлениям

о ведущей роли привноса летучих и литофильных компонентов при зарождении магм и глубинных процессах в них.

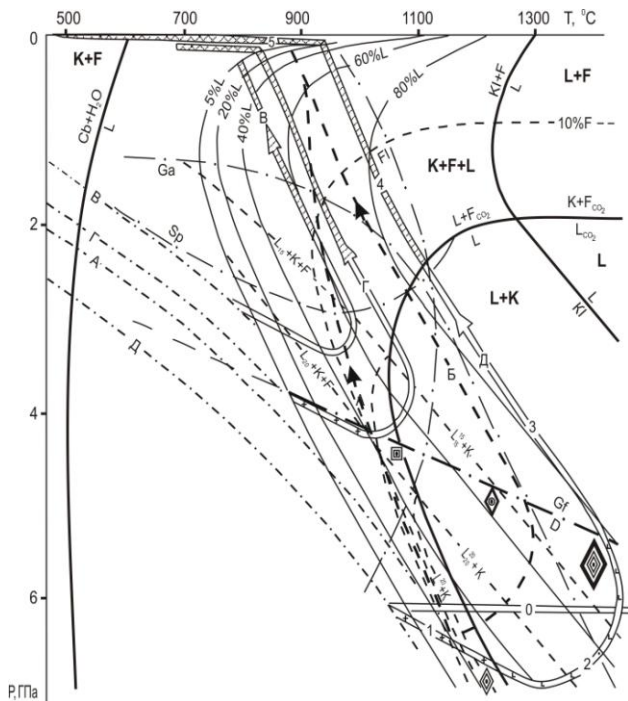


Рис. 65. P-T диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм с 10% H₂O и 10% CO₂. Линии со стрелками – различные варианты эволюции кимберлитовых магм при подъеме. На линиях эволюции: 0 – докимберлитовый этап, связанный с образованием и остыванием мантии; 1 и 2 – этапы соответственно интенсивного 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. Сб – твердые фазы карбонатита в солидусных условиях; F – флюид; Fl – флогопит; Ga – гранат; Gf – графит; K1 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 иллюстрирует соотношение изоконцентрат расплава с линиями эволюции магм на большей их части подъем приводит к увеличению количества расплава в магмах. Это отражает большую расплавогенерирующую роль всплывания и выжимания магм.

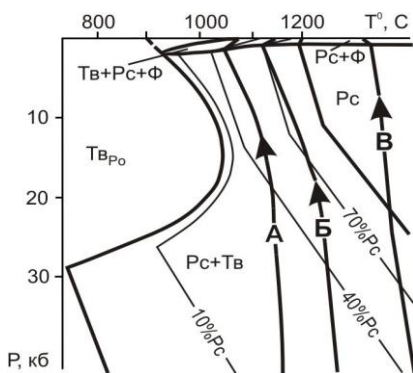


Рис. 66. P-T диаграмма фазового состава основных магм с 0,5 % H₂O. P_с – расплав, T_вP_о и T_в – твердые фазы с амфиболом и без него; Ф – флюид. А, Б, В – различные варианты эволюции магм при подъеме (Шкодзинский, 1985).

На заключительных малоглубинных этапах подъема содержание расплава в магмах резко уменьшается вследствие их затвердевания в результате увеличения температуры кристаллизации при снижении концентрации летучих компонентов в магмах. Явления декомпрессионного плавления на глубинных этапах подъема магм и затвердевания магм на заключительных этапах почти не известны широкому кругу петрологов. Поэтому практически не используются при изучении магматических пород. Между тем они играют ведущую роль при формировании этих пород. В связи с этим данные явления будут детально рассмотрены на примере кимберлитовых магм.

Роль декомпрессионно-фрикционного плавления в образования кимберлитовых магм

Ранее (Шкодзинский, 2014) было показано, что 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.

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.

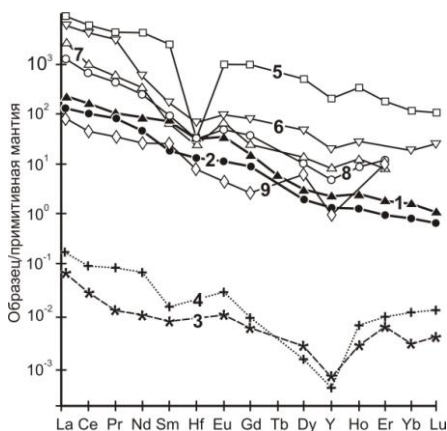


Рис. 67. Нормированное к примитивной мантии содержание редкоземельных элементов в кимберлитах группы I (1) и трубки Удачная (2), в расплавных включениях в облачных ядрах октаэдрических алмазов из трубок Интернациональная (3) и Удачная (4), в фибриллярных алмазах Коингнас (5), Диавик (6), Канкан (7), Удачная (8) и Дебирс (9) (Navon et al., 2009, 2012; Weiss et al., 2012; Zedgenizov et al., 2009).

Как показывает рис. 67, содержание наиболее расплавофильного элемента лантана в кимберлитах группы I (линия 1) и трубки Удачная (2) в 20 – 50 раз ниже, чем в расплавных включениях самых поздних фибриллярных алмазов (линии 5 и 6). Следовательно, примерно во столько же раз увеличилось количество расплава в кимберлитовых магмах в результате декомпрессионного плавления при подъеме. Это

примерно согласуется с величиной возрастания количества расплава (в 21 раз), полученное по диаграмме на рис. 65.

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 алмазосных трубок Якутии (Yakovlev et al., 2012) показали присутствие обоих вариантов изменения магнезиальности крупных зерен оливина (рис. 68).

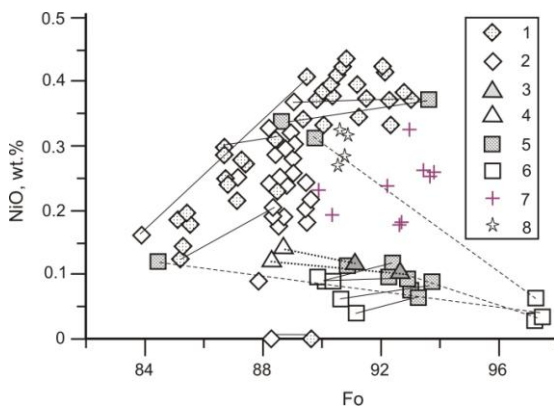


Рис. 68. Состав оливина: 1, 2 – ядра и края фенокрит в трубке Удачная-восточная; 3, 4 – то же, Удачная-западная; 5, 6 – то же, Интернациональная; 7 и 8 – ядра, Заполярная и Юбилейная (Yakovlev et al., 2012).

Повышение магнезиальности 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 %, то есть примерно в 20 раз (Шкодзинский, 2015). 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 формы, 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).

Загадки и парадоксы кимберлитов

Кимберлиты в природе встречаются очень редко, но в связи с алмазонасностью 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 породообразующих минералов различного состава; ксенолитов глубинных, вмещающих пород и кимберлитов; очень большое содержание относительно низкотемпературных минералов – серпентина, кальцита, хлорита; залегание преимущественно в виде конических тел 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 P-T диаграмма фазового состава этих магм позволяют решить неясные генетические вопросы кимберлитов.

Автор термина кимберлит Х. Льюис в 1886 г отнес к этой породе сильно измененную алмазонасную брекчию трубки Кимберли, которая, по его мнению, была сформирована магмой флогопитсодержащего порфирированного 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 силлы 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, Kuzlaukis, 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 кимберлитовые магм, и почему последние не изливались на земную поверхность. В то же время, внедрившиеся 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 ° С) по сравнению с кимберлитовыми (800 – 1000 °; Шкодзинский, 1985) должна была бы приводить в них к более частым фреатомагматическим взрывам.



Рис. 69. Соприкосновение лав вулкана Мауна-Лоа (Гавайские острова) с водой не приводит к взрыву (поисковая программа Google «Фото извержений вулканов»).

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.

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. 69). 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 приконтактового 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.

Сущность декомпрессионного затвердевания магм при подъеме

Фазовая P-T диаграмма кимберлитовых магм на рис. 65 показывает существование перегиба 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. Это 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.

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 находился на большой глубине, соответствовавшей формированию его в придонном перидотитовом слое магматического океана.

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 поднимающихся 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 парциального 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.

Наглядно существование явления декомпрессионного затвердевания иллюстрирует Р-Т диаграмма фазового состава кислых магм (Шкодзинский, 1985). 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 магниезального 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 цилиндрических 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 (Фролов и др., 2005). 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 небольшого подъема кимберлитовых магматических колонн после начала их декомпрессионного затвердевания.

Природа и сила вулканических взрывов декомпрессионно затвердевавших 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), 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 трубах) 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 $A = (125 \cdot 10^3/18)$ моль $\cdot 1173$ К $\cdot 8,314$ 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 взрывающихся 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. 70) и приводящих иногда к возникновению катастроф планетарного масштаба.



Рис. 70. Продукты взрыва вулкана Пинатубо (Филлипины, 1991) достигли стратосферы (поисковая программа Google «Фото извержений вулканов»).

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.

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. взрывной 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 взрывной камеры и огромным объемом взрывающегося вещества. По величине создаваемого избыточного давления (примерно до 5 кб) взрывавшиеся 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, широко 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 возникновении их путем «газовой продувки».

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 взрывающихся 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. Странники 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. 71, 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.

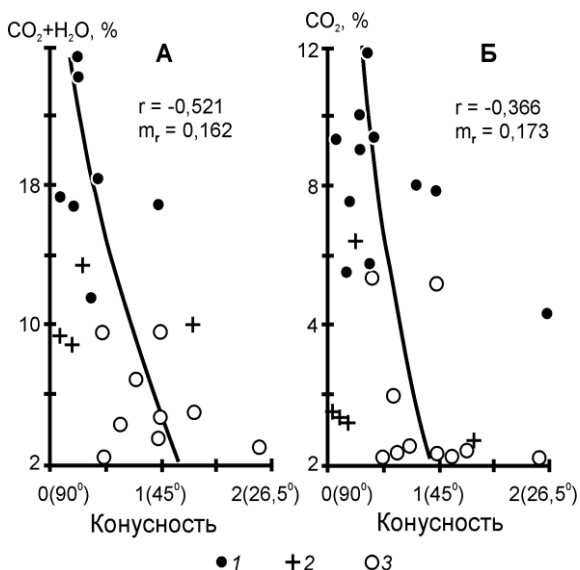


Рис. 71. Соотношение конусности диатрем с суммарным содержанием воды и углекислоты (А) и углекислоты (Б) в кимберлитах Якутской (1), Архангельской (2) провинций и в лампроитах Австралии (3). Используются данные (Харьков и др., 1998; Лапин и др., 2004; Фролов и др., 2005; Минин и др., 2005).

При величине этой суммы 2 % он уменьшается в среднем до 43° (рис. 71, 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. 71, 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 ($-0,366$).

Для кимберлитов характерны вытянутые 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 магматических 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 полужатвердевшая часть кимберлитовой колонны, а не только ее часть, контактирующая с гипотетическим водоносным или газонепроницаемым горизонтом, что объясняет образование больших объемов кимберлитовых брекчий.

Из-за сильного охлаждения газов при адиабатическом расширении и теплоотдачи 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.

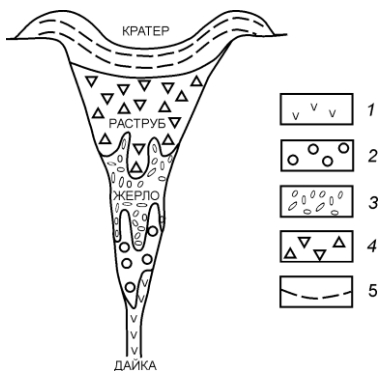


Рис. 72. Распределение интрузивных кимберлитов (1), эндогенных жидкокластических (2), пластичнокластических (3), твердокластических (4) и эпигенных твердокластических (5) взрывных брекчий и туфов в кимберлитовых трубках.

В то же время не претерпевшие взрывной дезинтеграции дайки и силлы кимберлитов обычно метаморфизовали вмещающие осадочные породы (Даусон, 1983), что свидетельствует о высокой первичной температуре кимберлитовых магм и подтверждает резкое ее

снижение в процессе взрыва. В силах 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.

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 порфиновые 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. 72).

Материал, не подвергавшийся эксплозивной дезинтеграции, представлен массивными порфировыми или афировыми кимберлитами подводящей дайки. При высоком содержании обломков глубинных или

вмещающих пород он переходит в эруптивные брекчии. Выше расположены взрывные брекчии, подразделяемые на эндо- и эпикластические. Эндокластические брекчии возникали в основном из материала, не поднимавшегося над земной поверхностью. Они подразделены на жидко-, пластично- и твердокластические.

Характерные для нижних частей диатрем жидкокластические взрывные брекчии 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.

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 порфиоровыми кимберлитами и взрывными брекчиями (Фомин и др., 1998).

Типичные для жерла и нижней части раструба пластичнокластические кимберлитовые брекчии 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.

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 (рис. 73). В них часто присутствуют округлые деформированные включения кимберлитового материала, возникшие из фрагментов полузатвердевшего расплава, и являющиеся лапиллями.

Верхняя часть раструба и нижняя часть кратера должны быть сложены твердокластическими брекчиями, 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 (рис. 74). 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.

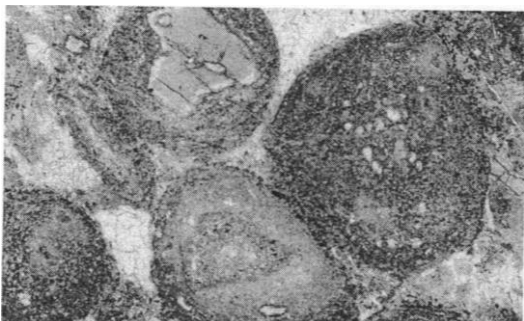


Рис. 73. Шаровая текстура кимберлитов. Трубка НР, Британская Колумбия, Канада (Pell, Ijewliw, 2003).

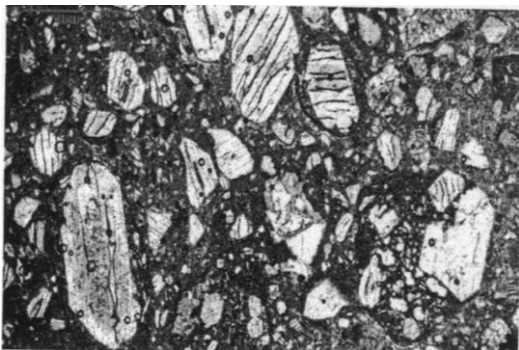


Рис. 74. Кристаллокластический кимберлитовый туф, Испания (Bailey, Kearns, 2008)

Выше располагаются эпикластические взрывные 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.

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 и 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 эксплозивной 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, двоянные диатремы широко распространены. К ним относятся трубки Удачная и Ботубинская 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. Исключения могут составлять трубки, возникшие в участке ранее внедрившейся кимберлитовой дайки, или прорванные более поздними дайками. Эти дайки образовались из невзрывающихся 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.

Как иллюстрирует положение изоконцентрат расплава на рис. 65, магмы декомпрессионно затвердевали при подъеме лишь в условиях поля $Tв+Ф+Pc$ на фазовых диаграммах, то есть после начала выделения из расплава флюидной фазы под влиянием декомпрессии. В полях $Pc+Tв$, Pc и $Pc+Ф$ эти процессы не происходили вследствие большей высокотемпературности данных полей. На диаграмме для кимберлитовых магм поле $Tв+Ф+Pc$ (на ней оно обозначено $K+F+L$) 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 излиянию их на земную поверхность.

Особенности взрывов кислых магм

Значительно меньший размер имеет поле $Tв+Ф+Pc$ на диаграммах для кислых и основных магм (см. 66), 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 $Pc+Ф$, 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 – игнимбриды (Шкодзинский, 1985). Вследствие высокой пластичности обломочный материал игнимбридов 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. Это объясняет большую подвижность палящих туч и огромную протяженность многих сформированных ими игнимбридовыми пластами, их часто почти горизонтальное исходное залегание и заполнение ими углублений на земной поверхности. Благодаря пластичности и высокой температуре

обломочный материал игнимбригов 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 возростала степень их декомпрессионного затвердевания при подъеме. Это приводило к увеличению содержания тефры в наземных продуктах извержений и степени остроугольчатости обломков стекла.

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.

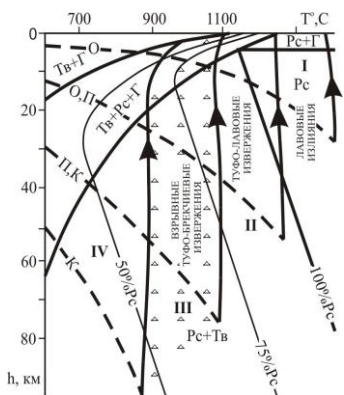


Рис. 75. Обобщенная фазовая Р-Т диаграмма магм. Г – газ, Рс – расплав, Тв – твердые фазы. Линии геотермических градиентов: О – океанического, К – континентального, П – переходного. Поля: лавовых излияний (I), туфо-лавовых извержений (II), взрывных туфо-брекчиевых извержений (III) и отсутствия извержений (IV).

Эту зональность удобно рассматривать на основе обобщенной Р-Т диаграмма фазового состава и эволюции магм, отражающей их свойства вне зависимости от состава. Такая полуколичественная диаграмма приведена на рис. 75.

В высокотемпературных магмах, характеризуемых правой областью диаграммы (поле I на рис. 75), подъем сопровождается только

выделением газовой фазы. Такие магмы остаются маловязкими и спокойно изливаются. Скорость движения лав по земной поверхности, вследствие их небольшой вязкости, достигает 100 км в час. Из затвердевающих потоков временами вырываются фонтаны лавы.



Рис. 76. Высочайший вулкан в Солнечной системе Олимп на Марсе (<https://www.google.ru/search?q=Вулкан+Олимп>).

Максимально возможная высота подъема магм возрастает с увеличением глубины их зарождения, поскольку она определяется разницей веса столбов вмещающих пород и магмы. В срединно-океанических хребтах она минимальна, так как магмы зарождаются на небольшой глубине. На континентах – максимальная. Самым высоким (24 км) вулканом в Солнечной системе является Олимп на Марсе (рис. 76), что связано с большой мощностью литосферы на этой планете, возникшей в результате ее небольшого размера и поэтому быстрого остывания. Диаметр его равен 600 км. Это указывает на подъем его магм из глубинных мафических слоев магматического океана. Небольшой наклон поверхности этого вулкана свидетельствует о низкой вязкости его магм и согласуется с образованием их в придонных мафических слоях магматического океана.

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. 75. 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, характеризуемые 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 туфовые и игнимбритовые толщи, состоящие из продуктов дезинтеграции затвердевших частей магматических колонн.



Рис. 77 Палящая туча вулкана Пинатубо. Филиппины, 1991 (поисковая программа Google «Фото извержений вулканов»).

Взрывы при образовании игнимбритов являются самыми мощными (см. рис. 70) 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 (рис. 77).

Выводы

Впервые рассчитанные фазовые Р-Т диаграммы магм выявили существование явлений декомпрессионно-фрикционного плавления в них твердых фаз на глубинных стадиях подъема и декомпрессионного затвердевания расплава после вскипания на малоглубинных стадиях. Расчеты свидетельствуют, что в кимберлитовых магмах содержание расплава при подъеме в глубинных условиях увеличивалось в десятки раз. Это подтверждается примерно таким же пониженным содержанием легких редких земель в кимберлитах по сравнению с таковым в расплавах включений в присутствующих в них поздних алмазах. Следовательно, подниматься начинала суспензия с большим количеством кумулятивных твердых фаз. Это объясняет большое содержание в кимберлитах кристаллов различных по составу глубинных минералов и присутствие в них следов резорбции.

Затвердевание расплава на малоглубинных стадиях подъема 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 взрывные 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.

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.

РУДОГЕНЕРИРУЮЩАЯ РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Длительная (в течение большей части геологической истории Земли) кристаллизация колоссального объема глобального магматического океана сопровождалась отделением огромного количества растворенных в нем летучих компонентов. Они выносили множество рудных компонентов, что должно было привести к формированию из них большого количества месторождений. В процессе фракционирования глубинных слоев магматического океана в остаточных расплавах происходило накопление рудных компонентов и кристаллизация алмазов. Они выносились этими расплавами в земную кору и также формировали месторождения. Возникшие в результате подъема мафических магм крупные магматические тела подвергались процессам внутрикамерного фракционирования с образованием хромитовых, платиновых, медно-никелевых и других месторождений. Вследствие новизны концепции магматического океана его рудогенерирующая роль в должной мере еще не оценена. Ниже показано, что эманационная дифференциация магматического океана позволяет объяснить природу уникальных месторождений, распространенных на древних платформах. Их генезис был совершенно непонятным до настоящего времени.

Происхождение раннедокембрийских железистых кварцитов

К наиболее уникальным относятся месторождения раннедокембрийских железистых кварцитов. Они присутствуют в большом количестве на всех древних платформах. Обращают на себя внимание огромные запасы в них железа. Например, в Курской магнитной аномалии они оцениваются в триллионы тонн (Александров, 1975). Это несопоставимо больше, чем запасы в миллионы тонн, обычно характерные для фанерозойских месторождений этого металла. Суммарная мощность пластов железистых кварцитов на месторождении иногда бывает больше километра (рис. 78), протяженность – десятки километров, а площадь распространения – нескольких сотен квадратных километров. В них тонкие прослои кварцита (обычно толщиной несколько миллиметров) чередуются с прослоями, сложенными магнетитом, гематитом, сидеритом и продуктами их изменений.

Не понятен источник огромного количества железа и кремнекислоты в этих месторождениях. В них обычно отсутствуют признаки генетической связи с какими-либо конкретными магматическими телами. Чаще всего предполагается, что кремнекислота и железо привносились из выветривавшихся вмещающих пород. Однако эти породы не имеют признаков протекания грандиозных процессов выветривания, сопоставимых по масштабам с процессами отложения железных руд.

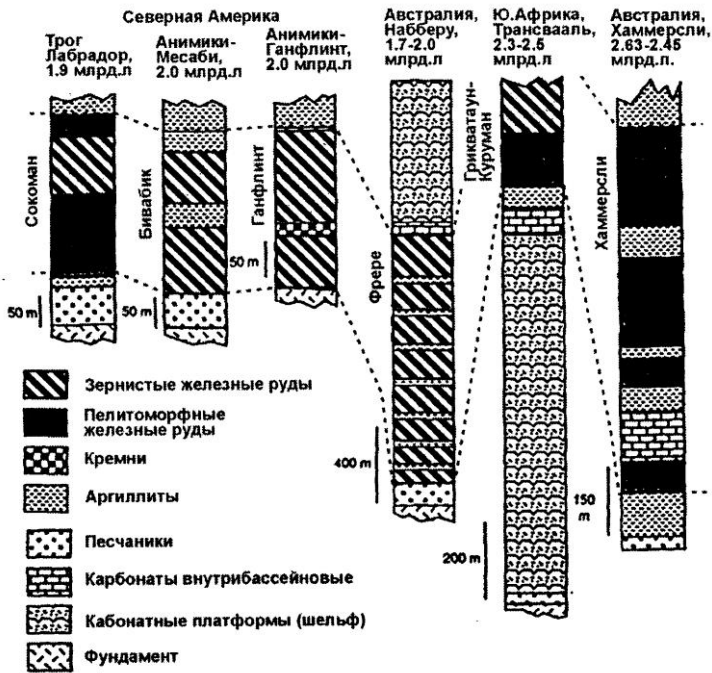


Рис. 78. Стратиграфические соотношения железорудной формации с вмещающими оложениями (Розен и др., 2008).

Иногда предполагаемой связи процессов их образования с гидротермальной деятельностью древних вулканов (Смирнов, 1982) противоречит чаще всего значительная пространственная разобщенность местоположения железных руд и предполагаемых вулканогенных пород и обычно отсутствие последних на

месторождениях. Не ясна и причина нехарактерности таких мощных процессов образования железных руд для фанерозоя.

Очевидно, что гигантская по масштабам эманационная дифференциация магматического океана должна была сопровождаться выносом из него огромного количества кремнекислоты и железа. Рассчитанная по опубликованным экспериментальным данным Р-Т диаграмма распределения рудных и летучих компонентов во фракционирующих кислых магмах (рис. 79) иллюстрирует, что в процессе кристаллизации концентрация рудных компонентов в остаточных расплавах и выделявшихся из них флюидах возрастала.

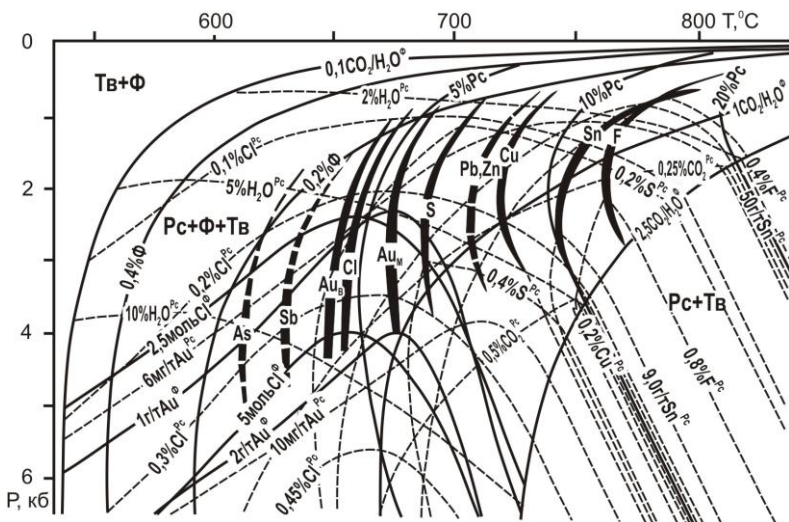


Рис. 79. Р-Т диаграмма распределения рудных и летучих компонентов во фракционирующих высокотемпературных кислых магмах с исходным содержание H_2O 1 %, CO_2 и F по 0,1 %, Cl 0,03 %, S 0,05 %, Sn 10 г/т, Au 0,002 г/т, Cu и Pb по 2 г/т, Zn 6 г/т, Sb 0,2 г/т, As 0,15 г/т при коэффициентах распределения этих компонентов между расплавом (Рс) и твердыми фазами (Тв) соответственно 2; 2; 10; 2; 4; 5; 1; 5; 2; 2; 5; 5 (Шкодзинский, 2014).

Поэтому первыми в значительном количестве выносились компоненты с изначально высокими концентрациями в магмах. К таковым относятся железо и кремнекислота. Это объясняет очень древний возраст подавляющего большинства месторождений железистых кварцитов. Их изотопный возраст варьирует обычно от 3,8

до 1,8 млрд. лет (см. рис. 51) и близок к возрасту зеленокаменных поясов. С древностью этих месторождений согласуется их метаморфизованность. Первоначально всеземное распространение глобального магматического океана обусловило присутствие большого количества железистых кварцитов на всех древних платформах.

До настоящего времени была непонятной очень высокая окисленность железа в месторождениях железистых кварцитов. Известно, что присутствие в древнейших осадочных породах окатанных зерен легко окисляющихся пирита и уранинита указывает на бедность ранней атмосферы кислородом. Между тем главные железосодержащие минералы рассматриваемых месторождений представлены магнетитом и гематитом, последний содержит максимально возможное для железосодержащих минералов количество кислорода. Высокая окисленность железа отвергает возможность осадочного происхождения железистых кварцитов. Но она вполне согласуется с их гидротермальной природой, поскольку известно, что гематит и магнетит являются обычными минералами гидротермально измененных пород (Смирнов, 1978). Поэтому они должны были кристаллизоваться и из эманаций, отделявшихся из океана магмы. Из этих эманаций в значительной мере образовались и ранние гидросфера и атмосфера.

Природа Витватерсранда и других стратиформных месторождений

Другим продуктом гидротермальной деятельности глобального магматического океана должны быть золоторудные и другие стратиформные месторождения, широко распространенные в зеленокаменных поясах и осадочных бассейнах. Наиболее уникальным является золото-урановое месторождение Витватерсранд (Смирнов, 1978). Как и для железорудных месторождений, поражают гигантские запасы в нем рудного компонента. Если фанерозойские месторождения считаются уникально крупными при запасах золота около тысячи тонн, то на Витватерсранде к настоящему времени его добыто уже около пятидесяти тысяч тонн, а оставшиеся запасы оцениваются в десятки тысяч тонн. Из него извлечено около 40 % золота добытого человечеством. Площадь месторождения 350×200 км. Золото в основном содержится в пирите, который присутствует в прослоях конгломератов (рифак) среди песчанико-сланцевых толщ синклинория. Эти прослои на всех уровнях их залегания показывают изотопный

возраст 1,9 млрд. лет, хотя нижние песчаники вмещающих толщ имеют возраст 2,5, а верхние сланцы – 1,9 млрд. лет.

В настоящее время наиболее распространенными являются гипотезы рассыпного и гидротермального генезиса этого месторождения. Отсутствие в регионе коренных золотоносных тел, которые могли бы быть источником рассыпного золота, наличие псевдоморфоз золота по микроводорослям и значительная (до 4 %) примесь ртути в золоте свидетельствуют в пользу гидротермальной гипотезы. Однако в этой гипотезе остаются непонятными причины гигантского количества золота в месторождении, отсутствия подобных месторождений в фанерозойских породах и золотоносных кварцевых жил в окрестностях месторождения. Образование из эманаций магматического океана объясняют эти особенности. Очевидно, что огромный объем этого океана и его существование на ранней стадии эволюции Земли являются причинами колоссальных запасов золота на месторождении и его древности.

В многочисленных более мелких месторождениях в зеленокаменных поясах золотое оруденение обычно формировалось на последних стадиях метаморфизма после возникновения кливажа (Но et al., 1990). На месторождении Витватерсранд оно содержится в прослоях конгломератов с изотопным возрастом 1,9 млрд. лет и, видимо, моложе этого возраста. Это указывает на значительно более молодой возраст золотого оруденения в зеленокаменных поясах по сравнению с железистыми кварцитами. Данное явление объясняется достижением высокой концентрации золота только в поздних гидротермах (Школдзинский, 2014). Как иллюстрирует рис. 79, в процессе кристаллизации магм содержания рудных и выносящих их летучих компонентов в остаточных расплавах растут до тех пор, пока в них не начинают формироваться фазы-концентраторы этих компонентов. Чем меньше содержание рудного компонента в первичных магмах, тем больше должна быть глубина и степень кристаллизации магм для достижения высокого его содержания в остаточных расплавах и отделяющихся гидротермах. Концентрация золота в кислых магмах очень мала – первые миллиграммы на тонну в гранитоидах. Поэтому богатые им гидротермы формировались лишь в поздно затвердевавших относительно глубинных частях кислого слоя магматического океана. В этих условиях, вследствие высокого давления, флюидная фаза появлялась лишь на поздних стадиях кристаллизации магмы, когда в небольшом количестве остаточного

расплава присутствовали повышенные количества золота и выносящего его хлора.

Нетипичность золотоносных гидротермальных жил для вмещающих зеленокаменные пояса гнейсов и гранитоидов должна быть обусловлена еще высокой температурой и пластичностью этих пород, препятствовавшей возникновению в них открытых трещин и кристаллизации в них кварца. Приуроченность золота к прослоям конгломератов на месторождении Витватерсранд, видимо, связана с повышенной их проницаемостью для гидротермальных растворов.

Под влиянием эманационной дифференциации магматического океана сформировались также флогопитовые месторождения на контакте мраморов и силикатных пород в Федоровском комплексе Алданского щита. Они возникали в результате биметасоматических процессов между этими породами. Такие процессы не происходили в восточной части Алданского щита, где преобладают бедные водой гиперстенные гнейсы. Это, а также пространственная связь месторождений с зонами тектонических нарушений указывают на образование их под влиянием флюидов, отделявшихся от кислых расплавов верхнего слоя магматического океана.

Они отделялись от ранних высокотемпературных расплавов, в которых еще не были сконцентрированы рудные компоненты, что объясняет небольшие содержания таких компонентов в флогопитовых месторождениях. С этим согласуется их преобладающий изотопный возраст 1,8 – 1,9 млрд. лет (Смелов и др., 2009) и присутствие в них высокотемпературных минералов – клинопироксена, флогопита, шпинели, роговой обманки, полевоглогшпата. Видимо, несколько более низкотемпературные флюиды выносили большое количество железа, что объясняет присутствие магнетитовых месторождений в Федоровском комплексе.

Генезис урановых месторождений типа «несогласия»

Еще одним продуктом эманационной дифференциации океана магмы являются урановые месторождения типа «несогласия». Наиболее крупные из них находятся в Северной Австралии и в Канаде в провинциях Саскачеван и Северо-Западных территорий. Для них характерен контроль оруденения поверхностями стратиграфического несогласия между раннепротерозойским фундаментом и осадочным чехлом, связь с крупными тектоническими нарушениями и с

углеродистыми сланцами и доломитами. Эти породы являются химическими активными. Поэтому они осаждали уран из просачивавшихся флюидов. Наиболее уникальным является месторождение Мак-Артур-Ривер в Канаде. Его подтвержденные запасы на январь 2001 г составляли 161300 т U_3O_8 при среднем содержании 21 % (Истомин и др., 2003), а в зоне вторичного обогащения на месторождении Раббит-Лейк – 82 %. Это уникально высокие содержания, если учесть, что на месторождениях других генетических типов они обычно составляют десятые доли процента.

Месторождение расположено под перекрывающей осадочной формацией Атабаска и в ее нижней части. Ее возраст ранний и средний рифей (1,5 – 1 млрд. лет). Следовательно, урановое оруденение должно быть еще моложе. Такой молодой возраст обусловлен небольшими концентрациями урана в первичных магмах. Поэтому высокоурановые гидротермы возникали в очень глубинных частях магматического океана, которые кристаллизовавшихся наиболее поздно. Высокое содержание никеля и кобальта в рудах указывают на возникновение ураноносных гидротерм в остаточных расплавах пикритового слоя магматического океана на глубине, видимо, в десятки километров.

Образование месторождений лишь в отдельных участках раннедокембрийской коры свидетельствует о существовании локальных областей, благоприятных для подъема и разгрузки рудоносных гидротерм. На ранней стадии благоприятными для их подъема, видимо, были наименее закристаллизованные части магматического океана, в которых выделявшиеся из расплава флюиды могли легко всплывать в большом количестве. Такие участки в верхнем кислом слое магматического океана были представлены скоплениями кислых остаточных расплавов. Это объясняет приуроченность ранних месторождений в основном к гранит-зеленокаменным областям и их нетипичность для гранулитогнейсовых областей. Достигшие земной поверхности рудоносные растворы размещались преимущественно в понижениях, в которых накапливались породы зеленокаменных поясов. Это является причиной приуроченности к этим поясам большинства месторождений. На поздней стадии эволюции магматического океана решающее значение для подъема гидротерм приобретали глубинные тектонические разломы, возникавшие в перекрывающей твердой коре под влиянием процессов локальной конвекции в еще не затвердевших нижних слоях океана магмы. Поэтому крупные древние тектонические

нарушения являются перспективными на обнаружение урановых месторождений в основании осадочного чехла.

Из зарождавшихся в кристаллизующемся магматическом океане гидротерм, видимо, сформировались также лазуритовые, хрусталеносные, стратиформные свинцово-цинковые и медные месторождения на древних платформах. Об этом свидетельствует приуроченность их к раннедокембрийским комплексам, древний возраст, большие запасы полезного компонента и отсутствие связи с конкретными магматическими телами.

Образование алмазов при кристаллизации перидотитового слоя постаккреционного магматического океана

В формировании уникальных месторождений на древних платформах принимали участие не только процессы эманационной дифференциации магматического океана, но и процессы кристаллизации и фракционирования его глубинных слоев. В результате этих процессов сформировались кимберлиты и выносимые ими алмазы.

Выдающиеся ювелирные и физические свойства алмазов определяют большую ценность этого минерала. На основании обычно большего изотопного возраста минеральных включений в алмазах (до 3,5 млрд. лет) по сравнению с возрастом алмазоносных кимберлитовых трубок (сотни – десятки миллионов лет) чаще всего предполагается, что кристаллы этого минерала возникали в твердой мантии на ранней стадии ее эволюции. Кимберлитовые магмы механически захватывали их при движении через мантию и не имеют никакого отношения к процессам образования этого минерала. Однако такому ксеногенному происхождению алмазов противоречит установленное существование многочисленных зависимостей морфологии, количества и крупности кристаллов алмаза от состава и особенностей размещения содержащих их кимберлитов (Шкодзинский, 2014, 2015). Это свидетельствует о значительной общности процессов формирования алмазов и кимберлитов. Разработанная модель фракционирования и кристаллизации магматического океана убедительно объясняет все особенности этих образований.

Как показано выше, остывание и затвердевание расслоенного по составу земного океана сверху вниз сопровождалось формированием кимберлитовых остаточных расплавов и выносимых им пород

мантйных ксенолитов в его нижнем перидотитовом слое (рис. 80). Кимберлитовый состав остаточный расплав приобрел в основном в последние полмиллиарда лет вследствие накопления в нем при кристаллизации расплавофильных химических компонентов – углекислоты, воды, кремнекислоты, легких редких земель и др. Это объясняет преимущественно фанерозойский возраст кимберлитов, небольшой объем и низкотемпературность их магм и обогащенность их расплавофильными компонентами (до 1000 хондритовых норм легких редких земель). Алмазы начали формироваться намного раньше кимберлитовых магм вследствие увеличения в остаточном расплаве концентрации углерода, так как он почти не входил в состав кристаллизовавшихся порообразующих минералов. Это обусловило чаще всего более древний изотопный возраст включений в алмазах по сравнению с кимберлитами. Такой генезис объясняет отсутствие алмазоносных кимберлитов в океанических областях, где продукты затвердевания расслоенного магматического океана были раздвинуты под влиянием растекания всплывавших горячих мантийных струй, и приуроченность их к участкам платформ с древней кристаллической корой (правило Клиффорда) и мощной литосферой (с мантийными килиями).

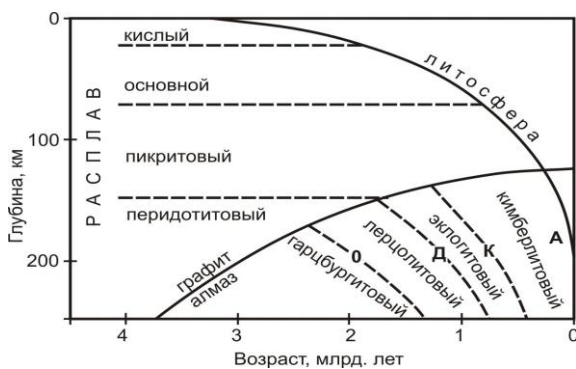


Рис. 80. Примерная последовательность изменения состава остаточных расплавов перидотитового слоя магматического океана от гарцбургитового к кимберлитовому и кристаллизации различных алмазов: O – октаэдрических, Д – ромбододекаэдрических, К – кубических и А – агрегатов.

И. Сунагава (Sunagava, 1984) пришел к выводу, что увеличение степени пересыщения среды кристаллизации алмаза углеродом должно

приводить к смене октаэдрической огранки возникавших кристаллов на ромбододекаэдрическую и кубическую. Однако причина этого увеличения пересыщения оставалась непонятной. Образование ромбододекаэдрических и округлых кристаллов, а также разнообразных скульптур на их поверхности обычно связывают с существованием гипотетических процессов частичного растворения алмазов в мантии. Но природа этого растворения и степень его реальности остаются неясными. Широкое распространение в мантийных ксенолитах явлений замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными, отсутствие противоположных явлений и признаки снижения температуры мантии примерно на 200°C за каждый миллиард лет (см. рис. 2) свидетельствуют о сильном возрастании степени стабильности в ней алмаза с течением времени. Это иллюстрирует расширение поля устойчивости алмаза в правой части рис. 80. Следовательно, в реальной остывающей твердой мантии не могли происходить массовые процессы растворения алмазов (Шкодзинский, 1975).

Высокое содержание в кимберлитах расплавофильных элементов обычно связывают с влиянием гипотетических процессов метасоматического привноса их поднимающимися через мантию потоками летучих компонентов. Однако, как уже отмечалось, с физико-химической точки зрения такие потоки существовать не могут (Шкодзинский, 2014). Это обусловлено очень большим давлением в мантии, исключая возможность присутствия в ней открытых трещин и пор, необходимых для движения летучих. Очень большая вязкость мантии (сопоставимая с таковой стали) обуславливает невозможность всплывания флюидных обособлений. По экспериментальным данным в области алмазообразования суммарная растворимость летучих компонентов в расплаве достигает 60 – 70 %. Следовательно, самостоятельная флюидная фаза здесь может появиться при содержании летучих больше этого количества после полного плавления пород и насыщения расплава летучими компонентами. Такие высокие содержания летучих компонентов в мантии совершенно нереальны и она является преимущественно твердофазной, судя по геофизическим данным. Все это указывает на отсутствие в ней флюидной фазы.

Учет процессов кристаллизации магматического океана объясняет возникновение большого разнообразия свойств алмазов в кимберлитах и без допущения существования нереальных процессов. Из многих

экспериментальных и геологических данных следует, что затвердевание нижнего перидотитового слоя в магматическом океане должно было сопровождаться увеличением содержания кремнекислоты в остаточном расплаве – от 25 до 40 – 45 % при формировании кимберлитовых расплавов и до 70 % при возникновении самых поздних включений в алмазах. При таком возрастании содержания кремнекислоты динамическая вязкость расплава увеличилась на 6 – 7 порядков (Воларович, Корчемкин, 1937). В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса (Таблицы..., 1976), $D = RT\rho/(6\pi\eta r)$, величина коэффициента диффузии D прямо пропорциональна температуре T и обратно пропорциональна вязкости среды η ($R=8,31\cdot 10^3$ Дж/кмоль·град, ρ – плотность среды, $\pi=3,14$, r – радиус диффундирующих молекул). Формула показывает, что величина коэффициента диффузии углерода в расплавах при таком возрастании вязкости должна была уменьшиться в миллионы раз. Снижение коэффициента диффузии замедляло движение углерода к формирующимся кристаллам алмаза, что приводило к сильному возрастанию степени пересыщения им остаточных расплавов.

Накопление в остаточном расплаве расплавофильных химических компонентов должно было сопровождаться возрастанием содержания примесей их (N, Si, Fe, Mn, Ca, Na) в кристаллизовавшихся алмазах. Это и снижение температуры обуславливало рост количества дефектов в их кристаллической структуре, что приводило к уменьшению интенсивности их рентгенолюминисценции (Аргунов, 2004, 2005) вследствие поглощения ее дефектами. Из этого следует очень важный вывод о том, что величина этого параметра является показателем состава остаточного расплава и относительного времени кристаллизации каждой разновидности алмаза при затвердевании перидотитового слоя магматического океана. Она позволяет выяснить генезис главных разновидностей алмазов в кимберлитах. Интенсивность рентгенолюминисценции, I , зависит от величины кристаллов, поэтому необходимо использовать удельную интенсивность, I/m , где m масса кристалла в миллиграммах.

Из сказанного следует, что на начальной стадии кристаллизации перидотитового слоя скорость диффузии углерода была максимальной, а степень пересыщения им расплава – минимальной. Поэтому углерод имел относительно небольшую химическую активность и присоединялся лишь к торцам слоев роста кристаллов алмаза, так как здесь обнажалось больше ковалентных связей, чем на гранях.

Вследствие этого рост кристаллов был послыйным (тангенциальным) и возникали идеальные плоскогранные остросереберные октаэдры алмазов с зеркально гладкими гранями (1 на рис. 81).



Рис. 81. Соотношение величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции (I/m) с морфологией кристаллов алмаза, с цветом их и фотолюминесценции, с содержанием азота, изотопным составом углерода, температурой образования, с их возрастом и составом расплава при

кристаллизации. Точками показаны средние величины I/m при образовании плоскогранных (П), занозистослоистых (ЗС), полицентрических (ПО), округло-ступенчатых (ОС) и блоковых (Б) октаэдров; ромбододекаэдров (Д) и округлых додекаэдроидов (О); бесцветных (БО), зеленых (З), желтых (Ж) и коричневых (К) алмазов; с синей (С), зеленой (ЗЕ), желтой (ЖЕ), оранжевой (ОР) фотолюминесценцией и нелюминесцирующих кристаллов (Н). Ряды Ка и Ла – кристаллы в кимберлитах с соответственно карбонатитовой и лампроитовой тенденцией дифференциации, промежуточный ряд – кристаллы, встречающиеся в различных кимберлитах. 1 – гладкогранный, 2 – тонкослоистый, 3 – грубослоистый, 4 – полицентрический, 7 и 8 – округло-ступенчатые октаэдры; 5 – ромбододекаэдр, 6, 9 и 10 – округлые додекаэдроиды соответственно гладкогранный, с бугорчатой и черепитчатой скульптурами; 11 – куб; 12 – агрегат.

Небольшое еще содержание в расплаве расплавофильных элементов обусловило незначительное количество примесей в кристаллизовавшихся алмазах, прозрачность и высокое качество большинства октаэдров. Минимальное содержание структурных дефектов является причиной обычно яркого синего и сиреневого цвета их фотолюминесценции.

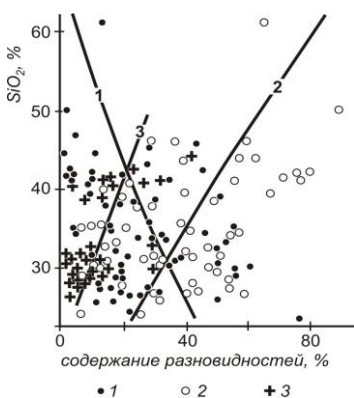


Рис. 82. Соотношение среднего содержания SiO_2 в кимберлитах и лампроитах с долей октаэдров (1), додекаэдроидов (2) и суммы кубов и разновидностей II – VIII (3) (Шкодзинский, 2014).

Самое раннее образование плоскогранных октаэдров подтверждается максимальной величиной их удельной интенсивности рентгенолюминесценции, равной по данным К.П. Аргунова (2004) в среднем 1,8 у. е. Оно согласуется с присутствием только октаэдров в ксенолитах мантийных перидотитов, возникших из ранних кумулатов магматического океана. Подтверждается оно и максимальным их средним содержанием в бедных кремнекислотой кимберлитах (рис. 82).

В это время кристаллизация его самого нижнего перидотитового слоя происходила очень медленно, так как он был перекрыт еще горячими верхними слоями. Это иллюстрирует рис. 80. Из него видно, что возникшая при затвердевании океана литосфера при формировании октаэдров имела мощность только в среднем около 15 км, а ниже располагались магмы с уменьшающимся с глубиной содержанием твердых фаз. По этой причине самые ранние октаэдры алмазов росли очень длительно. Это объясняет происхождение изредка встречающихся в кимберлитах алмазов-гигантов весом до сотен карат и октаэдрическую огранку подавляющего большинства из них (93 – 94 %; Аргунов, 2004).

По мере кристаллизации придонных перидотитовых частей океана магмы и уменьшения скорости диффузии углерода в остаточном расплаве слои роста на алмазах увеличивались все медленнее. А возрастание степени пересыщения углеродом приводило к более быстрому образованию новых центров роста. Поэтому площадь слоев роста уменьшалась и грани октаэдров покрывались сокращавшимися слоями, все больше не достигавшими ребер и вершин (кристаллы 2 и 3 на рис. 81). В результате формировались выпуклые грани, плоские в центре и наклонные по краям. На последних торцы выходов слоев роста создавали параллельную или сноповидную штриховку. Первая возникала при недорастании слоев до ребер, вторая – при более сильном сокращении площади слоев около вершин кристаллов.

В дальнейшем сокращавшиеся слои роста покрывали все грани и возникали слоистые (3 на рис. 81), полицентрические (4), блочные и округло-ступенчатые (4, 7) октаэдры. Эта последовательность образования подтверждается уменьшением величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции от в среднем 1,55 в занозисто-сноповидных октаэдрах, до 1,25 в полицентрических, 1,02 в блоковых и 0,8 у. е. в округло-ступенчатых. В изначально бедных кремнекислотой частях перидотитового слоя, вследствие повышенных скорости диффузии углерода в расплаве и темпов роста алмаза, возникала грубая слоистость на его кристаллах (ряд Ка на рис. 81). В частях с большим содержанием кремнекислоты и с пониженной скоростью диффузии углерода формировалась тонкая слоистость (ряд Ла).

С началом сокращения площади растущих граней на месте ребер и вершин октаэдров начинали формироваться ступенчатые грани соответственно ромбододекаэдра и куба и возникали кристаллы такой морфологии (5, 6, 11). Позже всего путем быстрой кристаллизации в

возникавших самых последних расплавах флюидных пузырьках формировались алмазные агрегаты (12 на рис. 81). По мере увеличения степени пересыщения расплава и поэтому возрастания химической активности углерода атомы его начинали кратчайшим путем присоединяться к поверхности кристаллов. В связи с этим образование кубов и додекаэдров происходило в основном путем нормального радиального роста. При таком росте первоначально ступенчатые грани, видимо, становились гладкими и часто округлыми. Вследствие неравномерного радиального подтока углерода на их поверхности возникала бугорчатая и черепитчатая скульптура (кристаллы 9 и 10 на рис. 81). Рост бугров в дальнейшем приводил к образованию фибриллярных оболочек на кристаллах и богатым включениями внешних зон на алмазах IV разновидности по Ю.Л.Орлову. Позднее образование ромбододекаэдров и особенно кубов подтверждается низкой величиной в них удельной интенсивности рентгенолюминесценции – в среднем соответственно 1,0 и 0,2 у. е. (Аргунов, 2004). Оно доказывается также отсутствием их в ксенолитах ранних перидотитов и с присутствием в ксенолитах эклогитов, являющимися поздними кумулатами. Об этом же свидетельствует обычно отсутствие включений кубических алмазов и агрегатов в октаэдрических алмазах и возрастание содержания додекаэдров с увеличением количества кремнекислоты в кимберлитах (рис. 82).



Рис. 83. Полости (шрамы) в волокнистом кристалле алмаза V разновидности (Афанасьев и др., 2000).

Радиальный рост начинался еще на поздней стадии кристаллизации октаэдров и ромбододекаэдров. Атомы углерода при этом сначала присоединялись преимущественно к торцам выхода на гранях

слоев роста, так как здесь обнажалось больше ковалентных связей, чем на зеркально гладких гранях. Это приводило к возникновению на их поверхности правильной системы различных выпуклостей и к формированию занозистой, черепитчатой скульптуры (9 и 10 на рис. 81). В участках повышенного содержания адсорбированных примесей рост кристаллов тормозился и возникали впадины различной формы.

В формирующихся путем полицентрического роста блочных кристаллах сокращение сечения растущих блоков, вследствие постепенного уменьшения скорости подтока к ним углерода, обусловило образование между ними глубоких трещин и каверн (рис. 83) и повышенную степень последующего дробления поздних кристаллов, особенно додекаэдридов. Прямолинейные и извилистые трещины формировались на границе сочленения двух блоков, разветвляющиеся каналы – в промежутках между несколькими блоками. Трещины и каверны выклиниваются в центральных частях кристаллов. Поэтому в них не мог циркулировать гипотетический растворитель и они не могли формироваться путем растворения, как иногда предполагается.

После вскипания кимберлитовых расплавов под влиянием декомпрессии на малоглубинной стадии подъема соприкосновение пузырьков богатого углекислотой флюида и расплава с кристаллами алмаза вне поля его стабильности должно было приводить к локальному проявлению кратковременных процессов растворения этого минерала в результате реакции $\text{CO}_2 + \text{C} = 2\text{CO}$. При этом на контакте с пузырьками должны были возникать встречающиеся на кристаллах дискообразные впадины и секущие неглубокие каверны. Вследствие участия в этом углекислоты в богатых ею кимберлитах процессы малоглубинной резорбции встречаются чаще, чем в бедных (Аргунов, 2004, 2005).

При кристаллизации октаэдров недорастание формирующихся слоев в кристаллах до ребер и вершин приводило к образованию округлых кристаллов (6 – 10 на рис. 81) сначала ступенчатых затем глакогранных. Дискуссия об их происхождении продолжается уже более века. Часто предполагается их формирование путем проявления процессов частичного растворения. Но значительно меньшая величина I/m в них (0,8 у. е. в округло-ступенчатых октаэдрах по сравнению с 1,8 у. е. в плоскогранных, рис. 81) вполне определенно указывает на ростовое происхождение округлых алмазов. Их вещество содержит значительно больше структурных дефектов, чем плоскогранных

кристаллов. Поэтому они возникали на более поздней стадии кристаллизации магматического океана. О ростовом происхождении округлых алмазов свидетельствуют также присутствие иногда округлой внутренней зональности в некоторых кристаллах и обычно в среднем больший размер таких алмазов по сравнению с плоскогранными в кимберлитах и россыпях Аргунов, 2004, 2005). Повышенный их размер связан с большей частотой проявления процессов недорастания до ребер и вершин в крупных кристаллах по сравнению с мелкими. Вследствие радиального роста они не имеют слоистого строения, как октаэдры.

Содержание азота и легкого изотопа углерода широко используется для типизации алмазов и выяснения их происхождения. Однако причина вариаций количества этих компонентов остается неясной. Модель формирования алмазов в процессе кристаллизации перидотитового слоя магматического океана позволяет полностью объяснить природу этих вариаций. Из многих экспериментальных данных известно, что летучие химические компоненты накапливаются в остаточных расплавах при кристаллизации магм. Азот является типичным летучим компонентом, поэтому содержание его должно было постепенно увеличиваться в остаточных расплавах и формировавшихся в них алмазах по мере кристаллизации магматического океана. Легкие редкие земли значительно больше накапливаются в остаточных расплавах (в десятки – сотни раз), чем тяжелые. Это отражает правый наклон линий содержания редкоземельных элементов на диаграммах их распределения для кимберлитов и щелочных магматических пород. Поэтому при кристаллизации легкий изотоп углерода должен был накапливаться в остаточных расплавах и в формировавшихся алмазах больше, чем тяжелый. Обобщение опубликованных данных показало, что среднее содержание азота и доля легкого углерода действительно возрастают от ранних октаэдров к поздним кубам и агрегатам соответственно в 5 и в 8 раз (Шкодзинский, 2014).

Имеются доказательства появления окраски кристаллов и уменьшения интенсивности их фотолюминесценции в связи с тушением ее дефектами (особенно ее коротковолновой составляющей) при увеличении содержания азота и других примесей в алмазах (Аргунов, 2004, 2005). Это объясняет отсутствие окраски в большинстве октаэдров и преимущественно синий и сиреневый цвета их фотолюминесценции. Оно является причиной окрашенности

большинства кубов; желтого, оранжевого свечения их и отсутствия фотолюминесценции в некоторых из них (рис. 81). Все это подтверждает рассматриваемую модель алмазообразования. Таким образом, формирование в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана позволяет в высшей степени полно и убедительно объяснить все особенности кимберлитов и содержащихся в них алмазов.

Происхождение редкоземельных карбонатитов

Самыми загадочными породами древних платформ являются карбонатиты и ассоциирующиеся с ними щелочно-ультраосновные породы. Они присутствуют на всех континентах. Площадь карбонатитосодержащих магматических комплексов достигает нескольких сотен квадратных километров. Обращает на себя внимание высокое содержание в них многих рудных компонентов – редких земель, фосфора, железа. Для них особенно характерно уникально высокое содержание редкоземельных элементов. Если в большинстве других магматических пород содержание TR_2O_3 составляет десятки – сотни грамм на тонну, то в карбонатитах Томторского массива оно достигает 9,53 % (Толстов, Тянь, 1999), то есть в тысячи раз больше.

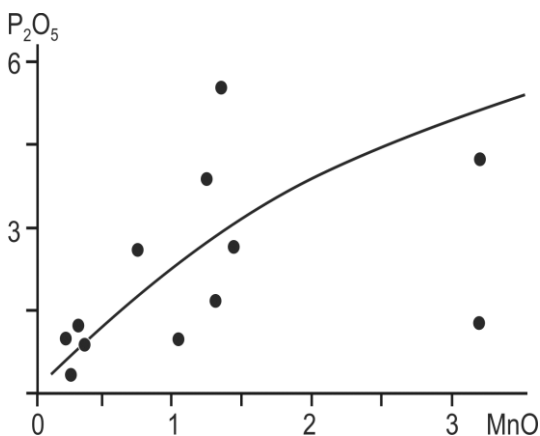


Рис. 84. Увеличение содержания расплавофильных P_2O_5 и MnO в Томторском массиве от ранних пород к поздним. Построен по данным (Толстов, Тянь, 1999).

Для ассоциирующихся с карбонатитами пород характерно широкое распространение структур замещения ранних минералов поздними. Это привело к представлениям о метасоматическом происхождении

карбонатитов и некоторых сопровождающих их пород (Кухаренко, Орлова, 1965) и дискуссия происходила преимущественно о магматическом или метасоматическом их генезисе. Следует отметить, что процессы замещения могут протекать и в результате реакции ранних минералов с остаточными расплавами при отсутствии флюида, поэтому не доказывают метасоматический генезис пород.

Редкоземельные элементы накапливаются в остаточных расплавах при магматическом фракционировании. Поэтому кристаллизация огромного глобального магматического океана должна была приводить к большому концентрированию их в остаточных расплавах. Формирование редкоземельных карбонатитов в результате магматического фракционирования подтверждается постоянной ассоциацией их с щелочно-ультраосновными и щелочными магматическими породами, уменьшением изотопного возраста пород от щелочно-ультраосновных к щелочным и далее к карбонатитам, постепенным увеличением содержания расплавофильных химических компонентов от ранних пород к поздним (рис. 84).

В щелочно-ультраосновном массиве Томтор на севере Якутии изотопный возраст уменьшается от 860 для фойдитов до 350 млн. лет для карбонатитов. Такой большой интервал времени формирования пород и огромный размер этого массива (более 250 км²) хорошо согласуются с образованием его в результате длительной кристаллизации гигантского объема глобального магматического океана. Состав редкоземельных карбонатитов должны были приобрести последние сотые доли остаточных расплавов его нижнего пикритового слоя.

Массив, видимо, сформировался в результате последовательного внедрения остаточных расплавов и частично кумулатов нижних слоев магматического океана. По мере кристаллизации и остывания перекрывающих его слоев они приобретали больший удельный вес, чем остаточные расплавы (см. рис. 42). Это приводило к периодическому всплыванию и выжиманию их в литосферу.

Кроме рассмотренных выше типов месторождений существованием постагрегационного магматического океана обусловлено образование многочисленных сульфидно-никелевых, медных, хромитовых и платиновых месторождений в связи с раннедокембрийскими базитовыми и ультрабазитовыми магматическими породами зеленокаменных поясов и интрузий. Здесь

они не обсуждаются, поскольку связь их с глобальным океаном магмы является косвенной.

Генетические критерии рудоносности кристаллических комплексов

В настоящее время общепризнанным является подразделение раннедокембрийских комплексов на гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые. Как показал анализ, практически все уникальные и не уникальные месторождения на древних платформах приурочены к областям распространения гранит-зеленокаменных образований. В этих областях на гранито-гнейсовом, гранитном или тоналит-трондьемитовом основании располагаются синклинали, выполненные зеленокаменными породами вулканогенного и терригенного происхождения. В областях распространения гранулитогнейсовых комплексов зеленокаменные пояса обычно отсутствуют. Это, видимо, было обусловлено меньшей проницаемостью гранулитогнейсовых комплексов для глубинных расплавов магматического океана, поскольку такие комплексы сложены преимущественно кумулатами.

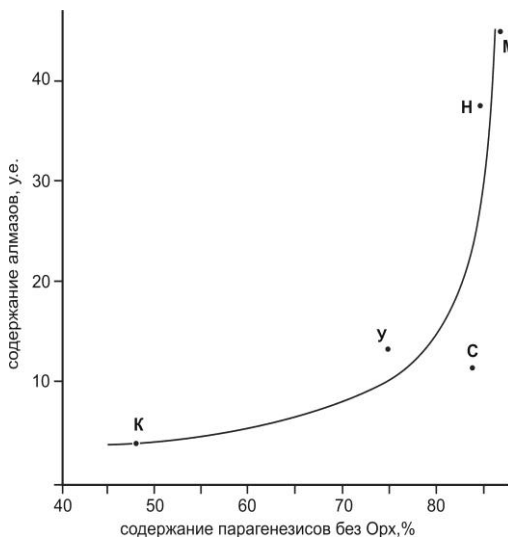


Рис. 85. Возрастание алмазности кимберлитовых трубок с увеличением в них доли безгиперстеновых гнейсов среди коровых ксенолитов. Трубки: К – Комсомольская, М – Мир, Н – Накынская, С – Сытыканская, У – Удачная. По данным (Розен и др., 2005).

Ярким примером пониженной рудоносности гранулитогнейсовых комплексов является отсутствие ярко выраженных процессов

биметасоматического взаимодействия и бразования флогопитовых месторождений на контакте многочисленных тел мраморов и гиперстеновых гнейсов в гранулитовых комплексах восточной части Алданского щита (см. рис. 56). На контакте между этими породами на расстоянии в несколько сантиметров постепенно изменяется минеральный состав и отсутствуют реакционные минералы. На западе щита в Федоровском комплексе, содержащем большое количество гранито-гнейсов и гранитов, на контакте возникают мощные (до десятков метров) тела крупно- и гигантозернистых преимущественно диопсидовых пород с кристаллами флогопита диаметром в несколько десятков сантиметров.

Подавляющее большинство месторождений железистых кварцитов, стратифомных золоторудных и других приурочны к зеленокаменным поясам, подстилаемым гранитоидами. Как иллюстрирует рис. 85, даже алмазоносность кимберлитовых трубок резко возрастает с уменьшением в них доли гиперстеносодержащих коровых гнейсов и с увеличением количества безгиперстеновых.

Очевидно, что прямая связь рудоносности раннедокембрийской коры с содержанием в ней гранитоидов обусловлена высоким содержанием летучих компонентов в кислых остаточных расплавах. Как отмечалось выше, эти расплавы концентрировались преимущественно в участках падения крупных планетизималей в период гигантской метеоритной бомбардировки 4,5 – 3,8 миллиарда лет назад. Отделявшееся из расплавов большое количество рудоносных летучих компонентов накапливалось в понижениях на поверхности кристаллической коры, в которых формировались осадочные и вулканогенные породы зеленокаменных поясов. Остывание рудоносных эманаций приводило к рудоотложению из них.

Самые крупные месторождения должны были формироваться в длительно существовавших понижениях на земной поверхности. Они, видимо, возникали в результате сокращения объема кристаллизовавшихся больших скоплений остаточных расплавов на месте падения крупных планетезималей. Такое происхождение, вероятно, имеет уникально крупное месторождение Витватерсранд. Изотопный возраст его пород составляет 2,5 млрд. лет для нижних толщ и 1,9 – для верхних, мощность вулканогенно-осадочных толщ около 8 км. Площадь бассейна 350 км × 200 км. То есть, все параметры месторождения действительно являются выдающимися. Его

синклинорную структуру осложняют гранитные купола, подтверждающие гранитоидный состав фундамента бассейна.

Наиболее высокоалмазоносные кимберлитовые магмы формировались в литосферных кляях, возникавших на дне постаккреционного магматического океана под влиянием падения наиболее крупных планетезималей. При этих падениях в верхних частях океана гиперстенсодержащие кумулаты отбрасывались за пределы импактных углублений на дне магматического океана и в последних возникали скопления гранитных и других остаточных расплавов. Это объясняет повышенное содержание безгиперстеновых коровых гнейсов и гранитоидов в высокоалмазоносных трубках.

С утолщением образующейся твердой коры подъем рудоносных эманаций все больше происходил по возникавшим в ней тектоническим нарушениям. Поэтому наиболее отчетливо связь с тектоническими нарушениями существует для самых поздних урановых месторождений типа «несогласия».

Выводы

Длительная (в течение большей части геологической истории Земли) кристаллизация коллосального объема глобального магматического океана сопровождалась отделением огромного количества растворенных в нем летучих компонентов. Они выносили множество рудных компонентов, что приводило к формированию из них большого количества месторождений. Для них характерно отсутствие связи с конкретными магматическими телами и огромные запасы руд. Возраст их уменьшался от высокотемпературных к низкотемпературным. К наиболее высокотемпературным и древним относятся месторождения железистых кварцитов и флогопитовые месторождения. Среднетемпературными и низкотемпературными являются стратиформные месторождения в зеленокаменных поясах и осадочных бассейнах древних платформ. Самым уникальным является месторождение золота Виватерсранд, из которого уже добыто почти половина золота человечества. Самыми молодыми являются урановые месторождения типа «несогласия», расположенные на границе фундамента и осадочного чехла. В них присутствуют уникально высокие концентрации урана, достигающие десятков процентов. Они возникли из газовых эманаций глубинных мафических слоев магматического океана.

В процессе фракционирования глубинных слоев магматического океана в остаточных расплавах происходило накопление рудных компонентов и кристаллизация алмазов. Они выносились этими расплавами в земную кору и также формировали месторождения. Такое происхождение имеют месторождения редкоземельных элементов в карбонатах. Образование кимберлитов и содержащихся в них алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана объясняет все многочисленные особенности кимберлитов и алмазов.

Возникшие в результате подъема мафических расплавов магматического океана крупные магматические тела подвергались процессам внутрикамерного фракционирования с образованием хромитовых, платиновых, медно-никелевых и других месторождений на древних платформах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

О фракционировании глобального океана магмы и горячей аккреции Земли свидетельствуют существование трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах и ортогнейсовых комплексах, уменьшение изотопных возрастов и температуры кристаллизации их пород в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании. На это указывают проекции древнейших геотермических палеоградиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 900 - 1000 °) и близость этих палеоградиентов к адиабатическим градиентам для расплавов. Это подтверждается затопленностью магмами древних импактных кратеров на планетах земной группы, признаками интенсивного магматизма и существования повышенной температуры на поверхности на раннем этапе их эволюции. Скачкообразное уменьшение содержания в железных метеоритах элементов с температурой конденсации ниже точки Кюри для железа и резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом однозначно указывают на гетерогенный характер аккреции Земли. Результаты детального изучения мигматитов, имеющиеся экспериментальные данные и физико-химические расчеты свидетельствуют о невозможности образования магм путем отделения расплава из слабо подплавленных глубинных пород.

Вследствие горячего формирования на Земле возник и длительно фракционировал глобальный магматический океан. Недостатком опубликованных моделей земного магматического океана является 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.

Значительная 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 при его придонном компрессионном фракционировании. 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 слоистости в постаккреционном магматическом океане глубиной около 240 км.

Вследствие слоистости 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 фракционирование кислого слоя в архее и протерозое привели к образованию ортогнейсов и гранитов континентальной кислой кристаллической коры. Последующая кристаллизация более глубоких слоев 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 продолжаются и в настоящее время.

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 постаккреционном 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 оболочке и было в основном золовым и хемогенным. Все особенности раннедокембрийских гнейсовых комплексов свидетельствуют о формировании этих пород в результате кристаллизации кислого слоя магматического океана.

Вследствие возрастания размера тел в протопланетном диске температура аккреции постепенно увеличивалась. Это обусловило существование обратного геотермического градиента в мантии и отсутствие нижнемантийных плюмов и процессов плитной тектоники в первые 4 миллиарда лет истории Земли. Эти процессы и прямой геотермический градиент появились в фанерозое вследствие разогрева мантии под влиянием изначально очень горячего ядра. Гиперстенсодержащие породы сформировались из ранних высокотемпературных конденсатов, бедных водой и литофильными компонентами. Температура их кристаллизации не отличается от таковой безгиперстеновых пород.

Наиболее ранние геотермические градиенты проектировались в область очень высокой температуры на земной поверхности. Они были очень низкими и приближались к адиабатическим градиентам для расплавов. Кислая кристаллическая кора сначала существовала на всей поверхности Земли. Под влиянием тектонических деформаций площадь ее распространения впоследствии резко уменьшилась. Гигантская метеоритная бомбардировка перед началом образования кристаллической коры обусловила перетекание остаточных гранитных расплавов в участки возникавших импактных углублений в кумулатах магматического океана и формирование преимущественно гранито-гнейсовых и гранулитогнейсовых областей в кристаллической коре.

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 выплавки 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 придонных пикритового и перидотитового слоев магматического океана был причиной интенсивного формирования коматиитов в ранних зеленокаменных поясах. Кристаллизация и фракционирование 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 затвердел наиболее глубинный 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 сильной (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 эколгитов в поднимающихся мантийных плюмах должны были расплавляться под влиянием сильной декомпрессии и фрикционного тепловыделения и формировать крупные очаги основных магм в астеносфере. Расплавы

таких очагов достаточно быстро всплывали в астеносфере и формировали в ней локальные магмопотоки. Существованием магмопотоков обусловлен магматизм «горячих точек», который прямо не связан с воздействием обширных струй разогретого вещества и который обычно связывают с влиянием мантийных миниплюмов. Базиты и их дифференциаты в океанических и континентальных областях также образовались вследствие возникновения магмопотоков. Существование их хорошо объясняет почти всегда основной исходный состав магматизма, связанного с мантийной конвекцией, и его массовое распространение. Нехарактерность ультраосновных ксенолитов для толеитов подтверждает их образование путем декомпрессионно-фрикционного переплавления эклогитов.

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 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 погружающая холодная океаническая литосфера охлаждала толеитовые магматические очаги в астеносфере. В результате их среднеглубинной кристаллизации и дифференциации формировались богатые кремнекислотой, железом и щелочами дацит-андезит-базальтовые магматические серии. В более удаленных от океана глубинных частях астеносферы путем кристаллизации магматических очагов в условиях высокого давления возникали щелочные остаточные расплавы и щелочные и близкие к ним по составу породы внешних магматических поясов зон субдукции.

В эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных частях складчатых областей ранний магматизм аналогичен соответственно океаническому и окраинно-континентальному субдукционному. Декомпрессионное и фрикционное переплавление раннедокембрийской кристаллической коры при коллизии обусловило образование гранитных батолитов. Увеличение содержания низкотемпературных конденсатов протопланетного диска в мантии снизу вверх является одной из причин повышенной концентрации литофильных компонентов в магмах, зарождавшихся в зонах субдукции и под континентальными рифтами, по сравнению с магмами срединно-океанических хребтов.

Впервые рассчитанные фазовые Р-Т диаграммы магм выявили существование явлений декомпрессионно-фрикционного плавления в них твердых фаз на глубинных стадиях подъема и декомпрессионного затвердевания расплава после вскипания на малоглубинных стадиях. Расчеты свидетельствуют, что в кимберлитовых магмах содержание расплава при подъеме в глубинных условиях увеличивалось в десятки раз. Это подтверждается примерно таким же пониженным содержанием легких редких земель в кимберлитах по сравнению с таковым в расплавных включениях в присутствующих в них поздних алмазах. Следовательно, подниматься начинал не расплав, а суспензия с большим количеством кумулятивных твердых фаз. Это объясняет большое содержание в кимберлитах кристаллов различных по составу глубинных минералов и присутствие в них следов резорбции.

Затвердевание расплава на малоглубинных стадиях подъема связано с падением давления летучих компонентов при декомпрессии, что приводило к повышению температуры затвердевания остаточного расплава и к его кристаллизации или остеклованию. Такое 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 законсервированного 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 взрывные 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.

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 магм не происходили процессы декомпрессионного затвердевания, поэтому они спокойно изливались на земную поверхность. На древних платформах с низкотемпературным геотермическим градиентом в основании литосферы образовались относительно низкотемпературные кимберлитовые 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.

Длительная (в течение большей части геологической истории Земли) кристаллизация колоссального объема глобального магматического океана сопровождалась отделением огромного

количества растворенных в нем летучих компонентов. Они выносили множество рудных компонентов, что приводило к формированию из них большого количества месторождений. Для них характерно отсутствие связи с конкретными магматическими телами и иногда огромные запасы руд. Возраст их уменьшался от высокотемпературных к низкотемпературным. К наиболее высокотемпературным и древним относятся месторождения железистых кварцитов и флогопитовые месторождения. Среднетемпературными и низкотемпературными являются стратиформные месторождения в зеленокаменных поясах и осадочных бассейнах древних платформ. Самым уникальным является месторождение золота Виватерсранд, из которого уже добыто почти половина золота человечества. Самыми молодыми являются урановые месторождения типа «несогласия», расположенные на границе фундамента и осадочного чехла. В них присутствуют уникально высокие концентрации урана, достигающие десятков процентов. Они возникли из газовых эманаций глубинных мафических слоев магматического океана.

В процессе фракционирования глубинных слоев магматического океана в остаточных расплавах происходило накопление рудных компонентов и кристаллизация алмазов. Они выносились этими расплавами в земную кору и также формировали месторождения. Такое же происхождение имеют месторождения редкоземельных элементов в карбонатах. Образование кимберлитов и содержащихся в них алмазов в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана объясняет все многочисленные особенности кимберлитов и алмазов.

Возникшие в результате подъема мафических расплавов магматического океана крупные магматические тела подвергались процессам внутрикамерного фракционирования с образованием хромитовых, платиновых, медно-никелевых и других месторождений на древних платформах.

Таким образом, горячая аккреция Земли и существование на ней глобального магматического океана позволяет убедительно объяснить природу огромного количества явлений, не понятных с позиций гипотезы холодной гомогенной аккреции. Автору не удалось обнаружить ни одного факта, который противоречил бы горячему гетерогенному образованию нашей планеты.

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.

Александров Ю.А. Докембрийские железорудные формации СССР // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир. 1975. С. 172–204.

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.

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.

Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидности (по классификации Ю.Л. Оролова) // Вест. Воронеж. ун-та. Геология, 2000. № 5 (10). С. 79–96.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмазов из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1991. 172 с.

Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука, 2000. 264 с.

Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Кравченко А.А., Попов Н.В., Тимофеев В.Ф., Торопова Л.И. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск: Изд. СО РАН. 2015. 459 с.

Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: ИЛ, 1949. 304 с.

Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.

Богатиков Д.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. Архангельская алмазоносная провинция. М.: Изд. МГУ, 1999. 524 с.

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 320 с.

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.

Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 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.

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.

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.

Гораи М. Эволюция расширяющейся Земли. М.: Недра. 1984. 110 с.

Гразинский Р., Кастецкая А., Радомский А. Седиментология. М.: Недра. 1976. 370 с.

Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2007. 407 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.

Даусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 244 с.

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.

Заварзин Г.А. Термофильная спирохета // Природа. 1990. № 4. С. 106–107.

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.

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. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.

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.

Истомин И.Н., Мишнин В.М., Колтин А.Н., Ложников Б.Н. К проблеме поисков месторождений урана в Якутии // Вестник Госкомгеологии Якутии. 2003. № 2. С. 3–27.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Кабан М.К. Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным // Проблемы глобальной геодинамики. 2003. Вып. 2. С. 137–157.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.

Каминский Ф.В. Минералогия и геохимия нижней мантии. Чтения им. В.И. Вернадского. Л. М.: Изд. ГЕОХИ РАН. 2011. 65 с.

Каминский Ф.В., Саблуков С.М. Нетрадиционные месторождения алмазов // Наука в России. 2002. №1. С. 5–12.

Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука. 1987. 152 с.

Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Вещество мантии под древними патформами // 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.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 320 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 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.

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.

Кухаренко А.А., Орлова И.П. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра. 1965. 236 с.

Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. Мирный, 2004. 226 с.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра. 1980. 247 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., Богатиков О.А. и др. М.: Наука, 1985. 368 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли // Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. М.: Наука, 1987. 438 с.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы // Богатиков 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.

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.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 184 с.

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.

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.

Минц М.В., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Термальная и геодинамическая эволюция Лапландского гранулитового пояса, термальная структура коры во время гранулитового метаморфизма // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2007. С. 213–217.

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.

Новгородов П.Г., Шкодинский 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.

- 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.
- Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 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.
- Покровский Г.И. Взрыв. М.: Недра, 1980. 136 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. № 11. С. 148–161.
- Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука. 2002. 300 с.
- Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир. 2006. 212 с.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир. 2001. 186 с.
- Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М.: Научный мир. 2008. 184 с.
- Рябчиков И.С. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 с.
- 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.

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.

Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 216 с.

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 В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1982. 669 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.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд. МГУ, 2002. 506 с.

Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк. М.: Мир, 1969. 544 с.

Стогний Г.А. Геология раннего докембрия России. Краснодар: Изд. Кубанского университета. 2014. 75 с.

Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука. 1993. 136 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 эклогитового 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., 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.

Толстов А.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН. 1999. 164 с.

Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.

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.

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.

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.

Хайдаров А.А., Гафитгулина 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.

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.

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. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. Palmarium Academic Publishing: Saarbrucken. 2012. 579 p.

Шкодзинский В.С. К проблеме генезиса округлых кристаллов алмаза // Записки РМО. 2013. Ч. СХLII. № 1. С. 121–126.

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

Шкодзинский В.С. Генезис литосферы и алмазов. Модель горячей гетерогенной аккреции Земли. Palmarium Academic Publishing: Saarbrucken. 2015. 687 p.

Шкодзинский В.С. Природа специфики геологических процессов в раннем докембрии // Вестник Коми ИГ. 2017. № 2. С. 12–19.

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.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука. 1987. 208 с.

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.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука. 2000. 480 с.

Янвель А.А. Химические группы железных метеоритов и их особенности // Метиоритика. 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., Vladykin 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.

Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. V. 76. P. 424–428.

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.

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.

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.

Buchwald V.F. Handbook of iron meteorites. Their history, distribution, composition and structure. V. 1. Berkeley, 1975. 244 p.

Bukowinskii M.S.T. Taking the core temperature // *Nature.* 1999. N 6752. P. 432–433.

Carrington D.P., Watt G.R. Contrasting geochemistry of granulite facies leucosomes and S-type granites // *Miner. Mag.* 1994. V. 58. P. 152.

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.

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.

Dawson J.B. Kimberlite and their xenoliths. B. etc.; Springer. 1980. 252 p.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. V. 347. P. 662–665.

De Wit M.J. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precamb. Res.* 1998. V. 91. P. 181–226.

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.

Ernst R.E. Mafic-Ultramafic Large Igneous Province (LIPs): Importance of the Pre-Mesozoic record // *Episodes.* 2007. V. 30. P. 108–114.

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.

Goodwin A.M. Principles of Precambrian Geology. London: Academic Press. 1996. 327 p.

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.

Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1972. V. 36. P. 597–619.

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.

Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // *Nature.* 1967. V. 215. N 5109. P. 1449–1451.

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.

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.

Hirata T., Masuda A. Rhenium and osmium systematics on iron and stony iron meteorites // *Meteoritics.* 1992. V. 27. P. 568–575.

Ho S.E., Glover J.S., Myers J.S., Muhling J.R. Third international archaean symposium, Perth, 1990/ Excursion guidebook. 1990. 397 p.

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., Mizutany H., Jamamoto T. Numerical simulation of Earth's core formation // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 988. N B2. P. 2075–2089.

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., Fitrissimmons I. Inferences on exhumation history of lower mantle inclusions in diamonds // 6th *Intr. Kimberlite Conf. Abstract.* Novosibirsk. 1995. P. 242–244.

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., Andrezza P. et al. Super-deep diamonds from kimberlites in the Juina area, Matto Grosso state, Brazil // 9th *International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00021*, 2008.

Kerr R.A. Origin of life: new ingredients suggested // *Science.* 1980. V. 210. N 4465. P. 42–43.

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.

Lee J., Stern R.J. Glasses inclusions in Mariana arc phenocrysts: As new perspective on magmatic evolution in a typical intra-oceanic arc // *J. Geol.* 1998. V. 106. N 1. P. 19–23.

Lorenz V., Kurzlaukis S. Kimberlite pipes: growth models and resulting implications for diamond exploration // 8th *International Kimberlite Conference. Long Abstract.* Victoria, Canada, 2003.

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.

Monastersky R. New record for world's oldest rocks // *Sci News.* 1989. V. 136. N 15. P. 228–229.

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., Egger 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.

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.

Nikitin B.M. Deformation of Country rock in the formation of kimberlite pipes // *Int. Geol.Rev.* 1982. V. 24. N 9. P. 1057–1063.

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'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.

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.

Raymond J., Quentin W. The core-mantle boundary region // *Rev. Minen.* 1998. V. 37. P. 241–259.

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., Irifune T. Nature of 650-km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation // *Nature.* 1988. V. 331 (6152). P. 131–136.

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., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. P. 267–309.

Rudnick R.L., Herzberg C. Origin of archean 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.

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.

Sengor A.V.C. Continental interiors and cratons: any relation? // *Tectonophysics*. 1999. V. 35. P. 1–42.

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.

Shaw H.R. Rheology of basalt in the melting range // *J. Petrol.* 1969. V. 10. N 3. P. 510–535.

Shkodzinskiy V.S., Zaitsev A.I. Constraints 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 E.M., Klopoylova M.G., Nowell G.M., Pearsen D.G., Ryder J., Afanasiev V.P. The contrast in trace element chemistry and volatile cfoompositiom 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.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and pocesses // *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1989. V. 421. P. 313–345.

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.

Taylor L.A., Anand M., Promprated P. Diamond and their inclusions: are the criteria for syngenesi valid // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

Taylor W.R., Glass L. Spectroscopic and fluorecence studies of diamonds from the Merlin kimberlites, Northern Territory, Australia with some comments on their recovery by X-rau fluorecence 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.

Valley J.W., Peck W.Y., Kin E.M. Zircons are forever // The Outcrop, Geology Alumni Newsletter. 1999. P. 34–35.

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., Ulf-Moller F. Chemical classification of iron meteorites: XII. New members of the magmatic groups // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 515–724.

Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosites and geophysical model of Moon // Proc. Apollo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. V. 1. P. 965–989.

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.

Yin Q., Jacobsen S., Yamashita K., Blichert-Toft J., Teluok P., Albarede F. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites // Nature. 2002. V. 418. P. 949–952.

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. V. 205. P. 163 – 175.