

К ПРОБЛЕМЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВА БАЗИТОВОГО РАСПЛАВА В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В.Н. Шарапов, Ю.В. Перепечко, Г.В. Кузнецов, К.Э. Сорокин

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

Глубина формирования мантийных магматических очагов может быть получена из решения прямой (методами физико-химической гидродинамики) и обратной (методами равновесной термодинамики) задач. Расчетная глубина декомпрессионного плавления пород верхней мантии, определенная из решения задач физико-химической гидродинамики, и оценка глубины формирования мантийных магматических очагов плавления океанических базальтов под срединными хребтами, полученная на основе термодинамического моделирования, демонстрируют несовпадение. В работе на основе анализа магматических систем провинции Долин и Хребтов в западной части Северной Америки показано, что из решения обратной задачи определяются глубины и составы базитовых выплавов из различных субстратов или фаций глубинности литосферной мантии, тогда как данные решения задач декомпрессионного плавления конвектирующей фертильной верхней мантии относятся к уровням магматических систем, которые обычно не достигаются разломными зонами. Расхождение оценок глубин может объясняться тем, что они соответствуют разным уровням структурно-динамических зон единых мантийно-коровых магматических систем.

Базальты, мантия, плавление, численное моделирование.

ON THE COMPOSITION AND ORIGIN DEPTH OF BASALTIC MAGMA IN THE UPPER MANTLE

V.N. Sharapov, Yu.V. Perepechko, G.V. Kuznetsov, and K.E. Sorokin

The depths of mantle melting zones can be constrained by forward (in terms of physicochemical thermodynamics) or inverse (in terms of equilibrium thermodynamics) modeling. However, there is discrepancy in this respect between fluid-dynamic models of decompression melting in convecting upper mantle and thermodynamic models of basaltic magma sources beneath mid-ocean ridges. We investigate the causes of the mismatch in melting depth predictions with reference to the magmatic systems of the Basin and Range Province in the western margin of North America. The inverse solutions turn out to represent melts from different substrates (depth facies) in the lithospheric mantle, while modeling decompression melting in convecting fertile upper mantle refers to the depths the faults in spreading zones never reach. The discrepancy between forward and inverse solutions may be due to the fact that the respective depth estimates correspond to different levels of the same mantle–crust magmatic systems.

Basalt, mantle, melting, numerical modeling

ВВЕДЕНИЕ

Глубина формирования мантийных магматических очагов может быть получена из решения прямой (в рамках физико-химической гидродинамики) и обратной (в рамках равновесной термодинамики) задач. Расчетная глубина декомпрессионного плавления пород конвектирующей верхней мантии, определенная из решения задачи физико-химической гидродинамики [Шарапов и др., 2000; Перепечко, Шарапов, 2001], и оценка глубины мантийных магматических очагов плавления океанических базальтов под срединными хребтами, полученная на основе термодинамического моделирования [Langmuir et al., 1992; Presnell et al., 2011], демонстрируют несовпадение. Можно предположить, что наблюдаемое отличие может иметь следующие причины: механизм выплавления базальтов океанических рифтов (MORB) из деплетированной литосферной мантии над верхней границей астеносферы связан не только с декомпрессионным плавлением примитивной мантии в процессе ее конвекции под литосферной плитой; расплавы, возникающие в фертильной мантии при ее частичном декомпрессионном плавлении, не достигаются разломами в зонах спрединга литосферных плит; численные модели дают слишком большую погрешность в оценке глубин магнообразования в верхней мантии. Для оценки значимости первой причины в гидродинамическую модель [Шарапов и др., 2007] был добавлен механизм контактного плавления

ния метасоматизированной литосферной мантии над астенотинзой [Wyllie, 1995]. Несовпадение глубин плавления, определяемых по усложненной гидродинамической модели [Шарапов и др., 2008] для траппов Сибирской платформы, с результатами оценок глубин плавления толеитовых базальтов по схеме утонения континентальной литосферы [Farmer, 2003] сохраняется. Следует отметить, что оценки глубин плавления при декомпрессионном плавлении пород в верхней мантии в головной части плюмов, получаемые из решения прямых задач в работах последних лет [Bianco et al., 2005; Farnetani, Hofmann, 2010], согласуются с данными авторов [Шарапов и др., 2008; Модельный анализ..., 2009] при использовании близких значений параметров магматических систем в области декомпрессионного плавления примитивной мантии и при одинаковой диаграмме плавкости ультрабазитовых пород.

Появление толеитовых магм можно считать обычным процессом развития магматических очагов в различных фациях глубинности в литосферной мантии, если основываться на экспериментальных реконструкциях выплавления базальтов из ультрабазитовой мантии [Falloon et al., 1988; Green et al., 2001; Green, Falloon, 2005]. Следовательно, можно допустить, что причина расхождения оценок глубин магмообразования заключается скорее в различии параметров магматических очагов различных структурно-динамических зон мантийно-коровых магматических систем. Проверить это предположение можно на основе совместного, в рамках указанных подходов, анализа результатов работы [Wang et al., 2002], в которой определяется зависимость уровня верхней границы астеносферы от толщины литосферной плиты под провинцией Долин и Хребтов (the Basin and Range Province) западной окраины Северной Америки. Современная магматическая система в этом регионе располагается над областью аномальной мантии [Godey et al., 2004], и для этого региона имеется разносторонняя геологическая, петрохимическая и геофизическая информация о составе и структуре слоистой литосферы [Wenrich et al., 1995; Camp, Ross, 2004; Jordan et al., 2004; McQuarry, Wernikel, 2005; Colgan et al., 2006, 2008; Hooper, Sparks, 2007; Lerch et al., 2008; Schutt et al., 2008]. Программные комплексы [Ghiorso et al., 2002; Herzberg et al., 2007], разработанные после опубликования работы [Wang et al., 2002], позволяют корректировать полученные в ней оценки.

Выбор представительного набора образцов базальтов является особенно важным для определения максимальных глубин фракционирования расплавов по схеме [Herzberg et al., 2007]. Поэтому в данной работе был проведен статистический анализ известной для провинции Долин и Хребтов петрогеохимической информации с точки зрения представительности в ней пород, магмы которых могли формироваться в условиях разных магматических фаций глубинности. В первую очередь внимание уделялось характеру возможной деплетированности или обогащенности мантийных субстратов в сравнении с модельным составом примитивной мантии (ПМ) [White, 1997; Hofmann, 2003].

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ

Исходными данными, как и в работе [Wang et al., 2002], служит петрогеохимическая информация из базы данных (www.GEOROC.mpch-mainz.gwdg.de/georoc). Поскольку целью работы является сравнение оценок максимальных глубин возникновения первичного расплава, полученных из решения прямой и обратной задач, то в дальнейшем преимущественно рассматривается информация по гранатовой фа-

Таблица 1. Петрохимические группы пород, представленные в исходной выборке

Компонент	Группа				
	1	2	3	4	5
SiO ₂ , мас. %	48.39	51.05	48.33	49.58	46.81
TiO ₂	2.16	1.64	1.49	1.51	2.06
Al ₂ O ₃	16.35	16.59	16.13	16.05	14.85
FeO _{общ.}	10.86	9.25	8.66	10.69	12.16
MnO	0.17	0.15	0.15	0.16	0.18
MgO	5.59	6.02	8.88	7.57	8.15
CaO	9.15	8.28	10.35	9.04	9.50
Na ₂ O	3.66	3.65	2.97	3.22	3.18
K ₂ O	1.60	1.77	1.26	0.94	1.37
P ₂ O ₅	0.81	0.63	0.51	0.29	0.57
Na ₂ O + K ₂ O	5.26	5.42	4.22	4.15	4.56
<i>n</i>	33	95	34	94	32

Примечание. *n* — количество анализов в группе.

Таблица 2. Средние значения компонентов в кластерах базитовых пород шпинелевой фации глубинности

Компонент	A1	A2	A2b1s	A2b2s	B1a	B1b	B1b2	B2
SiO ₂	49.95	49.85	52.89	51.64	48.30	49.77	49.63	46.95
TiO ₂	0.80	1.60	1.20	1.19	1.34	1.24	1.30	1.21
Al ₂ O ₃	17.12	16.95	16.30	16.60	16.36	16.61	16.36	14.85
FeO _{общ.}	8.38	9.06	8.73	9.60	11.10	10.82	10.79	13.96
MnO	0.11	0.14	0.15	0.16	0.13	0.17	0.17	0.19
MgO	9.14	7.04	6.54	6.58	8.04	7.33	7.90	8.74
CaO	8.74	9.90	8.47	8.65	9.48	9.00	9.22	8.34
Na ₂ O	3.02	3.46	3.34	3.36	3.26	3.18	3.10	2.99
K ₂ O	0.60	0.86	1.26	0.95	0.55	0.61	0.59	1.23
P ₂ O ₅	0.16	0.40	0.28	0.20	0.19	0.21	0.21	0.30
Na ₂ O + K ₂ O	3.62	4.32	4.59	4.31	3.81	3.79	3.69	4.21
Mg#	87	83	82	81	82	81	82	80
T _{liq}	1235	1166	1168	1165	1199	1181	1195	1236
Sc	25.00	27.50	24.05	24.63	30.17	24.36	25.71	25.85
V	233.00	160.00	157.00	136.29	125.70	148.40	120.27	209.50
Cr	31.00	185.00	177.00	173.71	214.83	197.50	217.56	326.00
Co	35.20	38.45	46.10	43.33	49.71	48.56	51.35	52.25
Ni	36.00	112.00	131.50	111.18	159.25	138.57	156.85	—
Rb	7.50	11.50	7.50	10.86	20.38	17.10	7.62	10.96
Rb/Cs	15.46	25.00	—	—	—	—	—	—
Cs	0.49	0.46	—	—	—	—	—	—
Sr	460.80	575.50	326.50	390.79	369.75	376.88	373.17	314.09
Y	18.00	21.00	21.55	21.56	27.11	21.10	23.31	—
Zr	54.00	65.50	98.00	109.25	116.14	101.75	110.29	90.00
Ba	305.50	342.00	272.50	355.77	236.42	364.33	318.09	190.00
La	7.00	14.50	9.19	11.84	10.24	11.79	11.25	10.42
Yb	1.90	2.16	2.10	2.18	2.31	2.09	2.16	2.13
La/Yb	3.69	6.73	4.38	5.43	4.44	5.64	5.21	4.89
Ce	17.00	32.00	21.50	26.88	21.93	27.28	27.85	23.29
Ce/Pb	7.73	—	—	6.22	2.15	7.65	3.28	—
Pb	2.20	—	—	4.32	10.22	3.57	8.50	—
Nd	12.75	18.00	—	—	15.10	—	15.60	12.72
Sm	2.55	4.32	3.21	3.56	3.32	3.68	3.48	3.10
Eu	0.90	1.42	1.16	1.19	1.52	1.23	1.16	1.03
Tb	0.62	0.66	0.65	0.64	0.70	0.64	0.63	—
Yb	1.90	2.16	2.10	2.18	2.31	2.09	2.16	2.13
Tb/Yb	0.33	0.31	0.31	0.29	0.30	0.30	0.29	0.00
Lu	0.24	0.31	0.32	0.34	0.36	0.32	0.32	0.25
Hf	1.62	3.00	2.61	2.75	2.63	2.55	2.57	2.99
Ta	0.18	0.86	0.50	0.54	0.44	0.47	0.45	—
Th	1.09	1.36	0.87	1.18	0.82	0.92	1.03	1.16
U	0.55	0.51	—	—	—	—	—	—
Nb/U	7.27	13.73	—	—	—	—	—	—
Nb	4.00	7.00	8.10	8.67	7.27	8.59	8.44	10.00
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.5124	0.5128	—	—	0.5128	—	0.5127	0.5124
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7037	0.7044	—	0.7047	0.7072	—	0.7044	0.7074
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.8870	19.1180	—	17.8340	18.3155	—	18.0510	17.9270
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.6220	15.6535	—	15.5180	15.5900	—	15.5295	15.5655
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.6230	38.7825	—	37.2660	38.6778	—	37.5925	38.4750
N	2	2	2	14	12	8	13	2

Примечание. Здесь и далее содержания петрогенных компонентов приведены в мас. %, примесных — в г/т; Mg# — номер оливина; T_{liq} (°C) — температура ликвидуса (при 1 атм.); N — число образцов. A1...B2 — кластеры.

Таблица 3. Средние значения компонентов в кластерах базитовых пород гранатовой фации глубинности

Компонент	A1a	A1b1	A1b2	A2a1i	A2a1j	A2a2i	A2a2j	A2b1	A2b2	B1a1	B1a2	B1b1	B1b2i	B1b2j	B2a	B2b
SiO ₂	50.69	51.50	50.31	48.15	48.50	49.49	47.60	48.45	50.74	49.53	47.21	47.13	46.59	47.36	46.83	47.01
TiO ₂	1.46	1.99	1.66	3.00	2.08	1.73	2.58	1.93	1.55	1.47	1.80	1.31	1.97	1.55	1.89	1.93
Al ₂ O ₃	13.26	17.01	15.87	16.63	16.25	15.94	16.63	17.43	17.04	16.34	16.83	14.29	14.95	17.45	16.10	15.15
FeO _{общ}	7.40	9.68	9.34	11.75	10.97	10.17	9.98	9.87	9.67	8.64	9.51	8.20	10.61	9.19	13.87	12.09
MnO	0.10	0.17	0.16	0.17	0.17	0.14	0.18	0.17	0.17	0.14	0.16	0.15	0.17	0.15	0.22	0.18
MgO	7.78	4.82	6.69	4.52	5.92	7.15	6.86	6.05	5.27	7.35	7.17	12.63	9.17	7.26	6.73	7.89
CaO	8.88	7.25	8.13	7.66	8.53	8.63	8.50	9.63	8.83	9.73	10.83	10.76	10.27	10.60	8.45	9.08
Na ₂ O	2.55	4.00	3.59	3.93	3.82	3.54	4.08	3.66	3.51	3.30	3.05	2.91	3.03	3.00	3.42	3.11
K ₂ O	3.30	2.06	2.48	1.64	1.85	1.86	1.93	1.39	1.57	1.39	1.29	1.39	1.10	1.21	1.99	1.37
P ₂ O ₅	0.70	0.69	0.89	0.66	0.81	0.60	0.67	0.62	0.84	0.50	0.69	0.59	0.49	0.54	0.55	0.52
Na ₂ O + K ₂ O	5.85	6.06	6.07	5.57	5.67	5.40	6.02	5.05	5.08	4.69	4.35	4.30	4.13	4.21	5.41	4.48
Mg#	87	76	82	71	77	82	81	79	77	84	82	91	85	83	75	80
T _{лиг}	1229	1119	1186	1120	1149	1190	1180	1163	1145	1180	1177	1308	1226	1191	1176	1203
Sc	23.85	16.21	22.98	21.07	20.75	24.30	18.70	25.95	21.95	27.96	24.04	35.20	25.66	24.50	20.43	25.61
V	—	185.67	196.00	137.00	190.40	209.83	192.00	215.67	169.00	189.50	213.20	206.00	222.14	210.50	187.33	224.60
Cr	349.00	66.98	157.67	18.75	107.60	156.29	110.78	94.20	63.57	216.67	134.22	676.50	299.44	136.00	187.33	246.50
Co	32.90	27.48	37.60	34.30	37.75	32.87	32.87	38.00	34.00	36.32	36.23	54.60	40.58	36.90	36.80	46.24
Ni	173.50	54.84	96.25	8.00	95.00	103.29	108.73	55.33	31.00	118.00	88.00	299.50	154.22	74.50	164.67	174.50
Rb	87.50	36.24	61.22	25.80	26.56	37.63	41.52	20.38	27.13	23.20	25.21	15.50	16.79	20.25	36.30	21.94
Rb/Cs	—	94.75	31.24	—	61.07	20.93	87.40	—	75.37	45.49	19.90	29.81	46.22	17.69	78.35	31.80
Cs	—	0.38	1.96	—	0.44	1.80	0.48	—	0.36	0.51	1.27	0.52	0.36	1.15	0.46	0.69
Sr	990.50	712.71	1068.22	764.67	1032.12	818.71	669.67	791.25	1152.12	923.60	1085.44	1207.50	796.22	960.50	566.67	630.27
Y	25.50	25.79	31.75	34.40	29.04	30.60	—	28.60	26.95	25.25	26.62	22.50	24.84	24.00	—	—
Zr	267.00	296.75	254.44	109.67	258.29	205.67	252.80	177.00	166.50	151.67	223.29	152.50	197.83	184.50	181.33	183.00
Ba	1673.50	522.28	1686.33	467.25	847.49	1119.43	452.17	663.40	827.25	1232.50	793.89	1099.50	660.22	739.00	438.00	440.50
La	80.95	44.21	62.12	32.33	60.56	38.32	42.12	56.88	77.00	34.45	48.21	39.80	41.31	33.40	31.53	34.61
Yb	1.76	2.63	2.49	2.61	2.42	2.41	2.45	2.62	2.68	2.26	4.25	2.02	1.93	2.18	2.39	2.46
La/Yb	46.13	16.83	24.90	12.41	25.04	15.90	17.19	21.68	28.70	15.23	11.35	19.70	21.39	15.36	13.19	14.05
Ce	157.00	88.36	127.11	63.98	121.04	84.04	81.97	89.24	140.71	72.33	100.06	89.50	78.43	71.08	63.67	71.38
Ce/Pb	12.56	—	31.78	8.00	—	14.92	—	6.37	—	4.69	10.01	—	6.40	—	—	—
Pb	12.50	—	4.00	8.00	—	5.63	—	14.00	—	15.43	10.00	—	12.25	—	—	—
Nd	77.15	44.06	59.61	33.40	48.65	42.40	34.46	40.55	45.99	36.37	49.61	44.35	39.48	36.35	31.30	32.71
Sm	13.68	8.20	10.61	7.44	9.04	7.85	7.50	7.47	8.96	6.73	8.75	8.04	7.29	6.59	5.90	6.86
Eu	3.10	2.47	2.85	2.35	2.68	2.43	2.26	2.19	2.66	1.90	2.66	2.23	2.11	2.19	1.78	2.10

Компонент	A1a	A1b1	A1b2	A2a1i	A2a1j	A2a2i	A2a2j	A2b1	A2b2	B1a1	B1a2	B1b1	B1b2i	B1b2j	B2a	B2b
Tb	1.08	1.14	1.21	1.18	1.01	1.01	1.00	1.01	0.90	0.83	1.06	0.86	0.91	0.84	0.82	0.94
Yb	1.76	2.63	2.49	2.61	2.42	2.41	2.45	2.62	2.68	2.26	2.18	2.02	1.93	2.18	2.39	2.46
Tb/Yb	0.61	0.44	0.48	0.45	0.42	0.42	0.41	0.38	0.33	0.37	0.49	0.42	0.47	0.38	0.34	0.38
Lu	0.31	0.37	0.37	0.39	0.35	0.35	0.36	0.40	0.40	0.35	0.33	0.30	0.30	0.34	0.33	0.31
Hf	6.10	6.36	6.45	5.62	5.52	4.93	6.03	4.81	4.74	3.93	4.89	3.50	4.09	3.93	4.18	3.86
Ta	1.08	2.52	2.31	2.54	2.21	1.75	4.13	1.72	1.53	0.84	1.58	0.60	1.44	0.74	3.72	2.74
Th	9.48	5.65	7.49	2.67	5.03	3.83	6.68	6.02	7.57	4.07	5.27	3.05	5.48	3.22	4.00	3.92
U	—	1.52	2.06	0.65	1.38	1.04	1.25	1.59	2.21	0.87	1.29	1.10	1.92	0.65	1.26	1.05
Nb/U	—	16.91	19.65	91.24	23.73	28.83	67.47	20.75	10.04	14.54	13.00	9.09	15.06	18.85	—	41.27
Nb	20.50	25.70	40.52	59.00	32.72	29.98	84.00	33.00	22.17	12.60	16.70	10.00	28.97	12.25	—	43.33
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5123	0.5125	0.5124	0.5128	0.5120	0.5125	0.5130	0.5128	0.5119	0.5124	0.5124	0.5125	0.5126	0.5123	0.5130	0.5127
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7086	0.7047	0.7060	0.7040	0.7059	0.7061	0.7032	0.7044	0.7062	0.7066	0.7057	0.7061	0.7049	0.7060	0.7033	0.7055
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.6040	18.9032	18.4810	18.7137	19.1002	17.9950	18.9865	18.8530	18.9850	18.7963	18.6850	19.1280	18.6204	18.6093	19.0697	18.6774
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.5950	15.5730	15.5730	15.5627	15.6200	15.4760	15.5625	15.6210	15.6440	15.6500	15.5985	15.6675	15.5846	15.6275	15.5970	15.5629
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.8070	38.8158	38.4480	38.4217	38.7114	37.5780	38.6300	38.5753	38.7140	39.0338	38.7321	38.8750	38.5729	38.8335	38.7323	38.3586
N	2	8	9	4	10	7	6	5	7	6	9	2	9	4	3	10

Примечание. A1a...B2b — кластеры.

ции глубинности. Выбор подходящей петрогеохимической информации из массива данных выполнялся с использованием принятых критериев [White, 1997; Hofmann, 2003] с целью выделения условий плавления примитивной мантии [Wang et al., 2002]. Это позволяет исключить из анализа процессы, с которыми связано искажение первичной петрохимической информации: контаминация при извлечении магмы из очага генерации [Roden, Murthy, 1985; Spera, Bahrson, 2004], фракционирование в промежуточных камерах [Арискин, Бармина, 2000]. Исследование петрогеохимических данных о составах базитовых эффузивных пород провинции Долин и Хребтов проводилось с помощью как кластерного, так и дискриминационного анализов [Классификация..., 1980; Мандель, 1988; Айвазян и др., 1989; Олдендерфер, Блэшфилд, 1989; Орлов, 2002] на основе пакета Statistica 6.0: 1) исходный массив петрохимических данных разбивался на кластеры (группы) с использованием метода Варда в качестве метода объединения кластеров и коэффициента корреляции Пирсона в качестве меры связи; 2) количественный состав полученных петрохимических кластеров сужался дополнением данными содержания примесных элементов и их изотопов; 3) для полученных кластерных петрогеохимических выборок проводилась дискриминация с использованием геохимического критерия: набор образцов, имеющих геохимические характеристики, был разделен на шпинелевую (Spl, $n = 65$) и гранатовую (Gar, $n = 143$) фации по величине нормированного отношения La/Yb для примитивной мантии [Hofmann, 2003]; 4) для каждого кластера (группы) определялись средние; 5) производился корреляционный анализ как для полных массивов петрогеохимических массивов, так и для их кластеров, отвечающих шпинелевой и гранатовой фациям; 6) для средних полученных петрохимических кластеров применялись методы петрогенетического анализа: кристаллических последовательностей [Френкель, Арискин, 1984] с использованием КОМАГМАТ [Арискин, Бармина, 2000] и метод p-Melts [Herzberg et al., 2007]. Полученные статистические данные приведены в табл. 1—3.

Применение указанного комплекса методик позволило по полученным кластерам определить наиболее вероятный состав первичных базитовых выплавов. Обратная оценка глубины их плавления из ультрабазитовой мантии проводилась на основе отфильтрованных данных по методу [Herzberg et al., 2007]. Прямая оценка верхнего уровня

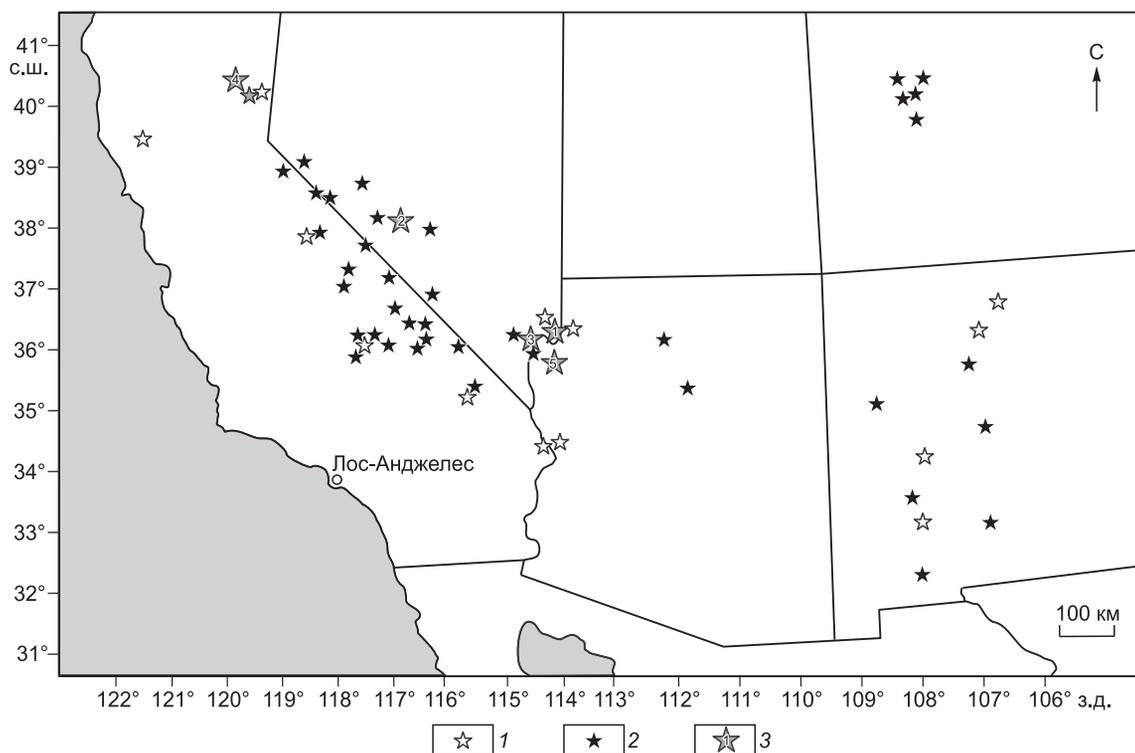


Рис. 1. Схема размещения вулканических центров с возрастом излияний лав менее 10 млн лет.

1 — шпинелевая (Spl), 2 — гранатовая (Gar) фации глубинности, 3 — анализы, приведенные в табл. 4.

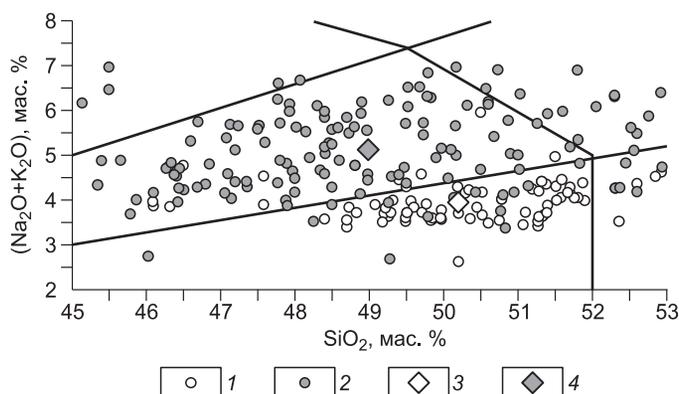
астенолинз определялась по результатам численного решения гидродинамической задачи декомпрессионного плавления конвектирующей верхней мантии над горячей точкой [Перепечко, Шарапов, 2001; Шарапов и др., 2007, 2008; Модельный анализ..., 2009].

АНАЛИЗ ИСХОДНОЙ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О СОСТАВЕ БАЗИТОВЫХ ЛАВ

Распределение точек опробования вулканических пород с возрастом не более 10 млн лет показано на рис. 1 с учетом их фациального разделения, а на рис. 2 — соотношение выделенных групп пород в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Для кластеров гранатовой фации кристаллизационные последовательности для давлений 1—10 кбар исследованы с помощью КОМАГМАТ (пример для 1 кбар приведен на рис. 3). Это позволило определить минимальные значения температуры ликвидуса T_{liq} , отвечающие началу кристаллизации магмы в процессе ее интродуирования в земной коре и литосферной мантии, и магниальный номер (Mg#) оливина в порфиновых выделениях (см. табл. 3) [Herzberg et al., 2007]. Для всех кластеров гранатовой фации была проведена фильтрация образцов, в которых $\text{SiO}_2 \geq 48.5$, $\text{TiO}_2 \geq 1.5$, $\text{Na}_2\text{O} \geq 3$, $\text{K}_2\text{O} \geq 1$, $\text{P}_2\text{O}_5 \geq 0.5$ мас. %; $\text{Sr} \geq 600$, $\text{Ba} \geq 500$ г/г. Необходимость такой фильтрации определялась следующим: 1) исследование корреляционных матриц, отраженное в групповых связях петрогенных и примесных компонентов (рис. 4), показывает, что «магнезиальные» и «кислые» группы составов фации данной глубинности характеризуются различными корреляциями;

Рис. 2. Соотношения пород, возникших из расплавов разных фаций глубинности в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1 — шпинелевая, 2 — гранатовая фации глубинности, 3, 4 — средние по выборкам пород этих фаций соответственно.



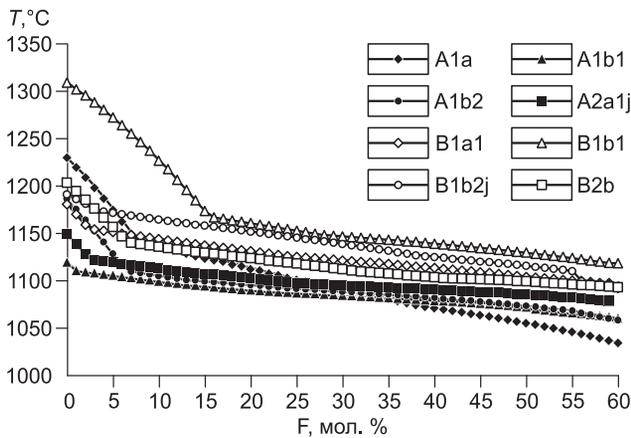


Рис. 3. Кристаллизационные последовательности, вычисленные для средних составов кластеров лав, возникших из расплавов гранатовой магматической фации (см. табл. 3, $P = 1$ кбар, базовые составы).

Кластеры B1b1, A2a1j, A1b2, B2b могут являться исходными при фракционировании в промежуточных камерах (по методу [Френкель, Арискин, 1984]).

для ультрабазитовых пород, отвечающих PT условиям шпинелевой и гранатовой фаций [Kushiro, 1996]; 3) в оставшейся части выборки необходима дополнительная фильтрация образцов, отвечающих выплавлению магм из метасоматизированного субстрата. Такую фильтрацию можно было провести, опираясь на анализ функций распределения Ba, Sr и P [White, 1997].

Оставшиеся пробы базитовых пород были отнесены к продуктам наименее искаженных вторичными процессами выплавки из ультрабазитовых субстратов гранатовой фации. Окончательная оценка «фертильности» наиболее глубоких зон плавления для гранатовой фации производилась на основе анализа распределения отдельных образцов на диаграмме $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ относительно положения модельной ПМ (рис. 5). После фильтрации осталось не более пяти анализов (табл. 4), для которых с использованием p -MELTS построены изобарические кривые равновесной (рис. 6) и фракционной кристаллизации в рамках гранатовой фации для 30 кбар. Для петрохимических сопоставлений базовой мы считаем кривую равновесной кристаллизации, поскольку процесс фракционирования базитовых магм в мантийных очагах пока не имеет никаких количественных характеристик. Поэтому результаты численных экспериментов для фракционных последовательностей мы не приводим. Для оценки PT условий плавления были вычислены значения $Mg\#$ оливинов при температуре ликвидуса и траектории кристаллизации для средних составов кластеров, в которые входили отфильтрованные образцы. Оценку PT условий появления первоначального расплава из ультрабазитовой мантии находили по схеме [Herzberg et al., 2007] с учетом баланса масс в примитивной выплавке по [Kushiro, 1996] для 30 кбар. Для полноты анализа по методу [Smith, Asimow, 2005] были определены составы петрогенных компонентов системы оксидов кальция, магния, алюминия и кремния (CMAS) на ликвидусе для 30 кбар для ультрабазитовых субстратов, использованных разными авторами (рис. 7). Таким образом, для давлений перехода между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности возможно получить независимые оценки. Для оценки больших давлений использованы диаграммы из [Herzberg et al., 2007, см. fig. A1, A2], с помощью которых можно определить, что давление, необходимое для выплавления магмы из ультрабазитового субстрата для выбранных составов (см. табл. 4), не превышает 40 кбар. Более точные оценки на основе существующей версии p -Melts невозможны.

Как показано в [Maaløe, Abbott, 2005], строгое согласование баланса масс для реальных лав и используемых моделей состава первичного расплава трудно достижимо. Для степеней плавления ниже 30 % и давления 30 кбар наиболее близкие значения получаются для экспериментально исследованных составов гранатовых лерцолитов и совершенно не соотносятся с составом модельной ПМ (см. рис. 7). Проведенный анализ позволяет оценить интервал давлений 30—40 кбар, в котором происходит плавление исходных магм с образованием лав, соответствующих по составу данным табл. 4.

Таблица 4. Выборка анализов базальтов провинции Долин и Хребтов, значения которых располагаются наиболее близко к точке ПМ (см. рис. 5)

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O + K ₂ O
1	46.30	1.19	14.64	12.59	0.18	9.16	7.98	3.16	1.59	0.27	4.75
2	47.77	1.51	16.18	9.85	0.17	8.32	9.84	3.37	1.03	0.44	4.40
3	45.79	1.41	14.50	12.80	0.16	8.78	8.38	2.86	0.84	0.28	3.70
4	45.87	1.81	15.33	10.88	0.18	8.4	10.93	3.11	0.91	0.52	4.02
5	48.00	2.00	16.30	9.35	0.20	9.75	9.36	3.40	1.10	0.50	4.50

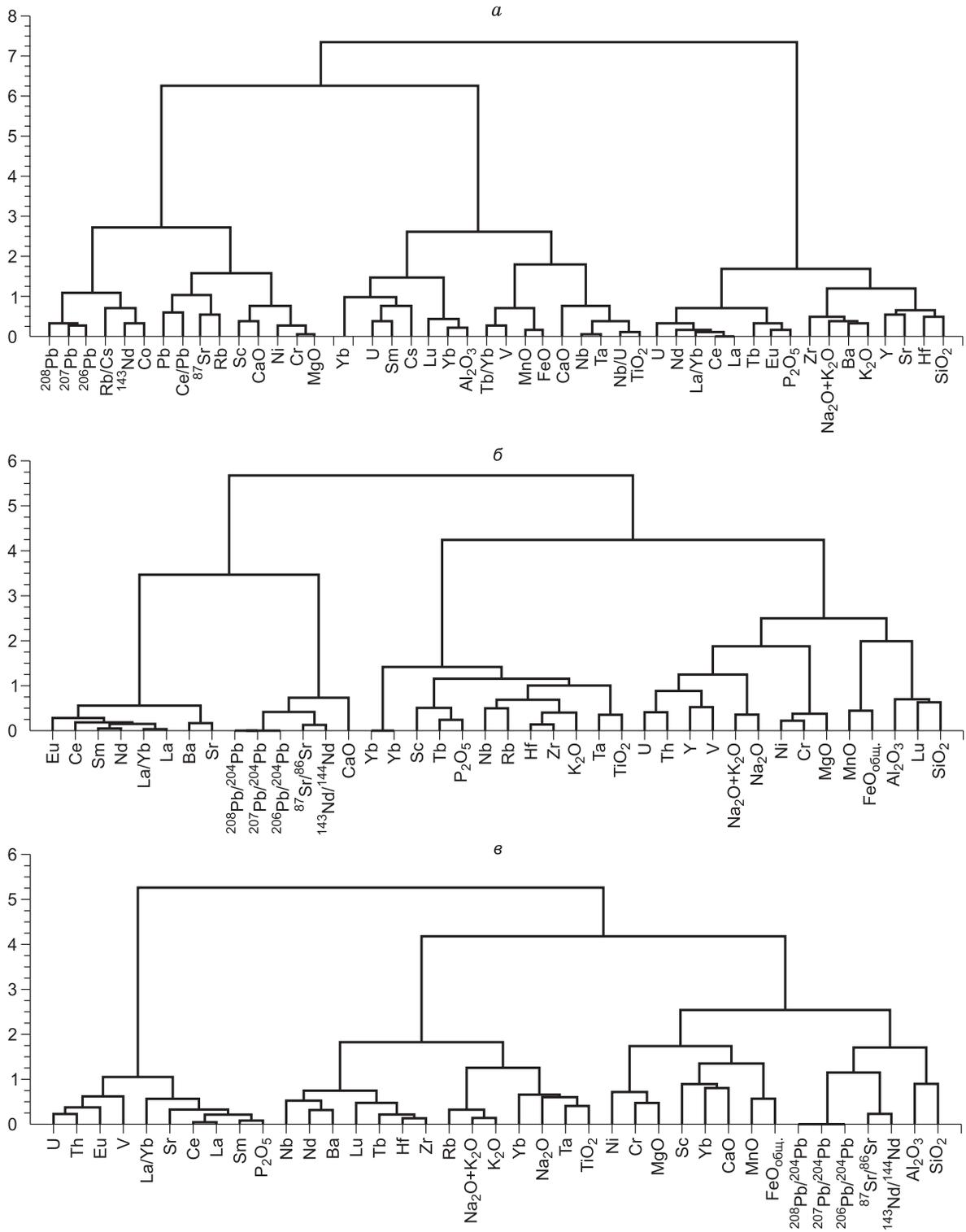


Рис. 4. Корреляционные группы примесных и петрогенных компонентов.

a — кластеры (см. табл. 3); *б* — породы с содержанием $\text{MgO} \geq 8$ мас. %; *в* — породы с содержанием $\text{MgO} < 8$ мас. %. Ось ординат — расстояние связи.

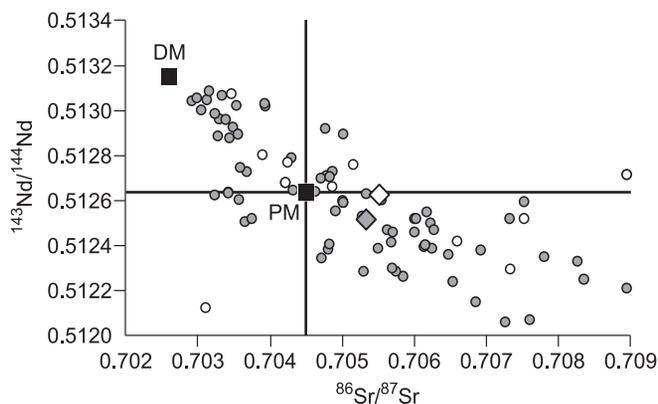


Рис. 5. Распределение отношений изотопов Nd и Sr в лавах, возникших из расплавов разных фаций глубинности.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

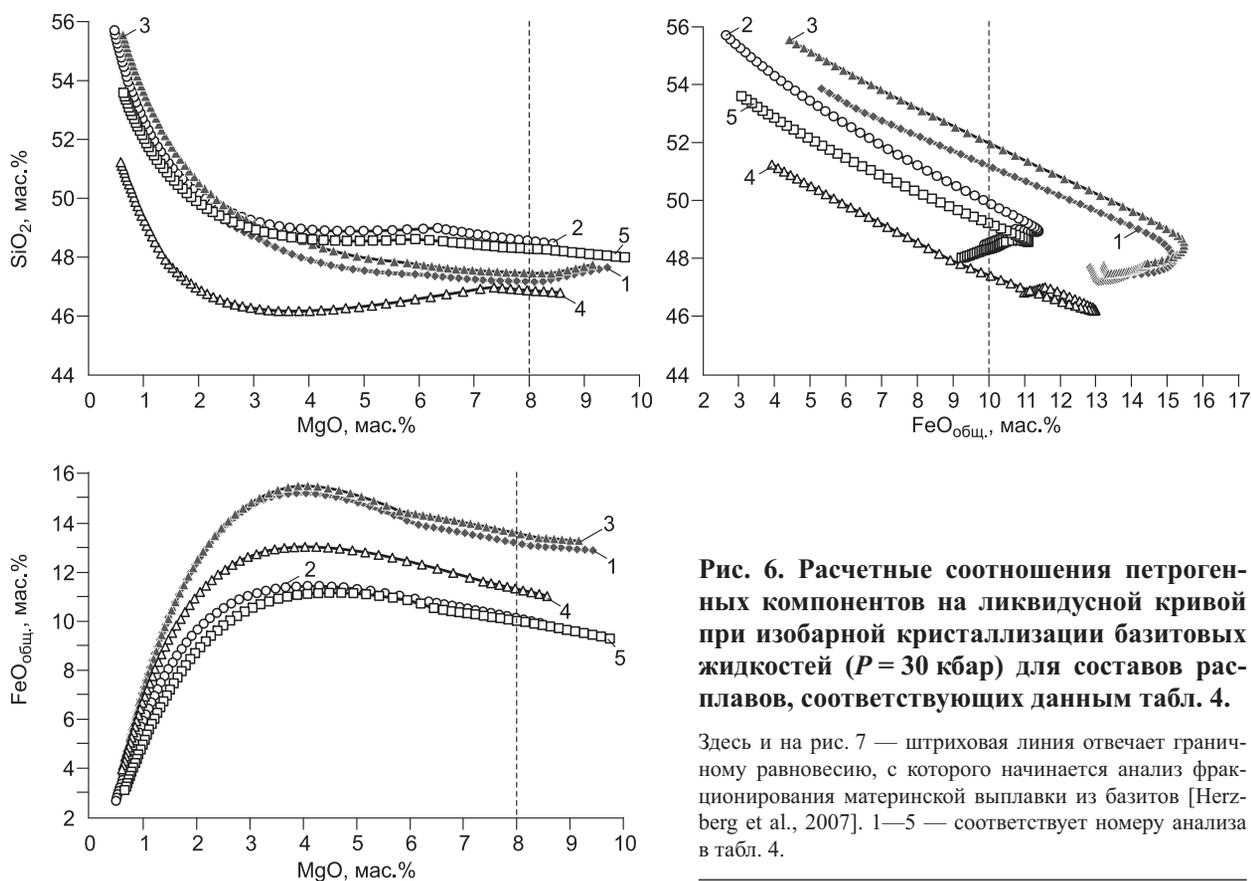


Рис. 6. Расчетные соотношения петрогенных компонентов на ликвидусной кривой при изобарной кристаллизации базитовых жидкостей ($P = 30$ кбар) для составов расплавов, соответствующих данным табл. 4.

Здесь и на рис. 7 — штриховая линия отвечает граничному равновесию, с которого начинается анализ фракционирования материнской выплавки из базитов [Herzberg et al., 2007]. 1—5 — соответствует номеру анализа в табл. 4.

ДИНАМИКА ДЕКОМПРЕССИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДЛЯ ПРОВИНЦИИ ДОЛИН И ХРЕБТОВ

Решение прямой задачи динамики декомпрессионного плавления конвектирующей верхней мантии использовалось для оценки верхней границы астеносферных систем. Моделирование конвекции в верхней мантии осуществляется в приближении Буссинеска [Перепечко, Шарапов, 2001]: исследуется гидродинамика высоковязкой сжимаемой жидкости с фазовыми переходами, происходящими в верхней мантии. Управляющие уравнения отражают законы сохранения массы, импульса и энергии и в безразмерной форме представляются в следующем виде:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v}) = 0,$$

$$\nabla P - \text{Pr Div}(\mathbf{v} \Sigma) - \text{Ra Pr } T \mathbf{e} = 0,$$

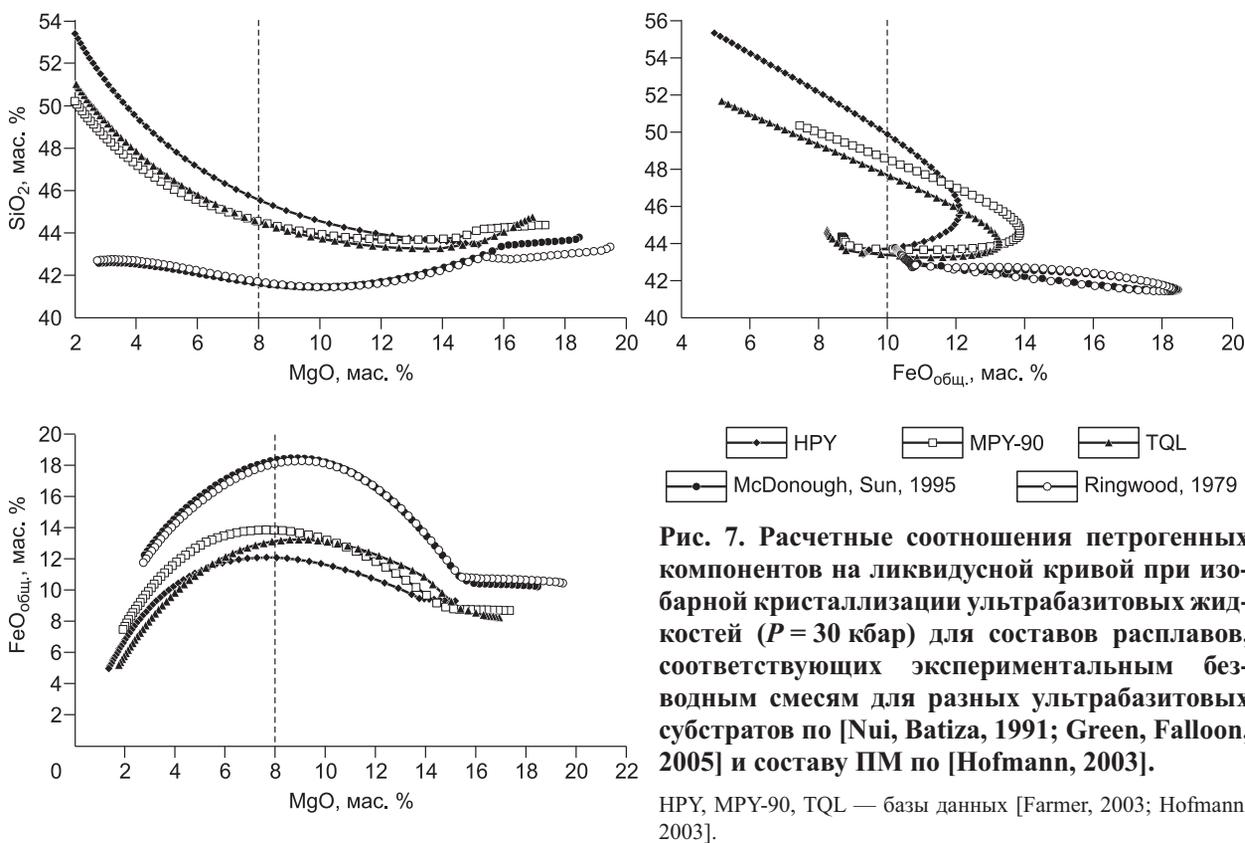


Рис. 7. Расчетные соотношения петрогенных компонентов на ликвидусной кривой при изобарной кристаллизации ультрабазитовых жидкостей ($P = 30$ кбар) для составов расплавов, соответствующих экспериментальным безводным смесям для разных ультрабазитовых субстратов по [Nui, Batiza, 1991; Green, Falloon, 2005] и составу ПМ по [Hofmann, 2003].

HPY, MPY-90, TQL — базы данных [Farmer, 2003; Hofmann, 2003].

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla)T = \chi \Delta T + H.$$

Здесь ρ — плотность, \mathbf{v} — вектор скорости, p — давление, T — температура, $\text{Div}(\cdot)$ — оператор тензорной дивергенции, $\Sigma_{ik} = \partial_k v_i + \partial_k v_i - \frac{2}{3} \delta_{ik} \partial_l v_l$ — тензор скоростей деформации, \mathbf{v} — кинематическая вязкость, χ — температуропроводность, H — скрытая теплота фазовых переходов, \mathbf{e} — единичный вектор, Pr — число Прандтля, Ra — число Рэлея.

Замыкает систему уравнение состояния с пространственно распределенными фазовыми переходами $\rho = \rho_0 - \beta(T - T_0) + \alpha(P - P_0) + \sum_{i=1}^N \pi_i$, где ρ_0 определяется из уравнения состояния при начальных условиях, $P_0 = \rho_0 g(h_0 - h)$ — геостатическое давление, h — глубина, α — коэффициент объемного сжатия, β — коэффициент теплового расширения. Посредством $\pi_i = \Delta \rho_i \left(1 + \text{th} \left(\frac{(P - P_i - \gamma_i (T - T_i))}{d_i} \right)\right)$ учитываются фазовые переходы (рис. 8, табл. 5): $\Delta \rho_i$ — скачок плотности, P_i , T_i — характерные давление и температура, $\gamma_i = (dP/dT)_i$ — наклон кривой Клайперона, d_i — ширина фазового перехода. Уравнение состояния включает основные твердотельные фазовые переходы, присутствующие в верхней мантии и соответствующие лерцолитовому составу верхней мантии [Hofmann, 2003], а выше — метасоматизированной мантии [Wyllie, 1995], и составлено на основе фазовых диаграмм — конвектирующих в верхней мантии лерцолитов [Ito, van Keken, 2006], амфиболитизированных ультрабазитов [Майсен, Беттчер, 1979; De Smet, 1999] для мантийной части литосферы [McKenzie, 1984; Mantovani, 1985; Turner et al., 1996; Large Igneous..., 1997; De Paolo, 2001], водосодержащих гранитов [Raddick et al., 2002] для нижней земной коры. Для метасоматизированных литосферных пород использовалась фазовая диаграмма [Farmer, 2003]. Физические характеристики мантийной среды принимались следующие [Rock Physics..., 1995]: нормальная плотность соответствует плагиоклазовому лерцолиту при нормальном давлении $\rho_0 = 3.26 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 2 \cdot 10^{-12} \text{ Па}^{-1}$, $\beta = 3 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$, $\chi = 1 \cdot 10^{-6} \text{—} 1.5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; $\nu = 0.15 \cdot 10^{17} \text{—} 6 \cdot 10^{17} \text{ м}^2/\text{с}$ и зависит от давления и температуры, $\text{Pr} \approx 10^{21} \text{—} 10^{23}$, $\text{Ra} \approx 10^6$.

Верхняя граница системы: на поверхности ультрабазитовой мантии присутствует литосфера мощностью 7—40 км для океана, 40—140 км для континента. Верхняя граница литосферы принимается свободной с постоянной нулевой температурой. Толщина метасоматизированной литосферы переменная,

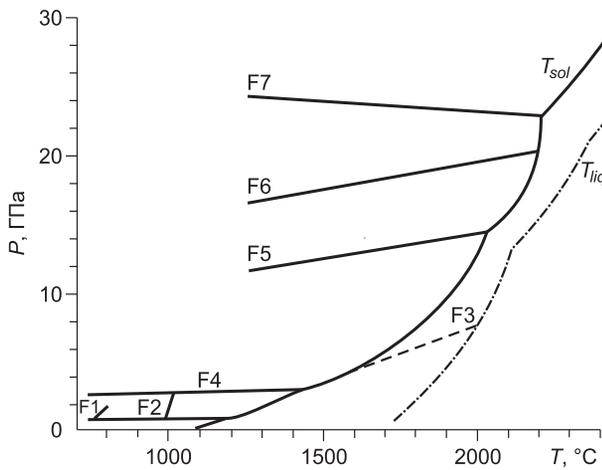


Рис. 8. Диаграмма состояния для вещества литосферы и верхней мантии [Green, Falloon, 2005].

определяется реологией среды и положением верхней границы астеносферы. Граница верхней и нижней мантий принималась непроницаемой для вещества и задавались условие прилипания и распределение температуры (1400—2100 °C). Условия на боковых границах имитировали бесконечность слоя: нормальные производные вертикальной компоненты скорости и температуры, а также горизонтальная компонента скорости полагались нулевыми. Горячие точки задавались на нижней границе как области протяженностью 100—300 км с повышенной на 5—20 % температурой. Структура литосферы

(рис. 9), распределение горячих точек под ее морфоструктурами задавались по [Wang et al., 2002]. В начальный момент времени задавались распределения температуры и плотности, по которым рассчитывалось начальное давление. Температура на нижней границе системы считалась однородной и стационарной со значением $T_{ip} = 1750$ °C. Ширина горячего пятна принималась 100 км, температура в нем варьировала в интервале 5—20 %.

Задача решалась численно методом контрольного объема [Patankar, 1980; Perepechko, 2000], важным свойством которого является точное интегральное сохранение массы, количества движения и энергии на любой группе контрольных объемов, т.е. обеспечивает физичность результатов моделирования. Для повышения сходимости итерационного процесса использовался метод нижней релаксации с различным значением параметра релаксации для каждого уравнения. Метод сквозного счета использовался с целью повышения скорости счета для двухслойной системы верхняя мантия—литосфера. Расчетная область составляла $700 \times (2100—4900)$ км. Шаг по времени при исследовании динамики астеносферы составлял 0.15—0.65 млн лет. Результаты вычислительных экспериментов приведены на рис. 9.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты численного моделирования (см. рис. 9) позволяют выделить границы областей декомпрессионного плавления в верхней мантии и размеры зон контактового плавления метасоматизированной литосферной мантии и переходной зоны, подслаивающих алмазоносные кратоны внутриплитных мантийно-коровых магматических систем (рис. 10). Прототипом внутриплитных континентальных модельных систем служили пермотриасовые траппы Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы [Модельный анализ..., 2009]. На рис. 10 также показаны результаты решения прямой и обратной задач для провинции Долин и Хребтов. В этом регионе условия сходны с условиями формирования толеитов Сибирской платформы, что подтверждается данными изучения ксенолитов ультрабазитов в базальтах вулканических дуг разного возраста западной части Северной Америки [Cox, 2003]. Общепринятая интерпретация природы мантийно-коровых базитовых магматических систем для континентальной мантии [Farmer, 2003; Walter, 2003; Wood, Blunde, 2003] в настоящее время отсутствует [Plates..., 2005].

Таблица 5. Характеристики фазовых переходов в коре и мантии

Номер фазового перехода, N	Фазовый переход	P_i , кбар	T_i , °C	γ_i , бар/К	d_i , кбар	$\Delta\rho_i$, г/см ³
F7	Шпинель — перовскит	235	1800	0	100	0.38
F6	β -шпинель — γ -шпинель	182	1700	46	10	0.06
F5	Оливин — β -шпинель	135	1600	37	40	0.22
F4	Гранатовый лерцолит — шпинеливый и плагио-класовый лерцолит	9.7	700	17	6	0.12
F3	Плавление лерцолита	28	1400	82	2	0.11
F2	Плавление деплетированного метасоматизированного ультрабазита	12	950	820	2	0.11
F1	Плавление гранита	2	750	190	0.7	0.1

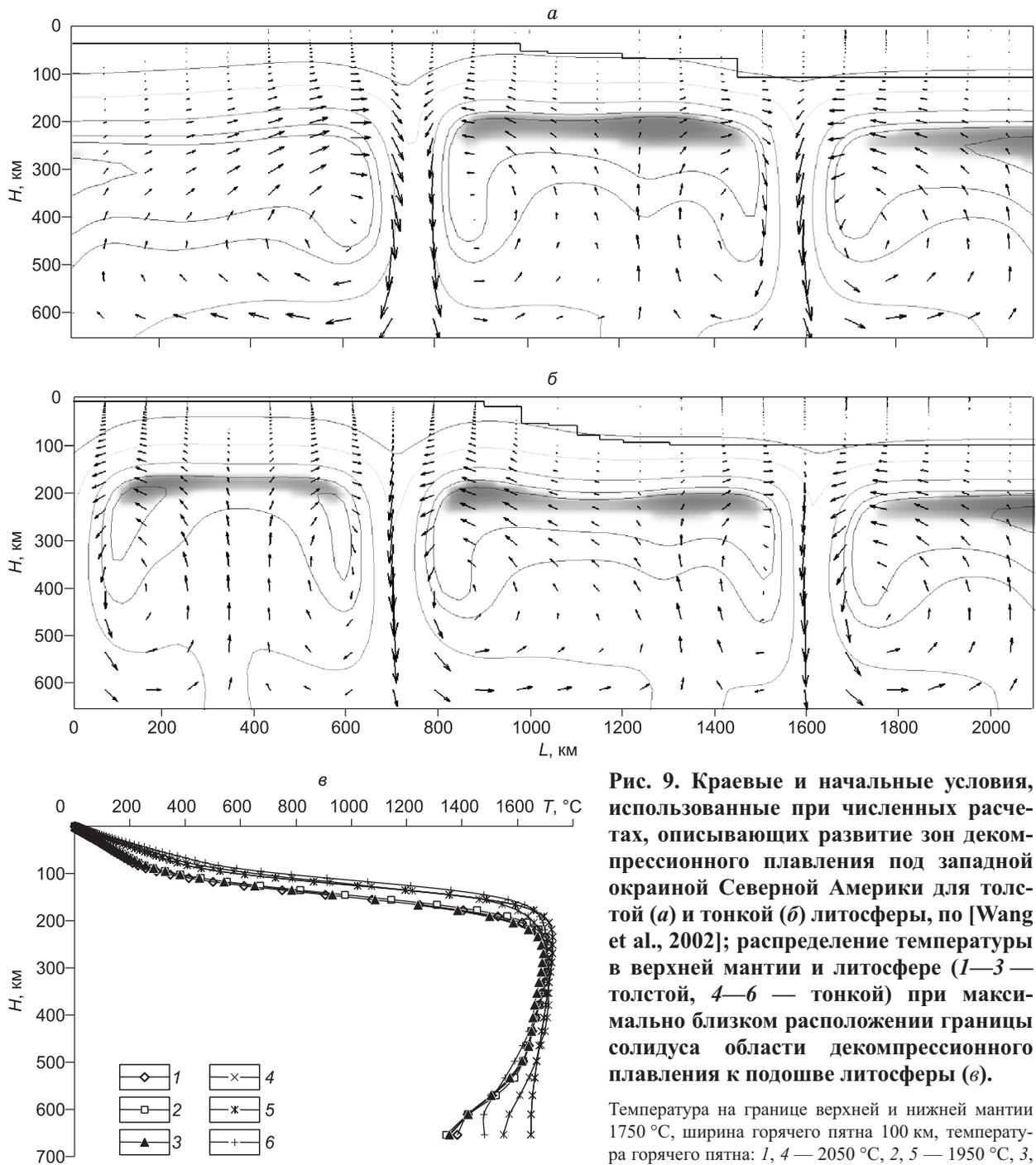


Рис. 9. Краевые и начальные условия, использованные при численных расчетах, описывающих развитие зон декомпрессионного плавления под западной окраиной Северной Америки для толстой (а) и тонкой (б) литосферы, по [Wang et al., 2002]; распределение температуры в верхней мантии и литосфере (1—3 — толстой, 4—6 — тонкой) при максимально близком расположении границы солидуса области декомпрессионного плавления к подошве литосферы (в).

Температура на границе верхней и нижней мантии 1750°C , ширина горячего пятна 100 км, температура горячего пятна: 1, 4 — 2050°C , 2, 5 — 1950°C , 3, 6 — 1850°C .

Поэтому существует необходимость обсуждения понятийной базы, используемых подходов и добротности исходной информации.

Схема петрогенетических построений в магматической геологии при определении PT условий мантийного магмообразования в современных работах [Treatise..., 2003; Earth's deep..., 2005; Plates..., 2005] строится на результатах исследования базитовых эффузивных пород, заимствованных из различных источников: статистики изучения составов лав [Rollinson, 1994; White, 1997]; результатов экспериментального изучения плавкости пород, которые могли быть источниками реальных базитовых жидкостей [Falloon et al., 1988; Kushiro, 1996; Kinzler, 1997; Walter, 1998; Pertermann, Hirschmann, 2003; Herzberg, 2004; Keshav et al., 2004]; результатов структурных и геофизических исследований действующих магматических систем [Allen et al., 2002; Godey et al., 2004; Wolfe et al., 2009]; результатов согласования баланса массы в терминах содержаний петрогенных и примесных компонентов при вариации термодинами-

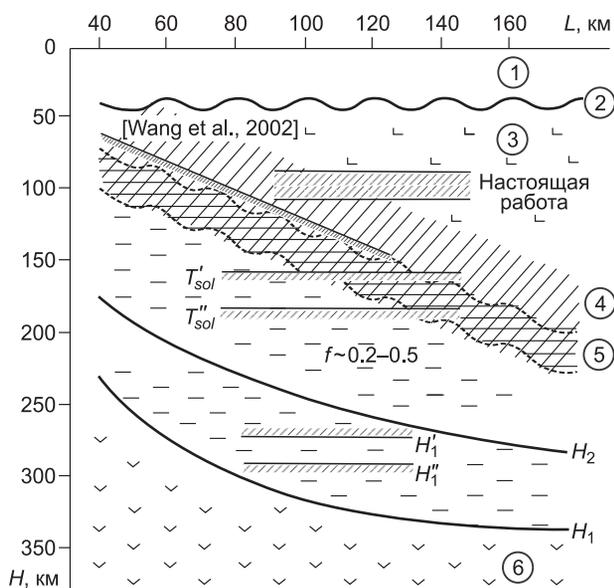


Рис. 10. Обобщенная схема расположения фазовых границ при развитии декомпрессионного плавления в верхней мантии над горячими пятнами под неоднородной литосферой [Модельный анализ..., 2009].

H_1 , H_2 — нижняя и верхняя границы астенولينз; f — степень плавления субстрата. На схему нанесено положение верхней границы астеносферы, по [Wang et al., 2002]. Наклонной штриховкой обозначена область возникновения областей плавления метасоматизированной верхней мантии, оцениваемая по методу [Herzberg et al., 2007] для данных табл. 4. Верхняя граница солидуса T_{sol}' для тонкой литосферы (см. рис. 9, б) практически совпадает с оценкой [Wang et al., 2002], для толстой (см. рис. 9, а) — располагается значительно глубже (кривая T_{sol}''). H_1' , H_1'' — нижняя граница астенولينзы для тонкой и толстой литосферы (см. рис. 9, б, а) соответственно. Цифры в кружках: 1 — кора, 2 — граница Мохо, 3 — литосфера, 4 — область метасоматических изменений, 5 — область контактного подплавления метасоматизированной литосферы, 6 — верхняя мантия.

ческих параметров на границе ликвидус—солидус в различных структурно-динамических зонах магматических систем [Langmuir et al., 1992; Kinzler, 1997; Арискин, Бармина, 2000; Gudfinnsson, Presnell, 2000; Ghiorsio et al., 2002; Spera, Bohrsen, 2004; Maaløe, Abbott, 2005; Putirka, 2005; Herzberg et al., 2007]. Согласование результатов используемых подходов ищется в основном при анализе океанических магматических систем. В цитированных работах приведены примеры петрогенетического анализа природы базитовых выплавов для ряда магматических систем. В работах [Langmuir et al., 1992; Kinzler, 1997; Falloon et al., 2007; Herzberg et al., 2007] методические приемы исследования диаграмм плавкости, использованные для оценки PT параметров и степени плавления породной матрицы при формировании базитовой магмы, можно сопоставить с результатами решения обратной задачи. При оценке составов расплавов из пород верхней мантии под континентами наиболее важным становится выбор критерия, по которому можно сопоставить выбранные эффузивные породы и продукты затвердевания фертильных расплавов. В современных публикациях обычно предполагается, что эффузивные базитовые породы океанического дна только по факту их кристаллизации из основного расплава следует относить к производному декомпрессионного плавления ультрабазитовых мантийных пород при появлении MORB, происходящего в процессе тектонической декомпрессии литосферной [Presnell, Gudfinnsson, 2011] или примитивной мантии при формировании OIB в головной части плюма [Hofmann, 2003]. Для континентального сектора также обсуждаются фациальные условия плавления толеитовых магм в литосферной мантии [Farmer, 2003; Green, Falloon, 2005]. Метод расчетов сводится к ряду процедур [Herzberg et al., 2007], главной из которых является оценка равновесного содержания оксидов железа и магния на ликвидусе, определяемого потенциалом кислорода в магме. Для этого в первом приближении достаточно определить магнизиальный номер оливина в фенокристаллах лавы. Основное внимание при этом обращается на согласование баланса массы. Но при оценке PT параметров формирования первичных расплавов для конкретных систем за рамками анализа остаются рассмотренные в данной работе ограничения, что приводит к проблемам при решении этой задачи для реальных эффузивных пород [Maaløe, Abbott, 2005]. В общем случае предполагаются два сценария развития магматической системы: 1) частичное плавление ультрабазитовой матрицы до степени, позволяющей согласовать баланс по MgO , FeO , тогда для CaO , Al_2O_3 и SiO_2 предполагается фракционирование избыточного количества оливина, номер которого известен из данных изучения реальных фенокристаллов или результатов численного моделирования; 2) при невозможности согласовать баланс по CaO и другим петрогенным или примесным компонентам к ультрабазитовой матрице добавляется необходимое количество эклогита или пироксенита [Herzberg, 2011].

Проблема пригодности данных анализов реальных эффузивных пород для оценки глубины формирования материнской выплавки из фертильной мантии обычно не рассматривается как при расчетах по программе p -MELTS, так и по упрощенным схемам расчета баланса CMAS [Gugfinnsson, Presnell, 2000; Maaløe, Abbott, 2005]. При использовании метода [Herzberg et al., 2007] эта проблема также не рассматривается, поскольку на бинарной диаграмме FeO — MgO по содержаниям этих компонентов отстраивается эмпирическая область всех известных составов базальтов, для которой с учетом номера оливина строится фракционный тренд до пересечения с базовой изоплетой с последующим согласо-

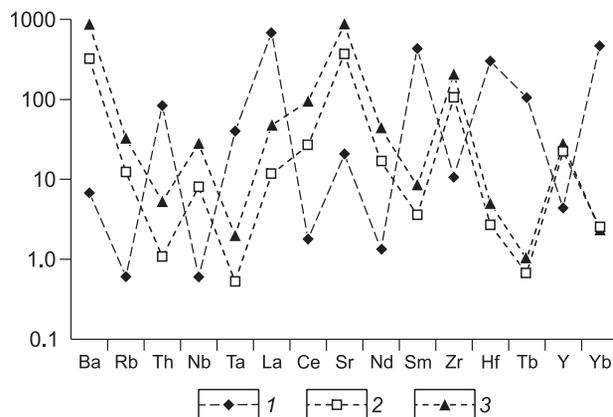
нием баланса массы по CMAS или расчетом по фракционной схеме *p*-Melts. Однако, как следует из обзоров [Farmer, 2003; Hofmann, 2003], континентальные и океанические базальты по геохимическим характеристикам представляют собой сложные породные комплексы, возникавшие из расплавов, которые могли извлекаться как из примитивной, так и из разных фациальных зон деплетированной литосферной мантии, в том числе из деплетированной или обогащенной метасоматизированной мантии. Это следует из работы [Wang et al., 2002, см. табл. 1], в которой уровни генерации базитовых магм для провинции Долин и Хребтов показаны на глубинах 56—158 км от поверхности вулканических поясов.

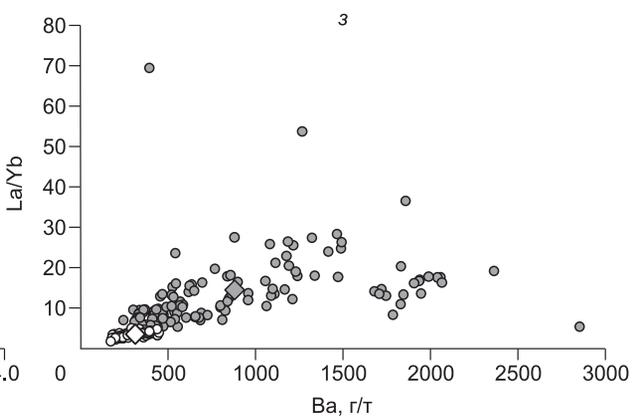
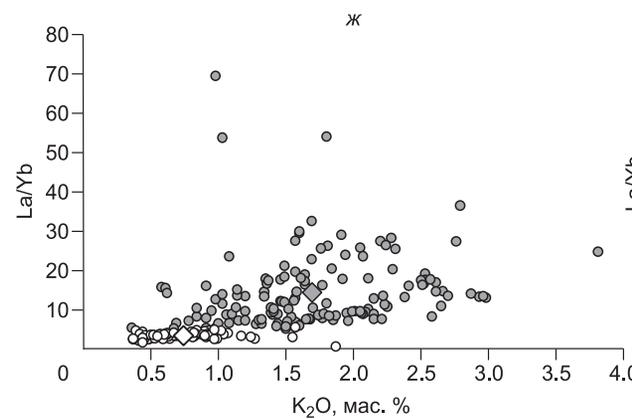
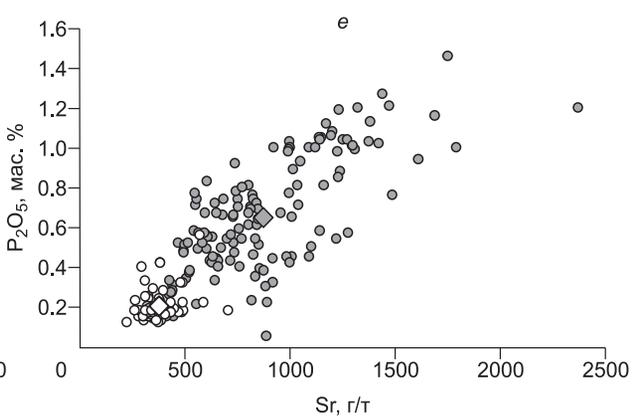
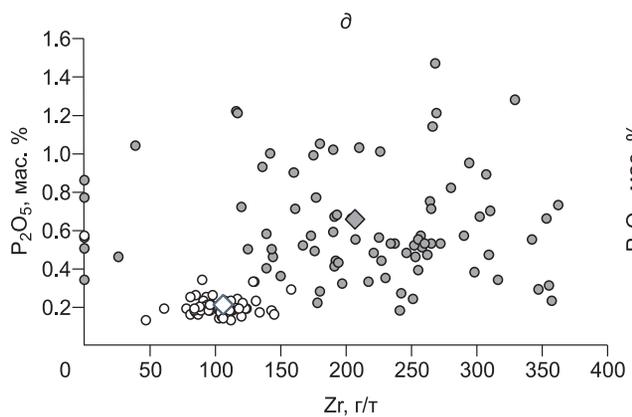
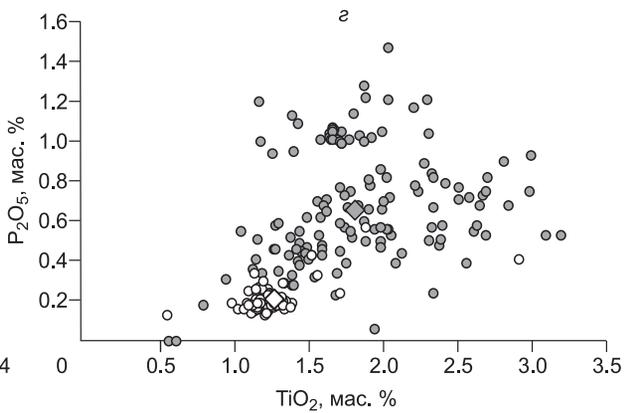
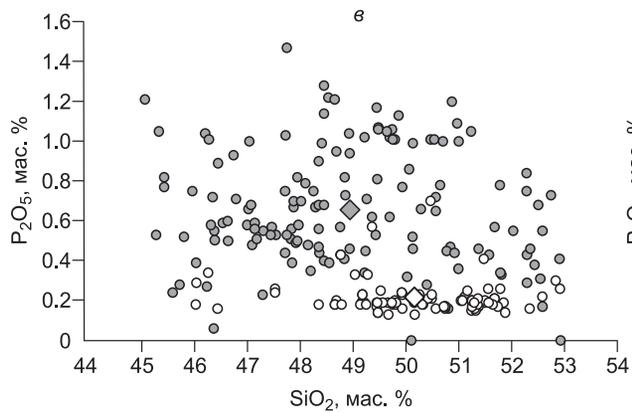
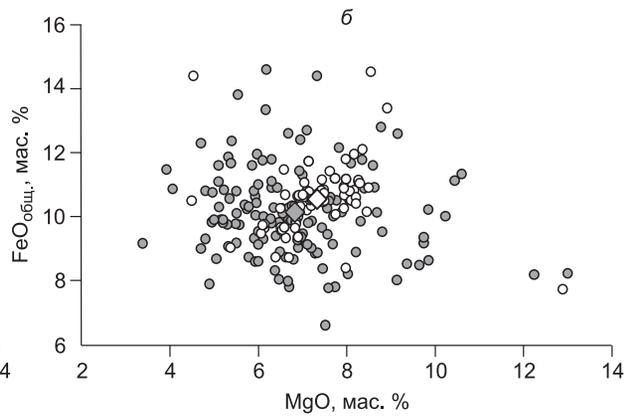
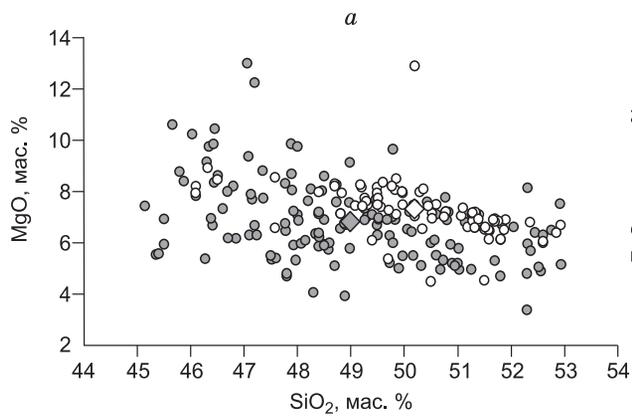
Статистический анализ геохимической информации позволяет сделать вывод, что практически 90 % эффузивных базитовых пород рассматриваемого региона кристаллизовались из магм, возникших из ультрабазитовых матриц, глубоко деплетированных по одним и высокообогащенным по другим (относительно модельной ПМ) примесным компонентам (рис. 11). Парные соотношения петрогенных и примесных компонентов (рис. 12) иллюстрирует это соображение. Из рис. 12, *a* следует, что для пород шпинелевой фаши просматривается более четкий линейный тренд SiO_2 — MgO , чем для пород гранатовой фаши. Особенно хорошо это видно для соотношений MgO — $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (см. рис. 12, *b*). Для пород шпинелевой фаши наблюдается линейный тренд, тогда как для пород гранатовой фаши выделяется только ограниченная группа образцов с содержанием $\text{MgO} > 8$ мас. %, где есть линейный тренд. Сильная разнородность исходных субстратов, из которых возникли магмы, формировавших породы указанных фаши, следует из диаграммы SiO_2 — P_2O_5 (см. рис. 12, *в*) и других парных соотношений. Существенно, что для пород гранатовой фаши просматривается не менее трех ассоциаций, имеющих разные парные соотношения петрогенных и примесных компонентов. Наиболее важно, что наблюдаются признаки [White, 1997] развития плавления по различным образом метасоматизированным ультрабазитовым субстратам (см. рис. 12, *з—и*). Таким образом, можно сказать, что продукты отдельных извержений рассматриваемых вулканов являются естественными пробами текущего состава магм из питающих очагов. Такие очаги могут быть областями сегрегирования магм на астеносферном или литосферном уровнях их генерации и перемещения из зон плавления, промежуточными литосферными интрузивными камерами или областями плавления литосферной мантии, которые могут находиться на любой глубине выше границы солидуса материнского очага [Fitton et al., 1988]. Из изложенного следует, что полученные в работе [Wang et al., 2002] оценки глубин плавления относятся к уровням магнообразования в литосферной континентальной мантии, а не в верхних областях декомпрессионного плавления примитивной мантии.

Методология оценки глубины и температуры образования базитовых расплавов на основе решения обратной задачи показывает, что такими методами можно получить любую оценку глубины от границы земной коры до границы астенолинзы. Критерием допустимого состава исходной матрицы могут быть только принятые геохимические характеристики тех или иных матриц. Иными словами, магматический очаг, в котором появляются фенокристаллы оливина, может быть в любой точке мантии под земной корой, но обязательно выше верхней границы солидуса очага, где возник данный расплав.

Оценка глубины расположения очага плавления и состава расплава в рамках прямой задачи делается на основе предположения о примитивности декомпрессионно плавящихся пород конвектирующей верхней мантии. В таком случае проблема сводится к выбору диаграммы состояния, учитывающей фазовые переходы в верхней мантии, литосферной мантии и земной коре [Bianco et al., 2005; Шарапов и др., 2007; Farnetani, Hofmann, 2010]. Для корректной оценки уровня астеносферы уравнение состояния должно быть согласовано с динамическими уравнениями, учитывающими фракционирование жидкости [Schmeling, 2000]. В рамках такой модели можно исследовать динамику плавления любого мантийного субстрата ниже границы литосферы, в том числе и композита из деплетированных ультрабазитов и эклогитов, как это делается для Гавайского плюма в [Bianco et al., 2005]. При сравнении оценок, полученных по результатам решения обратной и прямой задач плавления ультрабазитовых пород, необходимо иметь в виду, что в них рассматриваются разные структурно-динамические зоны мантийно-ко-

Рис. 11. Спайдер-диаграмма содержаний примесных элементов в модельной примитивной мантии [Hofmann, 2003] (1), средних содержаний в лавах шпинелевой (2) и гранатовой (3) фаши.





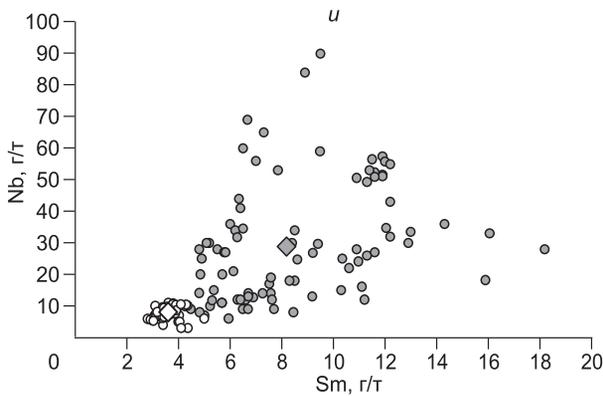


Рис. 12. Распределение парных соотношений содержаний примесных и петрогенных компонентов в лавах кристаллизовавшихся расплавов, возникших в термодинамических условиях шпиделевой и гранатовой фаций.

a—u — описание см. в тексте. Усл. обозн. см. на рис. 2.

ровых магматических систем. Получаемые уровни появления базитовых расплавов должны находиться один под другим, при этом нет критериев для определения того, как далеко они могут располагаться друг от друга.

Максимальные оценки глубины в [Wang et al., 2002] получены для образцов с высоким содержанием $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и Na_2O в базальтах. В данной работе такие образцы оказались отфильтрованы по указанным выше критериям. Но и оценки глубины, полученные из анализа отобранных после фильтрации образцов, не достигают границы солидуса в астеносферных зонах, полученных из решения прямой задачи (см. рис. 10). Только по отношению $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 5) можно выделить около 1 % анализов базитовых лав провинции Долин и Хребтов с составом базальтов, который можно соотнести с модельной ПМ, но по более широкому комплексу петрогеохимических критериев такое выделение уже невозможно. Результаты расчетов обратной задачи по методу [Herzberg et al., 2007] оказываются близкими к оценкам [Wang et al., 2002] для уровня гранатовой фации не глубже 140 км при степени плавления мантийной матрицы менее 35 %. Можно сделать вывод, что образцы соответствуют не примитивной мантии, а существенно искаженной метасоматическими процессами деплетированной мантии [Roden, Murphy, 1985]. Оценка глубины плавления, получаемая по методу [Herzberg et al., 2007], показывает уровни фракционирования расплавов, извлеченных из первичных очагов, не относящихся к примитивной мантии, если такая вообще существует. Возможно, в данной тектонике плит понятие примитивной мантии утрачивает прежнее свое значение [White, 1997; Hofmann, 2003], поскольку в петрогенетической практике решения прямых задач баланс фаз на ликвидусе подгоняется под состав модельных резервуаров, продукты которых присутствуют в верхней мантии [Bianco et al., 2005; Herzberg, 2011]. Отметим также, что исследование плавления реальных пород литосферной мантии под Сибирским кратоном из разных фаций глубинности при воздействии на них горячих восстановленных газов [Шарапов и др., 2011] показывает, что существующие модели малых степеней частичного плавления [Kushiro, 1996; Herzberg et al., 2007] не позволяют определить состав реальных продуктов гетерофазных процессов. Это следует учитывать при решении обратной задачи глубинного петрогенезиса с помощью программ типа [Spera, Bohrson, 2004; Herzberg et al., 2007], использующих упрощенные модели плавления метасоматизированных ультрабазитов литосферной мантии [Whyllie, 1995] или модели контаминирования интродуцированных в континентальную земную кору базитовых расплавов [Spera, Bohrson, 2004].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При сопоставлении результатов решения прямой и обратной задач возникает вопрос, какие структурно-динамические уровни формирования базитовых расплавов магматических систем на основе этих методов сравниваются? Суммируя полученные результаты, следует отметить следующее: при статистическом анализе рассмотренных образцов для разных фаций провинции Долин и Хребтов не выделяются общие фракционные тренды, которые можно определить из решения обратной задачи; корреляционные матрицы для магнезиальной и кислой частей массива анализов гранатовой фации различны, что особенно хорошо видно при сравнении геохимических групп компонентов; большое количество кластеров в каждой фации глубинности, среди которых присутствуют не менее четырех геохимически обособленных групп пород, свидетельствует о разнородности состава мантийных субстратов и о возможности ассимиляции базитовыми расплавами пород нижней коры.

Для обсуждаемой проблемы также существенно, что был взят короткий по сравнению со временем развития астеносферных зон [Шарапов и др., 2007] временной период. В дальнейшем желательно его расширить и охватить время развития LIP этого региона с середины миоцена. Возможно, что в таких временном и пространственном масштабах под вулканическими дугами западной окраины Северной

Америки будут выделяться дополнительные петрохимические связи, которые более прояснят картину развития зон плавления в верхней мантии данного региона. Данные работы [Wang et al., 2002], как и результаты нашей статьи, пока только акцентируют внимание на некоторых аспектах проблемы оценки параметров развития зон первичного плавления над аномальной верхней мантией в данном регионе, как и в любом другом случае развития мантийно-коровых магматических систем.

Авторы признательны А.А. Арискину, А.В. Лавренчуку и О.М. Туркиной за критические замечания и предложения по улучшению содержания рукописи.

Работа поддержана РФФИ (грант 12-05-00625), ГК № 07.514.11.4156.

ЛИТЕРАТУРА

Айвазян С.А., Бухштабер В.М., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика: классификация и снижение размерности. М., Финансы и статистика, 1989, 607 с.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

Классификация и кластер / Ред. Дж.В. Райзин. М., Мир, 1980, 390 с.

Мандель И.Д. Кластерный анализ. М., Финансы и статистика, 1988, 176 с.

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 399 с.

Орлов А.И. Эконометрика. М., Экзамен, 2002, 576 с.

Олдендерфер М.С., Блэшфилд Р.К. Кластерный анализ // Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. М., Финансы и статистика, 1989, с. 139—215.

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1237—1248.

Френкель М.Я., Арискин А.А. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтов с помощью ЭВМ // Геохимия, 1984, № 10, с. 1419—1434.

Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000, 405 с.

Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В., Мысов В.М. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2007, 186 с.

Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф. Природа мантийных источников пермотриасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 652—665.

Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Томиленко А.А., Фалеев В.А. Элементы массопереноса в гранатовых ультрабазитах при их частичном плавлении потоками горячих восстановленных газов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (2), с. 209—225.

Allen R.M., Nolet G., Morgan W.J., Vogfjoerd K., Bergsson P., Foulger G.R., Jakobsdottir S., Julian B.R., Pritchard M.J. Imaging the mantle beneath Iceland using integrated seismological techniques // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, p. 2325—2340.

Bianco T.A., Ito G., Becker J.M., Garcia M.O. Secondary Hawaiian volcanism formed by flexural arch decompression // Geochem. Geophys. Geosyst., 2005, v. 6, Q08009, doi:10.1029/2005GC000945.

Camp V.E., Ross M.E. Mantle dynamics and genesis of mafic magmatism in the intermontane Pacific Northwest // J. Geophys. Res., 2004, v. 109, B08204, doi:10.1029/2003JB002838.

Colgan J.P., Dumetru T.A., Reiners P.W., Wooden J.L., Miller E.L. Cenozoic tectonic evolution of Basin and Range province in Northwestern Nevada // Amer. J. Sci., 2006, v. 306, p. 616—654.

Colgan J.P., John D.A., Henry C.D., Fleck R.J. Large magnitude Miocene extension of the Eocene Caento caldera, Shoshone and Toiyabe Ranges, Nevada // Geosphere, 2008, v. 4, № 1, p. 107—130.

Cox J.S. Petrographic and geochemical characteristics of upper mantle xenoliths of southwestern United States. New Mexico, New Mexico JMPT, 2003, 127 p.

Earth's deep mantle: structure, composition and evolution / Ed. R.D. van der Hilst. Washington, AGU, 2005, 321 p.

De Paolo D.L., Bryce J.G., Dodson A., Shuster D., Kennegy B. Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume // Geochem. Geophys. Geosyst., 2001, v. 2, № 7, 044, doi:10.1029/2000GC000139.

De Smet J.H. Evolution of the continental upper mantle: numerical modelling of thermo-chemical convection including partial melting. Univer. Utrecht., 1999, № 172, 137 p.

Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Reiners P.W., Kress V.C. The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, № 5, 1030, doi:10.1029/2001GC000217.

Godey S., Deschamps F., Trampers J., Sniders R. Thermal and compositional anomalies beneath the North America // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B01308, doi:10.1029/2002JB002263.

Green D.H., Fallon T.J. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hot-spots», other intraplate settings: constraints on potential temperature // *Plates, Plumes and Paradigms*. Colorado, USA GS, SP388, 2005, p. 217—248.

Green D.H., Falloon T.J., Eggins S.M., Yaxley G.M. Primary magmas and mantle temperatures // *European J. Miner.*, 2001, v. 13, p. 437—451.

Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Melting behaviour of model lherzolite in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—FeO at 0.7—2.8 GPa // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, № 8, p. 1241—1269.

Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, № 6, p. 1257—1282.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Ariskin A.A., Green D.H. The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures parental liquids: implications for the temperature of MORB magmas // *Chem. Geol.*, 2007, v. 3—4, p. 207—233.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 3, p. 85—116.

Farnetani C.G., Hofmann A.W. Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 295, p. 231—240.

Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States // *J. Petrol.*, 1988, v. 1, p. 331—349.

Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 12, p. 2507—2530.

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origin // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, № 1, p. 113—146.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshner C.M., Fitton J.G., Cheadle M.S. Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites, and comatiites // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2007, v. 8, Q02006, doi:10.1029/2006GC001390.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 2, p. 61—101.

Hooper P.R., Camp V.E., Reidel S.P., Ross M.E. The origin of the Columbia River flood basalt province: plume versus nonplume models // *GSA, Special Papers*, 2007, v. 430, p. 635—668.

Ito G., van Keken P. Hotspots and melting // *Treatise on geophysics*. Elsevier, 2006, p. 1—102.

Jordan B.T., Grunder A.L., Duncan R.A., Deino A.L. Geochronology of age-progressive volcanism of the Oregon high lava plains: implications for the plume interaction of Yellowstone // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B10202.

Keshav S., Gudfinnsson G.W., Sen G., Fei Y.-W. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxene and the alkali to tholeiitic transition in ocean-island basalts // *ESPL*, 2004, v. 223, p. 365—379.

Kinzler R.J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, № B1, p. 853—874.

Kushiro J. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond // *Amer. Geophys. Union*, 1996, v. 95, p. 109—122.

Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. Petrology systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges // *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges* / Eds. J.P. Morgan, D.K. Blackman, J.M. Sinton. *Amer. Geophys. Union*, 1992, v. 71, p. 183—280.

Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism / Eds. J.J. Mahoney, G.M.F. Coffin. *Amer. Geophys. Union*, 1997, v. 100, 438 p.

Lerch S.W., Miller E.M., McWilliams M., Colgan J. Tectonic and magmatic evolution of northwestern Basin and Range and its transition to unextended volcanic plateaus: Black Rock Range, Nevada // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 2008, v. 120, № 3—4, p. 300—311.

Maaløe S., Abbott R.N. Tetrahedral plots of the phase relations for basalts // *Math. Geol.*, 2005, v. 37, № 8, p. 869—893.

Mantovani M.S.M., Marques L.S., De Sousa M.A., Cevetta L., Atalla I., Innocenti F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil) // *J. Petrol.*, 1985, v. 26, № 1, p. 187—209.

McKenzie D. The generation and compaction of partial molten rock // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 713—765.

McQuarrie N., Wernike B.P. An animated tectonic reconstruction of southwestern North America since 36 Ma // *Geosphere*, 2005, v. 1, № 1, p. 147—172.

Niu Y., Batiza R. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridge: application for axis and off-axis (seamounts) melting // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, p. 21753—21777.

Patankar S. Numerical heat transfer and fluid flow. New York, Hemisphere Publishing Corporation, 1980, 151 p.

Perepechko L.N. Investigation of heat mass transfer processes in the boundary layer with injection // *Archives of Thermodynamics*, 2000, v. 21, № 3—4, p. 41—54.

Pertermann M., Hirschmann M.M. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2—3 GPa // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 2173—2201.

Presnall D.C., Gudfinnsson G.F. Oceanic volcanism from the low-velocity zone — without mantle plumes // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, № 7—8, p. 1533—1546.

Plates, plumes and paradigms / Eds. G.R. Foudger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson. Colorado, USA GS, SP 388, 2005, 881 p.

Putirka K.D. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: evidence for thermally driven mantle plumes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005, v. 6, Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915.

Raddick M.J., Parmentier E.M., Scheirer D.S. Buoyant decompression melting: a possible mechanism for intraplate volcanism // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B10, 2208, doi:10.1029/2001JB000617.

Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants. AGU Ref. Shelf 3 / Ed. T.J. Ahrens. Washington, 1995, 205 p.

Roden M.F., Murthy R.V. Mantle metasomatism // *Ann. Rev. ESPL*, 1985, v. 13, p. 269—296.

Rollinson Y.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, London Group UK Ltd, 1994, 352 p.

Schmeling H. Partial melting and melt segregation in convecting mantle // *Physics and chemistry of partially molten rocks* / Eds. N. Bagdassarov, D. Laporte, A.B. Thompson. Dordrecht, Kluwer Academic Publ., 2000, p. 141—178.

Schutt D.L., Ken Dueker K., Yuan H. Crust and upper mantle velocity structure of the Yellowstone hot spot and surroundings // *J. Geophys. Res.*, 2008, v. 113, B03310.

Smith P.M., Asimow P.D. *Adiabat_1ph*: a new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005, v. 6, Q02004, doi:10.1029/2004GC000816.

Spera F.J., Bohron W.A. Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-E'RA χ FC) // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 12, p. 2459—2480.

Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, 491 p.

Turner S., Hawkesworth C., Gallagher K., Stewart K., Peate D.W., Mantovani M.S. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 11503—11518.

Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of comatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 29—60.

Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 2, p. 363—394.

Wang K., Plent N., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across The Basin and Ranges, USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B1, 10/1029/2001JB00209.

Wenrich K.J., Billingsley G.H., Blacbery B.A. Spatial migration and compositional changes of Miocene-Quaternary magmatism in the Western Grand Canyon // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B6, p. 10417—10440.

White W.M. *Geochemistry*. Elsevier, 1997, 700 p.

Wood B.J., Blundy J.B. Trace element partitioning under crustal and uppermost mantle conditions // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 2, p. 395—449.

Wolfe C., Bjarnason I.T., VanDecar J.C., Solomon S.S. Mantle shear-wave velocity structure beneath the Hawaiian hot spot // Science, 2009, v. 326, p. 1388—1390.

Wyllie P.J. Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products // J. Geodynam., 1995, v. 20, p. 429—468.

*Рекомендована к печати 14 августа 2012 г.
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию 12 марта 2012 г.,
после доработки — 27 июня 2012 г.*