

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НИЗКОКАЛЬЦИЕВЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ**И.Д. Рябчиков, А.В. Гирнис***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Проведен анализ экспериментальных данных по плавлению карбонатизированных мантийных перидотитов, фазовым равновесиям при кристаллизации кимберлитовых расплавов при высоком давлении и растворимости CO_2 в кимберлитоподобных расплавах. Плавление лерцолита при давлении около 5 ГПа в присутствии CO_2 дает широкий спектр составов, зависящий от содержания CO_2 , — от высокомагнезиальных пикритовых магм в системах без CO_2 до доломитовых расплавов, содержащих менее 5 мас.% SiO_2 . Низкокальциевые расплавы кимберлитового состава располагаются в этом ряду с содержанием CO_2 около 20 мас.%. Экспериментальное изучение показывает, что растворимость CO_2 в кимберлитовых расплавах резко увеличивается при давлении выше 4,5 ГПа и достигает 20 мас.% при 5 ГПа. При давлении около 6 ГПа на ликвидусе насыщенного CO_2 кимберлитового расплава стабильна ассоциация гранат + ортопироксен+магнезит. Экспериментальные результаты свидетельствуют о том, что плавление магнезитосодержащего гарцбургита при давлении около 6 ГПа дает кимберлитоподобные расплавы, насыщенные CO_2 . Анализ геохимических данных показывает, что отношения содержания CO_2 в таких гипотетических выплавках к содержаниям элементов с близкой степенью несовместимости (например Th) практически не отличаются от таковых в примитивной и деплетированной мантиях. Таким образом, образование кимберлитовых магм не требует глубокой метасоматической переработки мантийного источника, а высокие содержания несовместимых элементов могут быть результатом очень низких степеней плавления. Предложенная модель образования кимберлитовых магм включает взаимодействие расплавов из астеносферной мантии с гранатовым гарцбургитом в низах континентальной литосферы. Такой процесс может привести к насыщению расплавов CO_2 на глубине около 200 км, что будет способствовать быстрому подъему магмы и транспорту глубинных минералов.

Кимберлит, перидотит, эксперимент, плавление мантии, фазовые равновесия, растворимость CO_2 **GENESIS OF LOW-CALCIUM KIMBERLITE MAGMAS****I.D. Ryabchikov and A.V. Girnits**

Experimental data on melting of carbonatized mantle peridotites, phase equilibria on the high-pressure crystallization of kimberlite melts, and solubility of CO_2 in kimberlite-like melts are analyzed. Melting of lherzolite at ~5 GPa in the presence of CO_2 yields a wide spectrum of compositions depending on the content of the latter: from high-magnesium picritic magmas in CO_2 -free systems to dolomitic melts containing <5 wt.% CO_2 . Low-calcium melts of kimberlite composition from this series contain ~20 wt.% CO_2 . Experimental studies showed that the solubility of CO_2 in kimberlite melts drastically increases at pressures of >4.5 GPa and reaches 20 wt.% at 5 GPa. At ~6 GPa, there is a stable garnet + orthopyroxene + magnesite association on the liquidus of CO_2 -saturated kimberlite melt. Experimental results indicate that the melting of magnesite-bearing harzburgite at ~6 GPa produces CO_2 -saturated kimberlite-like melts. Analysis of geochemical data showed that the ratios of CO_2 to elements of a close degree of incompatibility (e.g., Th) in such hypothetical melts are nearly the same as in the primitive and depleted mantle. Thus, deep metasomatism of the mantle source is not necessary for the formation of kimberlite magmas, and high contents of incompatible elements might be the result of the extremely low degrees of rock melting. The proposed model for the formation of kimberlite magmas implies the interaction of melts from the asthenospheric mantle with garnet harzburgite in the lower continental lithosphere. This process can lead to CO_2 saturation of the melts at a depth of ~200 km, which will favor a rapid magma ascent and transport of deep-seated minerals.

Kimberlite, peridotite, experiment, melting of mantle, phase equilibria, solubility of CO_2 **ВВЕДЕНИЕ**

Геохимические и минералогические характеристики кимберлитов очень разнообразны и отражают большое количество процессов, принимающих участие в формировании этих пород [1]. С точки зрения генезиса первичных мантийных магм большое значение имеет исследование наиболее примитивных пород с минимальными признаками фракционирования и коровой контаминации. Составы таких пород наиболее близки к первичным магмам, которые отделились от мантийного материала на большой глубине, и могут быть использованы для реставрации условий и механизмов образования и транспорта кимберлитовых магм. В этой статье мы рассмотрим возможные условия образования первичных магм базальтовых (группа I [2]) кимберлитов с высокими отношениями Mg/Ca. Мы покажем, что Mg/Ca (при определенной магнезиальности или Mg/Si) в первом приближении коррелирует с глубиной отделения первичного кимберлитового расплава от мантийного рестита. Изучение подобных составов дает информацию о наиболее глубинных (и высокотемпературных) расплавах кимберлитового типа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ, ВАЖНЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ

Геологические и геохимические характеристики кимберлитов накладывают определенные ограничения на условия генерации первичных магм. Распространение этих пород исключительно в пределах древних кратонов с очень мощной корой и литосферой [3], а также присутствие алмазов и других высокобарных минералов свидетельствуют о глубинном происхождении магм. Особенности состава, такие как высокое отношение легких редких земель к тяжелым, низкое содержание алюминия и др. [1], указывают на вероятное сохранение граната в реститовой мантийной ассоциации. Высокие давления генерации магм подтверждаются и другими параметрами состава, в частности, высоким отношением TiO_2/Na_2O (среднее значение — 14,5 в кимберлитах, 2,7 в меймечитах и пикритах Сибирской платформы [4, 5] и 0,55 в мантии [6]). Термобарометрия мантийных ксенолитов и включений в алмазах из кимберлитов показывает, что некоторые из них могли захватываться кимберлитовыми расплавами на глубине около 200 км [7—9]. Поэтому кимберлиты традиционно считались продуктами плавления метасоматизированного гранатового перидотита в низах континентальной литосферы [10, 11]. Однако изотопные данные показывают, что кимберлиты группы I [12] выплавлялись из материала, близкого к источнику базальтов океанических островов, т. е. из астеносферных частей мантии. Начиная с середины 1980-х годов, в литературе появляются сообщения о находках в кимберлитах и в алмазах из кимберлитов гранатов с высокими содержаниями мэйджоритового компонента [13—15], стабильных только при давлении выше 8 ГПа [16, 17], и других фаз, предположительно нижнемантийного генезиса [18—20]. Эти находки свидетельствуют о связи кимберлитовых магм с глубинными зонами мантии, расположенными под древней континентальной литосферой.

Другая важная особенность кимберлитовых магм — очень высокое содержание CO_2 в магмах. Об этом свидетельствуют отчетливые признаки дегазации кимберлитовых расплавов [21], некоторые оценки, полученные на основании составов пород и включений в минералах [22—25], и присутствие в кимберлитах первичных карбонатных минералов [1, 26].

Большое значение для определения условий генерации кимберлитовых магм имеют экспериментальные исследования фазовых равновесий в кимберлитовых системах при высоких давлениях. Опыты с природными кимберлитами группы I или их синтетическими аналогами показали, что гранат на ликвидусе кимберлитового расплава неустойчив даже при очень высоких давлениях, значительно превышающих параметры низов литосферы. Д. Эгглер и Р. Вендландт [27] изучали плавление среднего состава кимберлитов Лесото (таблица), содержащих 5,22 мас.% CO_2 и переменное количество воды. В этих экспериментах оливин был единственной ликвидусной фазой до давления, по крайней мере, 3,5 ГПа, при 5,5 ГПа отмечалась кристаллизация клинопироксена. Гранат был установлен только на 100° ниже температуры ликвидуса, но авторы предположили, что он может кристаллизоваться вблизи ликвидуса при давлении 5,5—6,0 ГПа и вдвое большем количестве летучих компонентов. Природный образец афанитового кимберлита из Весселтона (Юж. Африка) был экспериментально изучен А. Эдгаром с соавторами [28, 29]. В составе этого образца содержится много CaO (около 18 мас.%), поэтому в его кристаллизации весьма существенную роль играет клинопироксен. Изученный этими авторами состав содержит около 5 мас.% CO_2 и 6 мас.% H_2O (см. таблицу), и в качестве ликвидусной фазы вплоть до давлений 10 ГПа кристаллизуется только оливин. При невысоких давлениях следующим после оливина кристаллизуется клинопироксен, при 10 ГПа — гранат. Г.П. Брей и др. [33] обнаружили только оливин на ликвидусе состава, близкого к среднему кимберлиту группы IA [12], до давления 4,5 ГПа в условиях насыщения CO_2 и при более высоком давлении в недосыщенных CO_2 условиях.

А. Рингвуд с соавторами [30, 31] проводили эксперименты с синтетическим материалом, близким по составу к среднему кимберлиту группы IA, но содержащим вместо железа эквивалентное количество кобальта. Такая замена снимает проблему потери железа за счет диффузии в стенки платиновой ампулы. Изученный в этих работах состав содержал примерно по 5 мас.% CO_2 и H_2O (см. таблицу), и на ликвидусе этого состава при 16 ГПа наблюдался мэйджоритовый гранат [30]. В дальнейшем [31] установили, что гранат кристаллизуется вблизи ликвидуса в такой системе и при 10 ГПа. На основании этих результатов была предложена модель образования кимберлитовых расплавов [30] в переходном слое на глубинах 450—470 км, здесь расплавы находятся в равновесии с гранатом и пироксеном и содержат около 5 мас.% углекислоты, что значительно ниже ее растворимости в расплаве при таких давлениях. С. Хаггерти [35] предположил, что кимберлитовые магмы образуются еще глубже — на границе нижней мантии и ядра.

Модель А. Рингвуда и др. [30, 31] позволяет объяснить многие особенности состава кимберлитов и согласовать их с данными экспериментов. Но в рамках этой модели невозможно объяснить приуроченность кимберлитов к древним кратонам. Вообще существует явная зависимость состава глубинных пород кимберлитового „типа“ (имеются в виду кимберлиты, лампроиты, мелилититы, некоторые щелочные базальты) от их геологической позиции, точнее от характера литосферы. Среди этих пород кимберлиты приурочены к наиболее мощным участкам континентальной литосферы, в то время как в мобильных зонах по краям кратонов большей распространенностью пользуются лампроиты или щелочные базальтоиды

Средний состав кимберлитов группы IA и составы кимберлитов, экспериментально изученных разными авторами (мас.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,8	39,9	29,5	37,9	36,9	33,63	35,25	36,10	35,23
TiO ₂	2,3	2,28	3,86	2,35	1,96	1,78	1,87	1,91	1,87
Al ₂ O ₃	2,65	5,4	3,81	3,02	3,5	3,19	3,34	3,42	3,34
FeO(общ)	9,6	—	10,67	—	10,3	9,34	9,79	10,02	9,79
CoO	—	11,92	—	9	—	—	—	—	—
MgO	37	27,3	31,3	35,3	36	41,91	39,13	35,17	34,33
CaO	8,16	11,23	17,62	9,08	8,95	8,15	8,53	11,23	13,35
Na ₂ O	0,08	0,23	0,32	0,45	0,2	0,18	0,19	0,20	0,19
K ₂ O	1,16	0,96	0,81	1,2	1	0,91	0,95	0,98	0,95
P ₂ O ₅	1,05	0,78	2,11	1,5	1	0,91	0,95	0,98	0,95
Cr ₂ O ₃	0,2	0,24	—	0,2	0,2	—	—	—	—
Летучие компоненты									
H ₂ O	9,7	0—11	6,2	5,3	0—11	0	0	0	0
CO ₂	4,3	5,2	4,77	5	31—10	30	30	30	30

Примечание. Все анализы пересчитаны на 100 мас.% сухой состав. 1 — средний состав кимберлитов группы IA, по [12]; 2 — синтетическая смесь, моделирующая кимберлит Лесото [27]; 3 — афанитовый кимберлит Вессельтон [28, 29]; 4 — синтетический материал, моделирующий средний состав кимберлитов группы IA в опытах А. Рингвуда и др. [30, 31]; 5 — синтетический состав среднего кимберлита IA, использованного в наших экспериментах [32], тот же состав за исключением высокого натрия (0,8 мас.%) и отсутствия хрома был использован Г.П. Бреем и др. [33]; 6—9 — составы смесей, использованных в наших экспериментах по определению растворимости CO₂ [34].

[36]. Трудно объяснить, почему, если исходные кимберлитовые расплавы связаны с процессами в переходной зоне, на поверхность они поступают только в наименее проницаемых участках земной коры.

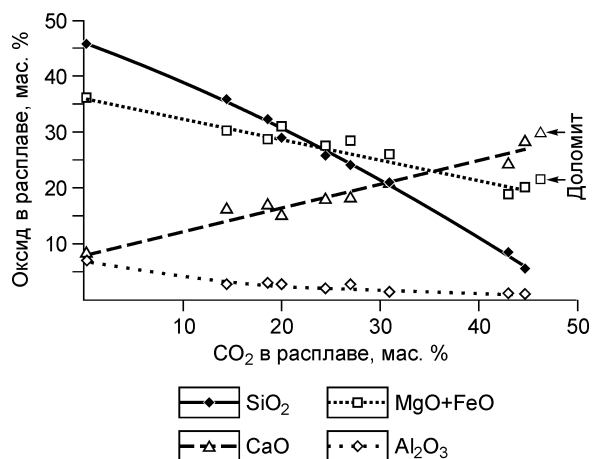
Большинство экспериментов с кимберлитовыми расплавами проводились при содержании углекислоты и воды в системе около 5 мас.% (см. таблицу). Предположение о близости содержаний летучих в исходном кимберлитовом расплаве и в образцах кимберлитов обосновать довольно трудно. Вода в кимберлитах содержится в основном в серпентине, вторичном минерале, возникающем при низких температурах. Можно предположить, что первичные кимберлитовые расплавы были заметно богаче CO₂ и беднее H₂O по сравнению с составами пород [22]. Это предположение положено в основу наших экспериментов по изучению фазовых равновесий в флюид-насыщенных кимберлитовых системах при давлении 4,0—5,5 ГПа [32, 34, 37]. Далее мы рассмотрим основные результаты этих экспериментов, а также их интерпретацию с точки зрения условий и механизма образования кимберлитовых магм.

РАСТВОРИМОСТЬ CO₂ В КИМБЕРЛИТОВОМ РАСПЛАВЕ

Экспериментальное моделирование малых степеней плавления карбонатизированного перидотита при давлениях выше 3 ГПа [38—40] показали, что состав вылавок меняется от карбонатитового до кимберлитового при увеличении степени плавления. Содержания CO₂ в глубинных близосolidусных расплавах могут варьировать в очень широком интервале (от 0 до более 40 мас.%) (рис. 1). Максимальное содержание CO₂ в кимберлитовых составах может быть оценено из экспериментов по растворимости в присутствии флюидной фазы. В этом случае температуры определяются положением CO₂-насыщенного ликвидуса кимберлитовых расплавов.

Рис. 1. Изменение состава расплава, образующегося вблизи solidуса мантийного лерцолита при давлении 5—6 ГПа, в зависимости от содержания CO₂ в расплаве.

Символами показаны экспериментальные определения в сухих [41] и CO₂-содержащих [39, 40, 42] модельных системах.



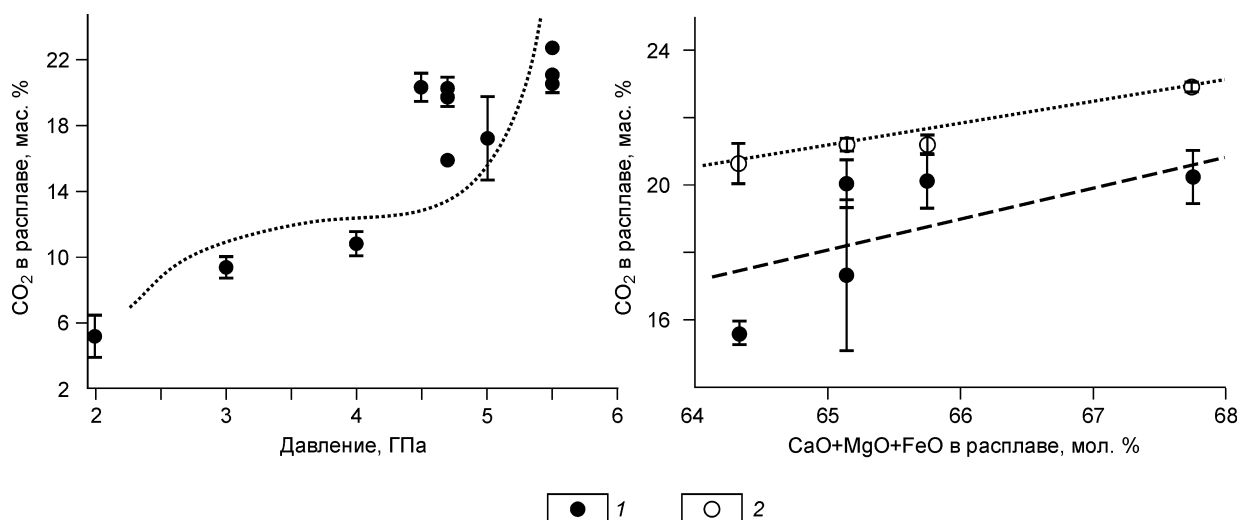
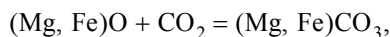


Рис. 2. Экспериментальные данные по растворимости CO_2 в кимберлитовом расплаве при различных давлениях по данным [33, 34].

Показано одно стандартное отклонение определения CO_2 в продуктах опытов. Пунктирная линия на левом графике — зависимость растворимости CO_2 от давления по модели Г.П. Брея и И.Д. Рябчикова [44]. Линии на правом графике показывают примерную зависимость растворимости CO_2 от состава расплава при разном давлении (ГПа): 1 — 4,7—5,0; 2 — 5,5.

Зависимость растворимости углекислоты в кимберлитовом расплаве от давления была исследована Г.П. Бреем с соавторами [33, 43, 44] при давлении до 4,5 ГПа, когда ликвидус кимберлита приобретает отрицательный наклон, что сопровождается резким повышением растворимости CO_2 и сменой оливина на ликвидусе ортопироксеном. Г.П. Брей и И.Д. Рябчиков [44] предположили, что повышение растворимости CO_2 связано с протеканием в расплаве реакции



приводящей также к снижению активности MgO и смене ликвидусной ассоциации.

Для кимберлитовых расплавов модель Г.П. Брея и И.Д. Рябчикова предсказывала растворимости CO_2 около 28 мас.% при давлении 5,5 ГПа. Для проверки этих значений мы предприняли исследование растворимости CO_2 в серии расплавов, сходных с кимберлитом группы IA, но несколько различающихся по соотношению Ca/Mg [34] (см. таблицу). Опыты проведены при температуре выше ликвидуса соответствующего расплава при давлении 4,5—5,5 ГПа и температуре 1650—1720 °С.

Продукты опытов представляли собой агрегат закалочных кристаллов, среди которых оптически идентифицированы карбонаты. Во всех опытах наблюдаются пузыри газовой фазы, особенно многочисленные в верхней части образца. Для каждого эксперимента готовились три навески массой около 20 мг, взятые из разных частей образца, углерод определялся на инфракрасном анализаторе Perkin Elmer (Институт химии им. Макса Планка, г. Майнц, аналитик Г. Драйбус).

Полученные результаты подтверждают резкое повышение растворимости CO_2 при давлении около 4,5 ГПа, до 24 мас.% при 5,5 ГПа. Зависимость растворимости CO_2 от состава расплава согласуется с моделью Г.П. Брея и И.Д. Рябчикова [44] (рис. 2).

БЛИЗЛИКВИДУСНЫЕ ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ КИМБЕРЛИТА ГРУППЫ IA

Резкие изменения в растворимости CO_2 и вероятное снижение активности магния в расплаве свидетельствуют о том, что при этих условиях возможна смена ликвидусной ассоциации и замена оливина другой фазой. Для проверки этого предположения мы провели экспериментальное изучение близликвидусных соотношений кимберлита группы IA в условиях насыщения углекислым или водно-углекислым флюидом [32, 37]. В качестве исходного материала использовались смеси оксидов и карбонатов, близкие к среднему составу кимберлита группы IA (см. таблицу) с различными соотношениями CO_2 и H_2O : $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}) = 1$ (31 мас.% CO_2), 0,71 (24 мас.% $\text{CO}_2 + 4$ мас.% H_2O), 0,45 (16 мас.% $\text{CO}_2 + 8$ мас.% H_2O) и 0,31 (10 мас.% $\text{CO}_2 + 11$ мас.% H_2O). Эксперименты проводились в Институте химии Макса Планка на аппарате „Белт“, который позволяет проводить опыты при давлении до 6,0 ГПа и контролировать экспериментальные параметры с точностью порядка 0,1 ГПа и 15° [45]. Продукты экспериментов анализировались на электронном микрозонде.

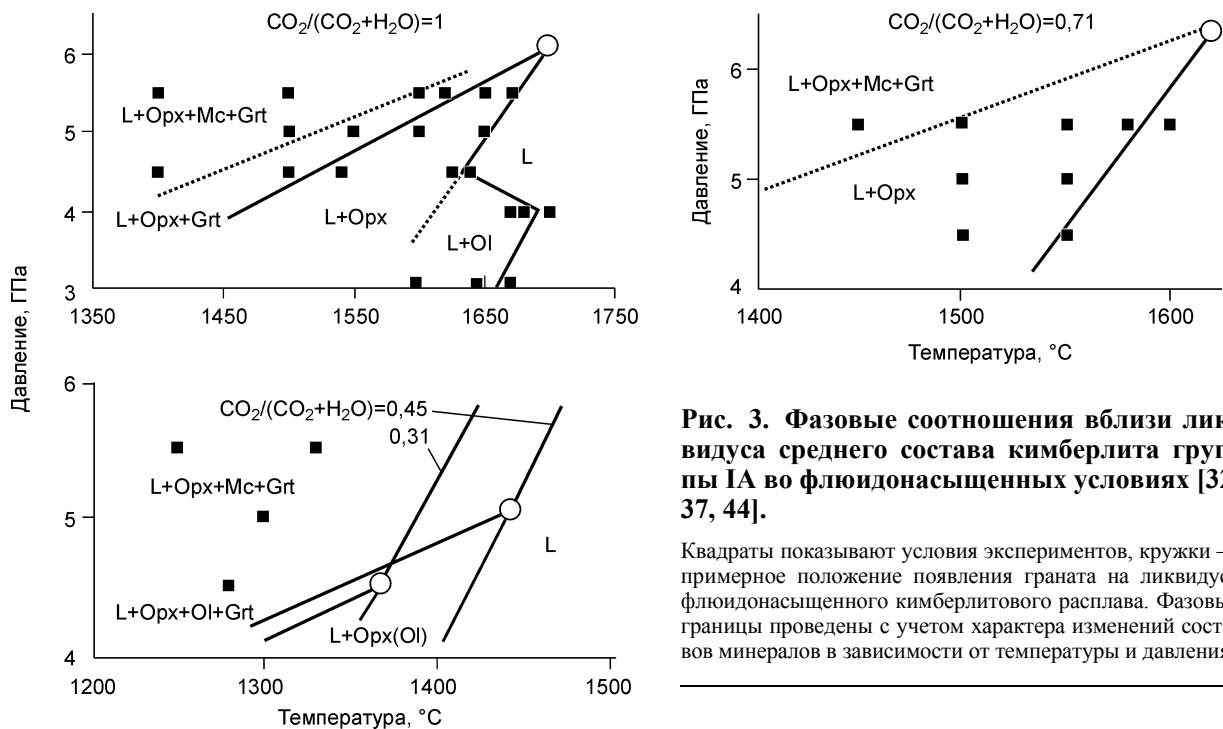


Рис. 3. Фазовые соотношения вблизи ликвидуса среднего состава кимберлита группы IA во флюидонасыщенных условиях [32, 37, 44].

Квадраты показывают условия экспериментов, кружки — примерное положение появления граната на ликвидусе флюидонасыщенного кимберлитового расплава. Фазовые границы проведены с учетом характера изменений составов минералов в зависимости от температуры и давления.

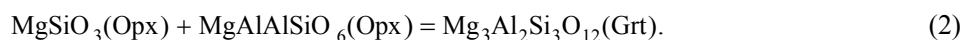
В опытах с чисто углекислым флюидом и $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}) = 0,71$ ортопироксен был ликвидусной фазой во всем интервале давлений (рис. 3). Следующим кристаллизуется гранат, на 50 °C ниже при 5,5 ГПа и на 140 °C ниже при 4,5 ГПа. При дальнейшем снижении температуры к этой ассоциации присоединяется магнетит. Магнезиальность ликвидусного ортопироксена составляет 0,94—0,95 и снижается с уменьшением температуры. Магнетит на 0,01—0,02 более магнезиальный, а гранат — на 0,04—0,07 менее магнезиальный, чем сосуществующий ортопироксен. Это согласуется с результатами других работ и свидетельствует о равновесности ассоциации [46, 47]. Ортопироксены содержат (мас.%): 1,8—2,1 Al_2O_3 ; 0,7—1,2 CaO ; 0,3—0,6 Cr_2O_3 . Гранаты содержат (мас.%): 1,0—3,5 CaO ; 2,2—4,4 Cr_2O_3 и 0,6—1,2 TiO_2 [32]. Снижение температуры приводит к увеличению содержания карбонатных компонентов в расплаве, так что при 1450 °C расплав приближается к доломитовому карбонатиту [37].

Эксперименты с повышенными содержаниями воды проводились с использованием золотых капсул, что ограничивало температуру опытов <1300 °C. Поэтому все опыты располагались довольно далеко от ликвидуса (см. рис. 3). Оливин присутствовал во всех опытах и его относительное количество свидетельствует о том, что он может быть ликвидусной фазой. Потенциал кислорода в этих экспериментах был выше по сравнению с опытами в графитовых капсулах, что привело к кристаллизации титаномагнетита. Кроме того, отмечена кристаллизация магнетита, граната и ортопироксена. Связывание части железа в титаномагнетите привело к повышению магнезиальности силикатов и карбонатов. Магнезиальность оливина практически совпадает с магнезиальностью ортопироксена (0,90—0,97). Ортопироксен сходен с опытами с более высоким содержанием CO_2 по содержаниям CaO (0,4—0,5 мас.%) и Al_2O_3 (1,1—2,1 мас.%), но отличается значительно более низким содержанием Cr_2O_3 (<0,1 мас.%). Гранаты также бедны хромом (0,1—0,6 мас.% Cr_2O_3) и содержат большую примесь андрадитового минерала, о чем свидетельствует высокое содержание CaO (5—7 мас.%), низкая магнезиальность (0,82—0,88).

Экспериментальные фазовые соотношения (см. рис. 3) показали, что при давлении выше 4,0 ГПа линия ликвидуса кимберлита принимает отрицательный наклон, а уже при 4,5 ГПа наклон вновь меняется, а ликвидусной фазой становится ортопироксен. Таким образом, на ликвидусе кимберлита наблюдаются локальный максимум и минимум при давлении около 4,5 ГПа.

При 5,5 ГПа гранат, ортопироксен и магнетит кристаллизуются вблизи ликвидуса в системах, насыщенных CO_2 (см. рис. 3). Оливин присутствует в опытах с высоким содержанием воды во флюиде вблизи ликвидуса. Таким образом, можно предположить, что кимберлитовый расплав группы IA одновременно насыщен оливином, ортопироксеном, магнетитом и гранатом при давлении около 6 ГПа. Подчеркнем, что клинопироксен отсутствовал во всех наших опытах, даже в самых низкотемпературных. Отсутствие клинопироксена в минеральной ассоциации согласуется с низкими содержаниями кальция в гранатах и ортопироксенах.

Точка одновременной кристаллизации из насыщенного CO_2 кимберлитового расплава оливина, ортопироксена, граната и магнезита находится на пересечении поверхности ликвидуса с линиями следующих минеральных реакций:



Реакция (1) была экспериментально изучена Р. Ньютоном и В. Шарпом [48] при давлении до 5,0 ГПа. Поверхность ликвидуса кимберлитового расплава и условия появления граната в субликвидусной ассоциации оценены на основании наших экспериментов [32] (см. рис. 3, кружки). Сопоставление этих данных позволило предположить, что четырехфазная ассоциация оливин—ортопироксен—гранат—магнезит может быть стабильна на ликвидусе расплава по составу очень близкого к среднему кимберлиту группы IA в условиях, близких к насыщению карбонатным флюидом. Этот вывод эквивалентен тому, что плавление гранат- и магнезитсодержащего гарцбургита при давлении 6,0—7,0 ГПа приведет к образованию расплава, очень похожего на средний кимберлит группы IA. Этот вывод согласуется с экспериментальными результатами Д. Канила и К. Скарфа [38] по плавлению карбонатизированного перидотита.

ИСТОЧНИКИ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ

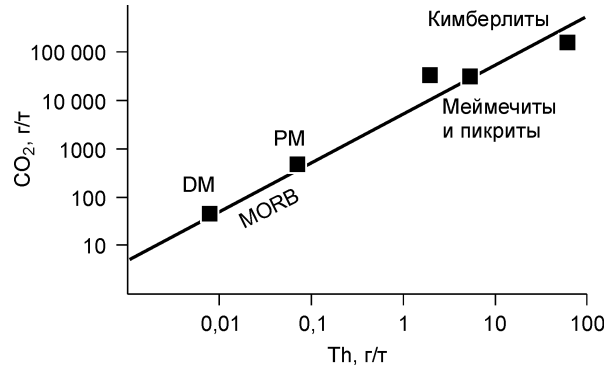
Алмазоносные кимберлитовые магмы характеризуются чрезвычайно высокой степенью относительной обогащенности высоконесовместимыми элементами, особенно ярко проявленной в виде очень крутых наклонов кривых на диаграммах хондрит-нормализованных распределений РЗЭ. Геохимические характеристики этих пород могут дать информацию относительно мантийных источников высокообогащенных расплавов и флюидов.

Экспериментальные исследования при высоких давлениях показывают, что непосредственные источники кимберлитовых магм представлены тугоплавкими гарцбургитами, расположенными по всей вероятности в нижних частях субкратонной литосферы и обогащенными летучими и несовместимыми компонентами, транспортируемыми расплавами низких степеней плавления или флюидами, проникающими из нижележащей sublitosферной мантии. Эта модель нашла также подтверждение посредством количественного анализа распределения элементов-примесей в кимберлитах и лампроитах. Используемая ранее количественная модель генерации кимберлитов основана на двухстадийном механизме [49—52] обогащения сильно несовместимыми элементами и предполагает формирование малой доли частичного расплава в sublitosферной мантии, ее перенос в нижнюю континентальную литосферу и повторное плавление этого обогащенного литосферного материала. Подобная последовательность событий может произойти при восходящем движении глубинного горячего диапира: он достигает солидуса, буферизуемого наличием небольшого количества летучих соединений, на некотором уровне ниже литосферы, затем богатый летучими близсолидусный расплав проникает в литосферу и фиксируется здесь вследствие охлаждения или реакции с литосферными породами. После этого плавление диапира может прекратиться из-за потери летучих компонентов, ведущей, в свою очередь, к резкому повышению температуры солидуса. Позже диапир поднимается к границе астеносферы и литосферы, что вызывает нагревание нижней части литосферной плиты. В результате этого литосферные блоки, обогащенные несовместимыми и летучими компонентами в ходе предшествовавшего метасоматизма, подвергнутся преимущественному частичному плавлению, что приведет к появлению магм с еще более дифференцированными редкоэлементными характеристиками.

Возможно также, что небольшая доля богатого летучими астеносферного расплава достигнет нижней части литосферы, уже нагретой более ранними восходящими диапирами. В этом случае поднимающаяся магма будет взаимодействовать с литосферными породами и изменит концентрации элементов-примесей в расплаве. Не исключено также дополнительное плавление литосферы, вызванное взаимодействием ее с богатым летучими компонентами расплавом. Суммарный эффект этих процессов и описанного выше двухстадийного механизма с отдельными эпизодами обогащения и частичного плавления литосферы будет весьма близок.

Анализ отношений элементов-примесей в кимберлитах свидетельствует о том, что предварительное изменение состава литосферной мантии (а также ее карбонатизация) не является необходимым для образования обогащенных летучими и некогерентными компонентами магм. Во всяком случае, изменение валового состава системы при таком процессе не должно быть большим. Об этом свидетельствует постоянство отношений CO_2 и наиболее несовместимых элементов в продуктах мантийного магматизма. Рисунок 4 показывает, что отношение CO_2/Th в кимберлитах совпадает со значением в базальтах срединно-океанических хребтов, сибирских траппах и оценках составов мантийных резервуаров. Высокие содержания CO_2 в расплаве могут быть просто следствием очень низких степеней плавления мантии, содержащей порядка сотен граммов на тонну CO_2 . В этом случае возникает проблема предполагаемого

Рис. 4. Корреляция содержаний Th и CO₂ в базальтах срединно-океанических хребтов [53, 54], примитивной [55] и обедненной [54] мантии (PM и DM соответственно), пикритах и меймечитах Сибирской платформы [5] и среднем составе кимберлитов [52], при условии, что первичные магмы кимберлитов были насыщены CO₂ при давлении 5 ГПа и содержали 25 мас.% CO₂.



низкого содержания H₂O в кимберлитовых магмах. Возможная причина разделения H₂O и CO₂ — более высокая совместимость H₂O в мантийных минералах [56, 57], но это предположение трудно проверить из-за отсутствия данных по распределению летучих компонентов между кимберлитовым расплавом и мантийными минералами.

РОЛЬ ФЛЮИДА В ГЕНЕРАЦИИ И ПОДЪЕМЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ

Сопоставление наших результатов [32, 33] с экспериментальными данными А. Рингвуда и др. [30], А. Эдгара и Х. Шарбонно [29] и С. Кессон и др. [31] свидетельствует о том, что похожие на кимберлиты расплавы могут образовываться при плавлении мантийного материала в широком диапазоне давлений — от 6 до 16 ГПа. Кимберлитоподобные расплавы, которые могут быть получены при плавлении мантии в этом интервале давлений, будут существенно различаться по содержанию летучих компонентов. Кимберлитовые расплавы, изученные А. Рингвудом и др. [30], при 16 ГПа были сильно недосыщены CO₂ (6 мас.%). Составы, использовавшиеся в опытах А. Эдгара и Х. Шарбонно [29], содержали около 5 мас.% CO₂. В наших экспериментах при значительно более низких давлениях флюидная фаза находилась в равновесии с расплавом. Мы полагаем, что это различие очень важно и оно имеет непосредственное отношение к генезису кимберлитов.

Отношение $(Ca + Mg + Fe)/(Si + Al)$ в расплаве, полученном при частичном плавлении перидотита, зависит от давления и содержания CO₂ в расплаве (рис. 5). Зависимости (см. рис. 5) построены для лерцолитовой мантии, но экспериментальные данные для низкокальциевых кимберлитовых расплавов [34] показывают, что примерно такая же зависимость наблюдается и для продуктов плавления гарцбургитовой мантии. Построенные зависимости подтверждают, что расплавы, равновесные с мантийным перидотитом и имеющие отношение $(Ca + Mg + Fe)/(Si + Al) = 1,6—1,7$, должны содержать около 18 мас.% CO₂ при 5 ГПа и 13 мас.% CO₂ при 7 ГПа. Конечно, такие грубые оценки не могут использоваться для определения реальных значений содержания CO₂ в расплавах, но тенденция очевидна. При снижении давления кимберлитовый расплав с определенным отношением $(Ca + Mg + Fe)/(Si + Al)$ может оставаться в равновесии с мантийным перидотитом при условии постепенного увеличения концентрации CO₂ в нем. Очевидным ограничением такого процесса является фазовая граница — появление флюидной фазы при высокой температуре или магнезита при низкой температуре. Особенностью кимберлитового состава типа IA является то, что для него насыщение CO₂ и карбонатизация сосуществующего оливина, видимо, осуществляются одновременно при 6,0—6,5 ГПа [32]. Эти условия определяют максимальную глубину образования богатой CO₂ флюидной фазы в равновесии с расплавом и гарцбургитом. Для лерцолитовой мантии стабильность флюида ограничена реакцией карбонатизации ассоциации оливин + диопсид: $2Mg_2SiO_4 + CaMgSi_2O_6 + 2CO_2 = CaMg(CO_3)_2 + 2Mg_2Si_2O_6$, которая пересекает солидус карбонатизированного лерцолита при давлении около 2,6 ГПа [40], что более чем на 2 ГПа ниже точки карбонатизации оливина на солидусе перидотита. Таким образом, глубинная (в поле стабильности алмаза) дегазация карбонатно-силикатных расплавов с образованием богатого CO₂ флюида возможна только в равновесии с гарцбургитовой мантийной ассоциацией.

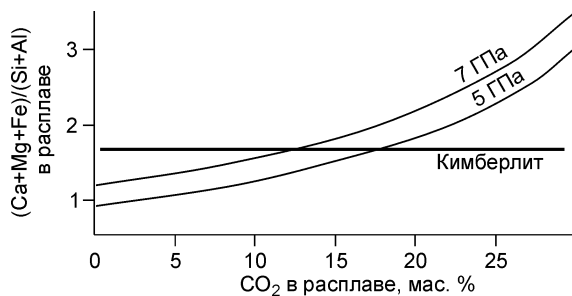


Рис. 5. Зависимость атомного отношения $(Ca + Mg + Fe)/(Si + Al)$ в расплавах, полученных при плавлении мантийного лерцолита, от содержания CO₂ в расплаве.

Линии для давлений 5 и 7 ГПа построены на основании обобщения экспериментальных данных по плавлению перидотитов в присутствии CO₂ [39, 40, 42] и в сухих условиях [41] и модели растворимости CO₂ Г.П. Брея и И.Д. Рябчикова [44].

Одна из замечательных особенностей кимберлитового магматизма — это способность очень небольших порций расплава проникать через мощную и холодную континентальную литосферу. Насыщение расплава флюидом в низах литосферы представляет возможное объяснение этого явления [33, 44]. Отделение CO_2 от базальтового расплава при давлении свыше 200 МПа не оказывает значительного влияния на плотность магмы [58], в основном из-за невысокой растворимости CO_2 в базальтовом расплаве (до 5 мас.% при давлении менее 2 ГПа [59, 60]). Однако в случае кимберлитового расплава резкое повышение растворимости при давлении выше 4 ГПа приводит к тому, что глубинная дегазация может способствовать выделению очень большого количества CO_2 (10—15 мас.%). Эффект дегазации особенно значителен в интервале давлений 4,0—4,5 ГПа, когда происходит выделение основной доли CO_2 . Это может приводить к гидроразрыву кровли магматического резервуара и инициации подъема магмы. В ходе подъема дегазация расплава будет продолжаться, что дополнительно понизит валовую плотность вещества в магматической колонне. Кроме того, насыщенность магмы пузырьками может в определенных условиях снижать эффективную вязкость и повышать скорость движения в канале [61]. Общий эффект может быть довольно значительным, хотя такая дегазация, конечно, не может привести к взрывному выбросу кимберлита.

Кимберлитоподобные расплавы, образующиеся в переходной зоне при давлении 16 ГПа [30], не могут достичь поверхности Земли без существенного взаимодействия с породами вышележащей мантии и фракционирования. Состав получающегося в результате такого взаимодействия расплава зависит от термодинамических условий и состава мантии, участвующей в этом процессе. При давлении выше 6,0—7,0 ГПа в результате фракционирования содержание CO_2 в расплаве будет возрастать, но насыщения не наступит вследствие поглощения избытка углекислоты за счет реакции карбонатизации мантийного оливина. При высоких давлениях глубинный кимберлитоподобный расплав может полностью закристаллизоваться без выделения флюида. Если количество расплава достаточно велико, он может достичь низов литосферы, где могут создаться условия для насыщения флюидом и дегазации. Магнетитсодержащие гранатовые гарцбургиты, возможно, довольно обычны в низах континентальной литосферы [62, 63]. Взаимодействие глубинного кимберлитоподобного расплава, недосыщенного CO_2 , с таким материалом выразится в растворении магнетита и кристаллизации оливина. При давлении около 6 ГПа может наступить насыщение CO_2 , стимулирующее более быстрый подъем.

Растворение магнетита в расплаве при температуре около 1700 °С, вероятно, происходит очень быстро, и насыщение расплава CO_2 и подъем наступают раньше, чем полное химическое и изотопное равновесие с гранатовым гарцбургитом, контролирующееся диффузией компонентов в твердых фазах. В результате кимберлиты могут наследовать изотопные характеристики астеносферной мантии, в то время как их петрохимический состав и содержание летучих определяются главным образом взаимодействием с породами литосферы.

Растворение магнетита — не единственный возможный механизм насыщения расплавов CO_2 . К тому же результату приведет фракционирование граната, оливина и ортопироксена. Магнезиальность расплава при этом будет буферироваться мантийной минеральной ассоциацией, и такое фракционирование приведет главным образом к накоплению летучих и некогерентных элементов. Подобно отношениям несовместимых компонентов, рассмотренным выше, фазовые соотношения в кимберлитовых системах не требуют обязательной предварительной карбонатизации мантийного источника. Образование кимберлитовых магм возможно и при взаимодействии расплавов с обычным, обедненным гарцбургитом. В этом случае метасоматоз мантии и образование расплавов совмещаются во времени, а глубинные кимберлитоподобные расплавы выступают также в роли агента метасоматизма.

В том случае, если глубинный кимберлитоподобный расплав попадает в низах литосферы в среду с более высоким содержанием кальция (лерцолит), ситуация кардинально меняется. Насыщение клинопироксеном приведет к более высоким концентрациям кальция в расплаве и увеличению растворимости CO_2 [44]. В результате насыщение расплава CO_2 произойдет при давлении не более 4 ГПа, когда его состав будет значительно богаче кремнеземом. Такой сценарий подтверждается экспериментами Г.П. Брея [64] по изучению кристаллизации оливинового мелилитита в присутствии водно-углекислого флюида. Эти эксперименты продемонстрировали насыщение мелилититового расплава оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, гранатом и карбонатом при 2,7—3,0 ГПа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокая активность CO_2 традиционно рассматривалась в качестве одного из важнейших факторов в образовании и эволюции кимберлитовых магм. Наши исследования показали, что роль CO_2 могла быть даже более значительной, чем предполагалось. Многие особенности геологии и геохимии кимберлитов объяснимы, если предположить, что первичные кимберлитовые магмы были насыщены флюидом уже в зоне генерации — на глубине около 200 км. Экспериментальное изучение близиквидусных равновесий в системе кимберлит— CO_2 свидетельствует о возможности выплавления алмазоносных магм только из

субстрата гарцбургитового состава в субконтинентальной литосфере. С другой стороны, физико-химический анализ поведения элементов-примесей приводит нас к выводу, что кимберлитовые магмы возникают в результате взаимодействия с богатой гарцбургитами литосферой изначально астеносферных (возникающих при частичном плавлении лерцолитов) расплавов со значительной долей материала деплетированной верхней мантии в этом источнике.

Устанавливаемый на основе моделирования элементов-примесей баланс летучих компонентов в процессах кимберлитообразования показывает, что высокие содержания карбонатных компонентов в этих магмах вполне согласуются с ординарными концентрациями летучих в обычных мантийных породах. Отсюда следует, что предлагаемое многими исследователями участие материала субдуцированной коры (включая карбонатные осадочные породы) не является обязательным, и признаки наличия древних зон субдукции не могут служить для определения алмазоносности того или иного региона.

Магматические расплавы, достигшие равновесия с гарцбургитовым материалом, характеризуются пониженными содержаниями кальция. Экспериментальные данные по растворимости CO_2 в относительно низкокальциевых высокомагнезиальных силикатных расплавах свидетельствуют о том, что при их восходящем движении дегазация начнется на глубинах, отвечающих полю устойчивости алмаза. Высокая скорость дальнейшего подъема магмы совместно с газовой фазой обеспечивает сохранность алмазов при их транспортировке вплоть до земной поверхности. Следовательно, пониженные значения Са/Mg могут рассматриваться как положительный признак алмазоносности магм кимберлитового семейства.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 05-05-64175), программы поддержки ведущих научных школ и программы приоритетных исследований ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Mitchell R.H.** Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York, Plenum, 1986, 442 p.
2. **Smith C.B.** Pb, Sr and Nd evidence for the sources of southern African Cretaceous kimberlites // *Nature*, 1983, v. 304, p. 51—54.
3. **Доусон Дж.Б.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300 с.
4. **Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Когарко Л.Н. и др.** Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // *Геохимия*, 2002, т. 40, с. 1139—1150.
5. **Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Ntaflos Th. et al.** Subalkaline picobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian continental flood basalt province). II. Melt inclusion chemistry, composition of „primary“ magmas and *P-T* regime at the base of superplume // *Geochem. Intern.*, 2001, v. 39, p. 432—446.
6. **McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
7. **Boyd F.R. and Gurney J.J.** Diamonds and the African lithosphere // *Science*, 1986, v. 232, p. 472—477.
8. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.
9. **Girnis A.V., Stachel T., Brey G.P. et al.** Internally consistent geothermobarometers for garnet harzburgites: Model refinement and application // *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference / Eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe and S.H. Richardson. Cape Town, Red Roof Design, 1999, v. 2, p. 247—254.*
10. **Wyllie P.J.** Kimberlite magmas from the system peridotite— CO_2 — H_2O / F.R. Boyd, H.O.A. Meyer (eds.) // *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Washington, Amer. Geophys. Union, 1979, p. 319—329.*
11. **Eggler D.H.** Kimberlites: how do they form? / J. Ross et al. (eds.) // *Kimberlites and related rocks. Melbourne, Blackwell, 1989, p. 489—504.*
12. **Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W. et al.** Geochemical character of Southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints // *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1985, v. 88, p. 267—280.
13. **Moore R.O., Gurney J.J.** Pyroxene solid solution in garnets included in diamonds // *Nature*, 1985, v. 318, p. 553—555.
14. **Sautter V., Haggerty S.E., Field S.** Ultra-deep (>300 km) ultramafic xenoliths: new petrologic evidence from the transitional zone // *Science*, 1991, v. 252, p. 827—830.
15. **Scott-Smith B.H., Danchin J.W., Harris J.W., Stracke K.J.** Kimberlites near Orroroo, South Australia / J. Kornprobst (ed.) // *Kimberlites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 121—142.*
16. **Ringwood A.E.** The pyroxene-garnet transformation in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, p. 255—263.
17. **Herzberg C., Gasparik T.** Garnet and pyroxenes in the mantle: a test of the majorite fractionation hypothesis // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, p. 16263—16274.

18. **Kerschhofer L., Schärer U., Deutsch A.** Evidence for crystals from the lower mantle: baddeleyite megacrysts of the Mbuji Mayi kimberlite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 179, p. 219—225.
19. **Stachel T., Harris J.W., Brey G.P., Joswig W.** Kankan diamonds (Guinea). II: Lower mantle inclusion parageneses // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 140, p. 16—27.
20. **Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R. et al.** Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 734—753.
21. **Bailey D.K.** Fluid, melts, flowage and styles of eruption in alkaline ultramafic magmatism // *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1985, v. 88, p. 449—457.
22. **Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G.** Primitive magma from the Jericho pipe, N.W.T., Canada: constraints on primary kimberlite melt chemistry // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 789—808.
23. **le Roex A.P., Bell D.R., Davis P.** Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry // *J. Petrol.*, 2003, v. 44., p. 2261—2286.
24. **Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S. et al.** Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*, 2004, v. 32, p. 845—848.
25. **van Achterbergh E., Griffin W.L., Chris G., Ryan C.G.** Melt inclusions from the deep Slave lithosphere: implications for the origin and evolution of mantle-derived carbonatite and kimberlite // *Lithos*, 2004, v. 76, p. 461—474.
26. **Armstrong J.P., Wilson M., Barnett R.L. et al.** Mineralogy of primary carbonate-bearing hypabyssal kimberlite, Lac de Gras, Slave Province, Northwest Territories, Canada // *Lithos*, 2004, v. 76, p. 415—433.
27. **Eggler D.H., Wendlandt R.F.** Experimental studies on the relationships between kimberlite magma and partial melting of peridotite / F.R. Boyd, H.O.A. Meyer (eds.) // *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry*. Washington, Amer. Geophys. Union, 1979, p. 331—378.
28. **Edgar A.D., Arima M., Baldwin D.K. et al.** High-pressure high-temperature melting experiments on a SiO₂-poor aphanitic kimberlite from the Wesselton mine, Kimberley, South Africa // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 524—533.
29. **Edgar A.D., Charbonneau H.E.** Melting experiments on a SiO₂-poor, CaO-rich aphanitic kimberlite from 5—10 GPa and their bearing on sources of kimberlite magmas // *Amer. Miner.*, 1993, v. 78, p. 132—142.
30. **Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N.** Origin of kimberlites and related magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 521—538.
31. **Kesson S.E., Ringwood A.E., Hibberson W.O.** Kimberlite melting relations revisited // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 121, p. 261—262.
32. **Girnis A.V., Brey G.P., Ryabchikov I.D.** Origin of group IA kimberlites: fluid saturated melting experiments at 45—55 kbar // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 134, p. 283—296.
33. **Brey G.P., Kogarko L.N., Ryabchikov I.D.** Carbon dioxide in kimberlitic melts // *N. Jahrb. Miner. Monatsh.*, 1991, № 4, p. 159—168.
34. **Dreibus G., Brey G.P., Girnis A.V.** The role of carbon dioxide in the generation and emplacement of kimberlite magmas: new experimental data on CO₂ solubility // *Extended Abstracts of the 6th International Kimberlite Conference, Russia, 1995*, p. 80—82.
35. **Haggerty S.E.** Superkimberlites: a geodynamic diamond window to the Earth's core // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 122, p. 57—69.
36. **Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. et al.** The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia / J. Kornprobst (ed.) // *Kimberlites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 225—254.
37. **Гирнис А.В., Булатов В.К., Брай Г.П.** Переход кимберлитовых расплавов в карбонатитовые при мантийных параметрах: экспериментальное изучение // *Петрология*, 2005, т. 13, № 1, с. 3—18.
38. **Canil D., Scarfe C.M.** Phase relations in peridotite—CO₂ systems to 12 GPa: implications for the origin of kimberlite and carbonate stability in the upper mantle // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 15805—15816.
39. **Рябчиков И.Д., Брай Г.П., Булатов В.К.** Карбонатные расплавы, равновесные с мантийными перидотитами при 50 кбар // *Петрология*, 1993, т. 1, с. 189—194.
40. **Dalton J.A., Presnall D.C.** Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—CO₂ from 3 to 7 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 131, p. 123—135.
41. **Walter M.J.** Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 29—60.
42. **Dalton J.A., Presnall D.C.** The continuum of primary carbonatitic—kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—CO₂ at 6 GPa // *Ibid.*, p. 1953—1964.
43. **Brey G.P., Green D.H.** Solubility of CO₂ in olivine melilitite at high pressures and role of CO₂ in the Earth's upper mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, v. 55, p. 217—230.

44. **Brey G.P., Ryabchikov I.D.** Carbon dioxide in strongly silica undersaturated melts and origin of kimberlite magmas // *N. Jahrb. Miner. Monatsh.*, 1994, № 10, p. 449—463.
45. **Brey G.P., Weber R., Nickel K.G.** Calibration of a belt apparatus to 1800 °C and 6 GPa // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 15603—15610.
46. **Green D.H., Wallace M.E.** Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts // *Nature*, 1988, v. 336, p. 459—462.
47. **Dalton J.A., Wood B.J.** The partitioning of Fe and Mg between olivine and carbonate under mantle conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 501—509.
48. **Newton R.C., Sharp W.E.** Stability of forsterite + CO₂ and its bearing on the role of CO₂ in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 239—244.
49. **Wyllie P.J.** Discussion of recent papers on carbonated peridotite, bearing on mantle metasomatism and magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 82, p. 391—397.
50. **Ryabchikov I.D.** Geochemical model of the generation of kimberlitic melts // *Geochem. Int.*, 1995, v. 32, p. 103—111.
51. **Рябчиков И.Д.** Мантийный метасоматизм и генерация кимберлитовых магм / Е.М. Галимов (ред.) // *Основные направления геохимии*. М., Наука, 1995, с. 70—77.
52. **Tainton K.M., McKenzie D.** The generation of kimberlites, lamproites, and their source rocks // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 787—817.
53. **Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir C.H., Perfit M.R.** Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle // *Nature*, 2002, v. 419, p. 451—455.
54. **Workman R.K., Hart S.R.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 231, p. 53—72.
55. **Palme H., O'Neill H.St.C.** Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on Geochemistry*, 2003, v. 2, p. 1—38.
56. **Hirth G., Kohlstedt D.L.** Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 144, p. 93—108.
57. **Bell D.R., Rossman G.R., Moore R.O.** Abundance and partitioning of OH in a high-pressure magmatic system: megacrysts from the Monastery Kimberlite, South Africa // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1539—1564.
58. **Bottinga Y., Javoy M.** MORB degassing: bubble growth and ascent // *Chem. Geol.*, 1990, v. 81, p. 255—270.
59. **Шилобреева С.Н., Кадик А.А.** Растворимость CO₂ в магматических расплавах при высоких температурах и давлениях // *Геохимия*, 1989, № 7, с. 950—960.
60. **Thibault Y., Holloway J.R.** Solubility of CO₂ in a Ca-rich leucitite: effects of pressure, temperature and oxygen fugacity // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 216—224.
61. **Carrigan C.R., Schubert G., Eichelberger J.C.** Thermal and dynamic regimes of single- and two-phase magmatic flow in dikes // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, p. 17377—17392.
62. **Boyd F.R., Gurney J.J.** Low-calcium garnets: keys to craton structure and diamond crystallization // *Carnegie Inst., Washington Yearbook* 81, 1982, p. 261—267.
63. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.** Low-calcium garnet harzburgites from southern Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 113, p. 352—366.
64. **Brey G.** Origin of olivine melilitites — chemical and experimental constraints // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1978, v. 3, p. 61—88.

*Поступила в редакцию
16 июня 2005 г.*