

АЛМАЗЫ И КИМБЕРЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ

УДК 552:11

УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ:
ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

А.Г. Сокол^{1,2}, А.Н. Крук¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Выполнен обзор экспериментальных данных, полученных при давлении 5.5—6.5 ГПа и характеризующих условия плавления и мультифазного насыщения систем, моделирующих реконструированные составы первичных кимберлитовых магм. Температуры ликвидуса таких систем существенно превышают максимальные температуры (~1400 °C), типичные для субкратонной литосферной мантии. При этом наблюдается значительное (на 150—200 °C) снижение температуры ликвидуса исследованных составов при уменьшении $CO_2/(CO_2 + H_2O)$. Тугоплавкость систем свидетельствует в пользу вывода об участии дополнительного источника тепла в процессе образования кимберлитовых магм. Вблизи ликвидуса кимберлитоподобных составов границы стабильности отдельных фаз и мультифазного насыщения в целом зависят как от концентрации основных петрогенных компонентов, так и от X_{CO_2} в стартовом составе. Оливинсодержащая мультифазная ассоциация в основном стабильна вблизи ликвидуса при $X_{CO_2} < 0.5$ (здесь и далее — мольном отношении $CO_2/(CO_2 + H_2O)$). Для таких составов увеличение весового отношения MgO/CaO от 1.8 до > 4.0 приводит к смене равновесных с расплавом ассоциаций: $Ol + Grt + Cpx \rightarrow Ol + Grt + Opx + Cpx \rightarrow Ol + Grt + Opx$. Сопоставление имеющихся экспериментальных данных и результатов реконструкций первичных магм свидетельствует о том, что их потенциальный протолит был существенно или полностью верлитизирован. Для значительной части составов первичных магм с $X_{CO_2} < 0.5$ протолитом может быть карбонатизированный гранатсодержащий лерцолит. Генерация части первичных магм с высоким содержанием кальция ($MgO/CaO < 2$) и $X_{CO_2} < 0.5$ возможна из карбонатизированного гранатсодержащего верлита. Метасоматические расплавы/флюиды за счет многостадийного преобразования и окисления (карбонатизации и флогопитизации) протолита, как минимум, на начальном этапе могли обеспечить условия для буферирования фугитивностей CO_2 и H_2O в образующемся кимберлитовом расплаве. На заключительных этапах основным источником воды для этих процессов могли быть номинально безводные минералы, содержащие в своей структуре OH-дефекты.

Эксперимент, мантия, кимберлит, метасоматизм, магма, ультращелочные карбонатиты, номинально безводные минералы.

CONDITIONS OF KIMBERLITE MAGMA GENERATION: EXPERIMENTAL CONSTRAINTS

A.G. Sokol and A.N. Kruk

Melting and multiple saturation experiments with systems simulating primary kimberlite magma compositions at 5.5–6.5 GPa provide constraints on magma generation conditions. The liquidus of model kimberlitic systems exceeds the hottest temperatures of lithospheric mantle (1400 °C) but is 150–200 °C lower in systems with lower $CO_2/(CO_2 + H_2O)$ ratios. The high melting points require additional heat sources for the generation of kimberlite magmas. Multiple saturation of experimental melts and the stability of individual near-liquidus phases depend on both major-element contents and X_{CO_2} (as the $CO_2/(CO_2 + H_2O)$ molar ratio) in the starting composition. Generally, olivine-bearing assemblages are stable at $X_{CO_2} < 0.5$, while an increase in MgO/CaO from 1.8 to > 4.0 leads to progressive changes in the equilibrium assemblages: $Ol + Grt + Cpx \rightarrow Ol + Grt + Opx + Cpx \rightarrow Ol + Grt + Opx$. The results of geochemical reconstructions and multiple saturation experiments indicate partial or complete wehrlitization of the kimberlitic source regions. Most of primary magmas with $X_{CO_2} < 0.5$ may have been derived from carbonated garnet lherzolite. Some highly calcic ($MgO/CaO < 2$) magmas with $X_{CO_2} < 0.5$ likely originated from carbonated garnet wehrlite. A probable scenario is that melts and/or fluids repeatedly metasomatized and oxidized the protolith (caused its carbonation and phlogopitization) and thus provided conditions for buffering CO_2 and H_2O fugacities in the forming kimberlitic magma, at least early in the melting history. During later magma generation, water was, likely, extracted from nominally anhydrous minerals having hydrated (OH) defects in the structure.

Experiment, mantle, kimberlite, metasomatism, magma, alkali-rich carbonatite, nominally anhydrous minerals

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлитовый вулканизм — уникальное явление, включающее в себя генерацию в субкратонных частях мантии, богатой летучими компонентами низковязкой ультраосновной магмы, ее подъем с очень высокими скоростями к поверхности и мощное эксплозивное извержение с выбросом летучих и вещества магмы [Sparks et al., 2006, 2009; Mitchell, 2008]. Генезис кимберлитовых магм привлекает пристальное внимание, так как механизм их формирования непосредственно связан с глобальными процессами эволюции литосферы и астеносферы. Имеющиеся петрологические, геохимические и экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что выплавление кимберлитовых магм осуществлялось либо на финальной стадии многостадийного метасоматоза мантийных перидотитов, либо после нее. При этом движущей силой генерации расплава выступало как воздействие на источник трансмантийных расплавов/флюидов, так и тепло мантийных плюмов [Dawson, 1980; Mitchell, 1986; Ringwood et al., 1992; Гирнис, Рябчиков, 2005; Becker, Le Roex, 2006; Kopylova et al., 2007; Brey et al., 2008, 2009; Foley, 2011].

Ключевыми вопросами генезиса кимберлитов являются определение специфических физико-химических условий, необходимых для их генерации, состав первичных магм и мантийных протолитов. Гипабиссальные кимберлиты, продукты финальной кристаллизации магмы вблизи поверхности, демонстрируют большое сходство по всему миру. Это свидетельствует о том, что приводивший к их генерации процесс регулярно воспроизводился во времени и пространстве [Mitchell, 2008]. Важную роль в формировании химического разнообразия кимберлитовых магм играли процессы смешения и ассимиляции ксенолитов мантийных лерцолитов и гарцбургитов, а также кристаллизационная дифференциация [Mitchell, 1986, 2008; Sparks et al., 2006]. На финальной стадии подъема, вблизи поверхности, магмы состояли из карбонатно-силикатной жидкости, содержащей большие, но неизвестно какие именно концентрации летучих, а также приблизительно 25 об. % ксеногенного материала (ксенолитов и ксенокристов) и 25 об. % фенокристов [Mitchell, 2008; Brett et al., 2009]. В постмагматическую стадию химический и минералогический составы кимберлита, как правило, претерпевали существенное изменение. В основном это происходило из-за серпентинизации, которая приводила к значительному росту в нем концентраций SiO_2 и MgO , но снижению содержания CaO и CO_2 [Sparks et al., 2009].

Оценки составов первичных кимберлитовых магм базируются на данных петрологических и геохимических исследований гипабиссальных кимберлитов из Южной Африки [Le Roex et al., 2003; Harris et al., 2004; Becker, Le Roex, 2006] и Канады [Kjarsgaard et al., 2009], а также образцов закаленного кимберлита из канадской тр. Иерихон (Jericho) [Kopylova et al., 2007]. Авторы этих работ полагают, что характерными чертами состава первичной магмы кимберлитов являются высокие концентрации MgO , но относительно небольшие количества SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей (табл. 1). При этом важнейшей особенностью кимберлитовых расплавов является высокое содержание летучих компонентов и, прежде всего, CO_2 и H_2O . Исследование неизмененного кимберлита тр. Удачная-Восточная (Якутия) позволило В. Каменецкому с соавторами [Kamenetsky et al., 2012] предположить, что первичная магма представляла собой богатый щелочами «сухой» карбонатный расплав ($\text{SiO}_2 \sim 5$ мас. %), который лишь по пути к поверхности за счет растворения ксенолитов мантийных перидотитов становился насыщенным оливином и приобретал характерные черты кимберлитовой магмы. Необходимо отметить, что в пределах кратонов в последнее время найдены похожие на такой «сухой» карбонатный расплав карбонатиты (аилликиты), однако их генетическая связь с кимберлитами ставится частью исследователей под сомнение [Mitchell, Tarpe, 2010].

Конкретные условия генерации кимберлитов I и II групп (здесь и далее согласно классификации [Smith et al., 1985]) в мантийных протолитах и, прежде всего, роль летучих остаются дискуссионными [Ulmer, Sweeney, 2002; Brey et al., 2008, 2009; Foley et al., 2009; Kamenetsky et al., 2009; Sokol et al., 2013a,b; Соболев и др., 2015]. Существуют два основных экспериментальных подхода к исследованию условий зарождения кимберлитовых магм. Первый предусматривает изучение P - T - X_{CO_2} -условий образования кимберлитоподобных жидкостей при частичном плавлении карбонатизированных перидотитов. Такие работы, выполненные при давлении 3—20 ГПа, позволили установить, что введение карбонатов позволяет снизить температуру солидуса перидотита на 400—500 °C [Dalton, Presnall, 1998; Dasgupta, Hirschmann, 2007; Brey et al., 2008, 2009; Foley et al., 2009; Litasov, Ohtani, 2009; Dasgupta et al., 2013; Ghosh et al., 2014]. Однако расплав, образующийся при термальном режиме субкратонной литосферы и низких степенях плавления безводного карбонатизированного перидотита, имеет существенно-карбонатитовый состав. Более того, при 6—10 ГПа состав расплава остается существенно-карбонатитовым ($\text{SiO}_2 \leq 20$ мас. %) и отличным от кимберлитового даже при 1600—1700 °C [Brey et al., 2008]. Введение хлоридов в систему позволяет дополнительно снизить температуру солидуса карбонатизированного перидотита, однако не приводит к снижению температуры трансформации карбонатитового расплава в кимберлитоподобный [Litasov, Ohtani, 2009; Safonov et al., 2011]. Введение в систему H_2O приводит к снижению как температуры солидуса карбонатизированного перидотита, так и обеспечивает растворение силикатов в расплаве. Однако даже в этом случае для генерации расплава,

Таблица 1. Реконструированные составы первичных кимберлитовых магм и представительные составы неизмененного кимберлита тр. Удачная-Восточная.

Компонент	[Василенко и др., 2000]	[Le Roex et al., 2003]	[Harris et al., 2004]	[Becker, Le Roex, 2006]		[Kamenetsky et al., 2007]	[Копылова et al., 2007]	[Kjarsgaard et al., 2009]	
	тр. Удачная-Восточная	Кимберли	Юнитджисберг	Группа I (среднее зн.)	Группа II (среднее зн.)	тр. Удачная-Восточная	Иерихон	Лак де Грас	
	Сибирь	Южная Африка				Сибирь	Канада		
								(низ. Ti)	(выс. Ti)
SiO ₂ , мас. %	26.17	26.5	27.0	26.15	33.89	26.71	26.7	31.79	27.46
TiO ₂	1.15	2.2	3.23	2.58	1.77	1.25	1.73	0.72	1.12
Al ₂ O ₃	2.1	2.2	2.32	2.76	3.76	1.75	1.57	3.08	2.54
FeO _{общ}	6.56	8.8	9.16	9.65	8.76	8.09	7.58	8.28	7.29
MnO	—	—	0.19	0.19	0.18	—	0.18	0.19	0.17
MgO	28.26	26.5	26.09	25.2	23.15	31.33	28.25	30.77	27.46
CaO	19.12	12	14.99	13.26	9.96	12.19	12.9	9.23	14.24
Na ₂ O	0.14	—	0.06	0.16	0.25	3.23	0.1	0.1	0.09
K ₂ O	0.56	1.5	1.87	0.83	3.63	1.33	1.26	1.03	0.61
P ₂ O ₅	0.34	—	0.3	2.04	1.85	0.49	0.4	0.97	0.71
H ₂ O	—	12.3	4.92	7.33	7.33	0.38	9.07	8.72	6.1
CO ₂	—	7	8.63	8.19	4.21	9.42	9.88	5.13	12.2
Сумма	84.4	99.00	98.76	98.34	98.74	96.17	99.97	100.01	99.99
X _{CO₂}	—	0.18	0.41	0.30	0.18	0.91	0.30	0.19	0.44
SiO ₂ /MgO*	0.93	1.00	1.03	1.04	1.46	0.85	0.95	1.03	1.00
MgO/CaO*	1.48	2.21	1.74	1.90	2.32	2.57	2.19	3.33	1.93
CO ₂ /SiO ₂ *	—	0.26	0.32	0.31	0.12	0.35	0.37	0.16	0.44

Примечание. X_{CO₂} — мольное отношение CO₂/(CO₂ + H₂O). Пояснения см. в тексте.

* Весовые отношения.

сходного по составу с кимберлитовым, при 6 ГПа требуются температуры > 1400—1600 °C [Brey et al., 2009; Foley et al., 2009].

Второму подходу к исследованию условий генерации кимберлитов в нашей работе будет уделено основное внимание. Он базируется на условии, что при плавлении мантийных перидотитов потенциалы ряда компонентов и летучих буферуются сосуществующей минеральной ассоциацией, содержащей карбонаты и водосодержащие фазы [Wyllie 1977a,b; Eggler, Wendlandt, 1979]. В этом случае специфические составы кимберлитовых жидкостей возникают вблизи солидуса перидотита при фиксированных температурах и давлениях. Следовательно, эксперименты с составами первичных кимберлитов должны воспроизводить вблизи ликвидуса равновесную фазовую ассоциацию, аналогичную перидотиту при фиксированном давлении [Eggler, Wendlandt, 1979; Edgar et al., 1988; Edgar, Charbonneau, 1993]. Давление, при котором фиксируется такое равновесие, должно соответствовать геобарометрическим оценкам глубины формирования кимберлитов, а ликвидусные температуры быть не ниже, чем максимальные по данным геотермометрии ксенолитов для области их генерации [Eggler, Wendlandt, 1979].

Таким образом, оливин, гранат и пироксен как основные минералы перидотитового протолита должны быть стабильны на ликвидусе кимберлита или непосредственно под ним при давлении, температуре, а также f_{CO_2} и f_{H_2O} , при которых произошло отделение магмы [Ringwood et al., 1992]. Причем высокие концентрации легких редкоземельных элементов (LREE), но низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов (HREE) в кимберлитах означают, что его источник должен был содержать гранат и, следовательно, частичная жидкость формировалась в присутствии граната [Mitchell 1986; Ringwood et al., 1992; Le Roex et al., 2003]. Таким образом, необходимым критерием воспроизведения в эксперименте условий генерации магмы должно быть наличие на ликвидусе или вблизи ликвидуса исследуемого состава оливина, пироксена и граната. Экспериментальный поиск параметров мультифазного насыщения расплава применим, если состав экспериментальной загрузки (модельной системы) соответствует составу первичной магмы; между расплавной и твердыми фазами достигается равновесие [Ulmer, Sweeney, 2002; Funk, Luth, 2012].

Исследованию фазовых равновесий в кимберлитоподобных системах вблизи ликвидуса посвящено значительное количество работ (табл. 2). В них, как правило, использовались либо природные образ-

Таблица 2. Составы экспериментально исследованных систем, моделирующих первичные кимберлитовые магмы, температуры ликвидуса и фазовый состав

Компонент	[Egger, Wendlandt, 1979]	[Edgar, Charbonneau, 1993]	[Girmis et al., 1995]	[Ulmer, Sweaney, 2002]	[Mitchell, 2004]	[Girmis et al., 2011]					[Шарыгин и др., 2013]	[Sokol et al., 2013a]			[Sokol et al., 2014]	[Данная работа]			
SiO ₂ , мас. %	37.68	25.6	25.46	26.57	35.48	26.06	31.50	24.06	30.08	29.19	30.05	25.9	27.52	26.54	25.78	35.48	34.71	33.97	34.30
TiO ₂	2.16	3.35	1.35	1.41	1	4.04	0.72	1.58	1.61	1.76	1.53	1.81	1.35	1.3	1.27	1	0.98	0.96	0.97
Cr ₂ O ₃	0.23	—	—	—	0.3	0.09	0.09	0.19	0.17	0.08	0.15	0.15	0.12	0.12	0.11	0.3	0.29	0.29	0.29
Al ₂ O ₃	5.11	3.31	2.415	2.52	3.16	3.7	2.81	2.11	2.80	3.02	2.81	2.79	2.93	2.82	2.74	3.16	3.09	3.03	3.06
FeO	11.27	9.26	7.107	7.416	8.22	12.94	8.26	7.89	8.22	8.89	7.58	8.97	8.45	8.15	7.91	8.22	8.04	7.87	7.95
MnO	—	0.21	0	0	0.24	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.15	0.14	0.14	0.24	0.23	0.23	0.23
MgO	25.85	27.2	24.84	25.92	29.1	20.05	35.67	24.66	28.14	26.26	28.52	30.1	27.68	26.7	25.93	29.1	28.47	27.86	17.00
NiO	—	—	—	—	0.44	—	0.24	0.11	0.08	—	0.07	0.15	0.21	0.21	0.2	—	—	—	0.43
CaO	10.62	15.3	6.17	6.44	5.88	16.58	5.79	12.71	12.12	13.00	12.60	12.7	13.32	12.85	12.48	5.88	5.75	5.63	17.40
Na ₂ O	0.22	0.28	0.138	0.144	0.93	0.01	0.26	0.53	0.17	0.25	0.26	3.44	2.56	2.46	2.39	0.93	0.91	0.89	0.90
K ₂ O	0.91	0.7	0.69	0.72	3.17	1.46	0.34	0.75	0.55	0.59	0.77	1.31	1.84	1.78	1.73	3.17	3.10	3.03	3.07
P ₂ O ₅	0	1.83	0.69	0.72	—	0.84	0.27	0.60	0.81	0.84	0.77	0.95	0.41	0.4	0.38	—	—	—	0.00
CO ₂	5.22	4.77	31	24	7.13	8.68	14.05	24.81	15.17	7.47	4.60	9.92	9.43	9.1	8.83	7.13	7.01	6.83	6.90
H ₂ O	5	6.2	—	4	4.97	3.33	—	—	0.08	8.64	10.30	0.5	2.49	6	8.3	4.97	6.98	9.01	8.03
Сумма	104.27	98.01	99.87	99.86	100.02	97.96	100	100	100	100	100	98.85	98.46	98.57	98.19	99.58	99.57	99.58	100.53
X _{CO₂}	0.29	0.23	1.00	0.70	0.36	0.50	1.00	1.00	0.99	0.25	0.15	0.89	0.60	0.37	0.29	0.36	0.28	0.23	0.25
SiO ₂ /MgO	1.46	0.94	1.03	1.03	1.22	1.30	0.88	0.98	1.07	1.11	1.05	0.86	0.99	0.99	0.99	1.22	1.22	1.22	2.02
MgO/CaO	2.43	1.78	4.02	4.02	4.95	1.21	6.16	1.94	2.32	2.02	2.26	2.37	2.08	2.08	2.08	4.95	4.95	4.95	0.98
CO ₂ /SiO ₂	0.14	0.19	1.22	0.90	0.20	0.33	0.45	1.03	0.50	0.26	0.15	0.38	0.34	0.34	0.34	0.20	0.20	0.20	0.20
Материал ампулы	Pt или Pt5Au	Pt	Pt или Pt+C	Pt+C	Pt	C	Pt+Re	Pt+Re	Pt+Re	Pt+Re	Pt+Re	Pt+Re	Pt+C	Pt+C	Pt+C	Pt+C	Pt+C	Pt+C	Pt+C
P, ГПа	5.5	6.0	5.5	5.5	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.5	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3
T _L , °C	1600	1470	1670	1600	?	1400	>1700	1600	1750	1500	1480	?	?	1670	1550	1670	1620	1570	?
Первая крист. фаза	Ol	Ol	Orpx	Orpx	Ol/Orpx?	Ol	Orpx/Ol?	?	Grt	Grt	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Orpx	Orpx	Orpx	Orpx
Фазовый состав при T _L =100 °C	Ol+Grt+Orpx+Cpx	Ol+Grt	Orpx+Grt+Ms	Orpx+Grt+Ms	Ol+Grt+Orpx	Ol+Grt+Cpx	?	Co/Orpx+Grt+Ms	Grt+Orpx	Grt+Orpx	Ol+Grt+Orpx+Cpx	Ol+Grt	Ol+Grt	Ol+Grt+Cpx	Ol+Grt+Cpx	Orpx+Ol+Grt	Orpx+Ol	Orpx+Ol	Cpx+Grt

Примечание. T_L — температура ликвидуса. Первая крист. фаза — первая кристаллическая фаза под ликвидусом. Фазовый состав при T_L = -100 °C — фазовый состав исследованных систем при температуре на 100 °C ниже ликвидуса. Pt5Au — сплав Pt + 5 мас. % Au, Pt + C — Pt-ампула с графитовым контейнером внутри, C — графитовый контейнер, Pt + Re — Pt-ампула, футерованная рением.

цы неизменных кимберлитов, либо мультикомпонентные составы, моделирующие состав первичной магмы. Полученные данные свидетельствуют, что валовый состав систем влияет на набор фаз, равновесных вблизи ликвидуса, в частности, на стабильность орто- и клинопироксенов [Edgar et al., 1988, 1993; Mitchell, 2004]. Причем наибольшее влияние на стабильность фаз в таких системах оказывают концентрации CaO и отношение CO_2/SiO_2 (CS) [Edgar et al., 1993; Ulmer, Sweeney, 2002; Luth, 2009]. Кроме того, А. Гирнис с соавторами [Girnis et al., 1995; Гирнис и др., 2005] показали, что состав и количество флюида также может радикально изменять стабильность фаз вблизи ликвидуса кимберлита при мантийных P - T -параметрах. По их данным, магнезит вместо оливина становится стабильным вблизи ликвидуса при 5.5 ГПа и $X_{\text{CO}_2} > 0.7$. Необходимо отметить, что для части изученных составов мультифазное насыщение расплавов фиксируется в широком диапазоне P - T - X_{CO_2} [Eggler, Wendlandt, 1979; Girnis et al., 2011].

Несмотря на широкое разнообразие исследованных экспериментально кимберлитоподобных составов, значительные погрешности оценок, выполненных на основе петрологических и геохимических данных, оставляют место сомнениям в адекватности использованных систем для моделирования первичных магм. Часть исследователей считает, что полученные экспериментальные данные едва ли можно применить к реальным физико-химическим условиям генерации кимберлитов. С другой стороны, разнообразие уже изученных составов позволяет перейти от попыток точно воспроизвести состав первичной кимберлитовой магмы к обобщению имеющихся данных и построению диаграмм, отражающих стабильность фаз вблизи ликвидуса для широкого диапазона потенциально возможных составов первичных магм. Такое обобщение данных позволит провести анализ полей стабильности ликвидусных фаз в зависимости от валового состава мультикомпонентных систем и флюидного режима генерации. По мере накопления результатов и более широкого привлечения приемов физико-химического моделирования возникнет такой момент, когда будут получены данные о возможных условиях генерации всего потенциального разнообразия первичных кимберлитовых магм.

Целью нашей работы являлось обобщение опубликованных данных о параметрах мультифазного насыщения вблизи ликвидуса модельных кимберлитовых расплавов разного состава при давлении 5.5—6.5 ГПа, а также получение дополнительных экспериментальных данных для специфического состава, богатого кальцием. Выбор диапазона давлений 5.5—6.5 ГПа обусловлен тем, что он соответствует условиям захвата кимберлитовыми расплавами практически всех наиболее глубинных ксенолитов из низов субкратонной литосферы (глубины до ~200 км) [Sobolev, 1977; Pearson et al., 2003]. Анализ температур ликвидуса, моделирующих кимберлит мультикомпонентных систем, а также T - X_{CO_2} -параметров стабильности твердых фаз непосредственно под ним, позволил оценить потенциальные составы протолита и возможный флюидный режим генерации кимберлитов в субкратонной литосфере. Необходимо отметить, что за рамками задач данной работы мы оставили анализ условий образования генетически связанных с кимберлитами глубинных карбонатитовых и лампроитовых магм.

РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВОВ ПЕРВИЧНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ

Важнейшим условием успешного экспериментального исследования параметров генерации кимберлитовых магм является наличие данных об их химическом составе. Однако выявление состава первичной магмы является нетривиальной задачей. Основная проблема связана с тем, что кимберлит имеет гибридную природу и не закаливается в стекло [Mitchell, 2004]. При этом, по-видимому, афанитовые (мелкокристаллические) кимберлиты по составу являются наиболее близкими аналогами магмы [Edgar, Charbonneau, 1993]. Дискуссия о потенциальном составе первичных кимберлитовых магм началась фактически с момента обнаружения первых кимберлитовых трубок и продолжается до сих пор [Dawson, 1980; Wyllie, 1980; Mitchell, 1986; Ringwood et al., 1992; Girnis et al., 1995, 2011; Василенко и др., 2000; Гирнис, Рябчиков, 2005; Becker, Le Roex, 2006; Kopylova et al., 2007, 2013; Kamenetsky et al., 2007, 2009, 2012; Brey et al., 2008, 2009, 2011; Foley, 2011; Dasgupta et al., 2013]. Рассмотрим детально некоторые из последних исследований, в которых были выполнены реконструкции составов первичных магм (рис. 1—3, см. табл. 1).

Авторы работы [Le Roex et al., 2003] выделили состав первичной кимберлитовой магмы, используя анализ траекторий изменения концентраций компонентов между кимберлитами с макрокристами и афанитовыми разностями. Для этого коллекция свежих образцов гипабиссального кимберлита из пяти основных кимберлитовых трубок района Кимберли в Южной Африке была проанализирована на главные и редкие элементы. Эти данные позволили идентифицировать в части образцов ассимиляцию корового материала, выраженную в повышенных содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , Pb и тяжелых редкоземельных элементов. Образцы без такой ассимиляции имеют закономерные вариации главных и несовместимых редких элементов. В то же время богатые макрокристами кимберлиты имеют состав, отражающий существенную примесь (до 35 %) мантийных перидотитов, с вариациями отношений Ni/SiO₂ и Sc/SiO₂, фиксирующими траекторию в направлении состава гранатового лерцолита.

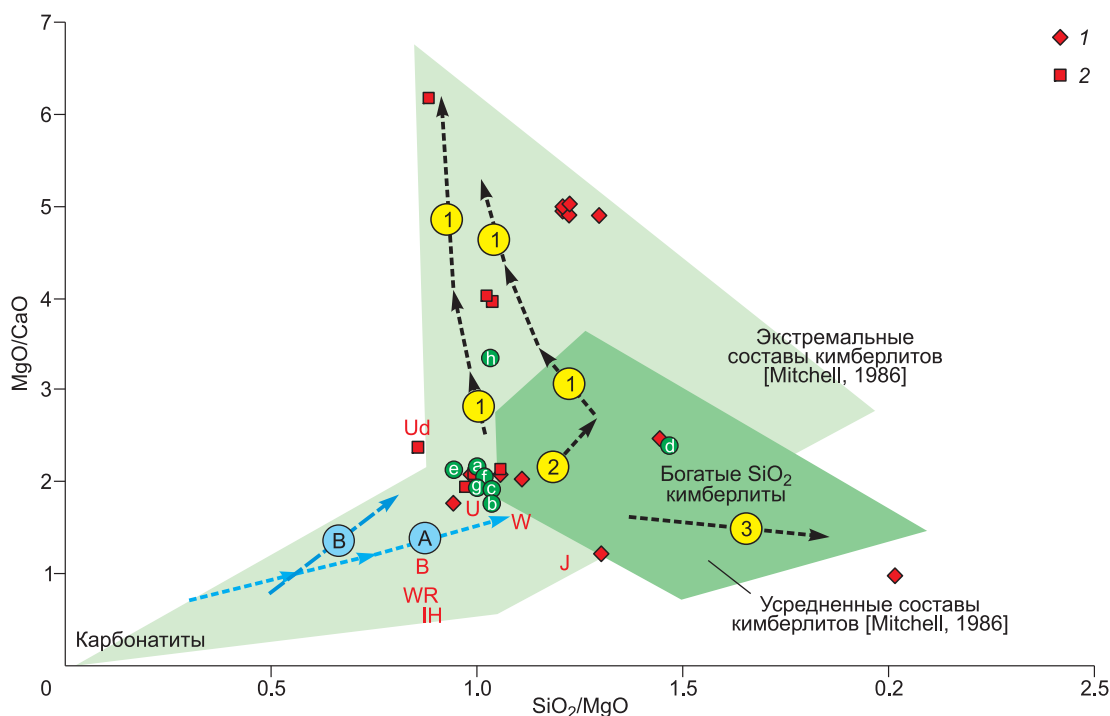


Рис. 1. Составы кимберлитов и экспериментально исследованных модельных систем.

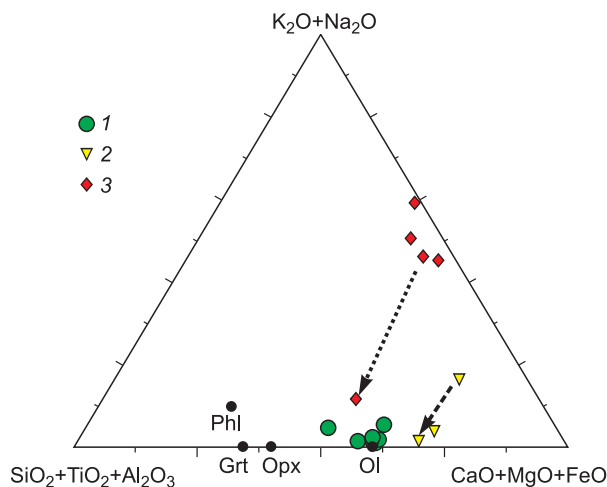
За основу рисунка принята диаграмма из работы [Sparks et al., 2009] и позаимствованы составы кимберлитов (W — Весселтон (Wesselton), WR — Весселтон (реконструированный), J — Иерихон (Jericho), B — Бенфонтейн (Benfontain), IH — Игвеса Хиллс (Igweza Hills), U — Юнитджисберг (Unitjesberg), а также состав кимберлита тр. Удачная-Восточная (Ud) [Kamenetsky et al., 2009]). Дополнительно приведены составы реконструированных первичных магм по данным: a — [Le Roex et al., 2003], b — [Harris et al., 2004], c, d — [Becker, Le Roex, 2006], e, f — [Kopylova et al., 2007], g, h — [Kjarsgaard et al., 2009], а также тренды составов первичных выделков в системах: A — CMAS—CO₂ при 1380—1500 °C [Dalton, Presnall, 1998], B — лерцолит—CO₂—H₂O при 1200—1400 °C [Brey et al., 2009]. Основные тренды ассимиляции ксеногенного материала кимберлитом приведены по данным [Sparks et al., 2009]: 1 — оливиновых ксенокристов (до 40 %); 2 — ортопироксена (до 25 %); 3 — коровых ксенолитов. Закрашенные поля — составы кимберлитов по [Mitchell, 1986]. 1, 2 — модельные системы: 1 — X_{CO₂} < 0.5, 2 — X_{CO₂} > 0.5.

М. Харрис с коллегами [Harris et al., 2004] для выяснения петрогенезиса и природы источника кимберлитов использовал данные по концентрации главных и редких элементов в комбинации с петрографическими исследованиями. Геохимические вариации образцов с макрокристаллами демонстрируют захват и частичную ассимиляцию от 10 до 40 % перидотитовых ксенолитов, в то время как образцы афанитового кимберлита свидетельствуют о 7—25 % фракционной кристаллизации оливина и незначительного количества флогопита. Анализ траекторий на диаграммах состава позволил реконструировать первичный состав магмы.

М. Бекер и А. ле Рокс [Becker, Le Roex, 2006] выполнили оценку региональной специфики составов кимберлитов Южной Африки. Состав первичной магмы был рассчитан на основе анализа образцов, подверженных наименьшим изменениям, кон-

Рис. 2. Составы реконструированных первичных магм (1) и тренды составов первичных выделков в присутствии летучих (H₂O + CO₂) в системах лерцолит—K₂CO₃—MgCO₃ (2) и гарцбургит—K₂CO₃—MgCO₃ (3) [Brey et al., 2011] на псевдотройной диаграмме [Freestone, Hamilton, 1980].

Черные кружки — составы основных фаз системы.



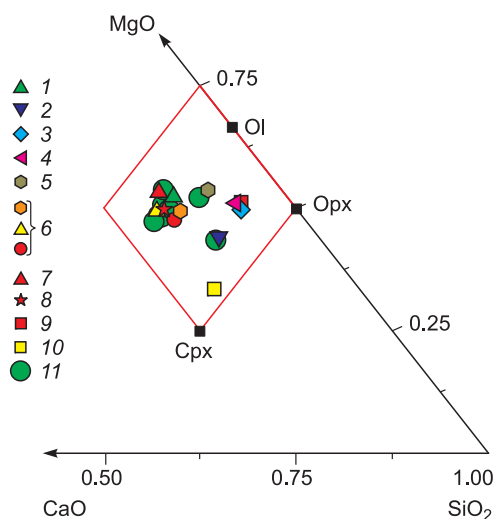


Рис. 3. Составы экспериментально исследованных модельных систем из работ:

1 — [Edgar et al., 1988; Edgar, Charbonneau, 1993], 2 — [Eggler, Wendland, 1979], 3 — [Yamashita et al., 1995], 4 — [Ulmer, Sweeney, 2002], 5 — [Girnis et al., 1995], 6 — [Girnis et al., 2011], 7 — [Литасов и др., 2010; Шарыгин и др., 2013], 8 — [Sokol et al., 2013a], 9 — [Sokol et al., 2014], 10 — данная работа, а также реконструированных первичных магм (11), выраженные через мольные отношения на треугольнике $\text{SiO}_2\text{—MgO—CaO}$. Черные квадраты — составы основных фаз системы.

таминации корового материала, фракционной кристаллизации и с учетом корректировки на концентрацию макрокристов. В случаях, когда не было возможности сделать коррекцию на содержание макрокристов, образцы не рассматривались. Реконструированные составы очень близки к составам, предложенным ранее для кимберлитов I [Le Roex et al., 2003; Harris et al., 2004] и II групп [Coe et al., 2008]. При этом необходимо

отметить, что полученные авторами оценки первичных составов для значительного количества кимберлитов Южной Африки имеют существенный разброс относительно средних значений. Тем не менее высокие концентрации TiO_2 , CaO и CO_2 , а также низкие SiO_2 и K_2O характерны для магм, формировавших кимберлиты I группы. Существенно более высокие содержания SiO_2 , K_2O , Ba , Rb , Pb и низкие Nb , Ta типичны именно для кимберлитов II группы. Авторы делают вывод, что эти различия в составе реконструированных магм связаны со спецификой протолитов.

В работе [Korylova et al., 2007] для реконструкции состава первичной магмы использовали образцы закаленного кимберлита из гипабиссальной дайки (толщиной ~10 см), секущей вторую фазу кимберлита в тр. Иерихон (Канада). Были изучены приконтактные зоны дайки с кристаллами кальцита удлиненной формы, свидетельствующей о быстрой закалке расплава. Анализ подвергались области объемом 0.09—1.10 мм³, не содержащие макрокристов. Валовой анализ образцов дополнялся исследованием состава отдельных минералов и их концентраций в образце.

В работе [Kjarsgaard et al., 2009] проанализированы 104 валовых геохимических анализа гипабиссальных кимберлитов поля Лак де Грас (Канада). Ассимиляция корового материала была вычленена на базе анализа закономерностей изменения концентраций Yb и Al_2O_3 , а также Si/Al—Mg/Yb . Полученный после «очистки» от корового материала кимберлит содержал от 5 до 50 % перидотитовых ксенолитов. Для реконструкции первичного состава были использованы два метода. В первом изучали шлифы из репрезентативных образцов. В них путем сканирования поверхности определялась площадь, занимаемая зернами оливина и граната. Затем с помощью микрозондового анализа был определен их состав и установлена их генетическая принадлежность к первичным фазам или макрокристам. Варианты составов реконструированной первичной магмы были получены путем вычитания ксеногенного оливина или перидотита из валового состава кимберлитов. Другой метод заключался в выявлении промежуточного состава (интермедиата) между образцами с наименьшей контаминацией корового и мантийного материалов. Причем такой анализ был проведен отдельно для высоко- и низкотитанистых разновидностей кимберлитов. В целом в работе [Kjarsgaard et al., 2009] сделан вывод, что геохимически первичные магмы имеют высокие содержания летучих (H_2O и CO_2) и MgO , но низкие концентрации SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей, при этом в их составе $\text{K} > \text{Na}$, а $\text{Na} + \text{K/Al} < 1$. При анализе всех проведенных оценок первичных составов отмечено, что их различия связаны как с контаминацией специфического мантийного материала, так и с региональной спецификой источника и/или режима плавления.

Особо необходимо отметить цикл работ, посвященных исследованию образцов неизменного кимберлита, вскрытого в тр. Удачная-Восточная на глубинах 400—500 м. Происхождение такого практически сухого кимберлита с необычной минералогией (богатые щелочами карбонаты, хлориды, сульфаты и сульфиды) активно дебатировалось [Василенко и др., 2000; Kamenetsky et al., 2007, 2009, 2012; Korylova et al., 2013]. По мнению В. Каменецкого с соавторами [Kamenetsky et al., 2007, 2009, 2012], аномальная минералогия матрицы имеет первичную природу и, вероятно, также была типична и для других кимберлитов I группы до стадии постмагматических изменений. Если принять, что этот кимберлит является наиболее близким аналогом первичной магмы, то по основным характеристикам, приведенным в работах [Kamenetsky et al., 2007, 2009], его состав в общих чертах оказывается близок к реконструированным составам магм других авторов (см. табл. 1, рис. 1—3). Существенные отличия кимберлита тр. Удачная-Восточная заключаются в очень высоких концентрациях Na_2O , CO_2 и Cl , а так-

же очень низких содержаниях H_2O . Часть исследователей [Kopylova et al., 2013] полагает, что такой состав кимберлита обусловлен ассимиляцией корового материала и вмещающих эвапоритов.

УСЛОВИЯ МУЛЬТИФАЗНОГО НАСЫЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ ДАВЛЕНИИ 5.5—6.5 ГПа

Исходные составы. Для исследования фазового состава кимберлитоподобных систем проведен значительный объем экспериментальных работ. Учитывая поставленные задачи, рассмотрим только те из них, которые выполнены в диапазоне давлений 5.5—6.5 ГПа (см. табл. 2, рис. 1—3).

Одними из первых были изучены условия мультифазного насыщения среднего состава кимберлитов из трубок Лесото, Южная Африка [Eggler, Wendlandt, 1979].

А. Эдгар с соавторами [Edgar et al., 1988] для экспериментов использовали образец кимберлита I группы из тр. Весселтон (Wesselton), Южная Африка. Этот образец представлял собой афанитовый кимберлит, в котором фиксируются оливиновые микрофенокристы, а также переменные количества кальцита, монтичеллита, ильменита, шпинели, перовскита, апатита, серпентина и изредка флогопита. Ксенокристы оливина и флогопита, а также ксенолиты вмещающих пород встречаются чрезвычайно редко. Авторы отмечают, что кимберлит имеет более низкие содержания SiO_2 , MgO , K_2O , но более высокие TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , чем содержащие макрокристы кимберлиты I группы из того же района. Этот состав значительно отличается от кимберлита, использованного в работе [Eggler, Wendlandt, 1979].

В более поздней работе [Edgar, Charbonneau 1993] был использован тот же кимберлит тр. Весселтон. Отсутствие ксенолитов и ксенокристов, а также мелкозернистая структура позволила авторам сделать вывод, что состав этого кимберлита близок к первичной магме. При этом они отмечают, что истинная природа кимберлита с точки зрения целей работы не столь важна. Более существенно, что его состав очень характерен для бедных SiO_2 и богатых CaO кимберлитов, некоторые из которых могут быть примитивными. Основным отличием выбранного состава является низкая величина X_{CO_2} .

А. Гирнис с соавторами [Girnis et al., 1995] для экспериментов использовали относительно низкокальциевый состав (9 мас. % CaO), соответствовавший усредненному кимберлиту Ia группы. Состав летучих задавали варьированием X_{CO_2} в системе от 1.00 до 0.31. В более поздней работе [Girnis et al., 2011] был взят состав, более богатый кальцием (15 мас. % CaO). X_{CO_2} в исходных смесях изменяли от 1.00 до 0.16. Авторы отмечают, что концентрация CaO в первичной магме до сих пор является предметом дискуссии и потенциально может варьировать от 15 до 24 мас. %. Причем даже наиболее низкие значения для этого диапазона находятся далеко от средних значений для кимберлитов Ia группы.

П. Ульмер и Р. Суини [Ulmer, Sweeney, 2002] для исследования условий генерации богатых калием кимберлитов II группы (оранжитов) использовали состав, близкий к среднему для данной группы кимберлитов, согласно данным [Smith et al., 1985]. При этом исходный состав был несколько обогащен Na_2O (0.93 мас. %) и имел более высокое значение $X_{CO_2} = 0.37$, чем усредненный состав (0.10 и 0.18 соответственно). Этот же состав, но с переменным количеством воды (X_{CO_2} от 0.24 до 0.37) изучался в работе [Sokol et al., 2014].

Несколько экспериментальных работ было выполнено с уникальным кимберлитом I группы из тр. Удачная-Восточная [Литасов и др., 2010; Шарыгин и др., 2013; Sokol et al., 2013a]. В этих работах использовали образцы гипабиссального неизменного кимберлита или его синтетический аналог. В первой из них в исходный состав дополнительно вводились хлориды калия и натрия ($Cl = 5$ мас. %). В работе [Шарыгин и др., 2013] использовался порошок практически безводного (0.5 мас. % H_2O) жильного кимберлита, приготовленный из фрагментов породы, дробленных до фракции 0.5—1.0 мм, не содержащих ксенолитов и ксенокристов. А. Сокол с соавторами [Sokol et al., 2013a] в качестве исходного применяли очищенный от ксеногенного материала кимберлит, содержащий 2.5 мас. % H_2O . При этом дополнительные количества воды (до 11.6 мас. %) вводились в состав в виде H_2O непосредственно перед экспериментами. В работе [Чепуров и др., 2013] исследована стабильность оливина, пироксена и граната в расплаве кимберлита тр. Нюрбинская (Якутия).

В данной работе для анализа составов кимберлитов и модельных систем в качестве основных параметров были использованы весовые отношения SiO_2/MgO , MgO/CaO и CO_2/SiO_2 , а также X_{CO_2} . Так как для большей части работ содержания H_2O и CO_2 в расплавах не определялись, то значение X_{CO_2} рассчитывалось для валового состава систем. Необходимо отметить, что полученные таким образом значения отражают X_{CO_2} в расплаве только для составов без ликвидусного магнезита. Кроме того, при применении в экспериментах Pt-ампул с графитовыми контейнерами (см. табл. 2) концентрация CO_2 в образцах в процессе опытов могла незначительно расти вследствие окисления графита (за счет утечки водорода из Pt-ампул). В результате разница в значениях X_{CO_2} для валового состава и для расплава могла достигать 0.1. По нашему мнению, комбинация выбранных параметров позволяет анализировать как специфику фазового состава модельных систем, так и сопоставлять экспериментальные данные с реконструк-

Таблица 3.

Фазовый состав полученных образцов при 6.3 ГПа

№ эксперимента	T, °C	OI	Orx	Cpx	Grt	Liq	Потеря Fe
1377	1300	0.03	0.03	0.5	0.05	0.39	0.02
1376	1400	—	—	0.5	0.05	0.45	0.04
1371	1520	—	—	0.15	—	0.85	0.03
1378	1570	—	—	0.1	—	0.9	0.02

Примечание. Фазы (массовая доля): OI — оливин, Orx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен, Grt — гранат, Liq — расплав. Потеря Fe — массовая доля Fe⁰, покинувшего систему из-за сплавления с Pt-ампулой.

Таблица 4.

Химический состав синтезированных фаз

№ эксперимента	Фаза	n	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1377	OI	6	40.6(4)	0.02(2)	0.04(1)	—	6.8(7)	0.09(2)	51.9(6)	0.2(1)	—	—	99.65
	Orx	5	57.4(3)	0.05(1)	0.17(1)	0.5(1)	7.0(1)	0.20(2)	33.0(5)	0.9(1)	0.08(2)	—	99.3
	»	6	54.7(3)	0.1(1)	0.54(3)	0.9(1)	4.0(2)	0.18(2)	19.5(2)	18.6(5)	0.71(4)	0.06(1)	99.29
	Grt	4	41.7(3)	0.8(2)	3.9(6)	18.7(5)	8.00(8)	0.39(3)	19.6(5)	6.3(4)	0.05(1)	—	99.44
	Liq	7	10(2)	1.0(5)	0.07(3)	1.6(3)	5(1)	0.22(9)	10(3)	11(4)	0.23(8)	1.2(3)	40.32
1376	Cpx	5	54.7(2)	0.07(1)	0.91(4)	1.3(1)	3.0(3)	0.18(4)	21.0(3)	17.2(3)	0.92(7)	0.07(1)	99.35
	Grt	6	41.9(3)	0.48(7)	5.1(3)	18.4(3)	6.3(5)	0.39(2)	21.5(6)	5.5(5)	0.05(2)	—	99.62
	Liq	7	11(4)	3(1)	0.06(3)	3(1)	1.0(2)	0.16(3)	19(3)	15(4)	3.6(8)	0.7(3)	56.52
1371	Cpx	5	55.5(6)	0.05(1)	1.2(1)	1.1(1)	2.1(1)	0.14(1)	20.5(4)	18.1(4)	0.87(1)	0.08(1)	99.64
	Liq	7	30(2)	1.7(3)	0.42(6)	3.3(4)	3.6(4)	0.26(4)	17(2)	12.8(9)	0.75(5)	0.4(2)	70.23
1378	Cpx	5	55.6(1)	0.06(1)	1.13(5)	1.2(1)	2.71(3)	0.16(1)	20.7(1)	17.5(3)	0.87(4)	0.09(1)	100.02
	Liq	9	33(2)	1.3(5)	0.47(5)	2.9(6)	5.5(6)	0.23(4)	16(1)	12.4(8)	0.74(5)	0.7(3)	67.74

Примечание. В скобках приведены стандартные отклонения (1 sd) для последней значащей цифры; n — количество анализов.

циями трендов изменения составов кимберлитов. Так, в качестве фактурной подосновы для рис. 1 и 2 были использованы диаграммы, приведенные в работах [Sparks et al., 2009] и [Ulmer, Sweeney, 2002] соответственно.

Сопоставление данных, приведенных в табл. 1, 2, а также на рис. 1, 3, свидетельствует о том, что в целом экспериментальные образцы хорошо соответствуют потенциальным составам первичных магм. Более того, и те, и другие в основных чертах соответствуют составам высокотемпературных выплавов, полученных при плавлении как упрощенной системы CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—CO₂ (CMAS—CO₂) [Dalton, Presnall, 1998] (см. рис. 1), так и более сложных систем лерцолит—CO₂—H₂O, лерцолит—K₂CO₃—MgCO₃ и гарцбургит—K₂CO—MgCO₃ [Brey et al., 2009, 2011] (см. рис. 2). Необходимо отметить, что часть исследованных модельных систем попадают в области нетипичных составов кимберлитов, которые, согласно оценкам [Sparks et al., 2009], возникают благодаря интенсивной контаминации оливиновых ксенокристов (см. рис. 1). При этом область нетипичных высококальциевых составов кимберлитов, которые, согласно оценкам [Sparks et al., 2009], могут возникать вследствие контаминации коровых ксенолитов, оказывается неизученной.

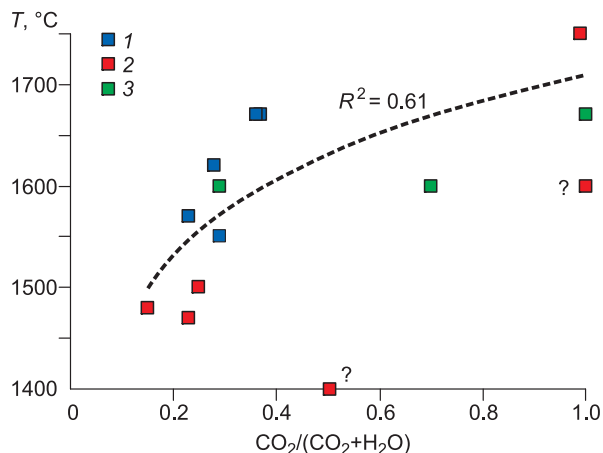
Поэтому в рамках данной работы нами дополнительно были исследованы составы с повышенным содержанием CaO (~13 мас. %) и низким X_{CO₂} (до 0.61). Методика подготовки исходных смесей, сборки ампул и проведения экспериментов детально описана в работах [Sokol et al., 2013a,b]. Состав исходных образцов и условия экспериментов приведены в таблицах 2—4.

Фазовый состав изученных систем. Рассмотрение имеющегося массива экспериментальных данных целесообразно начать с анализа температур ликвидуса кимберлитовых составов при давлении 5.5—6.5 ГПа. Необходимо отметить, что рассмотрение деталей измерения температур и точности определения ликвидуса лежат за пределами задач данной работы. Однако нужно учитывать, что точность фиксации температур более 1500 °C при давлениях 5.5—6.3 ГПа относительно невелика.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что полное плавление исследованных кимберлитов фиксировалось в диапазоне температур от 1470 до > 1700 °C (рис. 4). Причем при увеличении X_{CO₂} в исходных составах с 0.15—0.31 до 0.9—1.0 температура их ликвидуса в среднем растет на ~200 °C. Состав первой стабильной под ликвидусом фазы зависит как от концентрации основных петрогенных компо-

Рис. 4. Тенденция увеличения температуры ликвидуса мультikomпонентных систем, моделирующих первичные кимберлитовые магмы, при увеличении в их составе мольного отношения $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$.

R^2 — величина достоверности аппроксимации. Экспериментальные точки, помеченные знаком вопроса, исключены из анализа. l —3 — давление (ГПа): 1 — 6.3, 2 — 6.0, 3 — 5.5.



нентов, так и от X_{CO_2} . Для изученных составов с $X_{\text{CO}_2} < 0.5$ и SiO_2/MgO от 1.0 до 1.5 и $\text{MgO}/\text{CaO} < 3$ ликвидусной фазой является оливин (рис. 5). В бедных кальцием составах при $\text{MgO}/\text{CaO} > 3$ первой стабильной фазой является ортопироксен. Для изученного в данной работе высококальциевого состава с $\text{SiO}_2/\text{MgO} = 2$ ликвидусной фазой оказался клинопироксен (см. табл. 2, рис. 5). С увеличением X_{CO_2} до 0.60—0.89 отмеченные закономерности сохраняются. Однако при $X_{\text{CO}_2} = 0.9$ —1.0 оливин как ликвидусная фаза больше не фиксируется в продуктах экспериментов, уступая место гранату или клинопироксену.

Для четкой систематизации имеющихся литературных данных (полученных с помощью разных методических приемов) и фиксации параметров мультифазного насыщения, температуру вблизи ликвидуса определяли как температуру на 100 °C ниже ликвидуса ($T_L = -100$ °C). Выбор диапазона в 100 °C связан с тем, что эксперименты при столь высоких P - T -параметрах, как правило, проводятся с шагом ≥ 50 °C. При этом объем кристаллов в системе при $T_L = -100$ °C, как правило, не превышает 40 % (т.е. приблизительно соответствует объему транспортируемого магмой кристаллического материала), а состав расплавной фазы уже близок к валовому составу системы. Перидотитовый состав фазовой ассоциации, равновесной с расплавом при такой температуре, будет означать потенциальную возможность генерации магмы аналогичного состава из мантийного перидотита. Примеры изменения состава модельных систем можно видеть на фазовых диаграммах температура—концентрация H_2O , приведенных на рис. 6. Их анализ показывает, что с увеличением концентрации воды в системе область стабильности трехфазных ассоциаций Ol + Grt + Crx (см. рис. 6, а, б) или Ol + Grt + Орх (см. рис. 6, в, г) может либо приближаться, либо удаляться от ликвидуса.

Как это видно на рис. 5, фазовый состав экспериментально исследованных систем при температуре на 100 °C ниже ликвидуса закономерно изменяется. В области составов с преобладанием H_2O над CO_2 фиксируется оливинсодержащая мультифазная ассоциация (см. рис. 5, б, г). Ее стабильность при X_{CO_2} в диапазоне 0.15—0.31 ограничена относительно низкими отношениями $\text{MgO}/\text{CaO} < 3$ —4. При более высоких значениях этого отношения вблизи ликвидуса оказывается нестабилен гранат. В области повышенных концентраций SiO_2 при $\text{SiO}_2/\text{MgO} > 2$ фазовая ассоциация состоит из клинопироксена и граната. С увеличением X_{CO_2} до 0.31—0.52 поле мультифазной ассоциации расширяется в сторону больших значений MgO/CaO за счет расширения поля стабильности граната. Имеющиеся данные позволяют оценить границы стабильности Орх и Crx в расплаве. На приведенных диаграммах (см. рис. 5) оценочные границы располагаются субгоризонтально, последовательно разделяя при снижении MgO/CaO ассоциации с Орх, Орх + Crx и Crx.

Для составов с преобладанием CO_2 над H_2O вблизи ликвидуса появляется безоливиновая мультифазная ассоциация, состоящая из Орх + Grt + Ms (см. рис. 5, е, з). Причем при $X_{\text{CO}_2} = 0.60$ —0.89 такой набор фаз фиксируется только при относительно высоких MgO/CaO в стартовом составе. При этом в системах с низким содержанием летучих и отношением $\text{MgO}/\text{CaO} < 3$ стабилен только оливин и гранат. В составах с резким преобладанием CO_2 границы стабильности безоливиновой мультифазной ассоциации несколько расширяются, и в ней дополнительно появляются клинопироксен и коэзит. Оливин оказывается стабилен только в исходных составах, искусственно обогащенных оливином до $\text{MgO}/\text{CaO} \sim 6$.

Отмеченные закономерности и обособленность полей оливинсодержащих и безоливиновых ассоциаций хорошо видны на рис. 7, на котором для исходных составов вместо SiO_2/MgO приведено отношение CO_2/SiO_2 . В таких координатах исходные составы с низким содержанием летучих, но с преобладанием CO_2 ($X_{\text{CO}_2} > 0.52$), продуцирующие вблизи ликвидуса не содержащие магнетит двухфазные ассоциации Ol + Grt, Grt + Орх и Орх + Ol, оказываются в области стабильности оливинсодержащих мультифазных ассоциаций или непосредственно рядом с ними. На рис. 7 можно также видеть тренд изменения состава расплава, образующегося при частичном плавлении системы CMAS— CO_2 в диапазоне температур 1380—1500 °C [Dalton, Presnall, 1998]. Согласно этим данным, по мере увеличения степе-

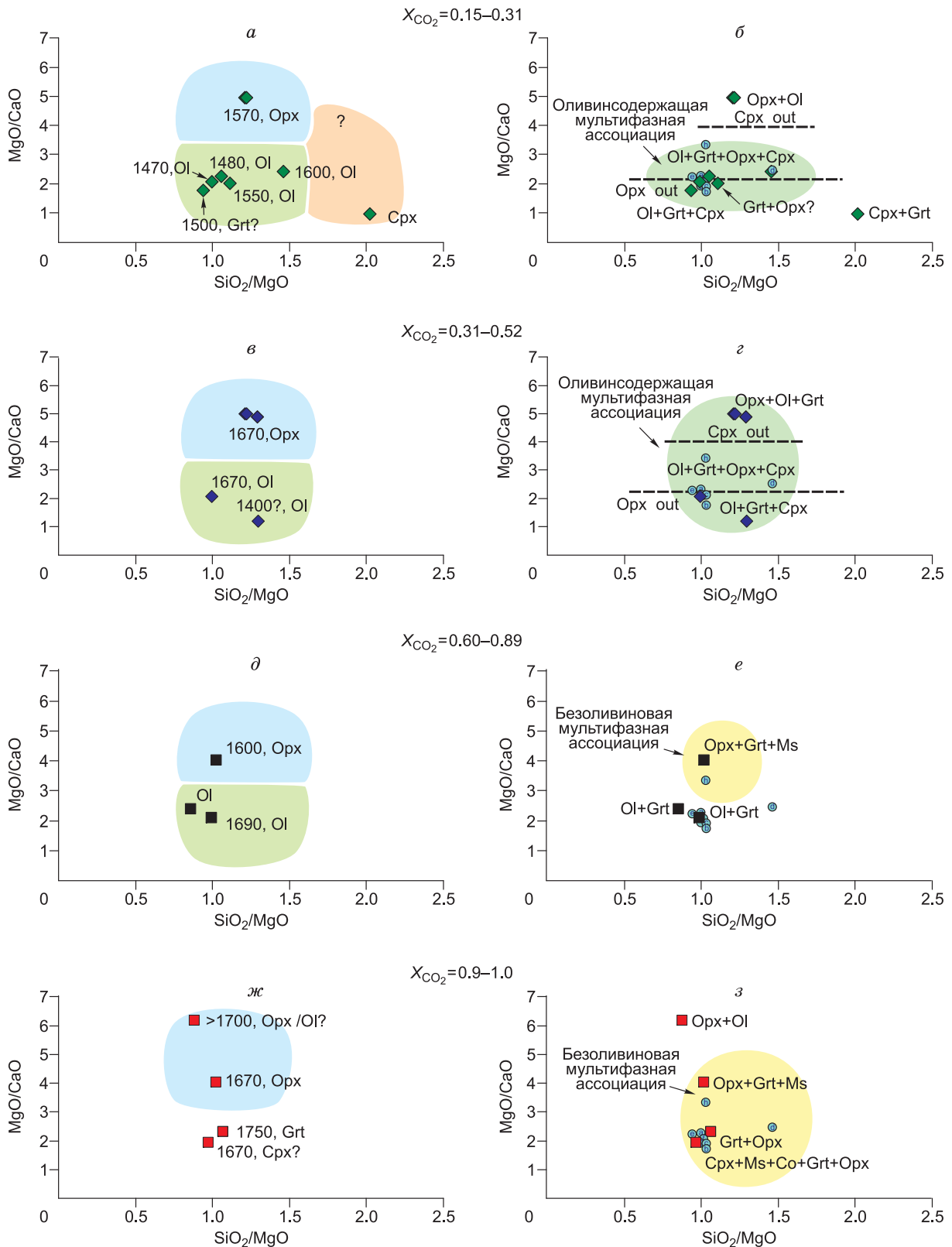


Рис. 5. Диаграммы составов мультикомпонентных систем, моделирующих первичные кимберлитовые магмы (детальная информация приведена в табл. 2).

a, в, д, ж — приведены температуры ликвидуса и первая кристаллическая фаза под ликвидусом для исследованных составов (цветом выделены оценочные поля кристаллизации фаз); *б, г, е, з* — приведен фазовый состав в равновесии с расплавом при температуре на 100 °C ниже ликвидуса (цветом выделены оценочные поля мультифазных ассоциаций). Кружки — реконструированные составы первичных магм (см. рис. 1). Cpx out и Opx out — клинопироксен и ортопироксен отсутствуют соответственно.

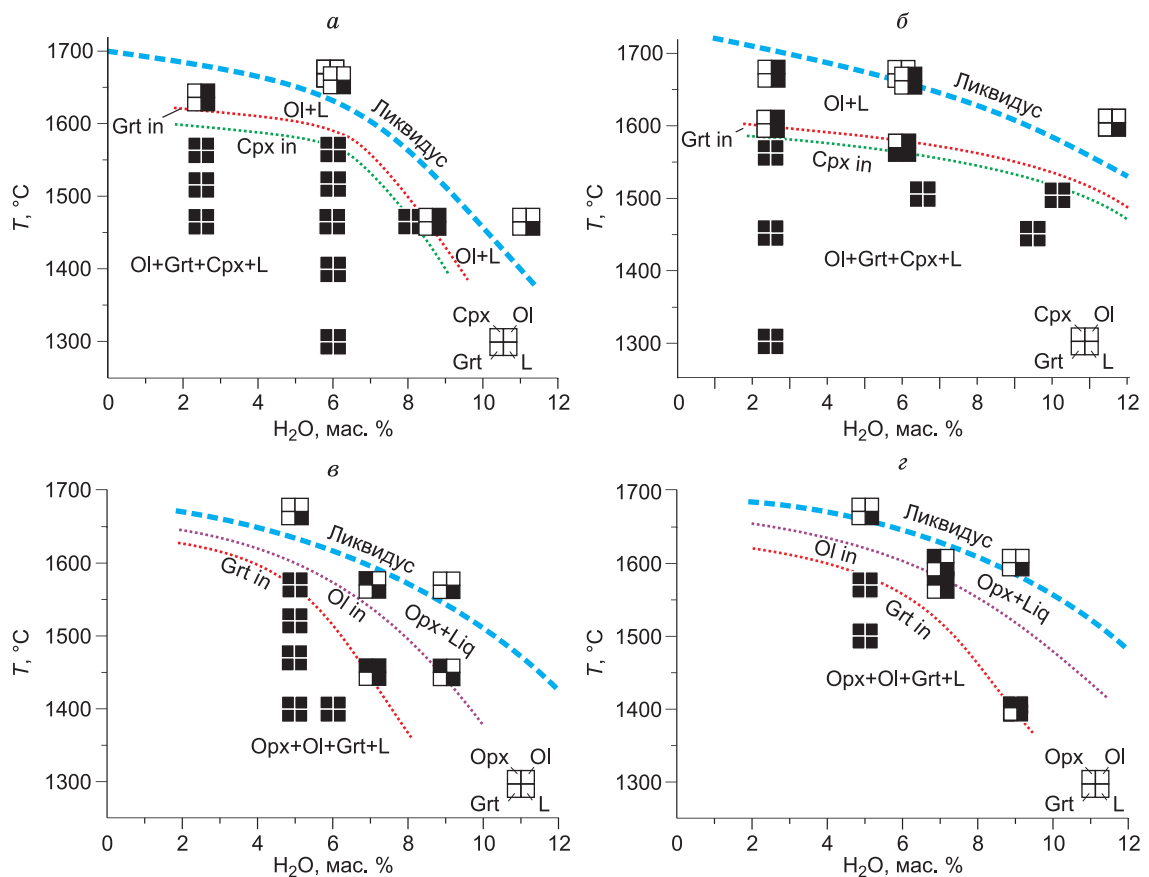


Рис. 6. Фазовые диаграммы температура—концентрация воды для кимберлита тр. Удачная-Восточная (а, б), а также усредненного состава кимберлитов II группы (в, з) при 6.3 (а, в) и 7.5 (б, з) ГПа, позаимствованные из работ [Sokol et al., 2013a] и [Sokol et al., 2014] соответственно.

Grt in и Cpx in — гранат и клинопироксен присутствуют соответственно.

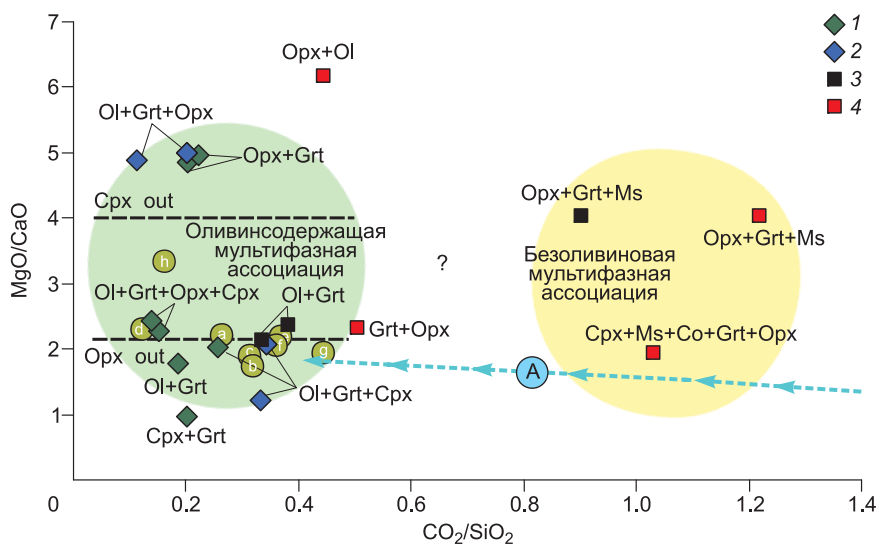


Рис. 7. Диаграмма составов модельных систем.

Цветом выделены поля оливинсодержащих и безоливиновых мультифазных ассоциаций, показан тренд составов первичных выделок в системе CMAS— CO_2 (A) [Dalton, Presnall, 1998]. Круги — реконструированные составы первичных магм (см. рис. 1). 1—4 — экспериментальные составы: 1 — $X_{\text{CO}_2} = 0.15\text{—}0.31$, 2 — $X_{\text{CO}_2} = 0.31\text{—}0.52$, 3 — $X_{\text{CO}_2} = 0.60\text{—}0.89$, 4 — $X_{\text{CO}_2} = 0.9\text{—}1.0$.

ни плавления системы состав расплава изменяется от практически чисто карбонатного ($\text{SiO}_2 \sim 5$ мас. %) до кимберлитоподобного. Во всем исследованном диапазоне температур образующийся расплав равновесен с четырехфазной ассоциацией $\text{Ol} + \text{Opx} + \text{Crx} + \text{Grt}$. При этом тренд изменения состава образующегося расплава пересекает область безоливиновой, магнезитсодержащей ассоциации. Лишь при максимальных температурах (1500°C) состав образующегося с системе $\text{CMAS}-\text{CO}_2$ расплава оказывается близок к валовому составу систем, генерирующих кимберлитоподобные расплавы, равновесные вблизи ликвидуса с оливином. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что при тех же значениях CO_2/SiO_2 образующийся в системе $\text{CMAS}-\text{CO}_2$ расплав не равновесен с магнезитом, в то время как в экспериментах по мультифазному насыщению вблизи ликвидуса в равновесии с расплавом был стабилен магнезит. Появление магнезита свидетельствует о максимально возможной активности CO_2 , контролируемой равновесием между карбонатно-силикатным расплавом (содержащим щелочи, железо и другие компоненты) и твердым магнезитом. Вероятно, в расплаве упрощенной системы $\text{CMAS}-\text{CO}_2$ растворимость CO_2 несколько выше, и требуются более высокие концентрации двуокиси углерода для насыщения расплава до появления равновесного магнезита.

УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ РЕКОНСТРУИРОВАННЫХ СОСТАВОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ

Потенциальные источники CO_2 . Имеющиеся геохимические данные свидетельствуют о многостадийности формирования кимберлитовых расплавов. Причем финальной стадии генерации магмы предшествовало внедрение в протолит карбонатитовых расплавов/флюидов [Erlank et al., 1987; Becker, Le Roex 2006; Coe et al., 2008; Tappe et al., 2008; Agashev et al., 2008; Похиленко и др., 2015]. Внешний источник карбонатного материала подтверждается тем, что собственно карбонаты чрезвычайно редки в глубинных ксенолитах [Haggerty, 1995], а фугитивности кислорода в неподверженных метасоматозу породах субкратонной литосферы соответствует области стабильности элементарного углерода [Woodland, Koch, 2003; Luth, 2004; McCammon, Kopylova, 2004; Yaxley et al., 2012; Goncharov et al., 2012; Stagno et al., 2013]. Петрологические реконструкции свидетельствуют о том, что процесс внедрения привел к трансформации восстановленных гарцбургитов в более окисленные лерцолиты [Creighton et al., 2009]. Геохимические исследования кимберлитов и экспериментальные данные показывают, что источником таких метасоматических агентов могли выступать как субдущированные на мантийные глубины карбонатсодержащие породы [Hammouda, Laporte 2000; Becker, Le Roex 2006; Coe et al., 2008; Grassi, Schmidt 2011; Litasov et al., 2013; Shatsky et al., 2013a,b], так и окисленные домены астеносферы, возникающие в восходящих потоках вещества за счет потери стабильности скиагитового граната и высвобождении значительных количеств Fe^{3+} [Becker, Le Roex, 2006; Rohrbach, Schmidt, 2011; Dasgupta et al., 2013; Stagno et al., 2013]. Экспериментальные работы подтверждают возможность образования карбонатитовых расплавов как в окисленных доменах астеносферы, содержащих карбонатизированные перидотиты [Brey et al., 2011], так и в субдущированных на мантийные глубины карбонатизированных пелитах [Grassi, Schmidt, 2011].

Важнейшим доказательством воздействия карбонатитовых расплавов на протолит являются микровключения в алмазах. Кристаллизация как минимум части таких алмазов (так называемых «fibrous») происходила незадолго до начала подъема кимберлитовых магм к поверхности [Navon, 1999]. При этом в момент захвата вещество включений являлось ультращелочным, преимущественно карбонатным, и реже силикатно-карбонатным расплавом/флюидом [Navon, 1999; Zedgenizov et al., 2007; Klein-BenDavid et al., 2009]. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что такие расплавы/флюиды с переменным содержанием летучих и силикатов являются эффективной средой кристаллизации алмаза [Пальянов и др., 1998; Литвин, Жариков, 1999, 2000; Борздов и др., 1999; Palyanov et al., 2007, 2013; Palyanov, Sokol, 2009; Sokol, Pal'yanov, 2008; Нечаев, Хохряков, 2013; Пальянов и др., 2015].

Потенциальные источники H_2O . В целом стабильность водосодержащих фаз на глубинах генерации кимберлитов сильно ограничена низким содержанием калия в перидотитах. В метасоматизированных частях мантии амфибол и слюда являются стабильными и наиболее распространенными водосодержащими фазами [Luth, 2004]. Причем с увеличением степени взаимодействия с водосодержащим флюидом/расплавом гранатовый перидотит трансформируется во флогопитсодержащий гранатовый перидотит, затем во флогопитовый перидотит без граната и далее во флогопитовый перидотит с К-рихтеритом [Erlank et al., 1987].

Кроме того, в оливинах из наиболее глубинных алмазсодержащих ксенолитов из кимберлитов трубок Якутии [Matsuyuk, Langer, 2004; Doucet et al., 2014], Южной Африки и Канады [Matveev, Stachel, 2007; Peslier et al., 2010] содержится значительное количество ОН-дефектов, которое в пересчете на H_2O составляет от первых грамм на тонну до 300 г/т. Причем, согласно оценкам [Hirschmann et al., 2009; Green et al., 2010], содержащаяся в таком виде вода может в значительной мере определять мантийный цикл H_2O .

Механизм вовлечения воды в магматический процесс может реализовываться как через плавление флогопит- или амфиболсодержащих перидотитов [Wyllie, 1977a,b], так и дегидратационное плавление номинально безводных перидотитов [Hirschmann et al., 2009]. Необходимо отметить, что в настоящее время идет переоценка роли номинально безводных минералов в глубинных магматических процессах. В частности, появилась точка зрения, что дегидратационное плавление играет важную роль при генерации базальтовых магм в верхней мантии [Hirschmann et al., 2009; Green et al., 2010; Ardia et al., 2012]. Такого рода плавление реализуется, если «растворимость воды» в оливине и других минералах перидотита по каким-то причинам оказывается ниже валовых концентраций H_2O . При очень низких степенях плавления номинально безводных перидотитов, за счет этого механизма могут возникать богатые водой силикатные расплавы [Hirschmann et al., 2009]. На сегодняшний день экспериментально определены коэффициенты распределения воды между номинально безводными минералами и перидотитнасыщенным силикатным расплавом [Green et al., 2010; Ardia et al., 2012]. На основе полученных коэффициентов Д. Грин с соавторами [Green et al., 2010] сделали вывод, что вблизи солидуса перидотиты, содержащие около 200 г/т воды, могут продуцировать богатые водой силикатные расплавы. По оценкам, приведенным в работе [Ardia et al., 2012], для инициирования дегидратационного плавления в перидотите требуются существенно большие концентрации, от 270 до 850 г/т H_2O .

Поскольку содержание воды в глубинных ксенолитах, как правило, < 100 г/т [Peslier et al., 2010], то генерация водосодержащих силикатных магм за счет дегидратационного плавления в истощенной субкратонной литосфере невозможна. Кроме того, низкий потенциал кислорода в породах протолита [Woodland, Koch, 2003; McCammon, Korylova, 2004; Yaxley et al., 2012] также затрудняет зарождение водосодержащих расплавов вследствие очень высокой температуры солидуса системы перидотит—С—О—Н при низкой f_{O_2} [Taylor, Green, 1988; Rohrbach, Schmidt, 2011; Litasov et al., 2014]; высокой потенциальной «растворимости» ОН-дефектов в оливине [Sokol et al., 2010].

Механизм вовлечения ОН-дефектов, содержащихся в номинально безводных минералах протолита, в процесс кимберлитобразования обоснован в нашей работе [Sokol et al., 2013b]. Показано, что при параметрах зарождения кимберлитовой магмы в оливине, находящемся в равновесии с водосодержащими карбонатно-силикатными расплавами, содержание воды приблизительно вдвое ниже, чем в оливине, равновесном с водно-силикатными расплавами. Оцененный экспериментально коэффициент распределения воды между оливином и мультифазно насыщенным карбонатно-силикатным расплавом, моделирующим кимберлит, оказался близок к 0.001. Таким образом, карбонатитовые расплавы при инфильтрации в богатые оливином перидотиты (и их частичном окислении) могут эффективно экстрагировать воду из номинально безводных минералов протолита. При валовом содержании в перидотите ~ 100 г/т H_2O равновесный карбонатитовый расплав может содержать более 8 мас. % воды [Sokol et al., 2013b]. Необходимо отметить, что последние данные о содержании воды в минералах ксенолитов из тр. Удачная-Восточная [Doucet et al., 2014; Рагозин и др., 2014] свидетельствуют о том, что отдельные зоны субкратонной мантии могут содержать заметно более 100 г/т H_2O , вероятно, вследствие их метасоматоза с участием водно-силикатных расплавов/флюидов [Doucet et al., 2014].

Состав протолита и финальная стадия генерации магмы. Схожесть по содержанию главных петрогенных компонентов составов экспериментально исследованных систем и реконструированных составов первичных магм позволяет нам выполнить оценку условий генерации кимберлитов. Основой для этого будет являться фазовый состав модельных систем вблизи ликвидуса.

Прежде всего, температуры ликвидуса для практически всех изученных модельных составов достаточно велики и изменяются от 1470 до > 1700 °С (см. табл. 2, рис. 4, 5). Эти значения выше температур потенциального протолита (~ 1400 °С), фиксируемых термометрией для наиболее глубинных ксенолитов из всех кимберлитовых провинций [Pearson et al., 2003]. Причем различие между температурой ликвидуса кимберлита и потенциального протолита минимально для составов, богатых летучими и значением $X_{CO_2} < 0.31$. По мнению П. Ульмера и Р. Суини [Ulmer, Sweeney, 2002], столь высокие температуры плавления могут быть связаны с недооценкой степени контаминации кимберлитами тугоплавкого материала гарцбургитовых ксенолитов. По нашему мнению, тугоплавкость модельных систем, фактически аналогичных по содержанию главных петрогенных компонентов с реконструированными составами первичных магм, свидетельствует в пользу сделанного в работе [Brey et al., 2009] вывода об участии дополнительного источника тепла в процессе образования магмы. При этом необходимо отметить, что образование кимберлита при термальном режиме, близком к субкратонному, потенциально возможно при более высоких, чем в реконструированных составах магм концентрациях H_2O и CO_2 (при $X_{CO_2} < 0.3$).

Необходимо отметить, что ни в одной из работ, рассмотренной в нашем обзоре (см. табл. 2), непосредственно сразу под ликвидусом не было зафиксировано равновесного существования расплава и мультифазной ассоциации. Оливин как первая под ликвидусом фаза стабилен в составах с $MgO/CaO < 3$ в широком диапазоне X_{CO_2} . При увеличении степени магнезиальности состава, характерного для ким-

берлитов с высокой долей ассимиляции оливиновых ксенокристов (см. рис. 1), на ликвидусе оказывается стабилен ортопироксен. В случае составов, типичных для кимберлитов с существенной ассимиляцией коровых ксенолитов ($\text{SiO}_2/\text{MgO} > 1.5$ и $\text{MgO}/\text{CaO} < 2$), ликвидусным оказывается клинопироксен.

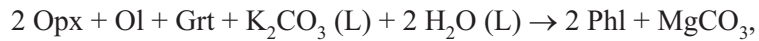
Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что оливинсодержащие мультифазные ассоциации в основном стабильны вблизи ликвидуса при $X_{\text{CO}_2} < 0.5$. Они также фиксируются в бедных летучими составах при более высоких X_{CO_2} [Шарыгин и др., 2013]. Только оливин и ортопироксен равновесен с расплавом вблизи ликвидуса в обогащенных водой и SiO_2 составах с $\text{MgO}/\text{CaO} > 4$ и $X_{\text{CO}_2} < 0.3$ [Sokol et al., 2014]. При характерном для тренда ассимиляции оливиновых ксенокристов увеличении MgO/CaO в составах от 1.8 до > 4.0 (см. рис. 1, 5) происходит смена стабильных вблизи ликвидуса ассоциаций: $\text{Ol} + \text{Grt} + \text{Cpx} \rightarrow \text{Ol} + \text{Grt} + \text{Opx} + \text{Cpx} \rightarrow \text{Ol} + \text{Grt} + \text{Opx}$. Магнезитсодержащие мультифазные ассоциации стабильны при $X_{\text{CO}_2} > 0.5$. При этом оливин и магнезит вблизи ликвидуса были фиксированы только для составов с $\text{MgO}/\text{CaO} > 6$ [Girnis et al., 2011]. Необходимо подчеркнуть, что еще существует плохо изученная область кимберлитовых составов с CO_2/SiO_2 в диапазоне от 0.5 до 0.8, в которой при больших концентрациях летучих вблизи ликвидуса потенциально возможно мультифазное насыщение расплава относительно оливин-пироксен-гранат-магнезитовой ассоциации (см. рис. 7).

В целом эксперименты по плавлению систем, моделирующих кимберлит, позволяют сделать вывод, что значительная часть реконструированных первичных магм попадает в область составов, генерация которых возможна при флюидном режиме с $X_{\text{CO}_2} < 0.5$ из карбонатизированного гранатсодержащего лерцолита. Часть составов располагаются в области, для которой возможна генерация из карбонатизированного гранатсодержащего верлита. Характерно, что для проанализированного диапазона давлений (5.5—6.5 ГПа) ни один из реконструированных составов первичных магм не попадает в область генерации из карбонатизированного гарцбургита. При этом необходимо отметить, что, по данным А. Гирниса с соавторами [Girnis et al., 2011], расплавы с содержанием CaO , близким к среднему составу кимберлитов группы I [Smith et al., 1985], могут генерироваться из гарцбургитового источника при давлении более 6.5 ГПа. В целом существенно обогащенные кальцием составы первичных магм ($\text{MgO}/\text{CaO} < 3$) прямо указывают на значительную или полную верлитизацию потенциального протолита в субкратонной литосфере. Экспериментальные данные также свидетельствуют о гипотетической возможности генерации кимберлитовых расплавов при $X_{\text{CO}_2} > 0.5$ из безоливиновых протолитов — гранатовых ортопироксенитов или вебстеритов.

В зависимости от состава трансмантийного карбонатитового расплава (прежде всего, концентраций SiO_2 , K , H_2O , а также f_{O_2}) при метасоматозе протолита возможно его окисление и кристаллизация некоторых количеств как карбонатов, так и водосодержащих фаз. Соответственно, как минимум, начальная фаза плавления такого метасоматизированного перидотита будет осуществляться при буферировании концентраций H_2O и CO_2 в расплаве [Wyllie 1977a,b; Eggler, Wendlandt, 1979]. К сожалению, экспериментальных данных о составе расплава, образующегося при частичном плавлении карбонат- и флогопитсодержащего перидотита при параметрах генерации кимберлитов, нет. Расплав, полученный в равновесии с $\text{Ol} + \text{Opx} + (\pm\text{Cpx}) + \text{Grt} + \text{Ms}$, содержит мало SiO_2 и MgO , но много CaO в сравнении с кимберлитами [Brey et al., 2008]. Лишь при давлении 10 ГПа образующийся в равновесии с магнезитсодержащим гарцбургитом расплав по содержанию MgO и SiO_2 становится похож на кимберлит I группы (за исключением очень низкой концентрации Al_2O_3 (< 0.2 мас. %)). Эти данные позволили Г. Бряу с соавторами [Brey et al., 2008] сделать вывод, что образование кимберлитового расплава невозможно через плавление магнезитсодержащих лерцолитов или гарцбургитов в одну стадию. С другой стороны, плавление флогопитсодержащего протолита, по-видимому, не в состоянии обеспечить образование расплава с концентрациями воды, характерными для реконструированных составов первичных кимберлитовых магм [Becker, Le Roex, 2006; Kjarsgaard et al., 2009]. Согласно экспериментальным данным, плавление флогопитсодержащего карбонатизированного лерцолита при давлении 3.0 ГПа приводит к образованию богатого щелочами доломитового расплава, содержащего только 2.7 мас. % H_2O [Thibault et al., 1992].

При увеличении степени плавления карбонаты и/или водосодержащие фазы в протолите могли быть полностью израсходованы в результате перитектических реакций. Согласно экспериментальным данным, исчезновение равновесного карбоната приводит к быстрому росту концентрации SiO_2 в расплаве [Dalton, Presnall, 1998; Brey et al., 2009; Dasgupta et al., 2013]. Очевидно, в таких условиях процесс плавления мог приводить к генерации относительно бедных водой кимберлитовых магм.

Богатые водой магмы, вероятно, могли возникать только за счет экстракции в протокимберлитовый расплав воды из номинально безводных минералов перидотита [Sokol et al., 2013b]. В зависимости от температуры и концентрации калия в расплаве можно предположить два варианта процесса. При высоком содержании калия, характерном, например, для кимберлитов II группы, но относительно низких температурах, способствующих стабильности флогопита, возможна реакция [Ulmer, Sweeney, 2002].



обеспечивающая буферирование активности H_2O и CO_2 в расплаве. При этом избыточные количества воды (экстрагированные из номинально безводных минералов) и CO_2 будут связываться с образованием флогопита и карбоната, обеспечивая дополнительную метасоматическую переработку протолита кимберлитовым расплавом. Свидетельством в пользу этой реакции может служить обнаружение в кристаллах алмаза из кимберлита сингенетичных включений флогопита [Соболев и др., 2009]. Сходная реакция также может реализовываться при взаимодействии остывающей кимберлитовой магмы с перидотитом в промежуточных очагах. В бедных калием составах, типичных для кимберлитов I группы, роль данной реакции вероятно незначительна. При этом содержание в магме воды будет определяться только коэффициентом распределения H_2O между номинально безводными минералами протолита и магмой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный нами анализ свидетельствует о том, что вариации составов исследованных экспериментально модельных систем (см. табл. 2, рис. 1—3) практически перекрывают составы реконструированных первичных магм (см. табл. 1, рис. 1—3) по концентрациям главных петрогенных компонентов и в значительной мере возможные вариации X_{CO_2} . Это позволило нам через анализ и обобщение данных об условиях плавления и мультифазного насыщения модельных систем вблизи ликвидуса выявить закономерные комбинации составов протолитов, температур и флюидных режимов, при которых в условиях субкратонной литосферы (5.5—6.5 ГПа) возможна генерация расплавов, соответствующих реконструированным первичным кимберлитовым магмам.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что температуры ликвидуса практически всех изученных модельных систем (> 1470 °C) превышают максимальные температуры (~ 1400 °C), фиксируемые термометрией для наиболее глубоких ксенолитов из кимберлитов [Pearson et al., 2003]. Снижение температуры ликвидуса исследованных составов при уменьшении в них X_{CO_2} показывает, что для генерации богатых водой кимберлитовых магм требуется существенно менее мощный дополнительный источник тепла. Вблизи ликвидуса кимберлитоподобных систем границы стабильности отдельных фаз и мультифазного насыщения в целом зависят как от концентрации главных петрогенных компонентов, так и от X_{CO_2} в стартовом составе. Оливинсодержащая мультифазная ассоциация стабильна вблизи ликвидуса при $X_{\text{CO}_2} < 0.5$. Причем при увеличении MgO/CaO в составах от 1.8 до > 4.0 происходит смена равновесных с расплавом ассоциаций: $\text{Ol} + \text{Grt} + \text{Cpx} \rightarrow \text{Ol} + \text{Grt} + \text{Opx} + \text{Cpx} \rightarrow \text{Ol} + \text{Grt} + \text{Opx}$. В изученных системах с преобладанием воды ($X_{\text{CO}_2} < 0.3$) мультифазное насыщение расплава не фиксируется для составов с MgO/CaO около 5 и для высококальциевых составов с SiO_2/MgO более 2. Магнетитсодержащие мультифазные ассоциации стабильны при $X_{\text{CO}_2} > 0.5$.

Согласно подходу, сформулированному в работах [Wyllie, 1977a,b; Eggler, Wendlandt, 1979], эксперименты с составами первичных кимберлитов должны воспроизводить вблизи ликвидуса равновесную фазовую ассоциацию, аналогичную перидотиту при фиксированном давлении. В соответствии с этим карбонатизированный гранатсодержащий лерцолит может быть материнской породой для значительной части составов первичных магм с $X_{\text{CO}_2} < 0.5$. Генерация первичных магм с высоким содержанием кальция ($\text{MgO}/\text{CaO} < 2$) и $X_{\text{CO}_2} < 0.5$ возможна из карбонатизированного гранатсодержащего верлита. В диапазоне проанализированных давлений реконструированные составы первичных магм не попадают в область генерации из карбонатизированного гарцбургита. Первичные расплавы с высокой долей CO_2 ($X_{\text{CO}_2} > 0.5$) гипотетически могут образовываться в безоливиновых породах — карбонатизированных гранатовых ортопироксенитах или вебстеритах.

Вопрос о том, в какой мере реакции с участием карбонатов и водосодержащих фаз буферировали процесс генерации кимберлитовой магмы, остается открытым. Имеющиеся геохимические и петрологические данные свидетельствуют о том, что источником CO_2 и H_2O для процессов генерации кимберлитовых расплавов выступали метасоматические расплавы/флюиды, обеспечивавшие многостадийное преобразование протолита. Важным, а возможно, и главным источником воды могли быть номинально безводные минералы, содержащие ОН-дефекты в своей структуре. Причем последние экспериментальные данные [Sokol et al., 2013b] говорят о том, что формирование богатых водой кимберлитовых магм было возможно именно благодаря экстракции воды из перидотитов с повышенным содержанием ОН-дефектов в минералах.

Авторы благодарны Ю.Н. Пальянову, Ю.М. Борздову и А.Ф. Хохрякову за всестороннюю поддержку работы. Конструктивные замечания А.В. Гирниса и К.Д. Литасова, приведенные в рецензиях, были полезны и позволили заметно улучшить представление материала.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект 14-27-00054).

ЛИТЕРАТУРА

Борздов Ю.М., Сокол А.Г., Пальянов Ю.Н., Калинин А.А., Соболев Н.В. Исследование кристаллизации алмаза в щелочных силикатных, карбонатных и карбонат-силикатных расплавах // ДАН, 1999, т. 366, № 4, с. 530—533.

Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Красавчиков В.О., Будаев Д.А., Кузнецова Л.Г. Критерии петрохимической идентификации кимберлитов // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1749—1759.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Условия и механизмы генерации кимберлитовых магм // Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, с. 524—536.

Гирнис А.В., Булатов В.К., Брай Г.П. Переход кимберлитовых расплавов в карбонатитовые при мантийных параметрах: экспериментальное изучение // Петрология, 2005, т. 13, с. 3—18.

Литасов К.Д., Шарыгин И.С., Шацкий А.Ф., Головин А.В., Отани Е., Похиленко Н.П. Роль хлоридов в образовании и эволюции кимберлитовой магмы по данным экспериментальных исследований // ДАН, 2010, т. 435, № 5, с. 667—672.

Литвин Ю.А., Жариков В.А. Первичные флюидно-карбонатитовые включения в алмазе, моделируемые системой $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-CO_2$, как среда алмазообразования в эксперименте при 7—9 ГПа // ДАН, 1999, т. 367, № 3, с. 397—401.

Литвин Ю.А., Жариков В.А. Экспериментальное моделирование генезиса алмаза: кристаллизация алмаза в многокомпонентных карбонат-силикатных расплавах при 5—7 ГПа, 1200—1570 °С // ДАН, 2000, т. 372, № 6, с. 808—811.

Нечаев Д.В., Хохряков А.Ф. Образование эпигенетических включений графита в кристаллах алмаза: экспериментальные данные // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 523—532.

Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Борздов Ю.М., Соболев Н.В. Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат—углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1780—1792.

Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Крук А.Н. Условия кристаллизации алмаза в кимберлитовом расплаве по экспериментальным данным // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 254—272.

Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 361—383.

Рагозин А.Л., Каримова А.А., Литасов К.Д., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С. Содержание воды в минералах мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (4), с. 549—567.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.

Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 337—360.

Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Агафонов Л.В., Сонин В.М., Чепуров А.А., Томиленко А.А. Устойчивость ромбического и моноклинного пироксенов, оливина и граната в кимберлитовой магме // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 533—544.

Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Головин А.В., Отани Е., Похиленко Н.П. Экспериментальное исследование плавления кимберлита трубки Удачная-Восточная при 3—6.5 ГПа и 900—1500 °С // ДАН, 2013, т. 448, № 4, с. 452—457.

Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazawa E., McDonald J.A., Vavilov M.A., Watanabe I., Sobolev N.V. Primary melting sequence of a deep (> 250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada // Chem. Geol., 2008, v. 255, p. 317—328.

Ardia P., Hirschmann M.M., Withers A.C., Tenner T.J. H₂O storage capacity of olivine at 5—8 GPa and consequences for dehydration partial melting of the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 2012, v. 345—348, p. 104—116.

Becker M., Le Roex A.P. Geochemistry of South African on- and off-craton, Group I and Group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // J. Petrol., 2006, v. 47, p. 673—703.

Brett R.C., Russell J.K., Moss S. Origin of olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? // Lithos, 2009, v. 112, p. 201—212.

- Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V., Lahaye Y.** Experimental melting of carbonated peridotite at 6—10 GPa // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, p. 797—821.
- Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V.** Influence of water and fluorine on melting of carbonated peridotite at 6 and 10 GPa // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 249—259.
- Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V.** Melting of K-rich carbonated peridotite at 6—10 GPa and the stability of K-phases in the upper mantle // *Chem. Geol.*, 2011, v. 281, p. 333—342.
- Coe N., Le Roex A., Gurney J., Pearson D.G., Nowell G.** Petrogenesis of the Swartruggens and Star Group II kimberlite dyke swarms, South Africa: constraints from whole rock geochemistry // *Contr. Miner. Petrol.*, 2008, v. 156, p. 627—652.
- Creighton S., Stachel T., Matveev S., Hofer H., McCammon C., Luth R.W.** Oxidation of the Kaapvaal lithospheric mantle driven by metasomatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 2009, v. 157, p. 491—504.
- Dalton J.A., Presnall D.C.** The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with Iherzolite: Data from the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—CO}_2$ at 6 GPa // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1953—1964.
- Dasgupta R., Hirschmann M.M.** Effect of variable carbonate concentration on the solidus of mantle peridotite // *Amer. Miner.*, 2007, v. 92, p. 370—379.
- Dasgupta R., Mallik A., Tsuno K., Withers A.C., Hirth G., Hirschmann M.M.** Carbon-dioxide-rich silicate melt in the Earth's upper mantle // *Nature*, 2013, v. 493, p. 211—222.
- Dawson J.B.** Kimberlites and their xenoliths. Berlin, Springer, 1980.
- Doucet L.S., Peslier A.H., Ionov D.A., Brandon A.D., Golovin A.V., Ashchepkov I.V.** High water content in the Siberian cratonic mantle linked to melt metasomatism: an FTIR study of Udachnaya peridotite xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 137, p. 159—187.
- Edgar A.D., Charbonneau H.E.** Melting experiments on a SiO_2 -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.
- Edgar A.D., Arima M., Baldwin D.K., Bell D.R., Shee S.R., Skinner E.M.W., Walker E.C.** High-pressure high-temperature melting experiments on a SiO_2 -poor aphanitic kimberlite from the Wesselton mine, Kimberley, South Africa // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 524—533.
- Eggler D.H., Wendlandt R.F.** Experimental studies on the relationships between kimberlite magma and partial melting of peridotite // *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology, and geochemistry* / Eds. F.R. Boyd, H.O.A. Meyer. Washington, American Geophysical Union, 1979, p. 331—378.
- Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J., Haggerty S.E., Allsopp H.L., Rickard R.S., Menzies M.** Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley Pipes, South Africa // *Mantle metasomatism* / Eds. M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth. London, Academ. Press, 1987, p. 221—310.
- Foley S.F.** A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 1363—1391.
- Foley S.F., Yaxley G.M., Rosenthal A., Buhre S., Kiseeva E.S., Rapp R.P., Jacob D.E.** The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO_2 and H_2O between 40 and 60 kbar // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 274—283.
- Freestone I.C., Hamilton D.L.** The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites — An experimental study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, p. 105—117.
- Funk S.P., Luth R.W.** An experimental study of a minette from the Milk River area, southern Alberta, Canada // *Contr. Miner. Petrol.*, 2012, v. 164, p. 999—1009.
- Ghosh S., Litasov K., Ohtani E.** Phase relations and melting of carbonated peridotite between 10 and 20 GPa: a proxy for alkali- and CO_2 -rich silicate melts in the deep mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 964—987.
- Gurnis 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.
- Gurnis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P.** Formation of primary kimberlite melts — Constraints from experiments at 6—12 GPa and variable $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ // *Lithos*, 2011, v. 127, p. 401—413.
- Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.S., Pokhilenko L.N.** Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: New data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 357, p. 99—110.
- Grassi D., Schmidt M.W.** The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 765—789.
- Green D.H., Hibberson W.O., Kovacs I., Rosenthal A.** Water and its influence on the lithosphere-aesthenosphere boundary // *Nature*, 2010, v. 467, p. 448-U97.
- Haggerty S.E.** Upper-mantle mineralogy // *J. Geodyn.*, 1995, v. 20, p. 331—364.

- Hammouda T., Laporte D.** Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts // *Geology*, 2000, v. 28, p. 283—285.
- Harris M., le Roex A., Class C.** Geochemistry of the Uintjiesberg kimberlite, South Africa: petrogenesis of an off-craton, group I, kimberlite // *Lithos*, 2004, v. 74, p. 149—165.
- Hirschmann M.M., Tenner T., Aubaud C., Withers A.C.** Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2009, v. 176, p. 54—68.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sharygin V.V., Golovin A.V.** Carbonate-chloride enrichment in fresh kimberlites of the Udachnaya-East pipe, Siberia: A clue to physical properties of kimberlite magmas // *Geophys. Res. Lett.*, 2007, v. 34, L09316.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y., Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P.** How unique is the Udachnaya-East kimberlite: Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 334—346.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R.** Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*, 2012, v. 152, p. 173—186.
- Kjarsgaard B.A., Pearson D.G., Tappe S., Nowell G.M., Dowall D.P.** Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: Comparisons to a global database and applications to the parent magma problem // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 236—248.
- Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Schrauder M., Spetius Z.V., Weiss Y., Hauri E.H., Kaminisky F.V., Sobolev N.V., Navon O.** High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds — a new type of diamond-forming fluid // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 648—659.
- Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M.** Searching for parental kimberlite melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. 3616—3629.
- Kopylova M.G., Kostrovitsky S.I., Egorov K.N.** Salts in southern Yakutian kimberlites and the problem of primary alkali kimberlite melts // *Earth-Sci. Rev.*, 2013, v. 119, p. 1—16.
- 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.
- Litasov K.D., Ohtani E.** Phase relations in the peridotite-carbonate-chloride system at 7.0—16.5 GPa and the role of chlorides in the origin of kimberlite and diamond // *Chem. Geol.*, 2009, v. 262, p. 29—41.
- Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G.M.** Solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // *Geology*, 2013, v. 41, p. 79—82.
- Litasov K.D., Shatskiy A.F., Ohtani E.** Melting and subsolidus phase relations in peridotite and eclogite systems with reduced C—O—H fluid at 3—16 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 391, p. 87—99.
- Luth R.W.** Mantle volatiles — distribution and consequences // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. 2004, Elsevier, p. 319—361.
- Luth R.W.** The activity of silica in kimberlites, revisited // *Contr. Miner. Petrol.*, 2009, v. 158, p. 283—294.
- Matsyuk S.S., Langer K.** Hydroxyl in olivines from mantle xenoliths in kimberlites of the Siberian platform // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, p. 413—437.
- Matveev S., Stachel T.** FTIR spectroscopy of OH in olivine: A new tool in kimberlite exploration // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. 5528—5543.
- McCammion C., Kopylova M.G.** A redox profile of the Slave mantle and oxygen fugacity control in the cratonic mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, p. 55—68.
- Mitchell R.H.** Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York, Plenum Press, 1986, 441 p.
- Mitchell R.H.** Experimental studies at 5—12 GPa of the Ondermatjie hypabyssal kimberlite // *Lithos*, 2004, v. 76, p. 551—564.
- Mitchell R.H.** Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2008, v. 174, p. 1—8.
- Mitchell R., Tappe S.** Discussion of «Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle», by D. Francis and M. Patterson (*Lithos*, v. 109, p. 72—80) // *Lithos*, 2010, v. 115, p. 288—292.
- Navon O.** Diamond formation in the Earth's mantle // VII International Kimberlite conference. Cape Town, Red Roof Design, 1999, p. 584—604.
- Palyanov Y.N., Sokol A.G.** The effect of composition of mantle fluids/melts on diamond formation processes // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 690—700.

Palyanov Y.N., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Sokol A.G. The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2007, v. 104, p. 9122—9127.

Palyanov Y.N., Bataleva Y.V., Sokol A.G., Borzdov Y.M., Kupriyanov I.N., Reutsky V.N., Sobolev N.V. Mantle-slab interaction and redox mechanism of diamond formation // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2013, v. 110, p. 20408—20413.

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. 2003, Elsevier, p. 171—275.

Peslier A.H., Woodland A.B., Bell D.R., Lazarov M. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons // Nature, 2010, v. 467, p. 78-U108.

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.

Rohrbach A., Schmidt M.W. Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon-iron redox coupling // Nature, 2011, v. 472, p. 209—212.

Safonov O.G., Kamenetsky V.S., Perchuk L.L. Links between carbonatite and kimberlite melts in chloride-carbonate-silicate systems: experiments and application to natural assemblages // J. Petrol., 2011, v. 52, p. 1307—1331.

Shatskiy A., Gavryushkin P.N., Sharygin I.S., Litasov K.D., Kupriyanov I.N., Higo Yu., Borzdov Yu.M., Funakoshi K., Palyanov Yu.N., Ohtani E. Melting and subsolidus phase relations in the system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{—MgCO}_3\pm\text{H}_2\text{O}$ at 6 GPa and the stability of $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ in the upper mantle // Amer. Miner., 2013a, v. 98, p. 2172—2182.

Shatskiy A., Sharygin I.S., Gavryushkin P.N., Litasov K.D., Borzdov Yu.M., Shcherbakova A.V., Higo Yu., Funakoshi K., Palyanov Yu.N., Ohtani E. The system $\text{K}_2\text{CO}_3\text{—MgCO}_3$ at 6 GPa and 900—1450 °C // Amer. Miner., 2013b, v. 98, p. 1593—1603.

Smith C.B., Gurney J.J., Barton E.S., Bristow J.W. Geochemical character of southern African kimberlites: A new approach based on isotopic constraints // Trans. Geol. Soc. South Africa, 1985, v. 88, p. 267—280.

Sobolev N.V. The deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. American Geophysics Union, Washington, 1977, 304 p.

Sokol A.G., Pal'yanyov Yu.N. Diamond formation in the system $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O—C}$ at 7.5 GPa and 1600 °C // Contr. Miner. Petrol., 2008, v. 155, p. 33—43.

Sokol A.G., Palyanov Y.N., Kupriyanov I.N., Litasov K.D., Polovinka M.P. Effect of oxygen fugacity on the H_2O storage capacity of forsterite in the carbon-saturated systems // Geochim. Cosmochim. Acta, 2010, v. 74, p. 4793—4806.

Sokol A.G., Kupriyanov I.N., Palyanov Y.N., Kruk A.N., Sobolev N.V. Melting experiments on the Udachnaya kimberlite at 6.3—7.5 GPa: Implications for the role of H_2O in magma generation and formation of hydrous olivine // Geochim. Cosmochim. Acta, 2013a, v. 101, p. 133—155.

Sokol A.G., Kupriyanov I.N., Palyanov Yu.N. Partitioning of H_2O between olivine and carbonate-silicate melts at 6.3 GPa and 1400 °C: Implications for kimberlite formation // Earth Planet. Sci. Lett., 2013b, v. 383, p. 58—67.

Sokol A.G., Kruk A.N., Palyanov Yu.N. The role of water in generation of group II kimberlite magmas: constraints from multiple saturation experiments // Amer. Miner., 2014, doi: 10.2138/am-2014-4893.

Sparks R.S.J., Baker L., Brown R.J., Field M., Schumacher J., Stripp G., Walters A. Dynamical constraints on kimberlite volcanism // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2006, v. 155, p. 18—48.

Sparks R.S.J., Brooker R.A., Field M., Kavanagh J., Schumacher J.C., Walter M.J., White J. The nature of erupting kimberlite melts // Lithos, 2009, v. 112, p. 429—438.

Stagno V., Ojwang D.O., McCammon C.A., Frost D.J. The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior // Nature, 2013, v. 493, p. 84—88.

Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A. Between carbonatite and lamproite — diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochim. Cosmochim. Acta, 2008, v. 72, p. 3258—3286.

Taylor W.R., Green D.H. Measurement of reduced peridotite-C-O-H solidus and implications for redox melting of the mantle // Nature, 1988, v. 332, p. 349—352.

Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite — implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle // Amer. Miner., 1992, v. 77, p. 784—794.

Ulmer P., Sweeney R.J. Generation and differentiation of group II kimberlites: Constraints from a high-pressure experimental study to 10 GPa // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 2139—2153.

Woodland A.B., Koch M. Variation in oxygen fugacity with depth in the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, Southern Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 295—310.

Wyllie P.J. Peridotite-CO₂-H₂O and carbonatitic liquids in the upper asthenosphere // *Nature*, 1977a, v. 266, p. 45—57.

Wyllie P.J. Mantle fluid compositions buffered in peridotite-CO₂-H₂O by carbonates, amphibole and phlogopite // *J. Geol.*, 1977b, v. 85, p. 87—207.

Wyllie P.J. The origin of kimberlite // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 6902—6910.

Yamashita H., Arima M., Ohtani E. High pressure melting experiments on group II kimberlite up to 8 GPa; implications for mantle metasomatism // *Proceedings of the international Kimberlite conference*, 1995, v. 6, p. 669—671.

Yaxley G.M., Berry A.J., Kamenetsky V.S., Woodland A.B., Golovin A.V. An oxygen fugacity profile through the Siberian Craton — Fe K-edge XANES determinations of Fe³⁺/∑ Fe in garnets in peridotite xenoliths from the Udachnaya East kimberlite // *Lithos*, 2012, v. 140, p. 142—151.

Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. Composition of trapped fluids in cuboid fibrous diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis // *Chem. Geol.*, 2007, v. 240, p. 151—162.

*Поступила в редакцию
18 июня 2014 г.*