**Распределение Fe2+/Mg отношения в системе расплав - шпинель - оливин (по опубликованным экспериментальным данным); неравновесность составов оливин – шпинелевых включений как показатель возможного твердофазного генезиса алмазов.**

Г.П.Пономарев, М.Ю.Пузанков

В результате обработки большого количества опубликованных экспериментальных данных получены простые линейные зависимости равновесного распределения Fe2/Mg отношения между сосуществующими основным - ультраосновным расплавом и кристаллами шпинели и оливина для широкого диапазона составов, давлений до 1,5 Гпа, при варьирующей температуре. Численная оценка равновесности распределения Fe2/Mg отношения позволяет выделять природные оливин-шпинелевые парагенезисы магматического (расплавного) происхождения и отличать их от оливин-шпинелевых пар, изменивших свои составы при метаморфизме, или имеющих метаморфический генезис.

Такая оценка выявляет неравновесность с магматическим расплавом шпинелевых и оливиновых включений в алмазах Якутской кимберлитовой провинции, что указывает на возможный твердофазный рост вмещающих их кристаллов алмаза в мантийных(?) условиях. В коровых условиях твердофазным ростом микрокристаллов алмаза во время палеоземлетрясений можно объяснить их генезис на месторождении Кумды-Коль (Казахстан). Выделен ряд признаков для прогноза и поиска аналогичных месторождений в областях развития гранито-гнейсовых куполов. В частности, в Камчатском регионе подобные рудопроявления (месторождения?) могут существовать в Срединном Камчатском массиве (Хангарский гранито-гнейсовый купол).

В породах базит-гипербазитового ряда оливин является типичным породообразующим силикатом, а минералы группы шпинели - преобладающими акцессориями. В генетических моделях для пород этого ряда часто используются числовые зависимости, связывающие составы этих минералов с условиями их образования и последующими изменениями. Исследования ведутся по трем направлениям: эксперимент в контролируемых условиях; термодинамическое моделирование; анализ природных оливин - шпинелевых парагенезисов.

В области между ликвидусом и солидусом по экспериментальным данным получены распределения Fe2+/Mg отношения в системах расплав - оливин и расплав - шпинель; в субсолидусной - в системе оливин-шпинель путем моделирования и привлечения данных по природным парагенезисам. В системе расплав - оливин при атмосферном давлении в условиях контролируемых температуры и фугитивности кислорода калибровочная зависимость для Fe2+/Mg была получена П.Редером и Р.Эмсли [89]. По опубликованным данным экспериментальных исследований с подобным же контролем условий Г.П.Пономаревым и его соавторами [53] установлена числовая зависимость, связывающая Fe2+/Mg отношение в основном - ультраосновном расплаве и шпинели. При этом, благодаря учету влияния содержаний Ti в шпинели, коэффициент корреляции составил 0,98. Распределение Fe2+/Mg между оливином и шпинелью в субсолидусной - солидусной области, с учетом влияния некоторых элементов, было откалибровано рядом исследователей как геотермометр [80,87,88,90,92] и предложено в качестве геоспидометра [88]. Однако для многих базит-гипербазитовых пород применение указанных выше зависимостей ограничено влиянием неучтенного давления и ошибками метода. Кроме того, можно указать и на то, что при кристаллизации, гибридизме, остывании расплавов и последующих метаморфических преобразованиях пород происходит изменение составов стекол и расплавных включений в минералах, а также и самих минералов. Первоочередной задачей данной работы было частичное снятие этих ограничений и получение критерия для отличия магматических (равновесных и неравновесных) OL - SP парагенезисов от немагматических. Необходимость и важность такого критерия для корректировки петрологических выводов очевидна. Одно из приложений имеет следствия, которые, ввиду их большого прикладного значения, несомненно, заслуживают более подробного рассмотрения. Установленная на основании полученных в первой части этой работы зависимостей, неравновесность OL-SP включений в кристаллах алмаза Якутской кимберлитовой провинции, позволяет предположить их общий твердофазный генезис. Рост алмаза в твердой среде возможен не только в мантийных, но и в коровых условиях, о чем свидетельствует ряд экспериментальных результатов [12,24,82]. Такая возможность, по-видимому, реализована в микрокристаллах алмазов месторождения Кумды-Коль (Казахстан). Обсуждение генетической модели роста таких микрокристаллов и критериев поиска месторождений, подобных месторождению Кумды-Коль, и завершает данную работу.

**Использованные экспериментальные данные.**

Из опубликованных работ были выбраны [77,83,85,91,93,97,98,99,100], удовлетворяющие следующим условиям: эксперименты проводились при атмосферном давлении с контролем температуры и фугитивности кислорода, приведены полные составы сосуществующих расплавов (стекол), шпинелей и оливинов. Был сформирован массив, состоящий из 92 точек многомерного пространства признаков. Каждая такая точка представляет собой как бы объединенный "анализ" - матрицу, состоящую из пересчитанных на атомные количества содержаний химических элементов в стеклах, шпинели и оливине, значений температуры и фугитивности.

Методика обработки данных. Включает пересчеты первичных составов стекол, шпинелей и оливина, полученных зондовым методом, и дальнейшую математическую обработку методом наименьших квадратов.

Составы стекол. В имеющихся составах стекол содержания FeO и Fe2O3 (если такое имелось, в виде весовых % окислов) пересчитывались в FeO (общее). Затем разделение на FeO и Fe2O3 проводилось по обобщенной формуле, предложенной в [10]. После этого рассчитывались атомные количества элементов: сначала с учетом содержания кислорода отношение K/O, где:

K = Si + Ti + Al + Cr + Fe3+ + Fe2+ + Mn + Ca + Na + K; O - кислород.

K/O варьировало от 41/59 до 38/62. Затем количество атомов кислорода вычиталось, а содержания элементов вновь пересчитывались на 100%.

Составы шпинелей и оливина. В имеющихся составах шпинелей содержания FeO и Fe2O3 также пересчитывались на FeO (общее), которое вновь разделялось на окисную и закисную формы по стехиометрии, и с учетом ульвошпинелевого компонента. Затем, составы шпинелей и оливина пересчитывались на атомные проценты, содержание кислорода вычиталось и остаток катионов нормировался до 100%.

При дальнейшей обработке мы исходили из отсутствия структурного мотива в расплавах, статистически беспорядочного распределения катионов в кристаллах шпинели между октаэдрическими и тетраэдрическими позициями, и из того, что распределение Fe и Mg по позициям M1 и M2 в оливине близко к случайному. Исследовалась связь между совместными значениями Fe2+/Mg в разных фазах, аппроксимированная по методу наименьших квадратов [70] линейной зависимостью. По получаемому уравнению вида y = A + B x ; где: x - известное значение Fe2+/Mg в данной фазе; y - оцениваемое значение Fe2+/Mg в другой фазе; A и B - постоянные коэффициенты, вычислялось значение Fe2+/Mg в другой фазе. Сила связи оценивалась по величине коэффициента корреляции (R). По R оценивались также и влияние температуры (T), фугитивности кислорода (fO2) и активности элементов в расплаве. Стандартная ошибка () определялась по уравнению:



( di ) / (n-2) ], где di = yi (истинное) - yi (расчетное)



Определялось также и значение абсолютной ошибки ( ). Распределение стандартной ошибки практически во всех случаях соответствовало гауссовскому, что позволило отбросить точки, для которых квадратичное отклонение было > 3. Их количество составляло ~ 4-7% от общего числа точек. Для оставшегося массива процедура расчетов вновь повторялась; эти результаты приведены в тексте. Все расчеты проводились с помощью программы "FASTVIEW" (автор - Ананьев В.В.).



Используемая форма представлений составов (атомные количества катионов) кажется более целесообразной в сравнении с традиционными. В таком виде данные точнее отражают как содержания элементов в каждой из фаз, так и отношения содержаний элементов между фазами, т.к. пропорциональны числу атомов, а не их весовой или молекулярной долям, что существенно для легких элементов типа Na и элементов с валентностями 2. Эта форма представления составов привычна для восприятия из-за небольших отличий цифровых значений от окисных весовых процентов, в отличие от атомных количеств с участием кислорода. Расчитываемое по валентностям количество кислорода является предельным для данной породы или расплава того же состава. В силикатных стеклах (расплавах) выделяются 3 разновидности кислорода: мостиковый (00), немостиковый (01-) и свободный (02-) [9]. Концентрации каждой из этих форм кислорода зависят от состава расплава, его структуры, состава флюида, температуры (T) и давления (P). Концентрация мостикового кислорода должна быть меньше предельной из-за существования наряду со связью Si-O-Si связи Si-Si "кислородная вакансия" [1] хотя не ясно, насколько велика их доля и как они зависят от вышеперечисленных параметров. Растворенная в расплаве Н2О (на примере альбитовой системы), по данным М.Б.Эпельбаума [76], влияет на соотношение мостиковой и немостиковой форм кислорода. По расчетам [43] такие флюидные компоненты, как Н2О и Н2, в процессе дегазации базальтовых расплавов увеличивают фугитивность кислорода, что должно, вероятно, сказываться и на концентрации различных форм кислорода в расплаве. F и Cl, постоянные участники магматического процесса, в расплавах образуют ионные группировки с катионами металлов [2,33], т.е. выполняют роль "свободного" кислорода. Эти наблюдения позволяют рассматривать рассчитываемое по валентностям содержание кислорода в предполагаемом расплаве как максимально возможное и без ущерба исключать из данных по составам. Кроме того, операция вычитания рассчитанного количества кислорода (практически постоянная величина: 59-62) и нормирование до 100% остатка с дальнейшим поиском корреляции между процентными величинами численно соответствует [62] нормированию на постоянную величину, кратную содержанию кислорода, и поиску истинного коэффициента корреляции между процентными величинами. В перспективе желательно научиться рассчитывать истинные концентрации трех форм кислорода в расплавах и знать, как связана фугитивность кислорода с концентрациями их в расплаве, и как влияет концентрация каждой из форм кислорода в расплаве и фугитивность кислорода в целом на его вязкость и т.д.



**Полученные результаты.**

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 1 |

Для исследования поведения Fe2+/Mg в системе расплав (m) - шпинель (SP) - оливин (OL) был использован массив, сформированный из 92 точек. Выбраковано было 10 точек (по 5 для каждой из зависимостей: расплав - оливин и расплав - шпинель). Для дальнейших расчетов было использовано 82 точки, с диапазоном Fe2+/Mg отношений для расплава: 0,14-2,02. Были получены следующие результаты:

расплав-шпинель

[Fe2+/Mg]m = 0,64 [(Fe2+- Ti ) / Mg ]sp + 0,13; R - 0,97; - 0,078; - 0,104.



Графически зависимость представлена на рис.1.

расплав-оливин

[Fe2+/Mg]m = 2,71 . [Fe2 / Mg]ol + 0,05; R - 0,98; - 0,73; - 0,096.



Графически зависимость представлена на рис.1.

Обычно для системы расплав-оливин распределение Fe2+/Mg представляют в таком виде:

КD = [Fe2+/Mg]ol / [Fe2/Mg]m KD среднее - 0,3508; - 0,045; - 0,056;



|  |
| --- |
|  |
| Рис. 2 |

интервал значений КD: 0,26-0,5. KD [Fe2/Mg] имеет одно и то же численное значение для молекулярных и атомных количеств содержаний элементов.

Численные значения коэффициента КD пропорциональны содержаниям ряда элементов в расплаве: КD-Si (R-0,8); KD-Na (R-0,72); KD-K(R-0,64). Связь между температурой и КD имеет значение R=0,38. Невысокое (R-0,4) значение коэффициента корреляции имеет и связь отношения [Fe2+/Mg]sp/[Fe2+/Mg]m c температурой. Расчет [Fe2/Mg]m по оливину может быть представлен и в такой форме:

[Fe2+/Mg]m = {[Fe2+/Mg]ol / 0,35}. 0,95 + 0,05; R-0,98; -0,073; - 0,095.



Графически зависимость представлена на рис. 2.

Оливин - шпинель в расплаве.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 3 |

[Fe2+/Mg]ol = 0,23 [(Fe2+- Ti) / Mg]sp+ 0,04; R-0,96; -0,036; d -0,048.



Графически зависимость представлена на рис.3

Шпинель - оливин в расплаве.

[(Fe2+-Ti) / Mg]sp= 4,06 . [Fe2+ /Mg]ol-0,08; R-0,96; -0,147; -0,199.



Графически зависимость представлена на рис. 4.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 4 |

Зависимость [(Fe2+- Ti) / Mg]sp / [Fe2+/ Mg]ol ( и наоборот) - Т (температура) имеет R-0,52 (интервал температур: 1100-1500oС). Полученные результаты, на достаточно большой по объему (82 точки) выборке, демонстрируют хорошую корреляцию (R-0,96) Fe2/Mg отношений в OL-SP (или SP-OL) ассоциациях, находящихся в равновесии с расплавом при атмосферном давлении.

Каждая из зависимостей (m-SP; m-OL) может быть представлена в более точном виде, полученными по более объемным выборкам с учетом Р и Т. Это дает уточненные зависимости в распределении Fe2+/Mg для ассоциации OL-SP (или SP-OL) сосуществующих с расплавом.

Расплав (m) - шпинель (SP). Используются два варианта уравнения: "равновесное" - 126 точек (1); "неравновесное" - 208 точек (2) [55]. Для разделения на "равновесные" и "неравновесные" составы фаз были использованы следующие характеристики условий опытов при атмосферном давлении: температура и продолжительность эксперимента [2].

[Fe2+/Mg]m = 0,75 [(Fe2+- Ti) / Mg]sp+ 0,04 R - 0,98; -0,034; - 0,044. (1)



[Fe2+/Mg]m = 0,65 [(Fe2+- Ti) / Mg]sp+ 0,1 R - 0,98; -0,05; - 0,065. (2)



Различия в коэффициентах уравнений (1) и (2) связаны с влиянием железистости расплава и "неравновесности" на вхождение Fe2+ и Ti в шпинель при ее кристаллизации [55]. В интервале значений 1 атм. - 1,5 ГПа влияние давления незаметно [55]. Для распределения [(Fe2+- Ti) / Mg]sp / [Fe2+/Mg]m ~ T oC в интервале 1100-1500oC R= 0,2 , что свидетельствует о практическом отсутствии зависимости этого отношения от температуры [55].

Расплав-оливин. По результатам обработки имеющейся в нашем распоряжении выборки (82 точки, P=1 атм), можно утверждать следующее: [Fe2+/Mg]ol / [Fe2/Mg]m отношение (КD) лежит в интервале значений: 0,26-0,5; среднее: 0,35; -0,045; -0,056. Зависимость этого КD от температуры практически отсутствует (R-0,38). Вместе с тем существуют достаточно сильные корреляционные связи этого отношения с рядом элементов в расплаве: Si-КD (0,8); Na-КD (0,7); K- КD (0,6).



Относительно истинного значения КD и его зависимости от состава расплава, Т, Р пока единого мнения нет. В работах [78,89,96] приводятся значения КD: 0,3-0,33 + 0,03. Значения КD слабо зависят от температуры и давления. По данным [81,95], значения КD лежат в интервале 0,25-0,38, и зависят от концентрации SiO2 в расплаве и давления. Зависимость КD от давления (до значений Р ~ З ГПа) можно практически не учитывать [95]. По данным [101] в интервале давлений 105 ПА до 1,5 ГПа значение КD увеличивается на 0,03 относительно 0,3 (при 105 ПА), т.е. находится в пределах ошибки.

На основании приведенных выше данных можно утверждать, что в системе основной (ультраосновной) расплав - шпинель - оливин распределение Fe2+/Mg между этими фазами практически не зависит от температуры и давления до 1,5 ГПа. Зная закон распределения Fe2+/Mg отношения для OL-SP (SP-OL) ассоциации, находящейся в равновесии с расплавом, можно различать эту ассоциацию магматического генезиса от метаморфического.

Более точные значения коэффициентов в уравнениях, связывающих Fe2+/Mg в OL-SP (SP-OL) парах, кристаллизовавшихся из магматического расплава, можно получить, объединив приведенные выше результаты. Для оливина использованы два значения КD: 0,3 и 0,33, т.к. нормирование по SiO2 пока не проведено. Для шпинелей используются уравнения (1) и (2), "неравновесное" уравнение (2) целесообразно использовать для случая предполагаемых высокожелезистых расплавов с Fe2+/Mg > 1,4. В итоге, для каждого из случаев и OL-SP (расчет состава оливина по шпинели) и SP-OL (расчет состава шпинели по оливину) получено по 4 представленных ниже уравнения:

OL-SP

|  |  |
| --- | --- |
| [Fe2+/Mg]ol = 0,25.[(Fe2-Ti)/Mg]sp+ 0,01  [Fe2+/Mg]ol = 0,23.[(Fe2-Ti)/Mg]sp+ 0,01 | KD-0,3 "равновесные" (3)  КD -0,33 (4) |

|  |  |
| --- | --- |
| [Fe2+/Mg]ol = 0,22.[(Fe2-Ti)/Mg]sp+ 0,03  [Fe2+/Mg]ol = 0,2.[(Fe2-Ti)/Mg]sp+ 0,03 | КD -0,3 "неравновесные" (5)  КD -0,33 (6) |

|  |  |
| --- | --- |
| < 0,036; < 0,048 |  |

SP-OL

|  |  |
| --- | --- |
| [(Fe2-Ti)/Mg]sp = 4 . [Fe2+/Mg]ol -0,05  KD-0,3 "равновесные" (7) | [(Fe2-Ti)/Mg]sp = 4,4 . [Fe2+/Mg]ol -0,05  КD -0,33 (8) |

|  |  |
| --- | --- |
| [(Fe2-Ti)/Mg]sp = 4,6 . [Fe2+/Mg]ol -0,15  [(Fe2-Ti)/Mg]sp = 5,1. [Fe2+/Mg]ol -0,15 | КD -0,3 "неравновесные" (9)  КD -0,33 (10) |

|  |  |
| --- | --- |
| < 0,147; < 0,199 |  |

Обсуждение результатов.

Полученные в виде 8 уравнений цифровые зависимости позволяют рассчитывать Fe2+/Mg отношение в оливине по "равновесной" с составом данного кристалла шпинели, или, наоборот, по известному составу оливина - (Fe2-Ti)/Mg в шпинели. Расчеты по уравнениям для случаев КD =0,3 и КD =0,33 в каждой из 4 пар дают различия меньше стандартного отклонения. Уравнения (5,6,9,10) - условно "неравновесные" целесообразно использовать для случая образования OL-SP пар из высокожелезистых расплавов с Fe2+/Mg>1,4, а также для кристаллов основной массы эффузивов, эволюционировавших по феннеровскому пути. Ко всем уравнениям приводятся численные значения абсолютной ошибки () и стандартного отклонения (), что позволяет с определенной долей вероятности ( - 70%, 2 - 95% [70]) судить о расплавном, или ином генезисе составов OL-SP пар в породе.



Влияние давления до 1,5 ГПа, температуры (1100-1500oC) на распределение Fe2+/Mg отношения в системах расплав - шпинель и расплав - оливин не сказываются на численных значениях коэффициентов в уравнениях [55]. Соответственно и в уравнениях, связывающих оливин - шпинелевые пары, "равновесные" с основным-ультраосновным расплавом. T и P, в указанных интервалах, не влияют на распределение Fe2+/Mg отношения.

Все приведенные выше уравнения могут быть использованы для кристаллов шпинели, содержащих менее 6% вес. TiO2 и менее 50% вес. Al2O3 [55]. В высокоглиноземистые шпинели (Al2O3 более 50% вес.) магний из расплава входит более охотно по сравнению с высокохромистыми разностями. Это сказывается на числовых значениях уравнений распределения Fe2+/Mg. Для случая расплав - высокоглиноземистая шпинель к настоящему времени удалось получить только оценочные значения коэффициентов [55].

Разбалансировка Fe2+/Mg отношения в системе OL-SP (SP-OL) относительно равновесного с расплавом (т.е. не отвечающая одному или нескольким уравнениям) происходит на всех этапах становления магматической породы: охлаждение, нагрев, метаморфизм. Причем это рассогласование может быть зафиксировано численно путем учета величины, и отчетливо проявляется из-за различного характера поведения Fe2+ и Mg в оливине и шпинели при нагреве, остывании. Это было выявлено экспериментально [84] и подтверждено на природных объектах [87]. В работе [55] рассмотрены различные варианты этого явления и показано, что оно, вероятно, фиксируется и при метаморфических процессах.

Выявленные цифровые зависимости получены по экспериментальным данным, для которых понятия одновременность образования и равновесность составов OL-SP пар в расплаве однозначно связаны в подавляющем большинстве случаев, существование же отклонений может служить признаком некондиционности экспериментальных результатов [55]. Иначе на природных объектах. В горной породе одновременность или разновременность образования кристаллов шпинели и оливина может быть установлена по их структурным взаимоотношениям. Если же характер срастания установить не удается, то вопрос остается открытым. Равновесность же или неравновесность, с учетом зональности, мозаичности и т.д. в составах кристаллов может быть уверенно зафиксирована с помощью полученных уравнений. Эта оценка, соотнесенная со структурными особенностями породы, может быть очень полезной, и дать генетическую информацию.

**Приложение полученных результатов.**

Для демонстрации возможностей применения полученных цифровых зависимостей, связывающих Fe2+/Mg в OL-SP (SP-OL) парах, равновесных с ультраосновным - основным расплавом, были использованы данные по составам OL-SP природных ассоциаций и содержащих их пород [56]. Были рассмотрены достаточно известные по литературным источникам геологические объекты из двух фациальных групп, включающих эффузивные образования (лавовые потоки различного возраста, состава, из различных геолого-структурных обстановок) и интрузивные тела (гипербазиты современной океанической коры и офиолитовых комплексов, расслоенные интрузивные комплексы и т.д.). Для эффузивов, имеющих кайнотипный облик, равновесность вкрапленников оливина с включенными в них кристаллами шпинели явление характерное, тогда как в палеотипных разностях, например, в докембрийских коматиитах, составы разбалансированы. Неравновесность OL - SP ассоциации c расплавом может возникать и при гибридизме, примером, по-видимому, могут служить переуравновешенные шпинели в предположительно плейстоценовых пикритобазальтах Авачинского вулкана [53]. Для интрузивных пород базит-гипербазитового ряда составы подобных OL-SP пар, как правило, перенормированы относительно равновесных с расплавом. Использование различных минеральных равновесий, отградуированных как геотермометры в солидусной области, для интрузивных пород этого ряда дает большой разброс численных значений в разных минеральных парах, и, вероятно, фиксирует температуры окончания обменных реакций [4,72]. Это свидетельствует о метаморфических преобразованиях большей части минералов, слагающих интрузивные тела, хотя в некоторых случаях, благодаря мозаичному равновесию, могут сохраняться OL-SP пары, не лишенные первичных признаков кумулятивного или реститового происхождения [56]. Fe2/Mg отношения в Ol - Sp парах, включенных в платиноиды из ряда ультраосновных массивов, свидетельствуют о возможности формирования вмещающих платиноидов как в ликвидусной, так и в солидусной температурных областях становления пород [56,57]. Распределение Fe2/Mg отношения (или содержания магния) и хрома в шпинелях из платиносодержащих ультраосновных массивов может помочь как в выявлении наиболее перспективных из них, так и отдельных блоков в каждом массиве [53,54]. Это подтверждается недавними ревизионными исследованиями платиноносных дунитов Нижне-Тагильского массива [15]. Очень интересным объектом для приложения полученных зависимостей является оливин-шпинелевая ассоциация из включений в кристаллах алмазов. Вероятно наиболее глубинной (3-7 ГПа), соответствующей "законсервированным" условиям верхней мантии, можно считать перидотитовую ассоциацию. По данным [27] в алмазах из 4-х трубок Якутской кимберлитовой провинции эта ассоциация встречается в 4-10% кристаллов, тогда как самостоятельные оливин и шпинель встречены соответственно в 40-60% и 26-44% кристаллов. Мы сделали попытку оценить равновесность этой ассоциации с расплавом. Для этого использовались уравнения (3,4) в двух вариантах. В первом случае поправка на влияние давления [96,101] учитывалась только для оливина, во втором - вводилась поправка и для шпинели, равная поправке для оливина (т.к. данных по шпинели нет). В качестве первичных данных были использованы составы шпинелей и оливинов из алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мы нашли в литературе ~ 100 опубликованных анализов шпинелей из алмазов этой провинции. Обычно это хромиты, содержащие в среднем ~ 11-15 % MgO. Расчеты были выполнены для 2-х парных анализов SP-OL. В качестве первой пары было выбрано срастание наиболее магнезиальной шпинели (14,9% MgO) с оливином (MgO 52,2%) [68]. В качестве второй пары были взяты наиболее магнезиальная шпинель (16,4% MgO) [66] и высокомагнезиальный оливин (52,8% вес MgO) [68] среди опубликованных составов шпинели и оливина из алмазов этой провинции. Оба варианта расчетов показали, что эти пары не являются равновесными с расплавом, причем с увеличением давления расхождение расчетного и реального Fe2+ /Mg для оливина увеличивается. Эти расчеты до некоторой степени условны (неизвестна реальная численная поправка для шпинели), но позволяют с определенной долей осторожности присоединиться к точке зрения [21], что алмаз не кристаллизуется в магматическом расплаве. В пользу этой гипотезы свидетельствуют данные о находках в образцах алмазоносных эклогитов линзовидных поликристаллических сростков алмазов, напоминающих друзы [57]. По мнению [72], это свидетельствует о флюидном переносе углерода в мантии и переотложению в форме алмаза, что укладывается в рамки представлений о немагматическом генезисе.

Наиболее магнезиальными (MgO - 26,8% вес.) шпинелями из кимберлитов, вероятно, можно считать собственно шпинели (Al2O3 - 66,8% вес.) из алькремитов трубки "Удачная" [58]. Судя по данным обзора [46], для высокоглиноземистых шпинелей мантийных пород типичны более высокие содержания MgO относительно хромистых разностей шпинели в мантийных породах. Это совпадает с выявленной нами тенденцией более охотного вхождения магния (относительно хромистых разностей) в состав высокоглиноземистой шпинели при росте ее или равновесии с расплавом. Но это не исключает образования подобного рода шпинелей в солидусных условиях.

Забегая вперед, обратим внимание еще на одно условие, возможно необходимое для роста кимберлитовых алмазов в твердой среде. Ниже приводятся данные по некимберлитовым алмазам, которые позволяют предположить, что, при определенных условиях причиной твердофазного перехода графит - алмаз могут быть сдвиговые деформации. Геологическая история площадей развития кимберлитового вулканизма на Сибирской платформе свидетельствует о его генетической связи с конвективными течениями в верхней мантии [47]. Можно допустить, что собственно перемещения происходят вдоль ограниченных (10-100 км) латеральных и вертикальных зон, для которых характерны максимальные градиенты скоростей движения и наибольшие сдвиговые деформации. Многие глубинные (мантийные) ксенолиты перидотитовой и эклогитовой серий в кимберлитах как в целом по миру, так и на Сибирской платформе, несут отчетливые следы твердофазных деформаций. Они запечатлены не только в минералах, включая алмазы, но и выражены в структурных особенностях пород, слагающих ксенолиты [21,69]. Можно предположить, оставляя в стороне происхождение графита, что преобразование его в алмаз происходит под действием движений в таких локальных зонах, можно допустить и то, что до определенной величины сдвиговых деформаций рост кристаллов алмаза угнетен, поэтому не все ксенолиты и кимберлиты алмазоносны. Кроме того, следы сдвиговых деформаций могут затушевываться последующими преобразованиями породы в мантийных условиях.

Возможность роста кристаллов алмаза в твердофазной среде и P,T условия такого роста представляют значительный интерес в связи с находками алмазов в некимберлитовых породах [30]. Для алмазов из кимберлитов их высокобарический генезис (>3 ГПа) практически не вызывает споров, и разногласия в большинстве своем относятся к среде роста алмаза (расплав, твердофазная среда или их смесь) и к среде питания для роста кристаллов алмаза (расплав, флюид). Для алмазов из некимберлитовых пород (альпинотипные гипербазиты, высокобарические ультрамафиты и метаморфиды) основные разногласия касаются значений давления при образовании алмазов в этих породах. Для ряда массивов альпинотипных гипербазитов [28,30] приводятся значения давления их образования ~6,5 ГПа, оцененные по составам ортопироксенов из этих массивов. Накопилось достаточное количество данных, свидетельствующих о том, что составы минералов в этих массивах претерпели существенные изменения в процессе становления этих массивов. Поэтому условия, оцениваемые по составам этих минералов, могут быть неидентичными условиям раннего генезиса этих пород. Кроме того, коэсит, магнезиальный гранат (показатели высокобарического генезиса) не типичны для альпинотипных гипербазитов. Для высокобарических ультрамафитов, характерных для "корневых зон" складчатых поясов со сложной тектоникой и интенсивным метаморфизмом [39], вариации значений давления в процессе формирования массивов могут соответствовать как условиям для роста кристаллов алмаза, так и их графитизации. В гранатовых клинопироксенитах плутона Бени-Бушера (Марокко) найдены параморфозы графита по алмазу, составляющие местами до 15% объема породы [65]. Причем внутри подобных высокобарических массивов, на примере массива Ronda (Испания) [86], можно на расстоянии 1,5 км наблюдать смену шпинель-гранатовых перидотитов на плагиоклазовые. Это дает основание считать перспективными на алмазоносность с глубиной выходы на дневную поверхность и плагиоклазовых разностей перидотитов из корневых зон складчатых областей.

Наиболее разноречивые генетические построения (мантийное или коровое образование) вызвали находки алмазов в метаморфических комплексах, примером которых могут служить месторождение Кумды-Коль и участок Барчинский, находящиеся на северном склоне Зерендинского гранитогнейсового купола в Кокчетавском срединном массиве (Казахстан) [17,20,23,34,42,45,51,64]. Не вдаваясь во всю аргументацию в пользу возможности роста кристаллов алмаза в твердофазной среде в земной коре, мы хотим обратить внимание на некоторые факты в пользу такого генезиса, позволяющие предположить, что образование кристаллов алмаза могло происходить в моменты тектонических событий - палеоземлетрясений, в их гипоцентральной части (очаговой области). На этом месторождении алмазоносность приурочена к узкой, шириной от 45 до 250 м линейной зоне, внутри которой наибольшие концентрации алмазов наблюдаются в тектонических зонах мощностью от 5 до 20 м, представленных графитизированными высокотемпературными метасоматитами с бластокластическими структурами, образовавшимися по гнейсам, кальцифирам и эклогитам [23,52]. Алмазы мелкие, представлены как отдельными кристаллами, так и их сростками, размером 1-400 мк, мелкие кристаллы (1-30 мк) в большинстве своем включены в кристаллы граната и, в меньшей степени, в зерна пироксена, амфибола, биотита, полевого шпата и в явно вторичные минералы [22]. Описаны находки алмазов (15-100 мкм) в гранатах из разгнейсованной оболочки гранитного блока размером ~1,5м в двуслюдяных гнейсах [18]. К числу особенностей кристаллов алмаза можно отнести их неоднородность, наличие или отсутствие графитовой рубашки вокруг кристаллов алмаза в одном образце или в одном кристалле граната [74]. Р-Т условия многоэтапного формирования и существования породообразующей пироксен-гранат-плагиоклаз-кварцевой ассоциации лежат в следующих рамках: давление ~ 0,8-2,1 ГПа, температура ~ 600-1060оС [51]. Условия формирования минералов-включений (алмаз, коэсит, сфен, кианит, рутил и т.д.) в гранатах и цирконах из высокотемпературных метасоматитов, сложенных вышеуказанной минеральной ассоциацией, оцениваются как превышающие 4 ГПА и 850оС [51].

Находки коэсита [67] не являются бесспорным аргументом в пользу мантийного генезиса минералов-включений. В экспериментах [82] в условиях одномерного сжатия при давлениях 0,5-2 ГПа, температурах 450-900оС и скоростях деформаций 10-4сек-1 происходил метастабильный рост коэсита. Подобные скорости относятся к разряду очень быстрых геологичесикх деформаций [35] и характерны для локальных движений (участки < 10 км) непосредственно перед землетрясением в его эпицентральной зоне [48] в таких высокоподвижных областях, как Камчатка, Япония, Американские Кордильеры, относимых к зонам с 8-10-балльными землетрясениями [19]. Разрывы сплошности для большинства пород земной коры происходят при деформациях, имеющих численную величину n.(10-4 - 10-5) [61]. Предельное значение напряжения, вызывающего различные виды разрушений в горных породах (скалывание, отрыв и т.д.), <0,3 Гпа при нормальных условиях; оно численно увеличивается с ростом всестороннего сжатия и уменьшается, приобретая характер пластично-хрупких деформаций, с увеличением длительности действия разрушающих напряжений и увеличением температуры [19]. В настоящее время зависимость, связывающая воедино эти параметры, отсутствует. В работе [32] приводятся графические зависимости хрупко-пластичного перехода породы при одноосном сжатии, в зависимости от давления обжима, из которых следует, что такой переход происходит, когда напряжение сжатия в 2-3 раза превосходит давление обжима. Допуская понижающее влияние длительности воздействия тектонических напряжений и температуры в условиях нижних горизонтов земной коры при становлении гранито-гнейсовых формаций, можно предположить, что это отношение < 2. Минералогическими барометрами это влияние предположительно фиксируется. В работе [6] приводятся результаты исследований особенностей составов гранатов и оцениваются Р-Т условия формирования гранат - биотит-плагиоклазовой ассоциации из деформированных, в различной степени, слюдистых гнейсов, приуроченных к области сочленения Кольского и Беломорского геоблоков. "Зона главного разлома", имеющая мощность 100-150 м и прослеженная на расстоянии ~ 2 км, состоит из участков со слабо деформированными породами и зон с неоднократными, интенсивными деформациями, сложенными бластомилонитами. Авторами [6] выявлена прямая корреляционная зависимость между содержаниями кальция в гранатах и степенью дислоцированности вмещающих пород при отсутствии зависимости кальциевости гранатов от валового химического состава пород. В пластически слабо деформированных породах содержание гроссулярового минала 9-12%, и рассчитанные значения давления лежат в интервале 0,6-0,8 ГПа, что соответствует [6] литостатическому давлению (давлению обжима). Наиболее кальциевые гранаты (30-34% гроссуляра) и аномально высокие оцениваемые значения давления ~0,9-1,2 Гпа (при температурах до 670оС) приурочены к зонам интенсивных деформаций пластического сдвига и обязаны [6] тектонически избыточному давлению 0,3-0,4 ГПа, что соответствует отношению < 1. Имеющиеся на сегодняшний день минералогические геобарометры отградуированы для условий литостатического давления (давления обжима), поэтому неизвестно, как влияет на распределение элементов между сосуществующими минеральными фазами одноосное сжатие, сдвиг. Исходя из этого, несомненный интерес представляет изучение (на природных объектах и в экспериментах) влияние длительных сдвиговых напряжений и одноосного сжатия при различных значениях давления обжима на набор, количество, составы и скорости роста метасоматических минералов, формирующихся в условиях амфиболитовой и более высоких фаций метаморфизма.

Выполненные [51] оценки значений давлений существования и метаморфизма для гнейсов, сланцев и гранатовых амфиболитов для месторождения Кумды-Коль и ряда сопряженных с ним участков по пироксен-гранат-плагиоклаз-кварцевой ассоциации лежат в интервале 0,8-2,1 ГПа, что объясняется авторами многоэтапностью метаморфической эволюции. Очень интересным фактом, как результаты сравнения составов гранатов, приводимых в работах [23,51], является приуроченность наиболее кальциевых гранатов (СаО 10-28 % вес.) к алмазоносным высокотемпературным метасоматитам (бластомилонитам). Для низкокальциевых метасоматитов (до 3 % вес. СаО) корреляция с содержанием гроссулярового минала не наблюдается, тогда как в высококальциевых метасоматитах (12-28 % вес. СаО) встречаются и наиболее кальциевые гранаты, но этот вывод требует уточнений, так как приводимых данных мало, и они не систематичны. Это дает основание, исходя из данных [6], предположить, что давление формирования алмазоносных метасоматитов > 2,1 ГПа.

Эти результаты и предположения говорят о подобии и чертах сходства месторождения Кумды-Коль и "Зоны главного разлома" по условиям образования и соответствии этих условий рамкам метастабильного роста коэсита. Крупные разломы, фрагменты которых, вероятно, месторождение Кумды-Коль и "Зона главного разлома", являются сейсмическими зонами, генерировавшими в свое время землетрясения [32]. Это позволяет предположить возможность образования коэсита при формировании гранитогнейсовых комплексов - в приуроченных к ним очаговым областям коровых палеоземлетрясений (в низах коры, на глубинах 20 - 30 км) при деформациях > 10-5, как непосредственно перед палеоземлетрясением, так и в его период. Все эти данные позволяют ожидать находок микрокристаллов коэсита в области сочленения Кольского и Беломорского геоблоков, а также в аналогичных геологических ситуациях в других регионах.

Примером могут служить находки коэсита [94] в западном гнейсовом регионе Норвегии, но условия образования требуют уточнения. Если допустить, что при землетрясениях в очаговых зонах могут возникать такие явления, как плавление и сверхдавление [32,40], то не исключены находки коэсита и в эпицентральных частях современных сильных землетрясений. Наибольшие содержания алмазов и графита на месторождении Кумды-Коль приурочены к узким линейным зонам развития бластомилонитов (метасоматитов), разделяемых участками слабодислоцированных гнейсов, гранитов и т.д., в которых содержания графита в десятки раз меньше, а алмазы не обнаружены, либо их содержания незначительны [42,52]. С наиболее богатыми алмазами (до 2000 карат на тонну) карбонатносиликатными метасоматитами ассоциируются и наиболее богатые кальцием гранаты (Grs 60Prp7Alm33) [51]. Это позволяет предполагать, что алмазообразование в тектонической зоне приурочено к областям максимальных деформаций, в которых фиксируются и максимальные значения давления по минералогическим геобарометрам. Отсутствие приуроченности алмазов к эклогитам и еще ряд косвенных данных (морфология и строение микроалмазов) [23,42] также свидетельствуют об образовании алмазов in situ, в коровых условиях. Тесная пространственная связь графита и алмаза на месторождении с привлечением ряда дополнительных условий - быстрое остывание, способствующее сохранению кристаллов алмаза [23,42] и различия в изотопных составах алмаза и графита [52] - позволили этим авторам объяснить образование графита и алмаза путем их одновременного осаждения из восстановленного флюида. Однако подобный механизм образования кристаллов алмаза для месторождения Кумды-Коль маловероятен, так как подобным способом можно получить только поликристаллические агрегаты на неалмазных подложках, или доращивать монокристаллы алмаза, причем эпитаксиально наращенные пленки могут быть как поликристаллическими, так и монокристаллическими. Более чем полувековые экспериментальные работы в разных странах по выращиванию монокристальных алмазных пленок на неалмазных подложках, именуемые CVD-технологиями (химическое газофазное осаждение) пока закончилось безуспешно. По данным [74], изучившим структуры микроалмазов из пород Кокчетавского массива, поликристаллические агрегаты среди них отсутствуют, хотя волокнистые разности встречаются. Если допустить, что алмазы на месторождении образовались из графита, то благоприятные условия для роста кристаллов алмаза могли возникнуть при одновременном воздействии давления обжима и деформаций сдвига. В работах [12,13] было продемонстрировано, что при высоких давлениях (до 10 ГПа) и сдвиговых деформациях происходит трансформация решетки графита в решетку алмаза в твердом состоянии. Такая трансформация может происходить при давлениях 1 ГПа, причем переход электронных оболочек из sp2 в sp3 - гибридизированное состояние корректнее рассматривать не как фазовый переход, а как химическую реакцию, размер образующихся областей с новой структурой - несколько сотен ангстрем [24]. При сдвиговых напряжениях ~1 ГПа возможны также и локальные повышения температуры в наиболее напряженных частях графитовых зерен с размерами областей ~1мкм, приводящие к тепловым взрывам, порождающим микрокристаллы алмаза [49]. Численное моделирование [71] показало, что при сдвиговых деформациях в земной коре возможно возникновение неоднородных полей давлений с численными значениями до 3-5 ГПа, причем рост и падение давления в таких областях могут происходить за короткое время.

Области с алмазной структурой, возникшие в графите при сдвиговой деформации, имеют величину n.10 нм [24] и сравнимы по размерам с мелкодисперсными алмазами (4-5 нм), образующимися при динамических методах синтеза - детонации взрывчатых веществ [44]. Процесс их образования заканчивается за 2-5 x 10-7 сек. Кристаллы микроалмазов месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский имеют размеры 1-400 мк, крупнее образовавшихся посредством детонации в 103-105 раз и имеют разнообразный габитус. Существуют различия в габитусе кристаллов месторождения и участка, многие кристаллы имеют сложное внутреннее строение - однородную(?) ядерную часть, слоистость, волокнистость, секториальность; наряду с алмазом найдены чаоит, карбин, лонсдейлит [23,42,74]. Эти факты позволяют предположить, что, несмотря на неизвестный механизм роста этих кристаллов, продолжительность их образования, вероятно, была не менее 1 сек., а возможно и значительно больше, условия роста были неоднородны пространственно и менялись во времени.

Все эти геологические и экспериментальные данные позволяют предположить, что рост этих микроалмазов может происходить в тектонической зоне из графита в период землетрясения. Длительность главного максимума землетрясения в источнике может составлять 4-5 мин., а остаточные явления могут продолжаться около 1часа; сильные землетрясения обычно сопровождаются роем более мелких событий (до 1000 и более), которые могут продолжаться до года [26,59]. В результате отдельного землетрясения в очаге возникает ряд перемен давления, число которых от 100 до 1000 с периодом 0,2-0,3 сек. [59]. Частицы пород в очаге сильного землетрясения описывают сложные траектории со скоростями ~ 10-15 см/сек и ускорениями (0,01-0,5) 9,8 м/сек2. И, что очень важно с нашей точки зрения, эти движения в отличие от экспериментальных - знакопеременные, что может приводить к очень кратковременным значительным сдвиговым усилиям в среде (графит с алмазными фрагментами), повторяющимся до 1000 и более раз. Вероятно, влияние на твердофазный переход графит-алмаз подобных статических (1-2 ГПа) и динамических характеристик деформаций графита в интервале температур 700-1000оС, с учетом влияния структуры графита и различных катализаторов может быть изучено экспериментально.

Размеры коровых очагов, если их представлять в виде субвертикальной тонкой пластины, колеблются в длину от 100 м до 100 км и более, высота такой пластины примерно в два раза меньше ее длины [60]. Мощность же подобной пластины, судя по строению месторождения Кумды-Коль и "зоны главного разлома" 100-500 м, и она состоит из сильно и слабо дислоцированных участков. Поэтому месторождения типа Кумды-Коль можно предположительно назвать сейсмогенными, они могут быть значительной протяженности, о чем, с нашей точки зрения, свидетельствует участок Барчинский, удаленный от месторождения на 17 км. Эти месторождения могут быть перспективными и на значительную глубину. В створе месторождения, в Кокчетавском массиве, с учетом кулисообразных смещений разломных зон и последующих тектонических смещений, возможны еще находки алмазоносных метасоматитов. Являются ли обязательными для подобных сейсмогенных алмазоносных метасоматитов условия, существующие при становлении гранитогнейсовых куполов, пока не ясно. На возможность такой связи указывают находки микроалмазов в западном гнейсовом регионе Норвегии [79], который, вероятно можно считать перспективным на поиск технических алмазов. Прояснить эту связь может помочь изучение современных эпицентральных зон сильных землетрясений на предмет находок микроалмазов в графитсодержащих тектонитах. В литературе приводятся описания тектонических зон, отчасти подобных месторождению Кумды-Коль; примером такой зоны может служить Чернорудско-Баракчинская тектоническая зона (Западное Прибайкалье) с графитовой минерализацией, но алмазы не установлены [41]. Вероятно, вышеперечисленные факторы являются не единственными, способствующими твердофазному переходу графита в алмаз. По данным [31], существует зависимость синтеза алмаза от природы исходного углерода. Учитывая вывод [24], что перестройку электронной орбитали sp2 в sp3-гибридизированное состояние корректнее описывать как химическую реакцию, в которой реальную роль могут играть и металлы - катализаторы [31], следует допустить, что эти факторы также могут оказывать влияние на переход из графита в алмаз. В связи с этим интересными могут быть данные по химическим составам и структурным особенностям графитов на месторождении Кумды-Коль - из рубашек на алмазах и собственно зерен графита, в сравнении с кимберлитовыми.

Интересным фактом является несоответствие отношения массы графита к массе алмазов и отношения максимально возможной запасенной энергии деформаций к энергозатратам по перестройке графита в алмаз. Максимальные содержания графита в высокоалмазных зонах ~1% [52]. Максимальные содержания алмазов ~2000 карат на тонну [51], отношение массы алмазов к массе графита ~10-2. Максимально возможная плотность энергии деформаций в породах земной коры ~3x 103 эрг/см3 [32], разность энергии атомов углерода в алмазе и графите ~0,5 ккал/моль, т.е. для перевода 1 см3 графита в алмаз необходимо ~3,5x109 эрг; энергией деформации может быть переведено <10-6 массы графита. Несоответствие в 104 раз, вероятно, свидетельствует о многократности роста, неполноте разрывов связей, а также о значительной роли каталитических процессов при твердофазном переходе графита в алмаз в коровых условиях амфиболитовой и выше фаций метаморфизма. Неоднократность сейсмических событий, их приуроченность к одним и тем же участкам хорошо подтверждается, с нашей точки зрения, существованием в алмазоносных породах маломощных (0,5-1,5 м) разрывных нарушений, наследующих простирание этих зон [38]. Наложение друг на друга зон скоплений алмазов, зон метасоматической переработки алмазоносных пород и последующих разрывных нарушений с глинкой трения, вероятно, свидетельствует о постоянстве мест выделения сейсмической энергии в очаговой зоне. Это позволяет представить очаговую зону либо как одиночную стоячую волну или волновой пакет, либо как солитон с осцилляциями.

Исходя из особенностей приведенных выше примеров, можно указать ряд поисковых признаков сейсмогенных микроалмазов. Это протяженные палеотектонические зоны, существовавшие в земной коре при становлении пород гранитогнейсовых формаций, а, возможно, и выше по фациальному уровню. Внутри этих зон перспективными являются участки развития бластомилонитов, содержащих графит и метасоматический(?) гранат с содержаниями СаО 10-28% вес. Размеры подобных месторождений могут быть 10-100 км, а содержания алмазов до 2000 карат на тонну.

Например, потенциально алмазоносными можно рассматривать Ларбинский блок Алданского щита и Каларский массив, приуроченный к шовной зоне Джугджуро - Станового глубинного разлома. По данным [7,8], и в блоке, и в массиве выделяются зоны с максимальными проявлениями динамических напряжений, в которых существует высокобарический метаморфизм, представленный гранатовым и эклогитовым парагенезисами. Участки, содержащие графит и максимально кальциевый гранат (>40 Grs), вероятно, могут содержать и микрокристаллы алмаза.

В свете данных по некимберлитовому генезису алмазов целесообразными являются поиски алмазов и в Камчатском регионе. К настоящему времени накопилось уже достаточное количество находок алмазов и карбонадо в базальтах и ультрабазитах региона [5,29,36,63,75]. Найдены лампроитоподобные породы на Западной и Восточной Камчатке [16,63], что позволяет рассматривать регион перспективным на алмазоносность. Вызывает удивление сохранность алмазов в базальтовых лавах, т.к. даже остаточные кимберлитовые расплавы, внедрившиеся по трещинам в уже застывший кимберлит, на примере трубки Премьер, алмазов уже не содержат [25], вероятно, из-за их растворения. Территориально перспективными можно считать Срединный Камчатский массив, Ганальский выступ и Хавывенскую возвышенность, которые можно рассматривать как корневую зону складчатой области с высокобарическими ультрамафитами и палеотектоническими зонами. Хотя по данным [14] толща пород Камчатского массива и ее метаморфизм имеют раннемеловой возраст, габброиды, гранулиты, плагиограниты и изменения вмещающих их пород в Ганальском выступе моложе 30 млн. лет. В качестве первоочередных в Срединном массиве можно рассматривать ультрабазитовый массив Филиппа, в котором уже имеются находки алмазов [75] и выходы ультрабазитов по р.Андриановка [11,74], и возможные тектонические зоны в Хангарском гранито-гнейсовом куполе, выделенном [37]. Этот купол может являться не единственным в Срединном массиве, и палеотектонические зоны могут развиваться не только в рамках куполов, но и между отдельными геоблоками Срединного массива. По аналогии с Каларским массивом, зоны интенсивных дислокаций с развитием эклогитизации и гранатизации могут быть и в ультрабазитовом массиве Филиппа. Кроме того, в результате размыва Срединного массива в целом (а он является приподнятым участком с палеогена и испытал тектонические поднятия также и в четвертичное время [50]), возможно образование алмазоносных россыпей, которые могут содержать и микроалмазы. Подобные россыпи имеются на Урале, о.Каллимантан, Аляске и т.д. [30].

Заключение.

Начиная с 80-х годов, контроль температуры и фугитивности кислорода стал постоянным в экспериментах с расплавами и достиг приемлемой точности. Это сразу резко улучшило сопоставимость и воспроизводимость результатов. Накоплен достаточный объем данных, пригодных для установления закономерностей в распределении элементов в системе расплав - кристалл (минерал) статистическими методами. Открывающиеся возможности частично реализованы в настоящей работе. В системах основной-ультраосновной расплав - шпинель, расплав - оливин до давлений 1,5 ГПа было получено распределение Fe2+/Mg отношений. Это позволило получить ряд линейных уравнений, описывающих распределение Fe2+/Mg отношения в системе SP-OL (OL-SP), равновесной с базит-гипербазитовым расплавом до тех же значений давления. Применение этих калибровочных уравнений позволяет обойти ряд трудностей, и диагностировать по составу минералов с задаваемой точностью, происхождение сосуществующих модальных OL-SP пар. В частности, для OL-SP парагенезиса включений в кристаллах алмазов кимберлитов Сибирской платформы сделан предположительный вывод об их немагматическом, твердофазном генезисе, который, по-видимому, можно распространить и на вмещающие их алмазы. Обилие следов сдвиговых деформаций в мантийных ксенолитах кимберлитов можно истолковать как факт, свидетельствующий в пользу такого вывода: по-видимому, деформации являются и одним из условий роста кимберлитовых алмазов.

Твердофазный рост алмаза возможен и в коровых условиях. Приуроченность микрокристаллов алмаза к зонам максимальных дислокаций на месторождении Кумды-Коль (Казахстан), соотнесенная с результатами экспериментальных исследований [12,24], позволяет объяснить их образование из графита вследствие сдвиговых деформаций при палеоземлетрясениях. Если, вслед за [24,49,71], предположить взрывной характер формирования алмазов, то сами очаговые области землетрясений можно интерпретировать как зоны взрывных процессов. Кроме того, очаговую зону землетрясения, вероятно, можно уподобить группе стоячих волн. Возможность роста кристаллов алмаза в твердой среде при сдвиговых деформациях позволила наметить ряд геологических (гранито-гнейсовые купола - разломные зоны в них - участки максимальных деформаций в этих зонах) и минералогических (наличие коэсита, графита, высококальциевого граната) критериев для поиска подобных месторождений в различных регионах: Алданский щит, западный гнейсовый регион Норвегии, Камчатский Срединный массив, вероятно, в целом области щитов и т.д.

Параметры перехода в коровых условиях графита в алмаз при сдвиговых деформациях, соответствующих очаговым зонам землетрясений, вероятно, можно исследовать экспериментально. Строение кристаллов алмаза и их структурные особенности, возможно, связаны с характером сдвиговых деформаций и могут быть полезными для оценки этих деформаций в очаговых зонах землетрясений. Для поиска микрокристаллических новообразований коэсита и алмаза, а также выявление их морфологических и структурных особенностей, полезными могут быть исследования глинок трения и зеркал скольжения в разломных зонах, выходящих на дневную поверхность. На детали перехода графита в алмаз могут пролить свет структурные и иные исследования зоны их срастания, являющейся аллотропным переходом. По аналогии с гетеропереходами, для всех типов алмазов, в первую очередь полупроводниковых, эта зона может обладать рядом интересных и полезных свойств.

**Список литературы**

1. Амосов А.В., Петровский Г.Т. Дефекты типа "кислородная вакансия" в кварцевых стеклах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. N1. С. 66-68.

2. Анфилогов В.Н.. Анфилогова Г.И.. Бобылев И.Б., Зюзева Н.А. Формы нахождения фтора и хлора в силикатных расплавах // Геохимия. 1984. N5. С. 751-755.

3. Арискин А.А., Николаев Г.С. Распределение Fe3+ и Fe2+ между хромшпинелидом и базальтовым расплавом в зависимости от состава, температуры и летучести кислорода // Геохимия. 1995. N8. С. 1131-1139.

4. Базышев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов: срединно-океанические хребты // Петрология. 2000. Т. 8. N3. С. 227-240.

5. Байков А.И., Аникин А.П.. Стефанов Ю.М., Дунин-Барковский Р.Л. Проблема алмазоностности Камчатки // Петрология и металлогения базит-гииербазитовых комплексов Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2000. С.91-94.

6. Беляев О.А., Петров В.П., Реженова С.А. Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // Записки ВМО. 2000. N1. С. 82-91.

7. Бирюков В.М., Бирюков Е.В., Косыгин Ю.А.,Чуйко В.С. Высокобарический метаморфизм в габбро-анортозитовых комплексах (на примере Каларского массива) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. N2. С. 362-367.

8. Бирюков В.М., Косыгин Ю.А., Потоцкий Ю.П. Высокобарические ассоциации Ларбинского блока (Алданский щит) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. N3. С. 358-363.

9. Бобылев И.Б., Анфилогов В.Н. Связь петрохимических констант силикатов с полимерными равновесиями в расплавах // Геохимия. 1980. N11. С. 1756-1760.

10. Борисов А.А., Шапкин А.И. Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения Fe3+/Fe2+ в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // Геохимия. 1989. N6. С. 892-898.

11. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.

12. Верещагин Л.Ф., Зубова Е. В. Измерение напряжения сдвига ряда веществ при давлениях до 1000000 атм. // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. .N4. С. 787-788.

13. Верещагин Л.Ф., Калашников Я.А., Фекличев Е.М., Никольская И.В., Тихомирова Л.М. К вопросу о механизме полиморфного превращения графита а алмаз // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. N5. С. 1027-1029.

14. Виноградов В.И., Шеймович В.С., Головин Д.И. Опыт изотопного датирования метаморфических и магматических пород Камчатки // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан, 2000. С. 32-36.

15. Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б., Антипин В.С. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки, проявление пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. N11. С. 41-49.

16. Воробьев Е.И. О механизме алмазообразования в кумдыкольском месторождении Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. N3. С. 341-343.

17. Гаранин В.К. Гусеев Е.В., Дергачев Д.В., Кудрявцева Г.П., Орлов Р.Ю. Кристаллы алмаза в гранатах из слабо разгнейсованных гранитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. N1. С. 190-194.

18. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

19. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазсодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. N12. С. 1645-1666.

20. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.

21. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Петрова М.А. Включения алмазов в породообразующих минералах метаморфических пород // Докл. РАН. 1992. Т. 322. N2. С. 366-368.

22. Екимова Т.Е. Лаврова Л.Д., Надеждина Е.Д., Петрова М.А., Печников В.А. Условия образования алмазного месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. N5. С. 455-465.

23. Жорин В.А., Кушнерев М.Я., Шашкин Д.П., Нагорный В. Г. Ениколопян Н.С. Образование sp3- гибридизованного состояния в графите, подвергнутом совместному воздействию высоких давлений и сдвиговых деформаций // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. N3. С. 665-668.

24. Зубарев Б.Н. Дайковый тип алмазных месторождений. М.: Недра, 1989. 182 с.

25. Иванов В.В., Гардер О.И. Длительность процесса землетрясения в источнике // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. N5. С. 1149-1152.

26. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.

27. Каминский Ф.В. Ваганов В.И. Петрологические предпосылки алмазоносности альпинотипных ультрабазитов // Известия АН СССР. Сер.геол. 1976. N6. С. 35-47.

28. Каминский Ф.В., Патока М.Г., Шеймович В.С. О геолого-тектоническом положении алмазоносных базальтов Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. N3. С. 679-682.

29. Каминский Ф.В. О достоверности и закономерности находок алмазов в щелочно-базальтоидных и ультраосновных (некимберлитовых) породах // Записки ВМО. 1980. Ч.109. Вып.4. С. 488-493.

30. Касаточкин В.И., Штеренберг Л.Е., Слесарев В.Н., Недокивин Ю.Н. Зависимость синтеза алмаза от природы исходного углерода // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. N4. С. 801-804.

31. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 260 с.

32. Когарко Л.Н. Кригман Л.Д. Структурное положение фтора в силикатных расплавах (по данным диаграмм плавкости)// Геохимия. 1973. N1. С. 49-55.

33. Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В. Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива // Докл. РАН. 1998. Т. 360. N1. С. 77-81.

34. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 245 с.

35. Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В. Алмазы в базальтоидах Камчатки // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. N1. С. 183-186.

36. Кутьев Ф.Ш., Лебедев М.Н., Максимовский В.А. О природе вулкано-тектонической структуры Хангар// Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1976. N7. С. 35-46.

37. Лазько Е.Е., Удовкина Н.Г., Шарков Е.В. Высокобарические ультрамафиты в земной коре // Магматические горные породы (Ультраосновные проды) М.: Наука, 1988. 507 с.

38. Летников Ф.А., Балышев С.О. Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибирск: Наука, 1991. 145 с.

39. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заири Н.М. Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. N3. С. 661-666.

40. Летников Ф.А., Звонкова Н.Г., Сизых Н.В., Данилов Б.С. Акцессорные минералы из эклогитов и алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль // Записки ВМО. 1999. Ч. 128. N6. С. 16-27.

41. Луканин О.А.. Изменение окислительно-восстановительного состояния водосодержащих базальтовых магм при их дегезации // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. N5. С. 1233-1237.

42. Лямнин А.И., Петров Е.А., Ершов А.П., Сакович Г.В., Ставер А.М., Титов В.М. Получение алмазов из взрывчатых веществ // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. N3. С. 611-613.

43. Маракушев А.А., Перцев Н.Н., Зотов И.А., Панеях Н.А., Черенкова А.Ф. Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза// Геология рудных месторождений . 1995. Т.37. N2. С. 105-121.

44. Мацюк С.С., Платонов, А.Н., Польшин Э.В., Таран М.Н., Тараринцев В.И. Бадион Н.С., Вишневский А.А., Сафронов А.Ф., Смирнов Г.И. Шпинелиды мантийных пород. Киев: Наукова думка, 1989. 211с.

45. Милашев В.А. Среда и процессы образования природных алмазов. Санкт-Петербург: Недра, 1994. 141с.

46. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.

47. Новгородова М.И., Рассказов А.В. Зарождение высокобарических минеральных фаз углерода как результат теплового взрыва при сдвиговом течении графита // Докл. РАН. 1992. Т. 322. N2. С. 379-381.

48. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного Хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 189 с.

49. Перчук Л.А., Япаскурт В.О., Окай А. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология. 1995. Т. 3. N3. С. 267-309.

50. Печников В.А., Бобров В.А., Подкуйко Ю.А. Изотопный состав алмаза и сопутствующего графита из метаморфических пород северного Казахстана // Геохимия. 1993. N11. С. 150-154.

51. Пономарев Г.П., Ананьев В.В., Тактаев В.Н. Зависимость концентраций элементов в системе расплав-шпинель (по экспериментальным данным) и их приложение. Препринт. Петропавловск-Камчатский, 1993. 55с.

52. Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю., Ананьев В.В. Калибровка распределений железа и магния в системе расплав - шпинель - оливин по экспериментальным данным. В печати. 2001.

53. Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю., Ананьев В.В. Приложение калибровочных зависимостей распределения железа и магния в системе расплав - шпинель - оливин для природных парагенезисов. В печати. 2001.

54. Пономаренко А.И. Серенко В.П., Лазько Е.Е. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке Удачная // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. .N1. С.188-189.

55. Пономаренко А.И. Лесков Н.В. Особенности химического состава минералов алькремитов из кимберлитовой трубки Удачная // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. .N3. С. 707-711.

56. Пучков С.В. Закономерности колебаний грунта при землетрясении. М.: Наука, 1974. 118 с.

57. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.

58. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.

59. Сарманов О.В., Вистелиус А.В. О корреляции между процентными величинами // Докл. АН СССР. 1959. Т. 126. N1. С. 22-25.

60. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. N2. С. 197-213.

61. Симаков С.К. К вопросу образавания алмаза в метаморфических породах земной коры // Докл. РАН. 1995. Т. 340. N 6. С. 809-811.

62. Слодкевич В.В. Параморфозы графита по алмазу // Записки ВМО. 1982. Ч.111. Вып. 1. С. 13-33.

63. Соболев Н.В., Похиленко Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. N11. С. 7-24.

64. Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А.,Горяйнов С.В. Включение коэсита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива - первая находка коэсита в метаморфических породах на территории СССР // Докл. РАН. 1991. Т. 321. N1. С. 184-188.

65. Соболев Н.В., Ефимова Э.С. Вариации состава включений хромита как индикатор зональности кристаллов алмаза // Докл. РАН. 1998. Т. 358. N5. С. 648-652.

66. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Маслаковская М.Н., Брандт С.Б. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Новосибирск: Наука, 1994. 253 с.

67. Тейлор Дж. Введение в теорию ошибок. М.: Мир, 1985. 270 с.

68. Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (Результаты численного эксперимента) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. N3. С. 322-324.

69. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харкив,А.Д. Литосферная мантия якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 285 с.

70. Шацкий В.С., Рылов Г.М., Ефимова Э.С., К. де Корте, Соболев Н.В. Морфология и реальная структура микроалмазов из метаморфических пород Кокчетавского массива, кимберлитов и аллювиальных россыпей // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. N7. С. 942-955.

71. Шило Н.А., Каминский Ф.В., Паланджян С.А., Тильман С.М., Ткаченко Л.А., Лаврова Л.Д., Шепелева К.А. Первые находки алмазов в альпинотипных ультрабазитах северо-востока СССР // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. N4. С. 933-936.

72. Эпельбаум М.Б. Взаимодействие альбитового расплава с водой: по данным о соотношении молекулярной и гидроксильной воды в стеклах // Геохимия. 1998. N4. С. 339-349.

73. Bartels K.S. and Grove T.L. High-pressure experiments on magnesian eucrite compositions: constraints on magmatic processes in the eucrite parent body // Proceeding of Lunar and Planetary Science. 1991. V.21. P.351-356.

74. Bickle M.J.,Ford C.E., Nisbet E.G. The petrogenesis of peridototic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments // Earth. Planet. Sci. Lett. 1977. V. 37. N1. P. 97-106.

75. Dobrzhinetskaya L.F., Eide E.A., Larsen R.B., Sturt B.A., Trnnes R.G., Smith D.C.,Taylor W.R., Pozukhova T.V. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway // Geology. 1995. V. 23. N7. P. 597-600.

76. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. N69. P. 329-336.

77. Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crustal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe+2, Ca and Mn // J. Petrol. 1983. V. 24. P. 3. P. 256-265.

78. Green H.W. II Metastable growth of coesite in highly strained quartz // J. of Geophysical Research. 1972. V. 77. N 14. P. 2478-2482.

79. Grove T.L. and Bryan W.B. Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low-pressure: an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 1983.V. 84. P. 293-309.

80. Lehmann J., Roux J. Experimental and theoretical study of (Fe2, Mg) (Al, Fe3+)2O4 spinels: Activity composition relationshis, miscibibity gaps, vacancy contents // Geochem. et. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1765-1783.

81. Murck B.W. and Campbell J.H. The effect of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behavior of chromium in lavas and ultrabasic melts // Geochim.et Сosmochim. Acta. 1986. V.50. P. 1871-1887.

82. Obata M. The Ronda Peridotite: Garnet-, Spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusions // J. of Petrol. 1980. V. 21. P. 3 P. 533-572.

83. Ozawa K. Evolution of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 82.P.52-65.

84. Ozawa K. Olivine-spinel geospeedomerty: analyses of diffusion-controlled Mg-Fe2 exchange // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2597-2666.

85. Roeder P.L., Emslue R.F. Olivine-liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 19. P. 275-289.

86. RoederP.L., Campbell I. H., JamiesonH.E. A re-evaluation of the olivine-spinel gethermometer // Mineral. Petrol. 1979. V. 68. P. 325-334.

87. Sack R.O., Walker D., Carmichael I.S.E. Experimental petrology of alkalic lavas: constrains on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. P. 1-23.

88. Sack R.O., Chiorso M.S. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodinaamics

and petrological applications // Amer. Miner. 1991. V. 76. P. 827-847.

89. Sack R.O., Chiorso M.S. Thermodynamics of multicomponent pyroxenes: 3 Calibration of Fe2+(Mg)-1, TiAl2(MgSi2)-1 TiFe3+(MgSi2)-1 and Ca(Mg)2-1 exchange reactions between pyroxenes and silicate melt // Contrib.mineral. petrol. 1994. V. 118. N3/ P. 271-296.

90. Smith D. C. Coesite in clinopyroxene in the caledonides and it's implications for geodinamics // Nature. 1984. V. 310. P. 641-644.

91. Takahashu E. Patrioning of Ni2+,Co2+,Fe2+,Mn2+ and Mg2+ between olivine and silicate melt: compositional dependence of partition coefficient // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1829-1844.

92. Takahashu E., Kushiro L. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // Amer. Miner. 1983. V. 68. N9/10. P. 859-879.

93. Thy P. Experimental constrains on the evolution of transitional mildly alkalic basalts: crystallization of spinel // Lithos. 1995. V. 36. P. 103-114.

94. Thy P. Low pressure experimental constrains on the evolution of komatiites // J. Petrol. 1995. V. 36. N6. P. 1529-1548.

95. Thy P., Lofgren G.E., Imsland P. Melting relations and the evilution of the Jan Mayen Magma System // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 2. P. 303-332.

96. Torney P.R., Grove T.I., Bryan W.B. Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone:22o 25oN, mid-Atlantic ridge // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. P. 121-139.

97. Ulmer P. The dependence of the Fe2+-Mg cation partitioning between olivine and liquid on presser, temperature and composition // Contrib. Mimeral. Petrol. 1989. V. 101. P. 261-273.