

УДК 550.4.02

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СИСТЕМЫ ПЕРИДОТИТ–БАЗАЛЬТ–ФЛЮИД: ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И НАДКРИТИЧЕСКИХ *P-T* УСЛОВИЯХ

©2019 г. Н.С. Горбачев*, А.В. Костюк, А.Н. Некрасов,
П.Н. Горбачев, Д.М. Султанов

*Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН
ул. Академика Осипьян, 4, Черноголовка, Московская область, 142432, Россия*

**E-mail: gor@iem.ac.ru*

Поступила в редакцию 02.03.2019 г.
Получена после доработки 05.04.2019 г.
Принята к публикации 19.04.2019 г.

Приведены результаты экспериментов при давлениях до 4 ГПа и температурах до 1400°C по частичному плавлению водосодержащих перидотита и базальта, а также перидотит-базальтовой ассоциации в присутствии щелочного водно-карбонатного флюида в качестве экспериментальной модели мантийного резервуара, включающего протолиты субдуцированной океанической коры. При частичном плавлении водосодержащего перидотита при 3.7–4.0 ГПа и 1000–1300°C критические соотношения наблюдались во всем изученном интервале давлений и температур. При частичном плавлении водосодержащего базальта критические соотношения между силикатным расплавом и водным флюидом были зафиксированы при 1000°C и 3.7 ГПа. При 1100°C Na-щелочной силикатный расплав сосуществует с гранатом, а при 1150 и 1300°C – с клинопироксеном. В системе перидотит–базальт–щелочно-водно-карбонатный флюид при 4 ГПа и 1400°C выявлены признаки критических соотношений между карбонатизированным силикатным расплавом и флюидом. Реакционные соотношения среди минералов рестита перидотита с замещениями типа оливин ← ортопироксен ← клинопироксен ← калиевый амфибол свидетельствовали о высокой химической активности надкритической жидкости. Результаты экспериментов дают основание полагать, что во флюидсодержащей верхней мантии в надкритических *P-T* условиях существуют области частичного плавления (астеносферные линзы), содержащие близосolidусные обогащенные несовместимыми элементами сверхкритические жидкости, которые обладают высокой реакционной способностью. Мантийные резервуары со сверхкритическими жидкостями, сходные в геохимическом отношении с недеплетированной мантией, могут служить источником обогащенных несовместимыми элементами магм. Модальный и скрытый метасоматоз верхней мантии под воздействием надкритических жидкостей приводит к рефertilизации перидотита за счет обогащения реститовых минералов несовместимыми элементами.

Ключевые слова: мантия, перидотит, эклогит, флюид, экспериментальное моделирование, критические *P-T* параметры, метасоматоз

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903276601-616>

ВВЕДЕНИЕ

Геофизические и геохимические данные свидетельствуют о крупномасштабном обмене веществом между корой и мантией. Субдукция океанической коры приводит к эклогитизации базальтов и формированию в перидотитовой мантии резервуаров с протолитами субдуцированной коры, обогащенными летучими (Taylor, Neal, 1989). Интерес к исследованию флюид-

содержащих силикатных систем при высоких давлениях определяется влиянием флюидов на фазовый состав, температуру плавления пород мантии, состав образующихся силикатных и солевых (карбонатных, хлоридных, сульфидных) расплавов. Экстрагирующие и транспортные свойства флюидов при высоких давлениях способствуют мобилизации и транспорту главных и примесных элемен-

тов. С их взаимодействием с мантийным субстратом связаны также процессы мантийного метасоматоза.

Важной особенностью флюидсодержащих силикатных систем является существование при высоких давлениях и температурах критических соотношений между силикатным расплавом и флюидом, обусловленных их хорошей взаимной растворимостью. При критических параметрах ($P_c T_c$) наблюдается полная смесимость между ними с образованием надкритической жидкости, а выше второй критической точки ($2P_c T_c$) P - T солидус силикатов как таковой отсутствует (Keppler, Audetat, 2005; Litasov, Ohtani, 2007). О существовании в верхней мантии критических соотношений и составе надкритических жидкостей свидетельствуют включения в алмазах, в минералах ксенолитов перидотитов и эклогитов из кимберлитов и щелочных базальтов, а также в высокобарных, внедренных в кору перидотитовых и эклогитовых массивах. Выделяют три главных типа таких флюидов: карбонатный, обогащенный Ca, Mg, Fe, солевой, обогащенный Na, K, H₂O, Cl, и силикатный, обогащенный Si и Al (Klein-BenDavid et al., 2007; Navon et al., 1988; Weiss et al., 2009; Богатиков и др., 2010). Экспериментально подтверждена полная смесимость между солевым и карбонатным, а также карбонатным и силикатным конечными составами мантийных флюидов. В поле стабильности алмаза прогнозируется полная смесимость между всеми тремя составляющими (Wyllie, Ryabchikov, 2000; Kessel et al., 2005).

Критические соотношения экспериментально изучены в простых водосодержащих силикатных системах мономинерального (кварц, нефелин, альбит, жадеит) и гранитного составов. В этом ряду критические параметры находятся в интервалах 0.7–2.3 ГПа и 550–1050°C, возрастая в такой же последовательности.

Диапазон критического давления уменьшается при добавлении к флюиду компонентов, умножающих взаимную растворимость расплава и флюида, и увеличивается при добавлении к флюиду компонента, убавляющего взаимную растворимость расплава и флюида (например, CO₂) (Bureau, Keppler, 1999). В системе Fo–En–H₂O давление второй критической точки оценивается в 12–13 ГПа (Stalder et al., 2001), в системе эклогит–H₂O – 5–6 ГПа (Kessel et al., 2005), перидотит–H₂O – 3.8 ГПа (Mibe et al., 2007), базальт–перидотит–

H₂O – 3.8–4.0 ГПа (Горбачев, 2000). В системе Fo + En + H₂O + CO₂ параметры $2P_c T_c$ оцениваются в 12–15 ГПа (Wyllie, Rhyabchikov, 2000).

В большинстве экспериментальных работ переход системы в надкритическое состояние определялось *in situ* при надликвидусных температурах. Полная смесимость расплава и флюида фиксировалась визуально по гомогенизации ассоциации расплав–флюид в ячейках с алмазными наковальнями (Bureau, Keppler, 1999) или с помощью рентгеновской радиографии (X-ray radiography) (Mibe et al., 2007). В ряде работ использовался закалочный метод, где переход из докритического в надкритическое состояние фиксировался по составу водосодержащего стекла и флюида в замороженных алмазных ловушках (Kessel et al., 2005). Однако эти методы не позволяют детально исследовать особенности фазового состава при переходе от докритических условий к надкритическим, а также взаимодействие надкритических жидкостей с реститом. Тем более, что большинство экспериментов проводилось при надликвидусных температурах. Учитывая большой температурный интервал между солидусом и ликвидусом в системах основного и ультраосновного состава, а также формирование мантийных магм при частичном плавлении вещества мантии большой интерес представляют исследования критических соотношений между расплавами и флюидом в субликвидусной области в присутствии рестита. В качестве теста критических соотношений в таких экспериментах Н.С. Горбачев с соавторами (Горбачев, 2000; Горбачев и др., 2015) использовали особенности текстуры и фазового состава экспериментальных образцов. Состав надкритических жидкостей и характер их взаимодействия с силикатным субстратом зависит от соотношения силикатного и флюидного компонентов. Возможно, что в надкритических жидкостях могут существовать кластеры, свойственные как расплаву, так и флюиду (Wyllie, Rhyabchikov, 2000). Такая двойственная природа сверхкритических жидкостей может проявиться в структуре и фазовом составе материала, образующегося при закалке после эксперимента.

Для получения новых данных о фазовых соотношениях в верхней мантии в надкритических условиях экспериментально были изучены системы перидотит–H₂O, базальт–H₂O,

а также перидотит–базальт– $(\text{Na}, \text{K})_2\text{CO}_3\text{--H}_2\text{O}$ при 3.7–4 ГПа и 1000–1400°C. Исследования флюидсодержащего эклогита и перидотит–эклогитовой системы в качестве экспериментальной модели мантийного резервуара с протолитами субдуцированной океанической коры представляют интерес для построения петрогенетических моделей магматизма зон субдукции.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на установке типа наковальня с лункой НЛ-40 с использованием закалочной методики. При изучении систем перидотит– H_2O и базальт– H_2O в температурном интервале 1000–1250°C использовались герметически заваренные Au ампулы, при 1300°C – Au-Pd ампулы, а при 1400°C – ожежененные Pt ампулы. Закалка проводилась в изобарических условия при отключении напряжения. При изучении системы перидотит–базальт– $(\text{Na}, \text{K})_2\text{CO}_3\text{--H}_2\text{O}$ применялась многоампульная методика с комбинированной Pt-перидотитовой ампулой (Горбачев, 1989). Исходные вещества помещались в специально приготовленную путем формовки и спекания перидотитовую ампулу. Она в свою очередь помещалась в платиновую ампулу, которая затем герметически заваривалась.

Температура измерялась $\text{Pt}_{70}\text{Rh}_{30}/\text{Pt}_{94}\text{Rh}_6$ термопарой. Давление при высоких температурах калибровалось по кривой равновесия кварц–коэсит. Точность определения температуры и давления в опытах оценивается в $\pm 5^\circ\text{C}$ и ± 1 кбар (Литвин, 1991). Длительность экспериментов составляла от 8 до 24 ч.

После закалки ампулы распиливали на две части в продольном направлении, каждую из которых в специальной пресс-форме под давлением и нагреве запрессовывали в полистирол. Из полученной таблетки изготавливали полированные препараты. Исследования проводились в ИЭМ РАН на электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300 с YAG детектором вторичных и отраженных электронов и энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором с полупроводниковым Si(Li) детектором Link INCA Energy и на ионном зонде на базе Ярославского филиала Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Система перидотит– H_2O

Исходными веществами для экспериментов в системе перидотит– H_2O служили гранатовый перидотит из ксенолита кимберлитовой трубки Обнаженная, Якутия (коллекция А. Уханова), и дистиллированная вода в объемном соотношении 0.4–0.6. Составы исходного перидотита и сосуществующих фаз в продуктах экспериментов при 4 ГПа и 1000–1300°C приведены в табл. 1. Фотографии, характеризующие текстуры и фазовые соотношения в продуктах опытов, показаны на рис. 1 и 2.

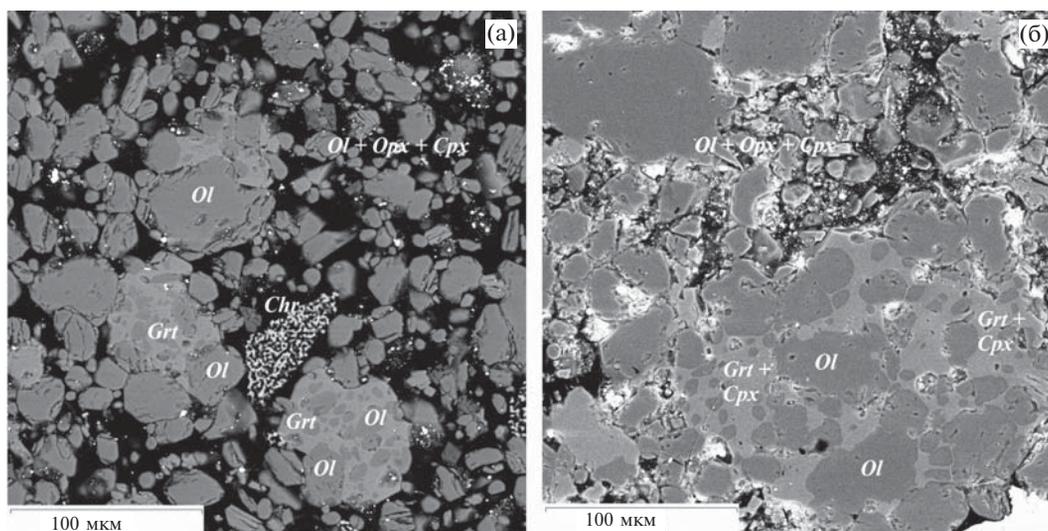
При 1000°C образцы характеризуются разуплотненной порошкообразной текстурой, образованной реликтами фаз исходного перидотита, и отсутствием межзернового силикатного расплава. Отдельные фрагменты образца напоминают «брекчию», в которой зерна оливина размером от 5 до 50 мкм (иногда до 100 мкм) овальной формы обрастают хромсодержащим гранатом (до 4–5 мас.% Cr_2O_3) и клинопироксеном (рис. 1а). Размер фрагментов «брекчии» составляет 100 мкм. В образцах присутствует аксессуарный хромит. При увеличении температуры до 1100°C текстура и фазовый состав образцов изменяются незначительно. Реликты оливина и ортопироксена окружены гранат-клинопироксеновыми агрегатами. Гранат встречается только в матрице «брекчии», а среди реликтовых минералов перидотита не обнаружен. Клинопироксен, близкий по составу к диопсиду, присутствует как в матрице, так и отдельно в виде обособленных зерен размером 10–20 мкм.

Однако при 1200 и 1300°C изменяется морфология и фазовый состав образцов после закалки. При 1200°C исчезает гранат, отсутствуют участки с характерной брекчиевидной текстурой, но сохраняются признаки реакционных соотношений между оливином и клинопироксеном. Единичные овальные зерна оливина обрастают клинопироксеном и калийсодержащим амфиболом (*K-Amp*) (рис. 2). Силикатное стекло образует изолированные микроглобули. При 1300°C оливин сосуществует с клинопироксеном, который по краям замещается ортопироксеном.

Концентрации микроэлементов в сосуществующих фазах приведены в табл. 2. На рис. 3 показаны нормированные к примитивной мантии концентрации микроэлементов в оливине, гранате, ортопироксене, клинопироксене в сравнении с минералами из

Таблица 1. Представительные химические составы сосуществующих фаз и исходного перидотита в системе перидотит–H₂O при $P = 4.0$ ГПа, $T = 1000$ – 1300 °C

Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма
$T = 1000^\circ\text{C}$											
<i>Ol</i>	40.51	0.0	0.32	7.89	0.21	50.95	0.11	0.16	0.00	0.0	100.17
<i>Grt</i>	40.95	0.21	19.19	8.31	0.38	17.66	8.80	0.21	0.08	4.15	99.95
<i>Cpx</i>	52.04	0.18	3.19	1.71	0.17	16.45	21.51	1.28	0.04	0.56	97.11
<i>Chl</i>	0.46	0.25	18.63	16.62	0.0	13.45	0.43	0.23	0.07	44.81	94.95
$T = 1100^\circ\text{C}$											
<i>Ol</i>	41.11	0.02	0.09	8.22	0.06	49.78	0.03	0.04	0.03	0.20	99.59
<i>Grt</i>	41.83	0.03	22.17	5.58	0.45	19.94	7.99	0.17	0.00	2.37	100.54
<i>Cpx</i>	52.77	0.15	2.57	2.55	0.17	18.56	21.52	0.05	0.05	0.70	99.10
<i>Orpx</i>	54.64	0.0	3.70	5.23	0.29	34.52	0.83	0.23	0.00	0.32	99.76
<i>Chl</i>	0.71	0.17	37.38	10.41	0.56	19.37	0.13	0.12	0.03	34.40	103.28
$T = 1200^\circ\text{C}$											
<i>Ol</i>	40.79	0.05	0.12	4.97	0.12	52.47	0.13	0.04	0.05	0.20	99.05
<i>Cpx</i>	50.06	0.18	5.33	5.56	0.26	16.05	18.28	0.01	0.00	0.52	96.31
<i>K-Amp</i>	49.62	2.71	13.86	9.80	0.25	4.50	13.77	1.24	1.36	0.00	97.61
<i>Chl</i>	0.08	0.00	4.23	9.57	0.44	15.43	0.16	0.27	0.00	68.10	98.37
<i>Gl_{glob}</i>	73.65	0.19	6.89	0.41	0.25	4.03	2.09	0.05	0.47	0.03	88.16
$T = 1300^\circ\text{C}$											
<i>Ol</i>	41.52	0.14	0.09	5.66	0.04	54.90	0.08	0.00	0.00	0.01	102.67
<i>Cpx</i>	53.18	0.08	3.49	4.17	0.62	20.08	19.63	0.00	0.00	0.87	102.12
<i>Orpx</i>	54.35	0.17	5.96	8.54	0.27	31.29	2.31	0.07	0.03	0.00	102.99
Перидотит исходный											
Перидотит	42.84	0.04	1.74	7.19	0.13	40.52	3.39	0.12	0.03	0.56	97.57

**Рис. 1.** Микрофотографии образцов в отраженных электронах, характеризующие текстуру и фазовый состав в системе перидотит–H₂O.

(а) $T = 1000^\circ\text{C}$. Дезинтеграция перидотита, нет закалочного силикатного стекла, изолированные минералы и сростки рестита перидотита сосуществуют с «реакционным конгломератом», в котором реликты оливина (*Ol*) включены в матрицу гранатового состава (*Grt*).

(б) $T = 1100^\circ\text{C}$. Строение «реакционного конгломерата». Реликты оливина (*Ol*) обрастают новообразованным гранат-клинопироксеновым (*Grt + Cpx*) агрегатом.

На фотографиях «темная» матрица – полистирол, заполняющий промежутки между изолированными минералами рестита перидотита.

Таблица 2. Концентрации микроэлементов (ppm) в сосуществующих фазах в системе перидотит–H₂O при $P = 4.0$ ГПа, $T = 1000–1300^{\circ}\text{C}$

Элементы	$T = 1000^{\circ}\text{C}$		$T = 1100^{\circ}\text{C}$			$T = 1200^{\circ}\text{C}$		$T = 1300^{\circ}\text{C}$		
	<i>Ol</i>	<i>Grt</i>	<i>Ol</i>	<i>Срх</i>	<i>Орх</i>	<i>Ol</i>	<i>Срх</i>	<i>Ol</i>	<i>Срх</i>	<i>Орх</i>
Li	0.38	0.82	0.61	1.02	1.96	0.79	4.16	0.68	1.44	1.54
Be	0.01	0.02	0.003	0.02	0.09	-	0.1	0.003	0.07	0.07
Ba	1.69	16.6	0.91	7.08	26.9	0.36	164.65	19.99	43.53	319.17
Th	2.92	1.08	0.04	0.37	0.69	0.01	0.94	0.02	0.45	0.5
U	1.86	0.67	0.1	0.23	0.38	0.03	0.35	0.1	1.22	0.72
Nb	35.43	15.86	1.21	2.44	6.86	0.69	9.89	1.6	3.51	3.49
Ta	0.93	0.39	0.38	0.08	0.18	0.02	0.23	0.01	0.15	0.17
La	3.3	2.72	0.18	1.49	3.02	0.02	5.66	0.09	7.78	6.92
Ce	16.25	9.71	1.1	4.55	4.78	0.02	10.89	0.07	12.74	15.39
Pb	0.29	0.82	0.08	0.26	0.91	0.25	1.02	0.98	2.22	1.48
Sr	4.44	32.67	2.27	46.5	19.28	1.07	228.67	2.45	57.36	90.96
Nd	24.02	12.37	3.02	2.3	2.18	0.01	4.17	0.01	6.68	7.45
Hf	0.78	0.31	0.91	0.16	0.19	-	0.34	0.01	0.25	0.41
Sm	6.44	2.72	1.75	0.53	0.57	0.02	0.77	0.07	1.5	2.02
Eu	1.43	0.61	0.57	0.18	0.17	0.004	0.96	0.11	0.56	0.5
Gd	8.93	4.41	3.37	1.45	1.3	0.01	2.62	0.01	4.32	4.54
Ti	1181.27	730.67	549.49	248.04	393.57	51.0	416.08	33.26	478.34	533.33
Dy	2.19	1.08	3.87	0.47	0.44	-	0.54	0.02	1	1.07
Y	9.49	4.3	26.03	2.87	2.35	0.05	3.82	0.07	6.32	6.41
Er	1.29	0.59	3.35	0.41	0.3	-	0.38	0.01	0.7	0.74
Yb	1.25	0.68	4.1	0.47	0.43	-	0.46	0.01	0.74	0.81
V	181.22	207.8	173	97.29	147.15	17.61	86.53	26.98	303.38	319.65
B	6.23	16.86	9.48	17.28	21.2	3.01	29.07	4.46	17.75	17.08
Zr	32.59	9.65	12.5	3.74	4.47	0.32	8.72	0.46	3.82	3.33

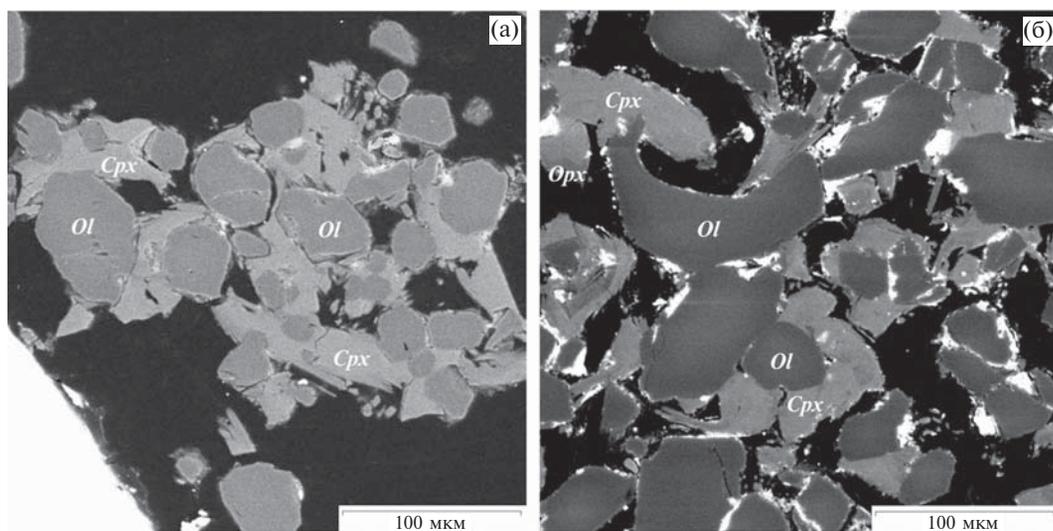


Рис. 2. Микрофотографии экспериментальных образцов в отраженных электронах, характеризующие текстуру и фазовые соотношения релита в системе перидотит–H₂O. (а) – 1200°C; (б) – 1300°C. На фотографиях «темная» матрица – полистирол. На рис. 2а видна стенка платиновой ампулы (нижний левый угол).

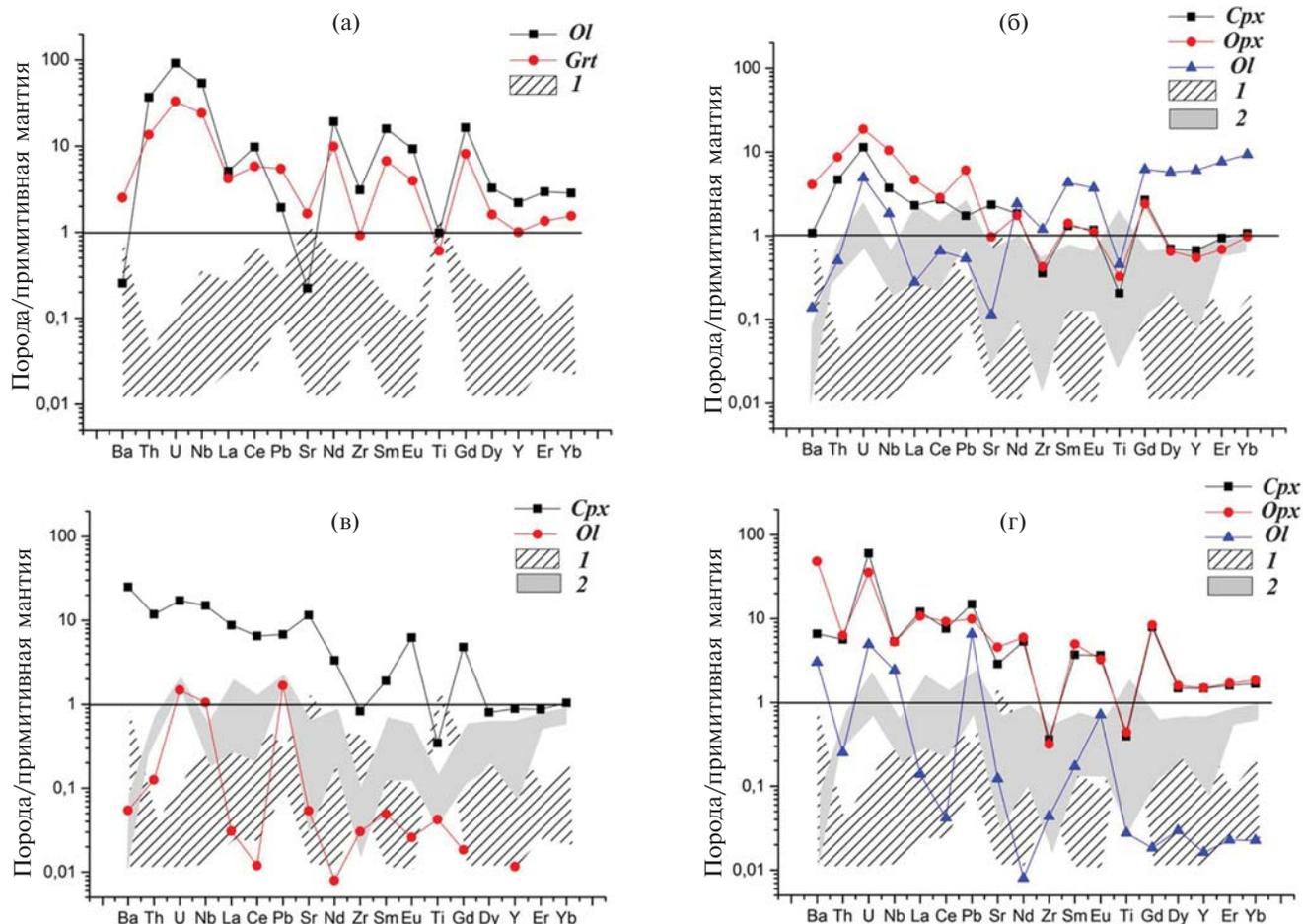


Рис. 3. Нормированные к примитивной мантии концентрации микроэлементов в оливине (*Ol*), гранате (*Grt*), ортопироксене (*Opx*) и клинопироксене (*Cpx*) экспериментальных образцов при температурах: (а) 1000°C, (б) 1100°C; (в) 1200°C; (г) 1300°C в сравнении с оливином, клинопироксеном и ортопироксеном из перидотитов мантийных ксенолитов (Gregoire et al., 2000): 1 – оливин, 2 – клинопироксен + ортопироксен.

перидотитов мантийных ксенолитов. Минералы образцов из экспериментов при 1000 и 1100°C характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов, превышающими концентрации в оливине, гранате, ортопироксене и клинопироксене природных перидотитовых ксенолитов. При 1000°C концентрации РЗЭ, Та, Nb, Zr, Th в оливине превышают таковые в гранате, а при 1100°C – в пироксенах. Однако при 1200 и 1300°C обогащение оливина редкоземельными элементами по сравнению с пироксенами не наблюдается, а концентрации РЗЭ возрастают в последовательности оливин < ортопироксен < клинопироксен.

Система базальт–H₂O

В отсутствие водного флюида переход от базальтовой ассоциации плагиоклаз + клинопироксен к шпинельсодержащей происходит при 8–10 кбар, затем при увеличении давления до 15–18 кбар – к эклогитовой ассоциации гра-

нат + клинопироксен (Ringwood, Green, 1966). Р. Кессель с соавторами (Kessel et al., 2005) изучали критические соотношения расплава и флюида в системе эклогит–H₂O при 5–6 ГПа. Переход из докритического в надкритическое состояние авторы фиксировали по составу водосодержащего стекла и флюида в замороженных алмазных ловушках. Однако они не исследовали особенности фазового состава при переходе от докритических условий к надкритическим, а также взаимодействие надкритических жидкостей с реститом.

В наших экспериментах система толеитовый базальт–H₂O исследовалась при 3.7–4.0 ГПа и 1000–1300°C. Исходными веществами служили порошки эталонного образца толеитового базальта СТ-1, химического аналога сибирского траппа (коллекция А. Альмухамедова), и дистиллированная вода в объемном соотношении 0.4–0.6. Микрофотографии образцов после экспериментов приведены на рис. 4–6, химические составы сосуществующих фаз в продуктах опытов представлены в табл. 3.

Таблица 3. Представительный состав сосуществующих фаз при плавлении системы базальт–H₂O при $P = 3.7\text{--}4.0$ ГПа, $T = 1000\text{--}1300^\circ\text{C}$

Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
$T = 1000^\circ\text{C}$											
<i>Grt</i>	37.87	2.89	19.76	0.00	22.96	0.71	6.61	10.38	0.30	0.00	101.48
<i>Cpx-1</i>	52.25	0.33	3.59	0.04	10.34	0.32	12.47	18.95	1.41	0.00	99.72
<i>Cpx-2</i>	51.39	0.55	5.09	0.02	9.48	0.17	11.67	19.80	1.63	0.08	99.88
<i>L_{Sil-1}</i>	58.31	0.19	12.91	0.00	0.62	0.03	0.21	1.81	4.94	1.28	80.30
<i>L_{Sil-2}</i>	63.14	0.38	15.50	0.00	0.28	0.07	0.19	2.59	5.94	1.45	89.60
<i>Ilm</i>	4.90	46.92	3.23	0.00	38.77	0.38	3.06	1.72	0.17	0.08	99.24
$T = 1100^\circ\text{C}$											
<i>Grt-1</i>	38.39	1.02	21.37	0.22	19.30	0.48	7.88	10.36	0.02	0.00	99.04
<i>Grt-2</i>	38.90	1.10	20.59	0.04	19.59	0.65	7.88	10.69	0.21	0.01	99.70
<i>Grt-3</i>	38.40	1.18	21.39	0.05	20.21	0.48	7.78	10.81	0.15	0.02	100.47
<i>Cpx-1</i>	51.20	0.79	1.91	0.00	13.77	0.26	13.33	18.49	0.24	0.00	99.99
<i>Cpx-2</i>	52.76	0.53	4.78	0.13	7.74	0.16	12.42	19.32	1.82	0.00	99.74
<i>L_{Sil}</i>	60.03	1.33	15.88	0.00	1.67	0.05	0.20	3.35	4.89	0.77	88.18
$T = 1150^\circ\text{C}$											
<i>Cpx-1</i>	45.06	2.72	11.42	0.00	12.11	0.07	8.54	18.05	0.92	0.09	98.99
<i>K-Amp</i>	42.18	2.52	13.09	0.04	15.18	0.21	9.65	10.22	2.62	0.93	96.66
<i>L_{Sil}</i>	61.02	0.13	15.9	0.00	0.41	0.00	0.06	4.93	3.68	1.43	87.56
$T = 1300^\circ\text{C}$											
<i>Cpx</i>	49.18	2.43	13.87	0.11	7.13	0.02	8.95	19.83	2.30	0.37	104.19
<i>Bt</i>	45.87	2.53	13.28	0.00	7.43	0.20	17.00	8.77	1.09	4.67	100.84
<i>L_{Sil}</i>	60.15	0.29	17.72	0.02	0.46	0.00	0.00	1.97	5.60	2.69	88.90
Переходная зона $T = 900^\circ\text{C}$, $P = 12$ ГПа (Okamoto, Maruyama, 2004)											
<i>Grt</i>	41.2	1.8	18.4	0.00	16.6	0.00	7.9	14.0	0.5	0.01	100.41
<i>Cpx</i>	56.4	0.76	13.1	0.00	5.12	0.00	7.6	10.1	6.2	0.06	99.34

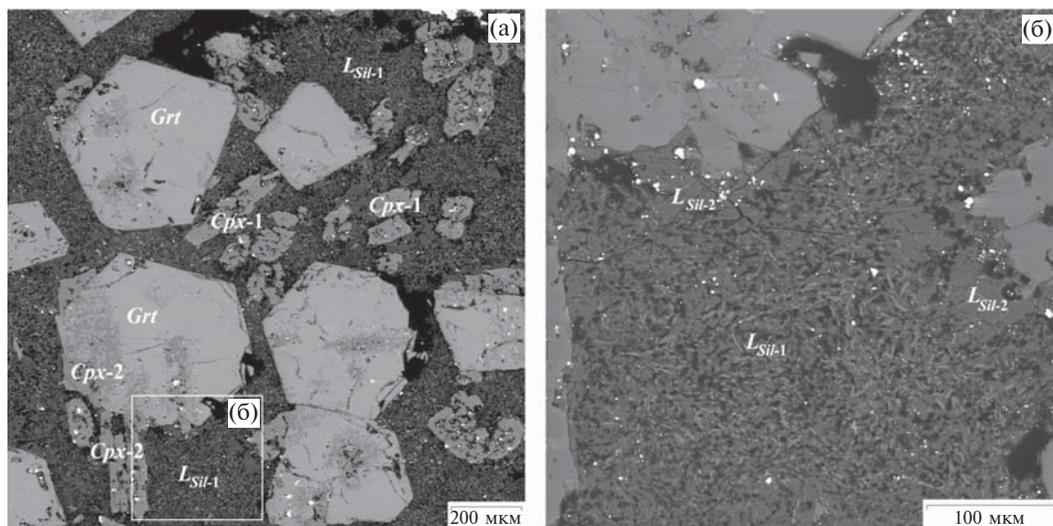


Рис. 4. Микрофотографии образца в отраженных электронах, характеризующие фазовый состав при эклогитизации водосодержащего толеитового базальта и частичном плавлении эклогита в надкритических условиях. (а) – кристаллы граната (*Grt*) с участками замещения клинопироксеном (*Cpx*). Матрица – закаленная надкритическая жидкость (*L_{Sil-1}*). (б) – увеличенный участок рисунка (а). Реакционное плавление граната с образованием оторочки стекла (*L_{Sil-2}*). *L_{Sil-1}* – закалочная надкритическая жидкость. $T = 1000^\circ\text{C}$, $P = 3.7$ ГПа.

При 1000°C образцы состояли из доминирующего граната и клинопироксена в матрице, образованной при закалке водосодержащего силикатного расплава. Кристаллы граната идиоморфной формы, размером до 500 мкм, пироп-гроссуляр-альмандинового состава содержат включения реликтового клинопироксена и ильменита (рис. 4а). Гранаты характеризуются повышенными, до 2.9 мас.%, содержаниями TiO_2 , что указывает на наличие шорломитового минала ($Ca_3Ti_2(Si,Fe)_3O_{12}$), доля которого в гранате достигает 10 мол.% и более. Выделяются два текстурных типа клинопироксена: *Cpx-1* – релитовый в виде резорбированных кристаллов и *Cpx-2* – реакционный, замещающий гранат. В отличие от *Cpx-1*, *Cpx-2* обеднен Na_2O и Al_2O_3 , характеризуется более высокой магнезиальностью $Mg/(Mg + Fe) = 0.78$ и 0.63 соответственно. Силикатный расплав закаливается в виде агрегатов фаз микронного размера. Определенный расфокусированным зондом состав продуктов закалки расплава (L_{Sil-1}) отвечает трахиандезитам. Силикатные стекла на контактах граната с матрицей (L_{Sil-2}) характеризуются более высокими концентрациями Na и по составу отвечают трахидацитам (рис. 4б).

При 1100°C образцы состоят из единичных изолированных зерен клинопироксена и граната в матрице, состоящей из силикатного стекла (рис. 5а). Гранаты идиоморфной фор-

мы размером до 5 мкм (*Grt-1*) присутствуют в виде включений в клинопироксенах и на краях их кристаллов (*Grt-2*), а также в виде многочисленных идиоморфных кристаллов или их сростков в силикатной матрице (*Grt-3*) (рис. 5б). Гранат пироп-альмандин-гроссулярового состава с магнезиальностью, равной 0.4, характеризуются низкой концентрацией Cr_2O_3 , но высокими содержаниями TiO_2 (до 2 мас.%) и MnO (до 0.65 мас. %). Зерна клинопироксена размером до 100 мкм зональны (рис. 5а). Внутренние зоны кристаллов (*Cpx-1*) с магнезиальностью 0.6 содержат больше FeO, MgO, TiO_2 и MnO. Внешние, контактирующие с силикатной матрицей зоны клинопироксена (*Cpx-2*), характеризуются более высокими содержаниями CaO, Al_2O_3 , Na_2O и магнезиальностью, равной 0.7. Клиннопироксен содержит включения граната размером до 5 мкм. Матрица представлена силикатным стеклом трахиандезитового состава, заполняющим промежутки между зернами клинопироксена и граната (табл. 3).

При 1150 и 1300°C образцы характеризуются массивной текстурой, состоят из клинопироксена и калийсодержащего амфибола, сцементированных силикатным стеклом андезитового (при 1150°C) и трахиандезитового (при 1300°C) состава (рис. 6, табл. 3).

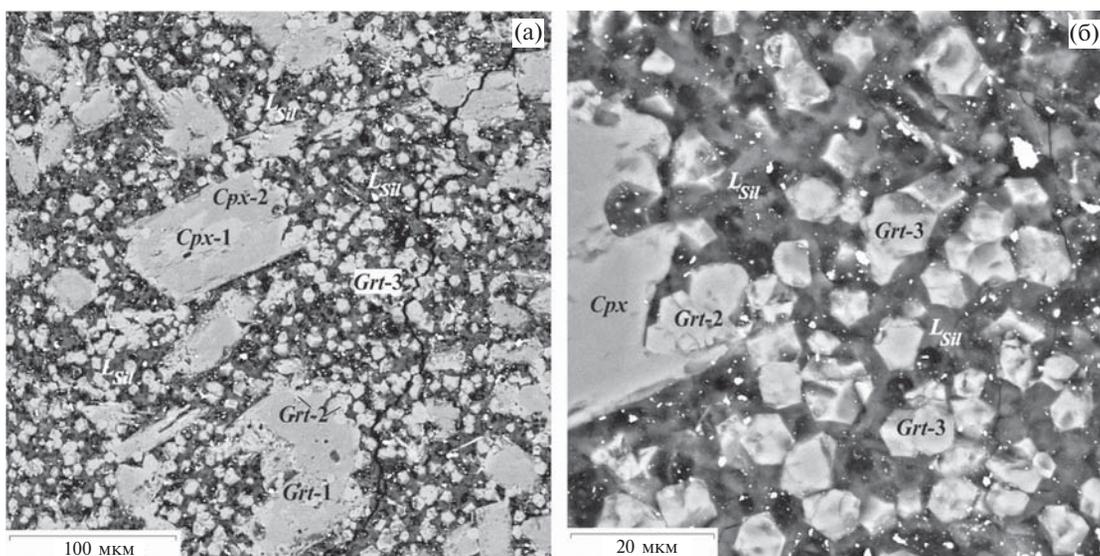


Рис. 5. Микрофотографии образцов в отраженных электронах при эклогитизации водосодержащего толеитового базальта и частичном плавлении эклогита при 1100°C.

(а) – зональные кристаллы релитового клинопироксена (*Cpx-1* и *Cpx-2*) и граната (*Grt-1* и *Grt-2*) в матрице, состоящей из «россыпи» идиоморфных кристаллов граната (*Grt-3*) или их сростков и силикатного стекла (L_{Sil}); (б) – кристаллы граната (*Grt-3*) или их сростки в силикатной матрице (L_{Sil}). Замещение гранатом (*Grt-2*) клинопироксена (*Cpx*).

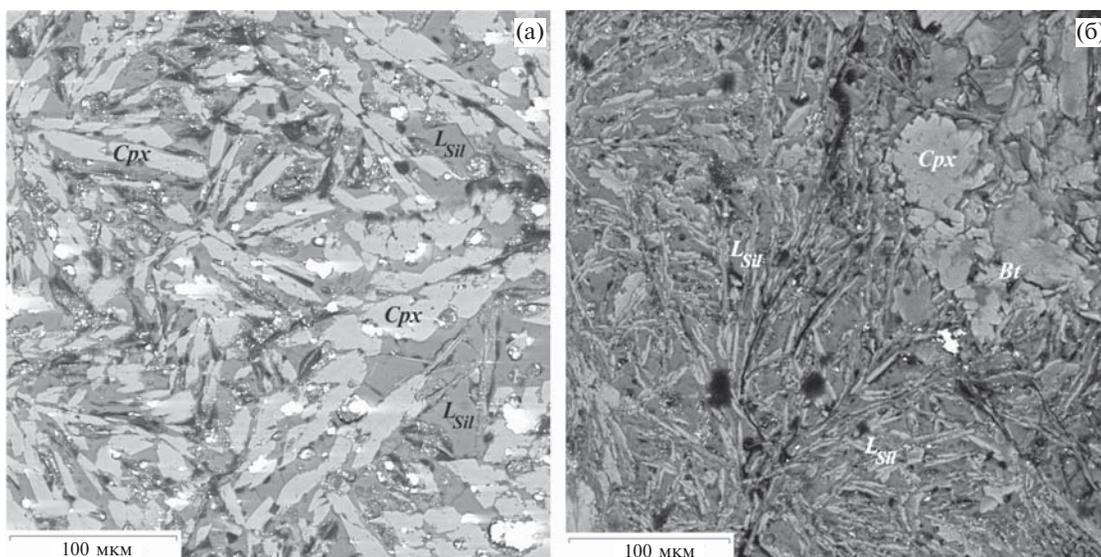


Рис. 6. Микрофотографии образцов в отраженных электронах в системе базальт–H₂O. (а) – 1150°C, реститовый клинопироксен (Cpx) и К-амфибол сцементированы силикатным стеклом (L_{Sil}); (б) – 1300°C, реликты клинопироксена (Cpx) и биотита (Bt) в стекле (L_{Sil}), содержащем закалочные фазы.

*Система перидотит–базальт–
(K, Na)₂CO₃–H₂O*

В связи с проблемой мантийно-корового взаимодействия в ряде работ приводятся результаты экспериментального изучения систем перидотит–базальт без участия летучих компонентов (Yaxley, 2000; Tumati et al., 2013; Mallik, Dasgupta, 2012). В отличие от этих работ нами использовалась многоампульная методика с Pt-перидотитовой ампулой и водно-карбонатным флюидом. Перидотитовая ампула для экспериментов при 1400°C и 4 ГПа изготавливалась из гранатового перидотита, описанного выше. Она заполнялась смесью порошка толеитового базальта СТ-1 (~80 мас.%), Na₂CO₃ и K₂CO₃ (марки хч) (~10 мас.%), пирротина (~10 мас.%) и дистиллированной H₂O (~20 мас.% по отношению к силикату).

Микрофотографии образцов после опытов приведены на рис. 7, а химические составы сосуществующих фаз показаны в табл. 4.

На поперечном разрезе образца после опыта (рис. 7а) прослеживаются три зоны: зона дезинтегрированной перидотитовой ампулы (рис. 7в), реакционная зона на границе перидотит–базальт и базальтовая зона (рис. 7б), образованная при закалке надкритического флюидорасплава. Базальтовая зона состоит из смеси мелкозернистых (до 5 мкм) агрегатов силикатов и карбонатов, сульфидных и алюмосиликатных микроглобулей. В отличии от докритических условий силикатное стекло в перидотите ампулы не образуется. Перидотитовая часть образца состоит из изолированных реликтов или их сростков оливина, ортопироксена и клинопироксена. Наблюдаются реакционные соот-

Таблица 4. Составы сосуществующих фаз при частичном плавлении в системе перидотит–базальт–(Na, K)₂CO₃–H₂O при P = 4 ГПа, T = 1400°C

Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Ol	40.23	0.40	0.78	2.36	6.08	0.12	50.20	0.18	0.38	0.04	100.58
K-Amp	41.78	0.85	15.02	0.10	6.56	0.21	14.36	10.87	2.09	1.50	93.37
Cpx	45.82	2.04	11.54	0.18	3.77	0.00	11.97	21.69	0.89	0.10	98.16
Opx	54.29	0.28	4.88	1.03	3.54	0.13	33.33	1.69	0.00	0.00	99.17
Phl	40.67	0.35	14.20	0.37	2.89	0.20	21.92	0.06	1.31	6.65	88.89
L _{Sil} -Gl	53.08	0.24	18.60	0.04	0.10	0.12	0.00	0.22	6.81	2.83	82.17
L _{Cb}	2.59	0.17	0.72	0.05	0.88	0.48	3.21	42.89	0.89	0.10	52.07

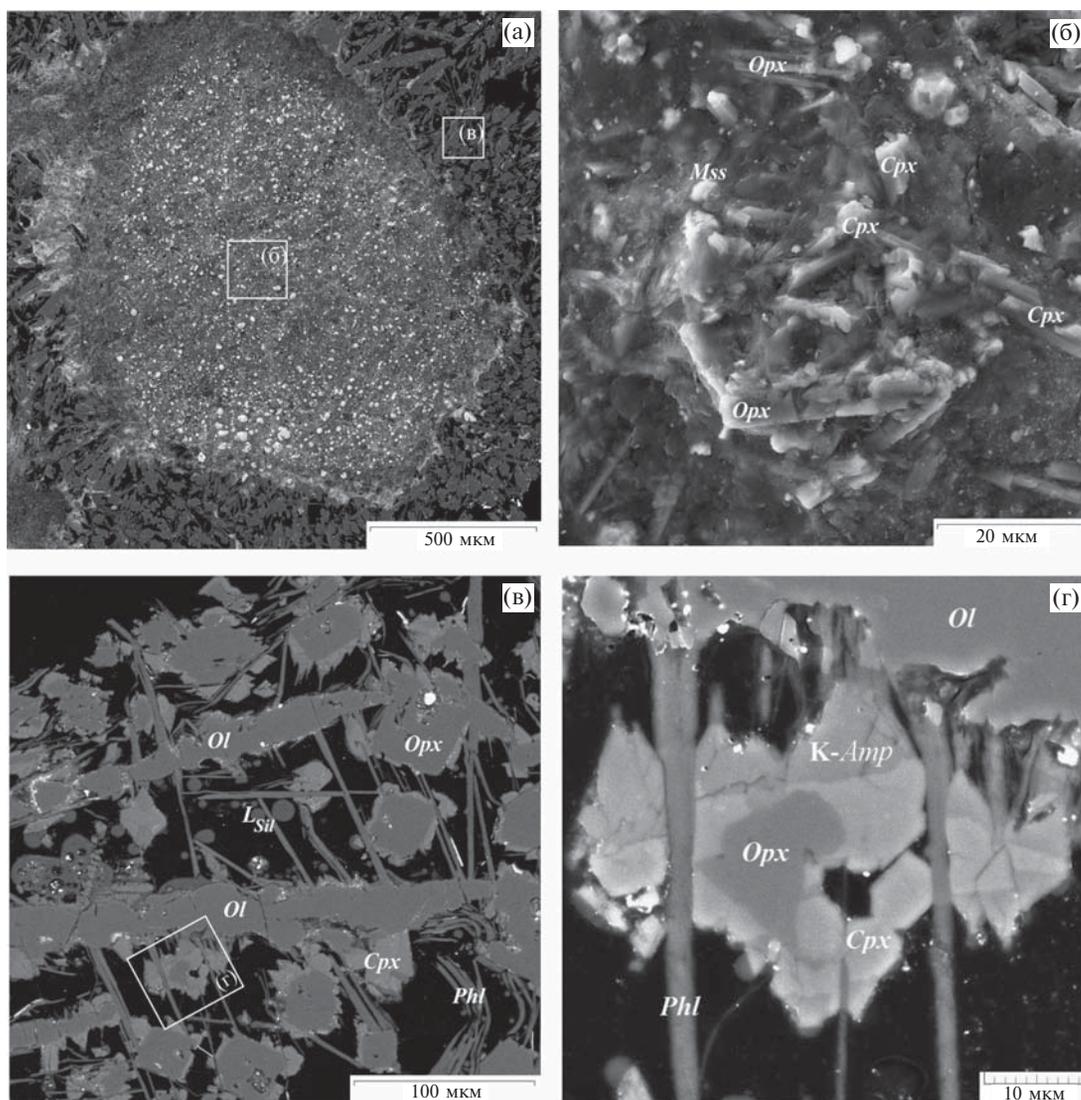


Рис. 7. Микрофотографии экспериментальных образцов в отраженных электронах в системе перидотит–базальт– $(\text{K,Na})_2\text{CO}_3\text{--H}_2\text{O}$ при 1400°C и 4.0 ГПа.

(а) – продольный разрез ампулы образца, контакт перидотит–базальт; (б) – базальтовая часть образца, представленная мелкодисперсной смесью закаленных силикатных фаз; (в) – перидотитовая часть образца; оливин (*Ol*), ортопироксен (*Opx*), клинопироксен (*Cpx*) релита в ассоциации с новообразованным клинопироксеном (*Cpx*), флогопитом (*Phl*), К-амфиболом (*K-Amp*), карбонатом (*Cb*), глобулами закалочного стекла (*L_Sil*); (г) – увеличенный участок на рис. (в), реакционные соотношения ортопироксен (*Opx*) ← клинопироксен (*Cpx*) ← К-амфибол (*K-Amp*).

ношения между ними и новообразованными минералами в последовательности ортопироксен ← клинопироксен ← калийсодержащий амфибол, образование закалочного флогопита (*Phl*) и карбоната (*Cb*), а также глобул алюмосиликатного стекла (*Gl*).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Система перидотит–H₂O

Продукты экспериментов в системе перидотит– H_2O характеризовались аномальной текстурой и фазовым составом. Главная их

особенность – отсутствие межзернового стекла, что обусловило дезинтеграцию образцов. Отсутствие признаков частичного плавления нельзя объяснить тем, что температура экспериментов была меньше температуры солидуса, поскольку солидус водонасыщенного перидотита в зависимости от его состава в интервале 3–6 ГПа варьирует от $800\text{--}820$ до $1000\text{--}1100^\circ\text{C}$ (Till et al., 2012). Сходство текстуры и фазового состава образцов в интервале $1000\text{--}1300^\circ\text{C}$ дает основание полагать, что температура всех этих экспериментов (не только при $T \geq 1100^\circ\text{C}$) отвечала надсолидусным условиям.

Ранее нами было показано (Горбачев, 2000; Горбачев и др., 2015), что переход систем силикат–флюид из докритического в надкритическое состояние отчетливо проявляется при сравнении текстуры и фазового состава образцов, полученных в экспериментах в системах силикат–флюид одного и того же состава по одной и той же методике при различных (докритических и надкритических) давлениях и температурах. Независимо от экспериментальной методики, при частичном плавлении перидотита как в сухих условиях, так и в присутствии летучих компонентов, образцы характеризуются монолитной структурой, где силикатное стекло цементирует силикатные и оксидные фазы рестита. Закалочные фазы в стекле и глобулы несмешиваемых сульфидных или карбонатных расплавов не изменяют монолитную структуру образца. Аномальную текстуру и фазовый состав закалочных образцов в интервале 1000–1300°C можно объяснить существованием критических соотношений между силикатным расплавом, образовавшимся при частичном плавлении перидотита, и водным флюидом. Надкритическая жидкость растворяла минералы перидотита, вокруг реликтов перидотита оливин–ортопироксенового состава образовывались реакционные каймы гранат–клинопироксенового состава.

В экспериментах при 1000 и 1100°C оливин характеризуется высокими концентрациями Th, U, Nb, Ta, Zr, РЗЭ, превышающими концентрации в гранате, клинопироксене и ортопироксене. Это означает, что коэффициенты распределения микроэлементов между оливином и надкритической жидкостью больше, чем между гранатом, клинопироксеном, ортопироксеном и надкритической жидкостью (L): $D^{Ol/L} > D^{(Grt, Cpx, Opx)/L}$. При частичном плавлении перидотита при докритических давлениях наблюдаются же обратные соотношения: $D^{Ol/L} < D^{(Grt, Cpx, Opx)/L}$. Отсутствие такого обогащения в более высокотемпературных (1200 и 1300°C) образцах свидетельствует о том, что только близосolidусные сверхкритические жидкости обогащены микроэлементами и обладают высокой растворяющей и реакционной способностями, вызывая обогащение оливина микроэлементами.

Имеющиеся экспериментальные данные позволяют оценить минимальные давления формирования надкритических жидкостей при частичном плавлении водосодержащего перидотита. Результаты ряда работ (Till et al., 2012;

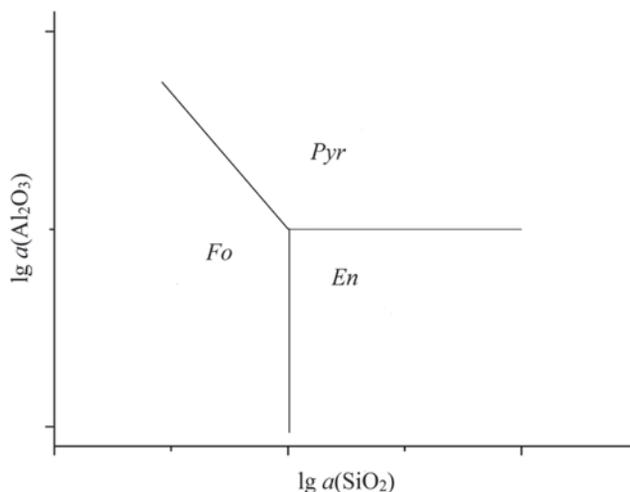
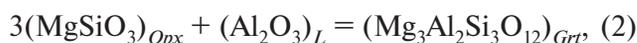
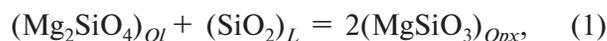
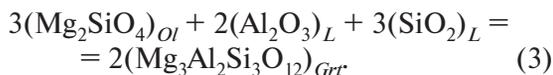


Рис. 8. Зависимость ассоциации форстерит (Fo)-энстатит (En)-пироп (Pyr) от $lg a(SiO_2)$ и $lg a(Al_2O_3)$ сверхкритической жидкости.

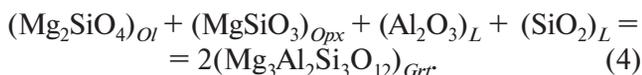
Green et al., 2010; Grove et al., 2006; Kawamoto, Holloway, 1997; Kushiro, 1968; Mysen, Boettcher, 1975) свидетельствуют об отсутствии критических соотношений между расплавами и водным флюидом при $P \leq 3.0$ ГПа. С учетом экспериментальных данных Н.С. Горбачева с соавторами (Горбачев, 1989, 2000; Горбачев и др., 2015) это свидетельствует о том, что при частичном плавлении водосодержащего перидотита сверхкритические жидкости существуют при $P \geq 3.8$ ГПа в интервале 1000–1300°C. Растворение минералов перидотита, образование реакционных «брекчий» гранат–клинопироксенового состава с реликтами оливина и ортопироксена являются результатом взаимодействия надкритических жидкостей с минералами рестита, а изолированные микроглобулы силикатного стекла являются продуктами закалки этой надкритической жидкости.

На рис. 8 приведена диаграмма стабильности Fo, En, Pyr в зависимости от $lg a(SiO_2)$ и $lg a(Al_2O_3)$ в надкритической жидкости. При ее построении использованы понятия о термодинамических системах с вполне подвижными компонентами и правила построения мульти-систем с инертными и вполне подвижными компонентами (Коржинский, 1973; Жариков, 1978). В системе $SiO_2-Al_2O_3-MgO$ при инертном поведении MgO и вполне подвижном поведении SiO_2 и Al_2O_3 , химический потенциал которых задается сверхкритической жидкостью, ее взаимодействие с перидотитом моделируют следующие моновариантные реакции:





На диаграмме (рис. 8) координаты тройной точки $Fo + En + Pyr$ определяются равновесиями (1) и (2), а уравнение моновариантной линии следующей реакцией:



Используя термодинамические данные (Nicholls et al., 1971; Nicholls, Carmichael, 1972; Robie, Hemingway, 1995) по зависимости $\lg K = \Delta G(T, P)/2.3RT$ реакций (1) и (2) от температуры и давления, можно рассчитать координаты тройной точки $Fo + En + Pyr$ при $T = 1500$ К, $P = 4$ ГПа: $\lg a(\text{SiO}_2)_L = -1.13$ и $\lg a(\text{Al}_2\text{O}_3)_L = -0.49$. Для реальных составов минералов эти значения $a(\text{SiO}_2)_L$ и $a(\text{Al}_2\text{O}_3)_L$ будут справедливы для равновесий (1) и (2) при отношении активностей компонентов в правой (продукты реакции) и левой (исходные фазы) частях, равном 1.

Результаты экспериментов свидетельствуют о том, что в флюидсодержащей перидотитовой верхней мантии при надсолидных температурах и давлениях ≥ 3.8 ГПа могут существовать астеносферные линзы — области частичного плавления перидотита, содержащие надкритические жидкости, обогащенные несовместимыми элементами. Такие

линзы геохимически будут сходны с недепле-тированной мантией. На меньших глубинах перидотиты будут содержать докритические межзерновые расплавы, обедненные микроэлементами. Существование такой зональности будет влиять на геохимические особенности выплавляющихся из перидотитов базальтовых магм (рис. 9). Судя по составу базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ), глубина формирования которых меньше критического давления, плавление их источников в докритических условиях не приводит к обогащению несовместимыми элементами. Мантийные резервуары с надкритической межзерновой жидкостью могут служить источником обогащенных несовместимыми элементами базальтов океанических островов и рифтогенных субщелочных базальтов трапповых провинций.

Вертикальной и латеральной зональностью Сибирского суперплюма можно объяснить геохимические особенности лав пермо-триасовой трапповой провинции Сибирской платформы. Активизация тектоно-магматической деятельности на Сибирской платформе пермо-триасового возраста (250 млн лет) под воздействием Сибирского суперплюма относится к числу глобальных по масштабу и катастрофических по темпам проявлений магматической активности на планете. Она охватила площадь 1.5 млн км², объем продуктов магматической деятельности — лав, туфов, интрузивов более чем 1 млн км³ (Масайтис, 1983). Трапповый магматизм начинался и наиболее интенсивно проявился на северо-западной окраине платформы, в Норильском районе (Горбачев, 2010). Здесь, на площади 45 тыс. км² сформировалась вулканогенная туфолаговая толща мощностью 3.5 км, объемом 152 тыс. км³ (Федоренко, 1981). Нижние ее горизонты, представленные ивакинской, сыверминской и гудчихинской свитами рифтогенного этапа, распространены только в пределах Норильского района. Лавы представлены высоко-Ti базальтами, обогащенными несовместимыми элементами. В геохимическом отношении они сходны с базальтами океанических островов (Lightfoot et al., 1990), что предполагает обогащенный плюмовый источник с межзерновыми сверхкритическими жидкостями. По мере подъема и разрастания головы плюма в обстановке рассеянного спрединга вулканизм распространился на всю территорию трапповой провинции (плато Путорана и Тунгусскую синеклизу). В этих условиях выплавлялись обедненные не-

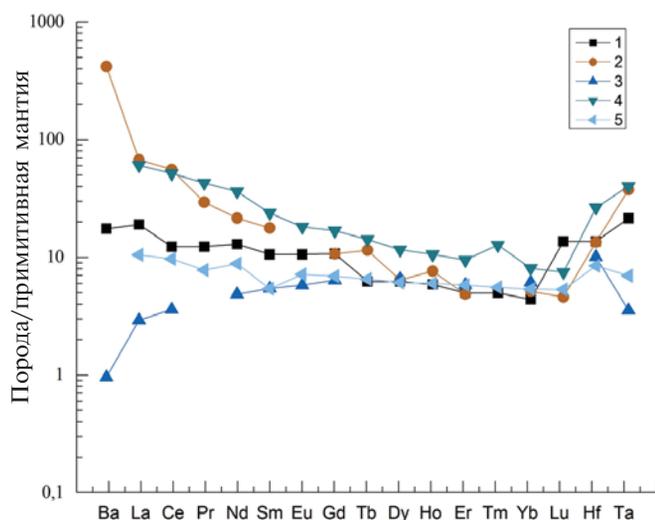


Рис. 9. Нормированные к примитивной мантии концентрации микроэлементов в базальтовых сериях различных геодинамических обстановок.

1 — океанические острова, 2 — континентальные внутриплитные обстановки (Коваленко и др., 2007), 3 — срединно-океанические хребты (Богатиков и др., 2010), 4, 5 — траппы Сибирской платформы: 4 — ивакинская свита, 5 — мокулаевская свита (Lightfoot et al., 1990).

совместимыми элементами низко-Ti базальты типа СОХ. Глубины их формирования отвечали докритическим давлениям.

С воздействием надкритических жидкостей связаны процессы вторичного обогащения, «рефертилизации», деплетированных гарцбургитовых или дунитовых реститов редкими и несовместимыми элементами («скрытый» метасоматоз) и замещения оливин-ортопироксеновой ассоциации новообразованными гранатом и клинопироксеном («модальный» метасоматоз). Дезинтеграция флюидсодержащего мантийного перидотитового субстрата при надкритических давлениях может привести к формированию тектонически ослабленных зон, служащих путями движения флюидов.

Система базальт–H₂O

В системе базальт–H₂O температура солидуса больше 1000°C, а ликвидуса – больше 1300°C. Во всем температурном интервале формировались обогащенные Na₂O (до 6 мас.%) силикатные расплавы трахибазальтового состава. При 1000°C и 3.7 ГПа дезинтеграция структуры образцов и отсутствие силикатного стекла свидетельствуют о критических соотношениях между расплавом и водным флюидом. Образуется надкритическая щелочная жидкость, обладающая высокой реакционной способностью, следствием которой является обогащение гранатов титаном, замещение граната клинопироксеном и образование ильменита. Рестит имеет гранатитовый состав. В результате взаимодействия надкритической жидкости с кристаллами граната происходило локальное плавление с образованием щелочного расплава, который при закалке на контакте с гранатом образовал стекло. При повышении температуры от 1100°C до 1300°C и давления от 3.8 до 4 ГПа отсутствовали признаки критических соотношений, происходило частичное плавление эклогита с образованием Na-щелочного силикатного расплава, сосуществующего при 1100°C с гранатитом. При 1150°C и 1300°C исчезает гранат, Na-щелочной силикатный расплав сосуществует с клинопироксеном.

Таким образом, при частичном плавлении водосодержащего базальта формирование надкритической жидкости происходит при 1000°C и 3.7 ГПа. В ходе этого процесса формируются гранаты с повышенным (>10 мол.%) содержанием шорломитового компонента Ca₃Ti₂(Si,Fe)₃O₁₂, отвечающего изоморфизму 2Al + Si ← 2Ti + Fe. Переход эклогита в гра-

натит, наблюдаемый в экспериментах при частичном плавлении системы базальт–H₂O при *P-T* верхней мантии, свидетельствует о возможности формирования гранатитов в верхней мантии в результате реакций докритических и надкритических водосодержащих расплавов с минералами рестита. Эксперименты демонстрируют, что верхнемантийные гранатиты отличаются от гранатитов переходной зоны мантии, где превращение эклогита в гранатит связано с увеличением растворимости клинопироксенового компонента в гранате с образованием мэйджоритового граната за счет изоморфного замещения 2Al ← Mg + Si (Collerson et al., 2000; Collerson et al., 2010; Gasparik, 1989). Сравнение составов гранатов из экспериментов в системе базальт–H₂O при 3.7–3.9 ГПа, 1000–1100°C и гранатов переходной зоны при 12 ГПа, 900°C (Okamoto, Maruyama, 2004) показывает, что гранаты переходной зоны по сравнению с верхнемантийными гранатами обогащены Si, Ti, Ca, обеднены Al, Fe, имеют сходное соотношение Mg и Na.

Система перидотит–базальт–(K,Na)₂CO₃–H₂O

При *P-T* параметрах эксперимента достигались критические соотношения между карбонатизированным силикатным расплавом и флюидом. Об этом свидетельствуют особенности текстуры и фазового состава образцов: дезинтеграция перидотита ампулы и отсутствие в перидотите ампулы межзернового силикатного стекла. Перидотитовая ампула, которая при сборке исходного образца была заполнена смесью базальта и карбонатов, после опыта состояла из спрессованной смеси микронного размера частиц силикатного и карбонатного состава, сформировавшихся при закалке надкритической жидкости. Реакционные соотношения в рестите с замещениями типа оливин ← ортопироксен ← клинопироксен ← калийсодержащий амфибол обусловлены взаимодействием перидотита с надкритической жидкостью. Широкое развитие реакционных соотношений среди минералов рестита перидотита свидетельствуют о ее высокой химической активности. Присутствие флогопита, глобулей алюмосиликатного стекла и карбоната характеризуют состав надкритической жидкости. При плавлении надкритического мантийного резервуара с протолитами субдуцированной океанической коры при давлениях и температурах, превышающих крити-

ческие значения, должно наблюдаться также разуплотнение субстрата в результате дезинтеграции перидотита.

Особенности текстуры и фазового состава образцов при надкритических условиях позволяют сделать вывод о зональном строении резервуаров с протолитами субдуцированной океанической коры: наружная зона — метасоматически измененный под воздействием надкритической жидкости дезинтегрированный рестит гарцбургитового или дунитового состава, претерпевший «рефертилизацию» в результате образования в нем новых минералов, внутренняя зона — изолированные линзы надкритической жидкости.

ВЫВОДЫ

Во флюидсодержащей верхней мантии при надкритических P - T параметрах существуют области частичного плавления (астеносферные линзы), содержащие близосидусные сверхкритические жидкости, обогащенные несовместимыми элементами, обладающие высокой экстрагирующей и реакционной способностью. Мантийные резервуары со сверхкритическими жидкостями, сходные в геохимическом отношении с обогащенной мантией, могут служить источником обогащенных несовместимыми элементами базальтов океанических островов, рифтогенных субщелочных базальтов трапповых провинций. Дезинтеграция флюидсодержащего мантийного перидотитового субстрата при надкритических давлениях может приводить к формированию тектонически ослабленных зон, путей движения флюидов и верхнемантийных плюмов.

Модальный и скрытый метасоматоз верхней мантии под воздействием надкритических жидкостей приводит к рефертилизации деплетированного рестита гарцбургитового или дунитового состава, с обогащением реститовых минералов редкими и несовместимыми элементами, замещением перидотитовой оливин-ортопироксеновой ассоциации новообразованной гранат-клинопироксеновой ассоциацией. Эклогитизация перидотита при взаимодействии с надкритическими жидкостями может служить эффективным механизмом преодоления «эклогитового» барьера. Этим эффектом можно объяснить также совместное присутствие минералов перидотитового и эклогитового парагенезисов в мантийных ксенолитах и во включениях в алмазах (Wang, 1998;

Соболев, 1974). В результате реакций докритических и надкритических флюидсодержащих расплавов с минералами рестита при частичном плавлении эклогитов осуществляется переход эклогита в гранатит при P - T параметрах верхней мантии.

Источники финансирования. Работа выполнена в ИЭМ РАН по теме НИР АААА-А18-118020590140 и при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00930а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 615 с.
- Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука, 1989. 126 с.
- Горбачев Н.С. Надкритическое состояние в водосодержащей мантии (по данным экспериментального изучения флюидсодержащего перидотита при $P = 40$ кбар, $T = 1400^\circ\text{C}$) // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 3. С. 362–365.
- Горбачев Н.С. Экспериментальное изучение взаимодействия флюидсодержащих базальтовых расплавов с перидотитом: мантийно-коровое взаимодействие при трапповом магматизме Норильского района // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 416–431.
- Горбачев Н.С., Костюк А.В., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное изучение системы перидотит– H_2O при $P = 3.8$ – 4 ГПа, $T = 1000$ – 1400°C : Критические соотношения и вертикальная зональность верхней мантии // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 4. С. 442–446.
- Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. М.: МГУ, 1978. 420 с.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., и др. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 361–396.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
- Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука, 1991. 312 с.
- Масайтис В.Л. Пермский и триасовый магматизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // ЗВМО. 1983. В.4. С. 412–425.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 265 с.
- Федоренко В.А. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 78–88.

- Bureau H., Keppler H.* Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 165. P. 187–196.
- Collerson K.D., Hapugoda S., Kamber B.S., Williams Q.* Rocks from the mantle transition zone: majorite-bearing xenoliths from Malaita, Southwest Pacific // *Science*. 2000. V. 288. P. 1215–1223.
- Collerson K.D., Williams Q., Kamber B.S., et al.* Majoritic garnet: a new approach to pressure estimation of shock events in meteorites and the encapsulation of sub-lithospheric inclusions in diamond // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 5939–5957.
- Gasparik T.* Transformation of enstatite-diopside-jadeite pyroxenes to garnet // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 102. P. 389–405.
- Green D.H., Hibberson W.O., Kovacs I., Rosenthal A.* Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary // *Nature*. 2010. T. 467. № 7314. P. 448–451.
- Gregoire M., Moine B.N., Oreilly S.Y., et al.* Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) // *J. Petrol.* 2000. T. 41. № 4. P. 477–509.
- Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W., Medard E.* The influence of H₂O on mantle wedge melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. T. 249. № 1–2. P. 74–89.
- Kawamoto T., Holloway J.R.* Melting temperature and partial melt chemistry of H₂O-saturated mantle peridotite to 11 gigapascals // *Science*. 1997. V. 276. № 5310. P. 240–243.
- Keppler H., Audetat A.* Fluid-mineral interaction at high pressure. Mineral behavior at extreme conditions // *EMU Notes in Mineralogy*. 2005. V. 7. P. 225–251.
- Kessel R., Ulmer P., Pettke T., et al.* The water-basalt system at 4 to 6 GPa: Phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400°C // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. P. 873–892.
- Klein-BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E., Navon O.* Fluid inclusions in diamonds from the Diavik mine, Canada and the evolution of diamond-forming fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 723–744.
- Kushiro I.* Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 619–634.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., et al.* Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. № 3. P. 631–644.
- Litasov K.D., Ohtani E.* Effect of water on the phase relations in Earth's mantle and deep water cycle // *Special Paper Geol. Soc. Amer.* 2007. V. 421. P. 115–156.
- Mallik A., Dasgupta R.* Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 329–330. P. 97–108.
- Mibe K., Kanzaki M., Kawamoto T., et al.* Second critical endpoint in the peridotite–H₂O system // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B03201.
- Mysen B., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle: Parts I and II. Phase relations of a natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen // *J. Petrol.* 1975. V. 16. № 3. P. 520–593.
- Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J.* Mantle-derived fluids in diamond microinclusions // *Nature*. 1988. V. 335. P. 784–789.
- Nicholls J., Carmichael I.S.E.* The equilibration temperature and pressure of various lava types with spinel- and garnet peridotite // *Amer. Mineral.* 1972. V. 57. P. 941–959.
- Nicholls J., Carmichael I.S.E., Stormer J.C., Jr.* Silica activity and P_{total} in igneous rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1971. V. 33. P. 1–20.
- Okamoto K., Maruyama Sh.* The eclogite–garnetite transformation in the MORB + H₂O system // *Phys. Earth Planet. Int.* 2004. V. 146. P. 283–296.
- Ringwood A.E., Green D.H.* An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // *Tectonophysics*. 1966. V. 3. P. 383–427.
- Robie R.A., Hemingway B.S.* Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298.15 K and 1 Bar (105 Pascals) Pressures and at Higher Temperatures // *US Geol. Survey Bull.* 2131. 1995. 461 p.
- Stalder R., Ulmer P., Thompson A.B., Gunther D.* High pressure fluids in the system MgO–SiO₂–H₂O under upper mantle conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 607–618.
- Taylor L.A., Neal C.R.* Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 1: Mineralogy, petrography, and whole rock chemistry // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 551–567.
- Till C.B., Grove T.L., Withers A.C.* The beginnings of hydrous mantle wedge melting // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 669–688.
- Tumiati S., Fumagalli P., Tiraboschi C., Poli S.* An experimental study on COH-bearing peridotite up to 3.2 GPa and implications for crust-mantle recycling // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 453–479.
- Wang W.* Formation of diamond with mineral inclusions of “mixed” eclogite and peridotite paragenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160. № 3. P. 831–843.
- Weiss Y., Kessel R., Griffin W.L., et al.* A new model for the evolution of diamond-forming fluids: Evidence from microinclusion-bearing diamonds from Kankan, Guinea // *Lithos*. 2009. V. 112. № 2. P. 660–674.
- Wyllie P.J., Rhyabchikov I.D.* Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 1195–1206.
- Yaxley G.M.* Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt plus peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 326–338.

EXPERIMENTAL STUDY OF THE SYSTEM PERIDOTITE–BASALT–FLUID: PHASE RELATIONS AT SUPRA- AND SUPERCRITICAL P - T PARAMETERS

N.S. Gorbachev*, A.V. Kostyuk, A.N. Nekrasov,
P.N. Gorbachev, D.M. Soultanov

*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences
142432, Chernogolovka, Moscow district, Russia*

**E-mail: gor@iem.ac.ru*

To obtain new data on the phase relationships in the fluid-containing upper mantle at P up to 4 GPa, T up to 1400°C, partial melting of H₂O-containing peridotite, basalt, as well as peridotite-basalt association with an alkaline-carbonate fluid was experimentally studied as a model of the mantle reservoir with protoliths of the subducted oceanic crust. At partial melting of H₂O-containing peridotite at $P = 3.7$ – 3.9 GPa, $T = 1000$ – 1300 °C, critical ratios were observed in the whole studied interval P and T . At partial melting of H₂O-containing basalt critical relationships between the silicate melt and the aqueous fluid were observed at $T = 1000$ °C, $P = 3.7$ GPa. At $T = 1100$ °C, Na-alkaline silicate melt coexisted with garnetite, at $T = 1150$ and 1300 °C – with clinopyroxenite. Signs of critical relationships between the carbonated silicate melt and the fluid were observed in peridotite-basalt-alkaline-water-carbonate fluid system at $P = 4$ GPa, $T = 1400$ °C. The reaction ratios among the minerals of peridotite restite with the substitutions of $Ol \leftarrow Opx \leftarrow Ca-Cpx \leftarrow K-Amf$ indicated a high chemical activity of the supercritical fluid melt. The results of the experiments suggest that in the fluid-containing upper mantle with supercritical P - T there are areas of partial melting (asthenosphere lenses), containing near-solidus supercritical fluid-melts enriched with incompatible elements, with high reactivity. Mantle reservoirs with supercritical fluid-melts, similar in geochemical terms to the “enriched” mantle, can serve as a source of magma enriched with incompatible elements. The modal and latent metasomatism of the upper mantle under the influence of supercritical fluid-melts leads to the peridotite refertilization due to the enrichment of restite minerals with incompatible elements and its eclogitization.

Keywords: mantle, peridotite, eclogite, fluid, experiment, critical P - T , metasomatism

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903276601-616>