

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ И МЕГАКРИСТОВ
ГРАНАТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ С АСТЕНОСФЕРНЫМИ РАСПЛАВАМИ

Л.В. Соловьева, Ю.Г. Лаврентьев*, К.Н. Егоров, С.И. Костровицкий**,
В.Н. Королюк*, Л.Ф. Суворова**

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*** Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Приводятся новые данные по геохимии несовместимых редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE) в гранатах (Ga) и клинопироксенах (Cpx) из высокотемпературных деформированных гранатовых лерцолитов, гарцбургитов и из мегакристов граната из тр. Удачная. В соответствии со структурно-петрографическими особенностями, деформированные Ga-перидотиты подразделяются на мега- и крупнопорфировые и мелкопорфировые. Породы первого типа (Ga-лерцолиты) обогащены Ga и Cpx (до 30 % каждого минерала), и среди них встречаются ксенолиты с деформированными мегакристаллами Ga, Cpx и Ol. Мелкопорфировые деформированные перидотиты (Ga-лерцолиты, гарцбургиты) в отличие от мега- и крупнопорфировых обеднены Ga ($\leq 10\%$) и Cpx ($\leq 3-5\%$). Четыре мегакриста Ga являются типичными представителями низкохромистой ассоциации ($0.33-1.61\%$ Cr₂O₃; $0.56-1.05\%$ TiO₂; Mg# = 0.67—0.86). Геохимические особенности Ga из высокотемпературных деформированных Ga-лерцолитов мега- и крупнопорфирового типа в целом подобны таковым в мегакристах Ga: линии нормированных по хондриту содержаний REE плавно поднимаются от La к Yb, а на спайдер-диаграммах выражены пики Nb, Zr + Hf и Ti на фоне REE. Узкие краевые зоны зерен Ga из Ga-лерцолитов обогащаются LREE, а пики HFSE на линиях Ga заметно сглажены. Для Ga из мелкопорфировых Ga-лерцолитов и гарцбургитов характерны синусоидальное распределение REE и появление минимумов для Zr + Hf и Ti на фоне REE. Характер распределения редких элементов в Cpx обоих типов пород примерно одинаков: выпуклый тип кривых в районе LREE, их резкое снижение от Nd к Yb и трогги Nb, Zr + Hf и Ti на фоне REE. Линии расплавов — L, равновесных с Ga и рассчитанных по коэффициентам распределения, показывают резкое обогащение LREE и пики Nb, Zr + Hf и Ti на фоне REE для L Ga из мега- и крупнопорфировых деформированных лерцолитов и мегакристов. На линиях L Ga мелкопорфировых лерцолита и гарцбургитов появляются отчетливые минимумы Zr + Hf, а сами линии показывают более резкий наклон от Nb к Yb. Линии рассчитанных L Cpx имеют минимумы Nb, Zr + Hf и Ti на фоне REE и близки полю базальтоидных кимберлитов из тр. Удачная. Полученные данные по характеру распределения HFSE и REE в Ga, Cpx и равновесных с ними рассчитанных расплавах наиболее логично соотносятся с моделью: просачивание расплава через твердую породную матрицу с одновременной фракционной кристаллизацией. Источником астеносферных жидкостей, производящих специфический магматический метасоматизм на границе континентальная литосфера—астеносфера мог быть материал глубинного плюма, поступившего из переходной зоны мантии. Материал источника был обогащен мейджоритом и силикатперовкитом или веществом древней океанической коры.

Кимберлит, глубинный ксенолит, деформированные перидотиты, мегакристы, геохимия, астеносферные жидкости.

GENETIC RELATIONSHIP OF DEFORMED PERIDOTITES AND GARNET MEGACRYSTS
FROM KIMBERLITES WITH ASTHENOSPHERIC MELTS

L.V. Solov'eva, Yu.G. Lavrent'ev, K.N. Egorov, S.I. Kostrovitskii, V.N. Korolyuk, and L.F. Suvorova

New data on geochemistry of incompatible trace elements (Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE) in garnets (Ga) and clinopyroxenes (Cpx) from deformed high-temperature garnet lherzolites, harzburgites, and garnet megacrysts from the Udachnaya pipe are presented. According to textures and petrographic composition, the deformed Ga-bearing peridotites are subdivided into megamagnophyric and fine-porphyritic. Rocks of the first type (Ga-lherzolites) are enriched in Ga and Cpx (up to 30 % each); among them, there are xenoliths with deformed Ga, Cpx, and Ol megacrysts. Deformed fine-porphyritic peridotites (Ga-lherzolites and Ga-harzburgites) are depleted in Ga ($\leq 10\%$) and Cpx ($\leq 3-5\%$). Four Ga megacrysts are typical of a Cr-poor rock association ($0.33-1.63\%$ Cr₂O₃; $0.56-1.05\%$ TiO₂; Mg# = 0.67—0.86). Garnet from deformed high-temperature megamag-

nophyric Ga-lherzolites is similar in geochemistry to Ga megacrysts: Its chondrite-normalized REE curve rises smoothly from La to Yb, and its spidergrams show peaks of Nb, Zr + Hf, and Ti. The narrow marginal zones of Ga grains from Ga-lherzolites are enriched in LREE. The peaks of HFSE in the Ga curves are smoothed out. The REE pattern of garnet from fine-porphyrific Ga-lherzolites and Ga-harzburgites shows a sinusoidal distribution of REE and Zr + Hf and a Ti minima. The REE patterns of Cpx from both types of rocks are nearly the same: The curves are convex in the field of LREE, drastically drop from Nd to Yb, and have minima of Nb, Zr + Hf, and Ti. The curves of melts (L) equilibrated with Ga (calculated from partition coefficients) show a drastic enrichment in LREE and peaks of Nb, Zr + Hf, and Ti for garnet from deformed megamagnopyric lherzolites and megacrysts. The L curves of fine-porphyrific lherzolites and harzburgites have distinct minima of Zr + Hf and more sharply dip from Nb to Yb. The L curves of Cpx have minima of Nb, Zr + Hf, and Ti and lie near the field of basaltoid kimberlites from the Udachnaya pipe. All these data are consistent with the model of percolative fractional crystallization. The matter of mantle plume arrived from the mantle transition zone might have been the source of asthenospheric liquids inducing specific magmatic metasomatism at the continental lithosphere–asthenosphere boundary. The source material was enriched in majorite and silicate-perovskite or in ancient oceanic crustal matter.

Kimberlite, deep-seated xenolith, deformed peridotites, megacrysts, geochemistry, asthenospheric liquids

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе исследований принято считать, что в период кимберлитобразующего цикла под литосферой древних кратонов возникают очаги расплавов, преобразующих мантийное вещество верхней части астеносферы и низов литосферной плиты [Nixon, Boyd, 1973; Jones, 1987; Smith, Boyd, 1987; Griffin et al., 1996; Burgess, Harte, 1999, 2004]. Именно эти жидкости являются родительскими по отношению к низкохромистым мегакристам, кристаллизация которых в локальных очагах в астеносфере приводит к последовательному изменению состава первоначального расплава. Эволюционирующие расплавы производят своеобразный магматический и флюидный метасоматизм, продуктом которого являются высокотемпературные деформированные перидотиты, обычные для популяций мантийных ксенолитов в алмазонасных кимберлитах [Smith, Boyd, 1987; Criffin et al., 1996; Burgess, Harte, 2004]. На примере геохимии главных и редких элементов в гранатах из высокотемпературных деформированных перидотитов из кимберлитовой тр. Ягерсфонтейн, Южная Африка [Burgess, Harte, 1999, 2004] приведены доказательства фильтрации глубинных расплавов через астеносферу и нижнюю часть литосферной плиты. На эволюцию расплавов в этом процессе влияют рост минералов вследствие фракционной кристаллизации и обмен редкими элементами между расплавом и твердой матрицей. В научной литературе продолжается длительная дискуссия о том, где образовались деформированные перидотиты — в верхней части астеносферного слоя или в подошве литосферной плиты [Nixon, Boyd, 1973; Sobolev, 1977; Richardson et al., 1985; Boyd, 1987; Harte, Hawkesworth, 1989; Burgess, Harte, 2004]. Авторы [Harte, Hawkesworth, 1989; Burgess, Harte, 2004] аргументируют литосферное происхождение деформированных перидотитов и приводят свидетельства рефертилизации низов литосферы астеносферными расплавами. Вместе с тем все эти вопросы не являются окончательно решенными и требуют дальнейших исследований. Наиболее острой проблемой является также природа источника астеносферных расплавов.

В настоящей работе приводятся новые данные по геохимии ряда несовместимых редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE) в гранатах и клинопироксенах из деформированных перидотитов и из бедных Sr-мегакристов граната из кимберлитов тр. Удачная. Авторы ставили своей целью показать характер распределения HFSE, Y, REE в Ga и Cpx* из деформированных перидотитов и в Ga-мегакристах, определить геохимическую эволюцию расплавов, равновесных с этими минералами, и обсудить их возможную природу.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все исследованные ксенолиты и мегакристы были детально изучены в образцах и в шлифах. Мегакристы Ga, а также Ga и Cpx из деформированных перидотитов в центральных и краевых частях зерен были проанализированы на содержания главных оксидов на рентгеновском микроанализаторе „JXA-33“ фирмы „Jeol“ в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) и „JXA-8100“ фирмы „Jeol“ в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Содержание Ni в гранате определялось по методике [Лаврентьев и др., 2006]. Правильность определения Ni, оцененная сравнением с результатами протонно-зондового анализа, составляет 9 г/т, воспроизводимость определений — 3 г/т, предел определения — 6 г/т. Содержания редких элементов в гранате и клинопироксене получены методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе „Cameca IMS ion probe“ в Институте микроэлектроники РАН

* Обозначения минералов: Cpx — клинопироксен; Ga — гранат; Il — ильменит; Ol — оливин; Opx — ортопироксен.

(г. Ярославль) по методике, описанной в [Batanova, 1998]. Последний метод обеспечивал точность измерений редких элементов с концентрациями >0.1 г/т, 10—15 отн.% и 40—50 отн.% для концентраций <0.1 г/т.

ПЕТРОГРАФИЯ ОБРАЗЦОВ И ХИМИЗМ МИНЕРАЛОВ

Деформированные перидотиты. Среди исследованных нами ксенолитов деформированных перидотитов восемь (обр. 00-92, 02-49, 01-347, 00-99, 01-225, 01-338, 00-101, 01-297а,) представлены Га-лерцолитами и два (00-112, 01-286) Га-гарцбургитами. Породы различаются по степени деформации, присутствию деформированных мегакристаллов и минеральному составу. Степень деформации пород отражается в особенностях структур и текстур [Harte, 1977], а также в количестве реликтовых класт оливина в мозаичной матрице из мелких необласт этого минерала. В соответствии с ранее выделенными типами [Соловьева и др., 1994], деформированные перидотиты подразделяются на крупнопорфировые и мелкопорфировые (рис. 1, 2). Для крупнопорфирового типа характерны относительно крупные порфирокласты граната (1—6 мм) и обогащенность гранатом и клинопироксеном (до 25—30 % каждого минерала), а также сравнительно узкие (0.1—0.5 мм) келифитовые каймы на гранате. В гранате нередко включены частично ограненные кристаллики Срх, ОI и глобулы сульфидов (см. рис. 1, А). Правильные

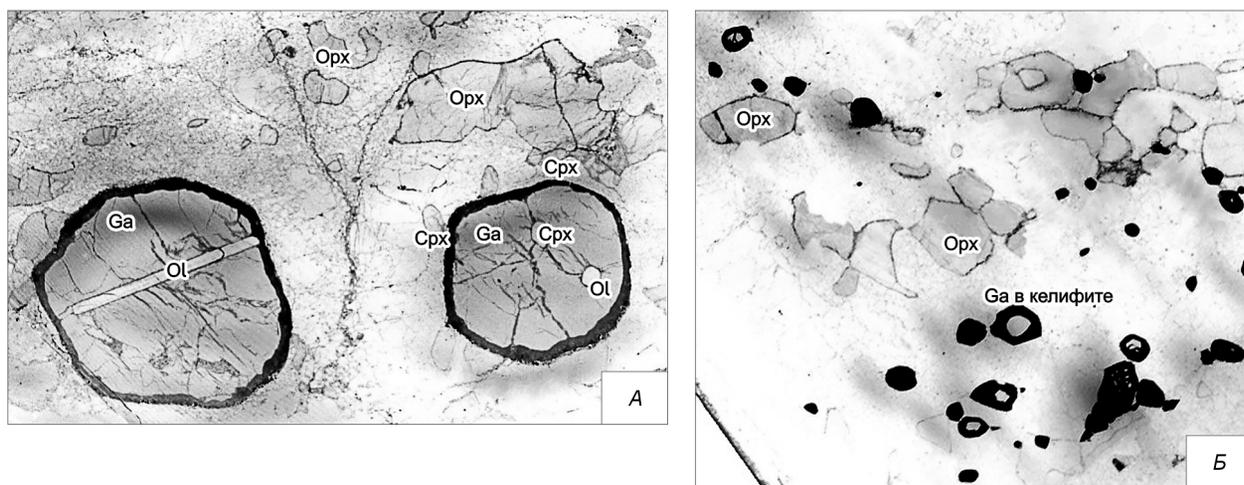


Рис. 1. Типичные крупнопорфировый (А) и мелкопорфировый лерцолиты (Б).

Фото шлифов на сканере. Увеличение: А — 10 раз, Б — 6 раз. На части А в крупных зернах Га видны мелкие полуограненные включения Срх и ОI (справа) и косогазнущая „лейста“ ОI (слева). На части Б зерна граната почти нацело замешены черным келифитом.

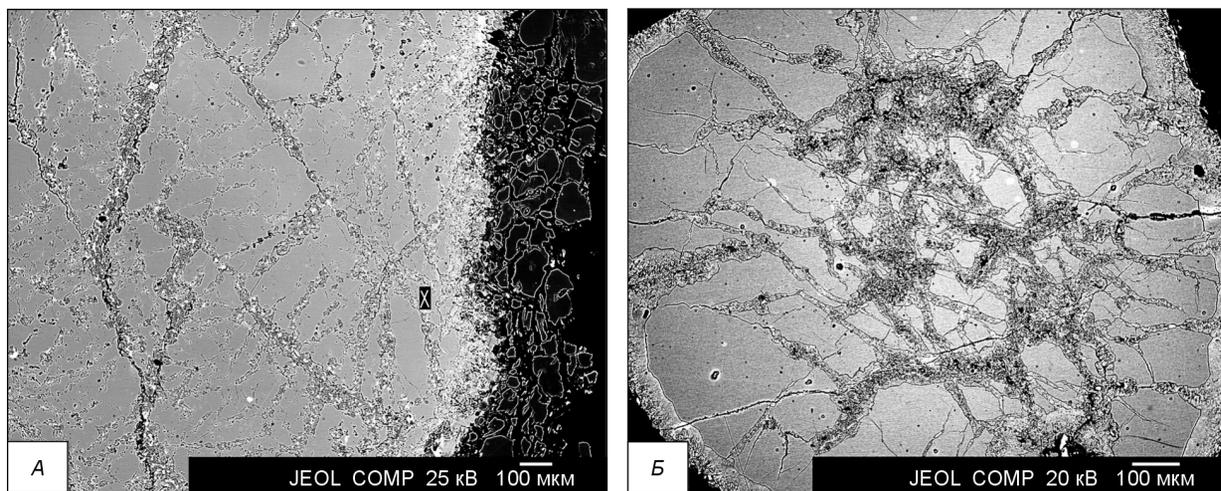


Рис. 2. Фото в СОМРО краевой части зерна из мегакристаллического Га-лерцолита 00-92 (А) и трещиноватого зерна Га из мелкопорфирового гранатового лерцолита 01-297а (Б).

А — показана точка 3r1 на свежем участке между трещинами, в которой производился анализ. Справа на снимке видны необласты ОI матрицы. Б — видны радиальные и концентрические трещины, выполненные келифитом.

Таблица 1.

Концентрации главных и редких элементов в гранатах

Компо- нент	00-92				02-49			01-347			00-99				01-225	
	3c1	3c2	3r1	3r2	16c	16r	60c	53c	53r	53rl	4c 1	4c 2	4i	4r	10c	10r
SiO ₂	42.35	42.41	41.92	41.94	41.81	41.87	42.28	42.36	40.81	42.53	42.04	41.76	41.41	42.05	41.91	42.41
TiO ₂	0.88	0.93	0.96	0.84	1.03	1.16	0.97	0.88	0.89	0.86	0.78	0.80	0.82	0.96	0.62	0.57
Al ₂ O ₃	20.37	20.53	21.10	20.64	17.41	17.23	17.62	20.07	20.20	20.16	19.94	19.87	19.81	19.69	21.19	21.31
Cr ₂ O ₃	1.74	1.74	1.79	1.66	5.23	5.10	5.23	1.80	2.05	1.93	2.36	2.44	2.41	2.17	1.63	1.59
FeO	7.95	8.08	8.07	8.18	7.58	7.70	7.67	10.53	10.50	10.17	9.22	9.29	9.56	9.84	8.15	8.12
MnO	0.30	0.28	0.29	0.33	0.29	0.31	0.33	0.29	0.37	0.31	0.32	0.32	0.31	0.35	0.31	0.30
MgO	21.59	21.45	21.08	21.00	20.29	20.39	20.47	19.51	20.28	20.12	20.65	20.57	20.38	19.99	21.38	21.48
CaO	4.33	4.39	4.44	4.87	5.65	5.48	5.82	4.63	4.69	4.64	4.33	4.23	4.33	4.61	3.98	4.04
Na ₂ O	0.09	0.09	0.09	0.11	0.05	0.07	0.09	0.10	0.10	0.11	0.07	0.06	0.09	0.09	0.12	0.12
Сумма	99.6	99.9	99.74	99.57	99.34	99.31	100.48	100.16	99.89	100.83	99.71	99.34	99.11	99.75	99.29	99.93
Mg#	83	82.7	82.5	82.2	82.8	82.7	82.6	76.8	77.5	77.9	80.1	79.9	79.3	78.5	82.5	82.6
Cr#	6.0	6.0	6.0	5.7	16.8	16.6	18.2	6.3	7.1	6.7	8.2	8.4	8.4	7.6	5.4	5.3
Nb	0.71	<0.5	14.66	0.97	0.87	1.22	0.81	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	54.8	60.6	68.6	64.0	93.9	76.6	98.7	65.8	66.2	64.8	49.3	44.4	47.5	64.1	38.5	45.4
Hf	1.47	1.78	2.13	1.88	2.15	1.84	2.26	1.94	2.11	1.70	1.38	1.13	1.24	1.81	1.18	1.33
Ti	5300	5804	7284	6136	6451	6661	7061	6302	6377	6166	5184	4616	4796	6228	3705	3763
La	0.17	0.038	4.93	0.34	0.12	0.63	0.06	0.04	0.05	0.03	0.047	0.034	0.030	0.034	0.02	0.03
Ce	0.53	0.36	12.14	0.98	0.76	1.45	0.58	0.35	0.42	0.34	0.38	0.30	0.32	0.37	0.18	0.23
Nd	1.24	1.11	8.08	1.42	1.78	1.95	2.01	1.18	1.19	1.07	0.91	0.81	0.96	1.33	0.59	0.77
Sm	0.83	0.96	1.86	0.94	1.36	1.09	1.23	0.96	0.95	0.91	0.72	0.60	0.78	0.93	0.46	0.55
Eu	0.34	0.42	0.75	0.46	0.52	0.57	0.55	0.43	0.44	0.44	0.39	0.31	0.34	0.47	0.28	0.29
Gd	1.41	1.63	1.98	1.67	1.94	2.33	2.10	1.73	1.90	1.54	1.56	1.40	1.49	1.98	1.39	1.38
Dy	2.55	2.83	3.19	2.97	2.26	2.74	2.65	2.91	3.11	2.86	2.56	2.31	2.41	3.08	2.64	2.70
Y	18.9	20.2	22.3	20.2	13.9	17.4	17.4	22.6	23.2	21.8	18.2	17.8	19.8	22.5	20.3	19.4
Er	2.21	2.21	2.63	2.52	1.37	1.52	1.81	2.71	2.77	2.52	2.14	1.80	2.06	2.54	2.58	2.48
Yb	2.34	2.29	2.51	2.59	1.32	1.39	1.43	2.93	3.00	2.77	2.15	1.91	1.99	2.58	2.69	2.21

зерна граната и сульфидные шарики встречаются и в клинопироксене [Соловьева и др., 1994]. Гранат и в крупнопорфировом типе имеет коричнево-красную, оранжево-красную окраску, близкую окраске мегакристов. В составе этого типа выделяются специфические породы, включающие сильнодеформированные мегакристаллы Ga, Сrx, Орх, ОI, II и представляющие собой, по всей видимости, деформированные кумулаты мегакристов [Егоров и др., 2004]. В изученной коллекции три ксенолита относятся к мегакристаллическим (00-92 — с двумя мегакристаллами Ga; 02-49 — с двумя мегакристаллами Сrx; 01-347 — с двумя мегакристаллами ОI). Мелкопорфировые гранатовые лерцолиты резко обеднены Ga (обычно менее 10 %) и Сrx (менее 3—5 %) при том, что Ga имеет широкие (0.5—2 мм) непрозрачные келифитовые каймы (см. рис. 1, Б). К мелкопорфировому типу относятся деформированные гранатовые гарцбургиты. Ga в мелкопорфировом типе имеет вишнево-красный, винно-красный, фиолетово-красный цвет со специфическим металловидным блеском. Два ксенолита из изученной серии по ряду признаков являются переходными типами (00-101 и 01-338). В представленной серии наиболее деформированными являются крупнопорфировый Ga-лерцолит 00-99 и мелкопорфировый Ga-гарцбургит 00-112. Характерной особенностью пород является развитие белесых пористых кайм на зернах клинопироксена, занимающих от 10 до 70 % их площади. В настоящей работе исследованы следующие типы деформированных Ga-перидотитов: мегакристаллические лерцолиты — обр. 00-92, 02-49, 01-347; крупнопорфировые лерцолиты — обр. 00-99, 01-225; переходные к мелкопорфировым лерцолиты — 01-338, 00-101; мелкопорфировые лерцолит и гарцбургиты — 01-297а, 00-112, 01-286.

Составы Ga, Сrx Орх и ОI по главным оксидам, проанализированные в большинстве случаев в центральных и краевых частях зерен приведены в табл. 1—4. Исследования на микрозонде показали, что Ga и Орх гомогенны в пределах зерен и показывают зональность лишь в узких краях (100—150 мкм). Сrx заметно меняет состав в белесых мутных каймах, а оливин в отдельных случаях показывает различия в составах реликтовых класт и необласт матрицы. В узких каймах граната обычно, но не всегда, заметно возрастает содержание TiO₂, FeO и соответственно уменьшается величина Mg#. В большинстве случаев

из деформированных перидотитов и мегакрист

01-338	00-101		01-297a		00-112				01-286		UZ 77-857	UV 91-81	UZ 91-71	UZ 76-910
44c	5c	6c	38c	38r	8c	8r	9c	9r	64c	65c	Мегакристы			
41.78	41.70	41.30	41.10	41.23	40.50	40.38	40.45	40.15	41.77	41.23	42.80	42.31	41.23	41.22
0.22	0.68	1.10	<0,092	0.12	1.13	1.21	0.86	1.19	0.14	0.19	0.58	1.05	0.87	0.56
18.71	17.55	17.72	16.15	15.81	12.92	12.88	13.80	13.33	15.79	15.65	23.04	20.49	21.24	20.74
5.65	5.88	6.25	8.23	8.22	11.58	11.45	11.47	11.19	8.41	8.27	0.87	1.63	0.33	0.98
6.89	6.88	7.24	6.76	7.39	7.23	7.11	6.80	7.17	6.94	7.21	6.77	8.04	11.60	12.20
0.37	0.31	0.33	0.35	0.34	0.31	0.29	0.26	0.23	0.29	0.33	0.33	0.30	0.41	0.50
19.98	20.86	20.53	19.83	19.62	18.51	18.72	18.90	18.97	19.54	19.46	22.70	21.35	19.03	16.85
5.32	5.15	5.29	6.78	6.70	6.94	6.89	6.63	6.85	6.60	6.78	3.33	4.45	4.13	5.70
0.04	0.06	0.10	<0,040	0.09	0.08	0.07	0.06	0.07	0.04	<0.041	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
98.96	99.07	99.85	99.20	99.53	99.21	99.00	99.22	99.16	99.51	99.12	100.42	99.62	98.84	98.75
83.8	84.5	83.5	84	82.6	82	82.5	83.2	82.5	83.5	82.8	86	82.5	74	67
18.5	20.1	20.9	27.6	28.1	40.2	40.0	38.4	38.6	28.5	28.4	2.8	5.6	1.2	3.4
0.66	0.55	0.90	2.16	2.08	2.32	2.33	1.89	2.06	2.42	2.35	<0.5	0.58	2.27	0.51
15.8	59.9	86.0	23.5	24.0	129.4	138.5	70.3	104.0	11.1	14.3	39.1	56.8	80.8	151.5
0.50	1.79	2.13	0.54	0.43	3.08	3.43	1.01	2.02	0.22	0.30	0.99	1.70	3.25	3.81
1482	7162	6935	1203	1193	8740	9375	5848	7786	689	810	2506	5348	5704	4124
0.05	0.04	0.07	0.16	0.15	0.24	0.23	0.11	0.16	0.13	0.12	0.026	0.10	0.81	0.031
0.31	0.48	0.68	1.38	1.32	2.14	2.19	1.24	1.63	1.49	1.30	0.20	0.50	1.46	0.31
0.67	1.83	2.20	2.88	2.86	6.20	5.91	3.48	4.50	3.00	2.83	0.84	1.46	2.02	0.03
0.41	1.43	1.77	0.94	0.95	3.97	3.66	2.41	2.56	0.99	0.73	0.61	1.05	1.69	1.47
0.18	0.57	0.78	0.29	0.30	1.46	1.48	0.73	1.03	0.27	0.21	0.26	0.47	0.74	0.71
0.75	2.32	2.73	0.69	0.64	4.38	4.84	1.90	2.86	0.63	0.55	1.27	1.89	2.10	3.46
1.12	3.13	2.30	0.48	0.46	3.12	3.76	1.01	2.22	0.26	0.25	1.99	3.27	3.45	6.29
8.5	17.8	9.5	2.16	2.09	11.48	15.3	5.5	10.6	1.33	1.94	13.20	21.86	22.44	42.72
0.86	1.84	1.00	0.19	0.17	1.22	1.60	0.69	1.00	0.21	0.25	1.68	2.41	3.0	4.77
1.01	1.56	0.98	0.32	0.37	1.37	1.65	0.80	0.97	0.44	0.44	2.33	2.87	3.62	6.69

Примечание. Здесь и в табл. 2—4: 3с1 и др. — первая цифра — номер зерна; с — центральная часть зерна, г — краевая зона зерна в 70—150 мкм от его границы, i — промежуточная зона, последняя цифра — отдельный анализ в зоне, г1 — в 70—100 мкм от бывшего участка плавления. Оксиды — мас.%, редкие элементы — г/т, He опр. — не определялось. Mg# = 100 × Mg/(Mg + Fe) ат; Cr# = 100 × (Cr + Al) ат.

в краях зерен отмечается снижение концентрации Cr₂O₃ с одновременным возрастанием концентрации CaO (III тип зональности, по [Burgess, Harte, 2004]). Фиксируется также зональность с одновременным возрастанием содержаний этих оксидов в краевых частях зерен. В двух ксенолитах разные зерна показывают разный тип зональности: в обр. 00-92 в одном зерне установлено возрастание содержаний Cr₂O₃ и CaO, в другом — уменьшение содержания Cr₂O₃ и увеличение CaO; в обр. 00-112: в одном зерне уменьшение концентрации Cr₂O₃ и CaO, в другом — уменьшение Cr₂O₃ и возрастание CaO. Практически все отмеченные случаи зональности соответствуют типам зональных гранатов из деформированных перидотитов тр. Ягерсфонтейн [Burgess, Harte, 2004].

При переходе от мегакристаллических и крупнопорфировых Ga-лерцолитов к Ga-лерцолитам промежуточного типа (00-101 и 01-338) и далее к мелкопорфировому лерцолиту 01-297a и Ga-гарцбургитам в Ga резко возрастает содержание Cr₂O₃ (от минимальных 1.6—1.7 до 11.5 % в Ga-гарцбургите 00-112). Соответственно увеличивается хромистость (Cr#) и содержание CaO. Ga из мегакристаллического лерцолита с мегакристаллами Crx показывает существенно более высокие содержания Cr₂O₃ (5.2—5.6 % — в центральных частях зерен), чем в других породах этого типа. Менее четкая картина характерна в поведении оксидов TiO₂, FeO и величины Mg#. Например, мелкопорфировые Ga-лерцолит 01-297a и гарцбургит 01-286 содержат гранаты с 0.10—0.20 % TiO₂, в то время как в высокохромистом Ga из Ga-гарцбургита 00-112 содержание TiO₂ достигает 1.2 %. Все исследованные гранаты соответствуют лерцолитовому парагенезису, по [Sobolev, 1977].

Как правило, в краевых измененных зонах Crx проявляется заметное изменение содержаний почти всех оксидов, но оно не носит направленного характера (табл. 2). Возможно, это связано с тем, что точки

Таблица 2. Концентрации главных и редких элементов в клинопироксенах из деформированных перидотитов

Компо- нент	00-92			02-49			01-347			00-99			01-225			01-338			00-101			01-297a		
	16с	16i	16r	13M	61с	61r	55с	55r	21с	21r	21i	10с	34с	34r	47с	25с	25r	40с	40r					
SiO ₂	54.94	55.07	54.38	55.06	56.49	55.22	55.40	53.29	54.91	54.83	54.42	55.19	55.20	56.16	55.91	54.12	54.13	56.01	56.07					
TiO ₂	0.31	0.35	0.29	0.21	0.21	0.32	0.27	0.35	0.31	0.32	0.39	0.28	0.27	0.27	0.18	0.36	0.29	<0.10	<0.10					
Al ₂ O ₃	2.13	2.04	2.10	1.26	1.14	1.46	1.78	0.75	1.95	1.86	1.97	2.34	2.31	2.04	1.59	1.62	1.80	0.71	0.38					
Cr ₂ O ₃	0.59	0.62	0.54	0.91	0.98	1.09	1.56	0.84	0.77	0.71	0.75	0.70	0.62	0.68	1.16	1.64	1.51	0.65	0.66					
FeO	3.74	3.74	3.89	3.12	3.14	3.11	4.93	5.02	4.66	4.74	4.77	3.67	3.75	3.79	3.02	3.33	3.28	2.83	2.04					
MnO	0.20	0.11	0.13	0.13	<0.09	0.15	0.13	0.19	0.15	0.15	0.13	0.12	0.16	0.18	0.15	0.15	0.14	0.13	<0.09					
MgO	19.37	18.92	19.33	19.12	18.65	17.99	17.86	20.34	18.80	18.35	18.83	18.04	18.23	17.74	18.55	19.26	18.45	19.57	18.50					
CaO	16.69	16.94	17.04	18.54	18.85	18.50	16.67	18.65	16.88	17.14	16.67	17.24	17.82	16.33	18.62	16.92	16.75	19.41	22.45					
Na ₂ O	1.93	1.83	1.93	1.02	1.11	1.38	2.02	1.60	1.86	1.72	1.87	1.86	1.88	2.01	1.39	1.80	1.94	0.57	0.57					
K ₂ O	<0.05	0.07	<0.05	He onp.	0.07	He onp.	0.08	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	He onp.	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.10	<0.05					
Сумма	99.9	99.69	99.63	99.37	100.64	99.22	100.7	101.03	100.34	99.82	99.8	99.44	100.24	99.2	100.57	99.2	98.29	99.98	100.67					
Mg#	90.2	90	89.8	91.6	91.3	91.2	86.6	87.8	87.8	87.4	87.5	89.7	89.6	89.3	91.7	91.2	91	92.5	94.2					
Nb	0.75	<0.5	1.44	<0.5	<0.5	5.61	0.51	2.25	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.58	0.89	0.56	<0.5	<0.5					
Zr	8.33	7.76	8.08	3.39	3.53	7.38	7.09	7.90	7.00	6.84	7.12	10.49	9.63	9.96	6.20	8.02	7.87	0.24	0.25					
Hf	0.47	0.58	0.50	0.21	0.25	0.30	0.46	0.51	0.47	0.46	0.49	0.57	0.53	0.55	0.37	0.43	0.45	0.014	—					
Ti	2321	2292	2280	1355	1437	1895	2159	2163	2098	2058	2157	1702	1705	1653	1479	2270	2189	134	138					
La	3.18	3.15	3.56	1.82	2.13	5.47	2.59	3.75	2.81	2.70	2.95	3.01	3.06	2.84	2.71	3.09	2.85	1.81	1.82					
Ce	11.36	11.14	11.61	6.75	6.94	13.26	8.99	11.33	10.20	9.93	10.21	10.03	9.71	10.18	9.32	10.38	10.15	5.67	6.05					
Nd	9.04	9.07	8.73	6.11	5.74	8.95	7.32	7.93	7.83	7.75	8.11	7.17	7.09	7.41	8.01	8.48	8.03	3.18	3.25					
Sm	2.22	2.08	2.22	1.30	1.34	2.03	1.67	1.81	2.01	2.07	2.02	1.97	1.82	2.01	1.92	1.96	2.11	0.41	0.39					
Eu	0.62	0.63	0.64	0.36	0.38	0.51	0.54	0.52	0.54	0.57	0.60	0.62	0.57	0.57	0.49	0.56	0.58	0.07	0.06					
Gd	1.45	1.39	1.33	0.71	0.66	0.60	1.02	1.20	1.42	1.17	1.21	1.47	1.24	0.98	0.91	0.90	1.24	—	—					
Dy	1.10	1.19	1.05	0.45	0.43	0.70	0.94	1.05	0.97	0.86	0.99	1.04	0.98	0.90	0.68	0.77	0.76	0.06	0.04					
Y	4.14	4.03	4.01	1.39	1.29	2.34	3.56	3.79	3.77	3.55	3.87	3.87	3.66	3.66	2.58	2.90	2.79	0.10	0.11					
Er	0.44	0.43	0.29	0.09	0.12	0.27	0.30	0.33	0.35	0.27	0.29	0.38	0.31	0.20	0.24	0.18	0.28	0.01	0.03					
Yb	0.27	0.25	0.18	0.08	0.09	0.22	0.16	0.20	0.20	0.18	0.21	0.25	0.22	0.18	0.16	0.16	0.19	0.05	0.05					

Примечание. Прочерк — ниже чувствительности анализа, М — деформированный метакристалл.

Таблица 3. Концентрации главных элементов в оливинах из деформированных перидотитов

Оксид	00-92	02-49		01-347		00-99		01-225	01-338		00-101		01-297a		00-112		01-286
	19m	62cl	62m	56cl	58m	20inc	20m	37m	49cl	45m	26cl	26m	42cl	29cl	29m	1-3m	
SiO ₂	40.70	41.37	41.30	40.50	40.58	39.52	40.02	40.78	41.73	40.45	41.61	41.10	41.57	41.03	40.17	41.68	
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
Al ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	
FeO	9.80	9.01	9.42	12.77	12.74	12.13	12.58	9.82	8.23	8.41	8.40	8.29	8.70	8.54	8.50	8.22	
MnO	0.14	0.17	0.12	0.16	0.15	0.16	0.12	0.12	0.14	0.15	0.18	0.13	0.12	0.13	0.12	0.07	
MgO	48.92	49.84	49.63	46.27	46.54	47.61	47.33	48.37	50.35	50.50	50.43	50.85	49.93	49.78	51.36	49.85	
CaO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
NiO	0.35	0.40	0.35	0.30	0.30	0.32	0.31	0.40	0.40	0.41	0.39	0.38	0.40	0.42	0.41	0.40	
Сумма	100.05	100.93	100.96	100.14	100.45	99.88	100.5	99.63	100.99	100.06	101.15	100.89	100.86	99.62	100.7	100.36	
Mg#	89.9	90.8	90.4	86.6	86.7	87.5	87	89.8	91.6	91.5	91.4	91.6	91.1	91.2	91.5	91.5	

Примечание. 19m и др. — первая цифра означает номер зерна, m — необласт в матрице, cl — реликтовый класт, inc — включение в зерне граната.

Таблица 4. Концентрации главных элементов в ортопироксенах из деформированных перидотитов

Оксид	00-92		02-49		00-99		01-225		01-338		00-101		01-297a		00-112		01-286
	18c	18r	61c	61r	23c	23r	36c	36r	51c	51r	27c	27r	43c	43r	31c	31r	1-1c
SiO ₂	57.19	56.80	58.02	58.60	56.71	56.93	56.49	56.45	58.64	56.87	57.65	57.65	57.80	57.42	57.89	57.57	59.13
TiO ₂	0.19	0.17	0.15	0.16	0.17	0.14	<0.090	0.12	0.12	0.11	0.21	0.15	<0.091	<0.090	0.15	0.13	<0.110
Al ₂ O ₃	0.77	0.68	0.59	0.61	0.67	0.75	0.70	0.64	0.57	0.58	0.63	0.61	0.53	0.53	0.52	0.57	0.47
Cr ₂ O ₃	<0.108	0.12	0.23	0.22	0.13	0.13	<0.100	0.17	0.26	0.27	0.36	0.28	0.25	0.28	0.45	0.45	<0.151
FeO	5.80	5.76	5.52	5.48	7.31	7.62	6.04	5.70	5.24	4.97	4.73	4.89	5.25	5.17	4.95	5.14	4.92
MnO	0.11	0.09	0.18	0.22	0.16	0.16	0.11	0.17	0.14	0.14	0.16	0.19	0.26	0.15	0.18	0.19	<0.050
MgO	34.90	34.66	34.57	34.34	32.70	33.54	34.61	34.67	34.53	35.6	34.69	34.88	33.45	34.23	35.07	35.15	34.63
CaO	0.96	1.21	0.91	0.99	0.95	1.11	0.86	0.86	0.85	0.80	0.92	1.02	2.10	1.18	0.93	0.94	1.03
Na ₂ O	0.25	0.25	0.19	0.21	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.22	0.25	0.25	0.17	0.11	0.25	0.25	0.05
Сумма	100.17	99.74	100.36	100.83	99.05	100.63	99.06	99.03	100.6	99.82	99.6	99.92	99.81	99.07	100.39	100.39	100.23
Mg#	91.5	91.5	91.8	91.8	88.8	88.7	91.1	91.6	92.2	92.8	92.9	92.7	91.9	92.2	92.7	92.4	92.6

анализа в замутненных пористых краевых зонах Crx ставились на мелких (10—30 мкм) неизменных участках, частично сохранивших первоначальный состав. При рассмотрении изменения состава центральных частей зерен Crx в последовательности от мега- и крупнопорфировых к мелкопорфировому Ga-лерцолиту 01-297a можно отметить снижение содержаний TiO₂, Al₂O₃, FeO, Na₂O и рост Mg# (в диапазоне 86.6—92.5).

Поведение большей части главных оксидов при переходе от центральных гомогенных частей зерен Орх к их узким краевым зонам не показывает четких закономерностей (табл. 3). В части пар (центр—край) несинхронно возрастают содержания CaO и FeO. Не исключено, что отсутствие явных закономерностей поведения главных оксидов в узких краевых зонах Орх объясняется влиянием на анализ тончайших игл амфибола, развитых в этом минерале от границ зерен [Соловьева и др., 1994]. При переходе от мега- и крупнопорфировых лерцолитов к мелкопорфировым лерцолитам и гарцбургитам ортопироксены из центральных зон зерен становятся более магниальными и менее Al-содержащими.

Составы оливина из рассмотренных образцов приведены в табл. 4. Из пяти пар составов (класт—матрица) в трех фиксируется заметное возрастание содержания FeO в матричных необластах (обр. 02-49, 00-99, 01-338). В ряду от мега- и крупнопорфировых лерцолитов к мелкопорфировым лерцолитам и гарцбургитам существенно уменьшается содержание FeO и возрастает Mg# минерала с максимальной разницей 86.6—91.6.

Мегакристы граната. Исследовано три мегакрита Ga из тр. Удачная Западная и один из тр. Удачная Восточная (UZ 77-857, UZ 91-71, UZ 76-910 — сросток с ильменитом, UV- 91-81). Все мегакристы представлены гладкими округлыми и эллипсоидальными желваками размером от 1 до 3.5 см. Мегакристы имеют грубую кливажность, которая сечется под косым углом тонкой трещиноватостью. Обычно в

мегакристах содержатся мелкие каверны, выполненные субмикроскопическим полиминеральным агрегатом и представляющие, по-видимому, бывшие расплавные включения [Соловьева и др., 1997]. По главным оксидам мегакристы Ga относятся к низкохромистой ассоциации, широко представленной в кимберлитах мира (см. табл. 1). Они показывают низкие содержания Cr_2O_3 (0.33 — 1.63 %), высокие TiO_2 (0.56—1.05 %) и довольно широкий диапазон магниальности — $Mg\#$ (67—86). По химизму Ga-мегакристам наиболее близок Ga из мегакристаллических деформированных лерцолитов 00-92, 01-347 и из крупнопорфировых лерцолитов 00-99 и 01-225.

***P—T* ХАРАКТЕРИСТИКИ ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ**

Оценки *P* и *T* в деформированных гранатовых лерцолитах (табл. 5) произведены следующими методами: температура — по содержанию Ni в гранате [Ryan et al., 1996], по Fe-Mg оливин-гранатовому [O’Neil, Wood, 1979] и ортопироксен-гранатовому равновесию [Harley, 1984], по двупироксеновому термометру [Brey, Kohler, 1990]; давление — по методам [Brey, Kohler, 1990] и [MacGregor, 1974]. При этом значения *T*, по [O’Neil, Wood, 1979], итерировались с величиной *P*, по [MacGregor, 1974], а значения *T*, по [Brey, Kohler, 1990], итерировались с величинами *P*, по [Brey, Kohler, 1990]. Оценки *T*, по [Harley, 1984], приведены для давлений, по [MacGregor, 1974]. Для деформированных гранатовых гарцбургитов использовался геотермометр Ca в Орх и итерация с величиной *P*, по [Brey, Kohler, 1990]. Температуры, рассчитанные по содержанию Ni в гранате, как правило, заметно выше температур, по [O’Neil, Wood, 1979] и по [Harley, 1984], и заметно ниже температур, по [Brey, Kohler, 1990]. В то же время диапазоны *T*, по [Ryan et al., 1996] и [Brey, Kohler, 1990], достаточно близки: 1161—1386 и 1038—1398 °C. Получены следующие диапазоны давлений, по [MacGregor, 1974] и [Brey, Kohler, 1990]: 51—67.7 и 46.6—84 кбар.

Таблица 5. ***P—T* характеристики исследованных образцов**

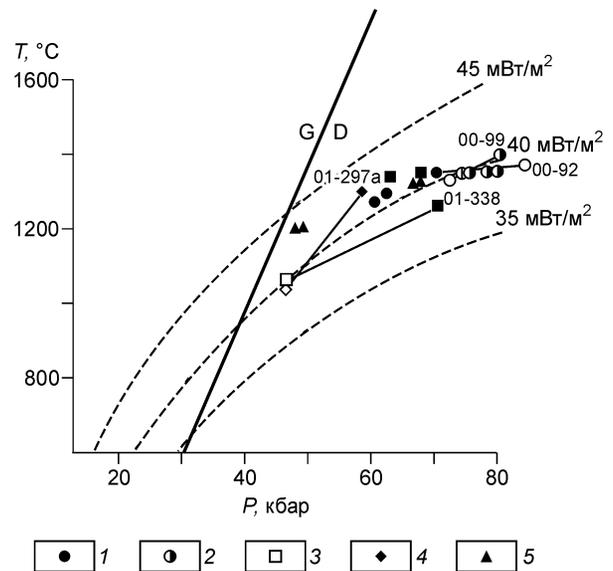
Номер образца	Зерно, точка	Ni в Ga, г/т	<i>T</i> , °C		<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C		<i>P</i> , кбар
			Ryan	O’Neil	McG-74	Harley	BKN	BKN
00-92	3c1	96.1	1282	1156	55.4	1209	1351	70.4
»	3c2	97.1	1289	—	—	—	—	—
»	3r2	93.6	1270	1123	54.3	1159	1371	84.0
02-49	16c	99.2	1297	1048	51	1104	1295	62.5
»	16r	105.4	1327	1054	51	1076	1272	60.6
00-99	4c1	89.6	1237	1273	63.3	1292	1398	80.4
»	4c2	87.7	1241	1340	67.7	1355	1350	75.6
»	4i	83.4	1220	1156	55	1198	1336	72.8
»	4r	82.9	1217	1141	54	1182	1350	74.5
01-225	10c	77.9	1192	1113	54	1171	1353	78.4
»	10r	84.6	1226	1119	54.7	1162	1355	80.0
01-338	12c	72.1	1161	1160	59	1262	1302	70.6
»	12r	73.0	1165	1126	56.8	1140	1063	46.6
00-101	5c	95.6	1271	1075	52.2	1072	1340	63.1
»	5r	—	—	—	—	—	—	68.0
»	6c	106.3	1329	—	—	—	—	—
01-297a	11c	118.9	1386	1213	64	1280	1300	58.6
»	11r	115.0	1368	1110	57	1123	1038	46.6
00-112	8c	93.4	1269	—	—	—	—	—
»	8r	97.7	1290	—	—	—	—	—
»	9c	91.9	1262	1128	58.5	1119	1206*	49.3
»	9r	93.4	1269	1123	56.8	1100	1203*	48.0
01-286	18c	109.5	1344	1079	56.5	1119	1323*	66.7
»	18r	102.2	1310	1031	53	1070	1328*	67.9

Примечание. Содержание Ni в гранате определялось по методике [Лаврентьев и др., 2006] в ИГМ СО РАН на микроанализаторе „JXA-8100“ фирмы „Jeol“, аналитик В.Н. Королюк. Обозначения геотермометров: Ryan — [Ryan et al., 1996]; O’Neil — [O’Neil, Wood, 1979]; McG-74 — [MacGregor, 1974]; Harley — [Harley, 1984]; BKN — [Brey, Kohler, 1990].

* Ca в Орх, по BKN.

Рис. 3. P — T -параметры, по [Brey, Kohler, 1990], для исследованных деформированных перидотитов (см. табл. 5).

1 — мегакристаллические Ga-лерцолиты, 2 — крупнопорфировые Ga-лерцолиты, 3 — переходный тип Ga-лерцолитов, 4 — мелкопорфировый Ga-лерцолит, 5 — Ga-гарцбургиты. Линии соединяют центральные (залитые значки) и краевые (незалитые значки) части зерен с наиболее выраженной зональностью по P — T (номера образцов на рисунке). Штриховые линии — геотермы с величиной теплового потока 35, 40 и 45 мВт/м². Линия G/D — равновесие графит—алмаз.



P — T характеристики исследованных деформированных перидотитов показывают более широкий диапазон давлений, чем соответствующие породы из тр. Удачная, по данным [Boyd et al., 1997]. В целом полученные P — T -параметры соответствуют типу высокотемпературных деформированных перидотитов из кимберлитовых трубок мира. В частности, высокотемпературные перидотиты из тр. Ягерсфонтейн (Южная Африка), по данным [Burgess, Harte, 1999], имеют диапазоны 1070—1370 °C и 41—68 кбар.

Систематическое понижение T , по [O’Neil, Wood, 1979] и [Harley, 1984], относительно T , по [Ryan et al., 1996], может отражать влияние сравнительно высокого окислительного состояния среды, при которой формируются деформированные перидотиты и мегакристы [Уханов, Малышева, 1978; Luth et al., 1990]. Повышенные P — T -параметры, рассчитанные по методу [Brey, Kohler, 1990], по всей видимости, связаны с тем обстоятельством, что коэффициенты диффузии Ca, Mg и ряда других двухвалентных катионов в Sr_x при высоких термодинамических параметрах более чем на порядок меньше, чем в Ga [James et al., 2001, 2002]. Таким образом, более высокие температуры, полученные по Ca-Mg-равновесию в клинопироксенах, могут отражать частично сохранившиеся высокие первоначальные температуры равновесия пород.

P — T -параметры исследованных пород, по [Brey, Kohler, 1990], показаны на рис. 3. Фактически все точки располагаются вблизи геотермы 40 мВт/м² и показывают широкий диапазон по P . Точки перидотитов мелкопорфирового и переходного типов смещены в левую низкобарную и низкотемпературную часть тренда. Линиями соединены точки центральных и краевых зон зерен в породах с наиболее резко проявленной зональностью по P — T (обр. 00-92, 00-99, 01-297a, 01-338). Как правило, отмечается снижение P — T -параметров для краевых частей зерен, хотя в обр. 00-92 отмечается противоположная зональность. В крупнопорфировом лерцолите 00-99 самая высокая T — 1398 °C, по [Brey, Kohler, 1990], получена для мелкого включения Sr_x в зерне граната и, вероятно, отвечает началу процесса. Низкие температуры, полученные для краевых зон минералов, возможно, отражают завершение процессов диффузионного обмена в породах. Повышение P и T в краевой части зерна из обр. 00-92 предполагает рост этих параметров в процессе эволюции породы.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНАТЕ И КЛИНОПИРОКСЕНЕ ИЗ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ И В ГРАНАТЕ МЕГАКРИСТОВ

Гранаты из деформированных перидотитов и мегакристов. Содержания исследованных несовместимых редких элементов в Ga из деформированных перидотитов и мегакристов приведены в табл. 1 и в виде нормированных концентраций показаны на рис. 4—6. Распределения редких элементов в центральных частях зерен граната из мегакристаллических лерцолитов (см. рис. 4) в целом подобны. На графиках REE они характеризуются последовательным увеличением нормированных содержаний от La к Yb. Линии распределения на спайдер-диаграммах REE + HFSE имеют характерные устойчивые пики для высокозарядных элементов — Nb, Zr + Hf, Ti, что отмечалось ранее для Ga из мегакристаллического Ga-лерцолита из тр. Удачная [Егоров и др., 2004].

В крупном зерне Ga (~6 мм) из Ga-лерцолита с частично ограненными мегакристаллами Ga (00-92) содержания редких элементов определены в двух свежих блоках из относительно гомогенной центральной части и в двух точках из узкой краевой зоны вблизи келифитовой каймы. Заметные различия для разных блоков центральной части зерна устанавливаются только La и Ce. Линии состава краевых зон зерна смещаются вверх в левой части графиков, особенно для точки, расположенной на самой границе зерна. При этом пики для HFSE заметно сглаживаются. Такие же закономерности распределения несовместимых редких элементов видны на графиках для двух мелких зерен Ga из мегакристаллического Ga-лерцолита с

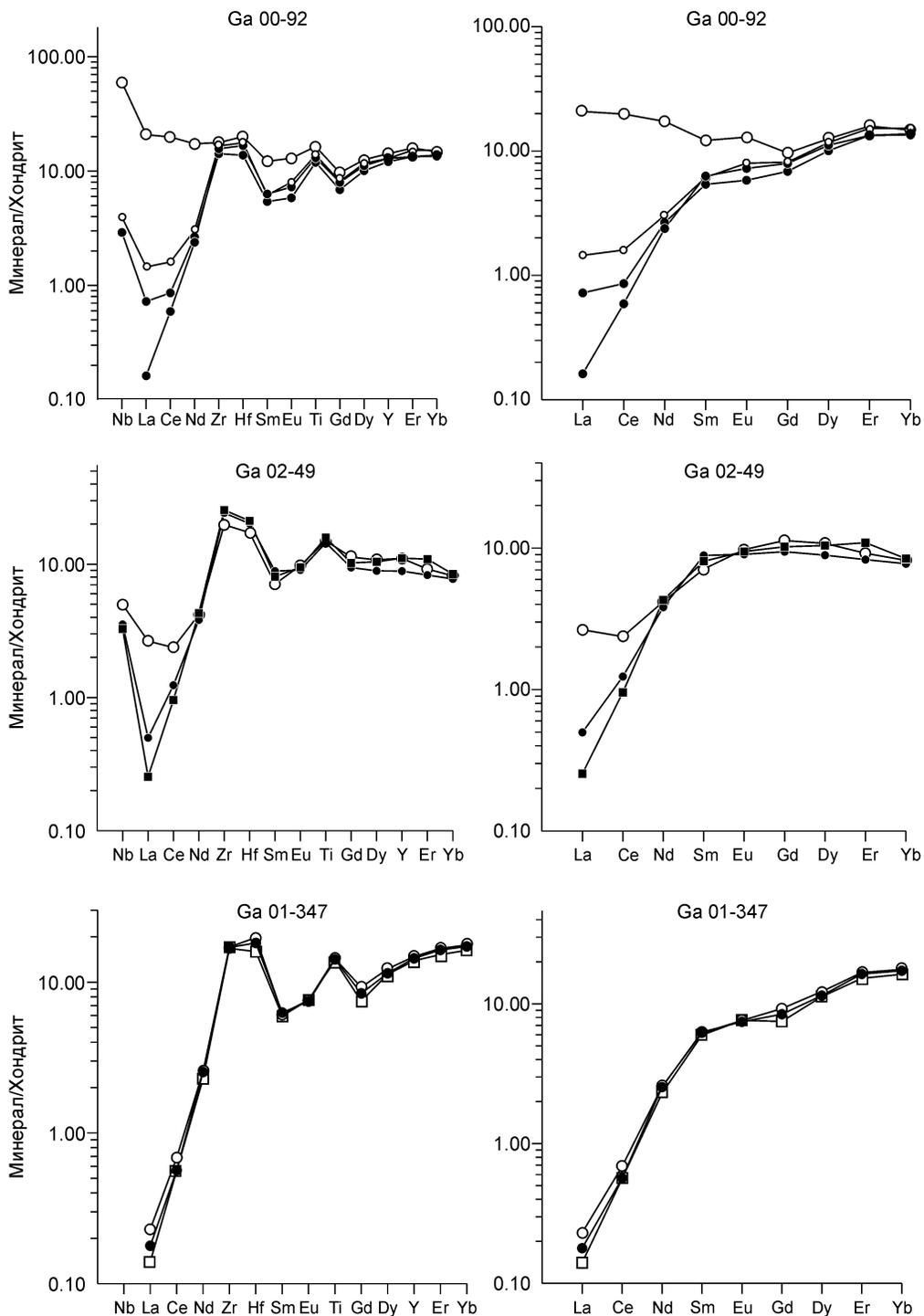


Рис. 4. Спайдер-диаграммы REE + HFSE и REE в гранате из мегакристаллических гранатовых перидотитов.

Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. Номера образцов указаны на графиках. Здесь и далее: заливные значки — центральные, незалитые — узкие краевые зоны зерна. В зерне Ga 00-92 точки анализа в краевой зоне находятся в 60—70 мкм (большой незалитый кружок — см. рис. 2, А, т. 3г1 — в табл. 1) и в 150 мкм от келифитовой каймы (малый незалитый кружок). В зерне Ga 02-49 измерены составы в двух центрах разных зерен и состав узкой краевой зоны (60 мкм). В зерне Ga 01-347 кроме центральной и краевой зон сделан замер вблизи бывшего расплавленного включения (квадрат).

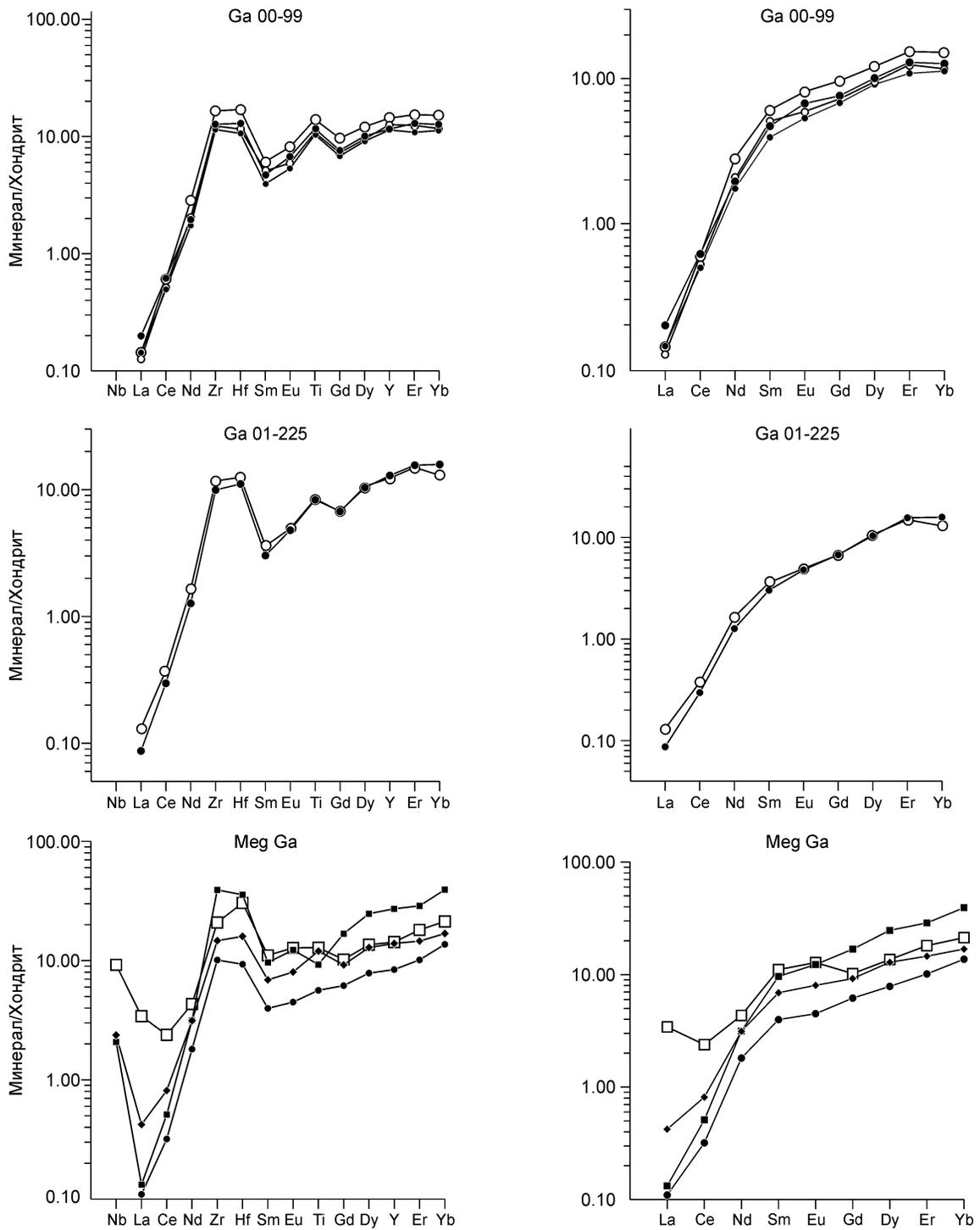


Рис. 5. Спайдер-диаграммы REE + HFSE и REE в гранате из крупнопорфировых лерцолитов (00-99, 01-225) и мегакристы (Meg Ga).

Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. В зерне Ga 00-99 точки анализа в краевой зоне находятся в 60 мкм (большой незалитый кружок) и в 350 мкм от келифитовой каймы (малый незалитый кружок). Мегакристы: UZ 77-857 (Mg# = 0.86) — залитый кружок; UV 91-81 (Mg# = 0.825) — залитый ромб; UZ 91-71 (Mg# = 0.74) — незалитый квадрат; UZ 76-910 (Mg# = 0.67) — залитый квадрат.

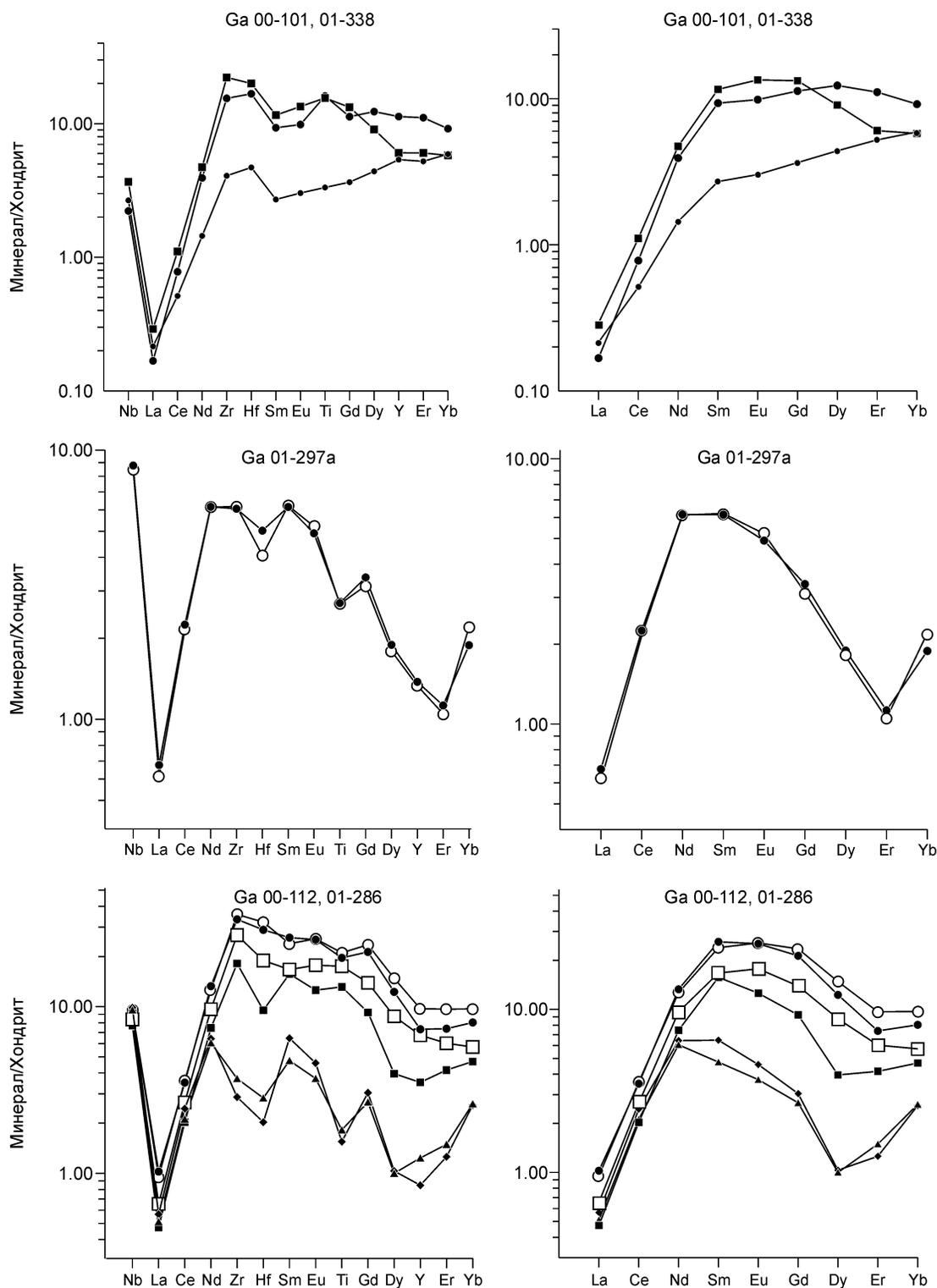


Рис. 6. Спайдер-диаграммы REE + HFSE и REE в гранате из Ga-перцолитов переходного типа 01-338, 00-101, из мелкопорфирового Ga-перцолита 01-297a и Ga-гарцбургитов 00-112 и 01-286.

Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. 00-101 — мелкие кружки (центр зерна), 01-338 — кружок и квадрат, 00-112 — квадраты и кружки, 01-286 — ромб и треугольник (составы центральных частей двух зерен). Залитые значки — центральные, незалитые значки — узкие краевые зоны зерна.

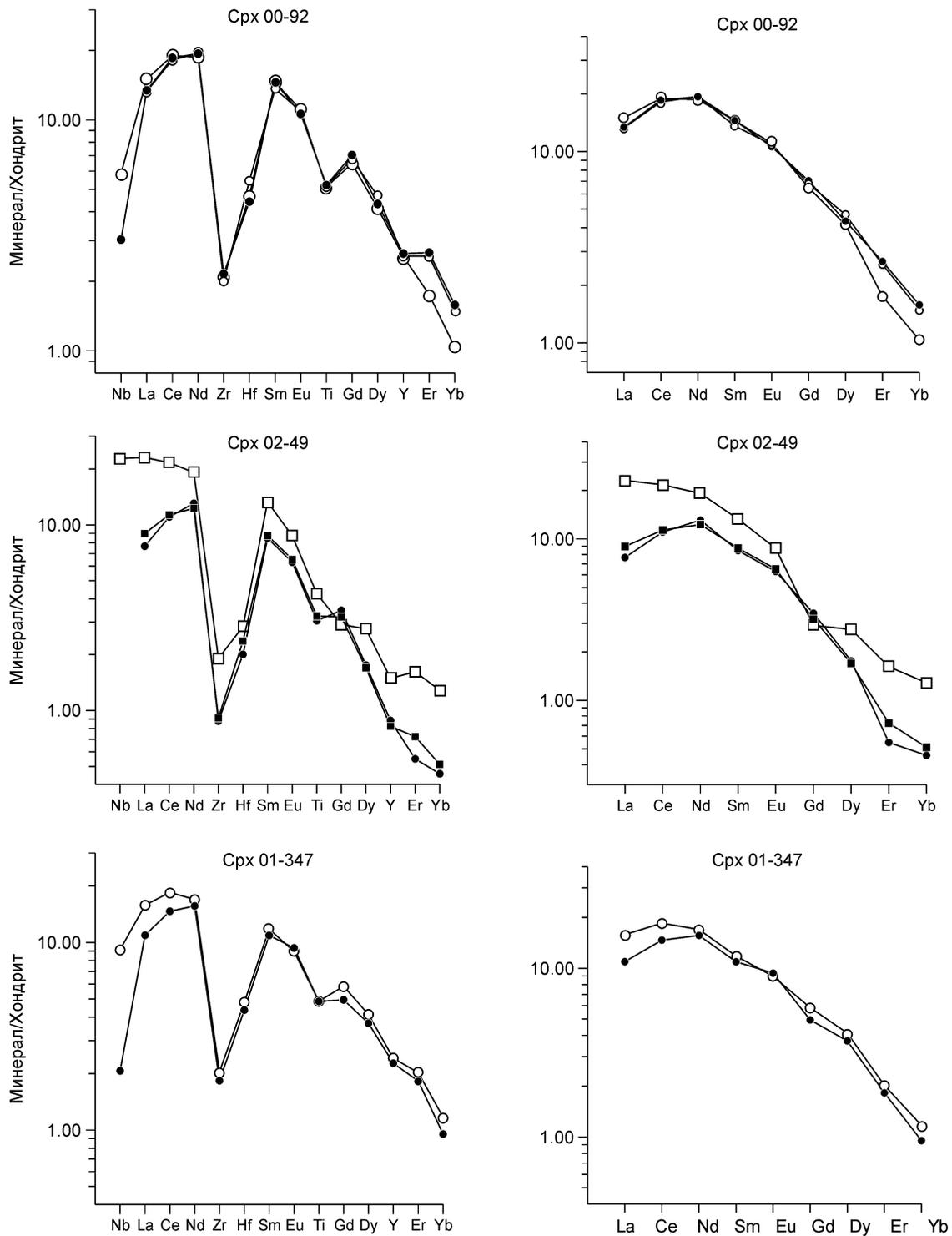


Рис. 7. Спайдер-диаграммы REE + HFSE и REE в клинопироксене из мегакристаллических гранатовых лерцолитов.

Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. В зерне Cpx 00-92 измерен состав в узкой краевой зоне (50—80 мкм от границы) — большой незалитый кружок, и в чистом незамутненном блоке внутри широкой осветленной каймы — малый незалитый кружок. В обр. 02-49 определен состав Cpx в крупном чистом блоке из мегакристалла (залитый кружок), в неизменной центральной части мелкого зерна (залитый квадрат) и в замутненной краевой зоне — примерно в 100 мкм от границы этого зерна (незалитый квадрат).

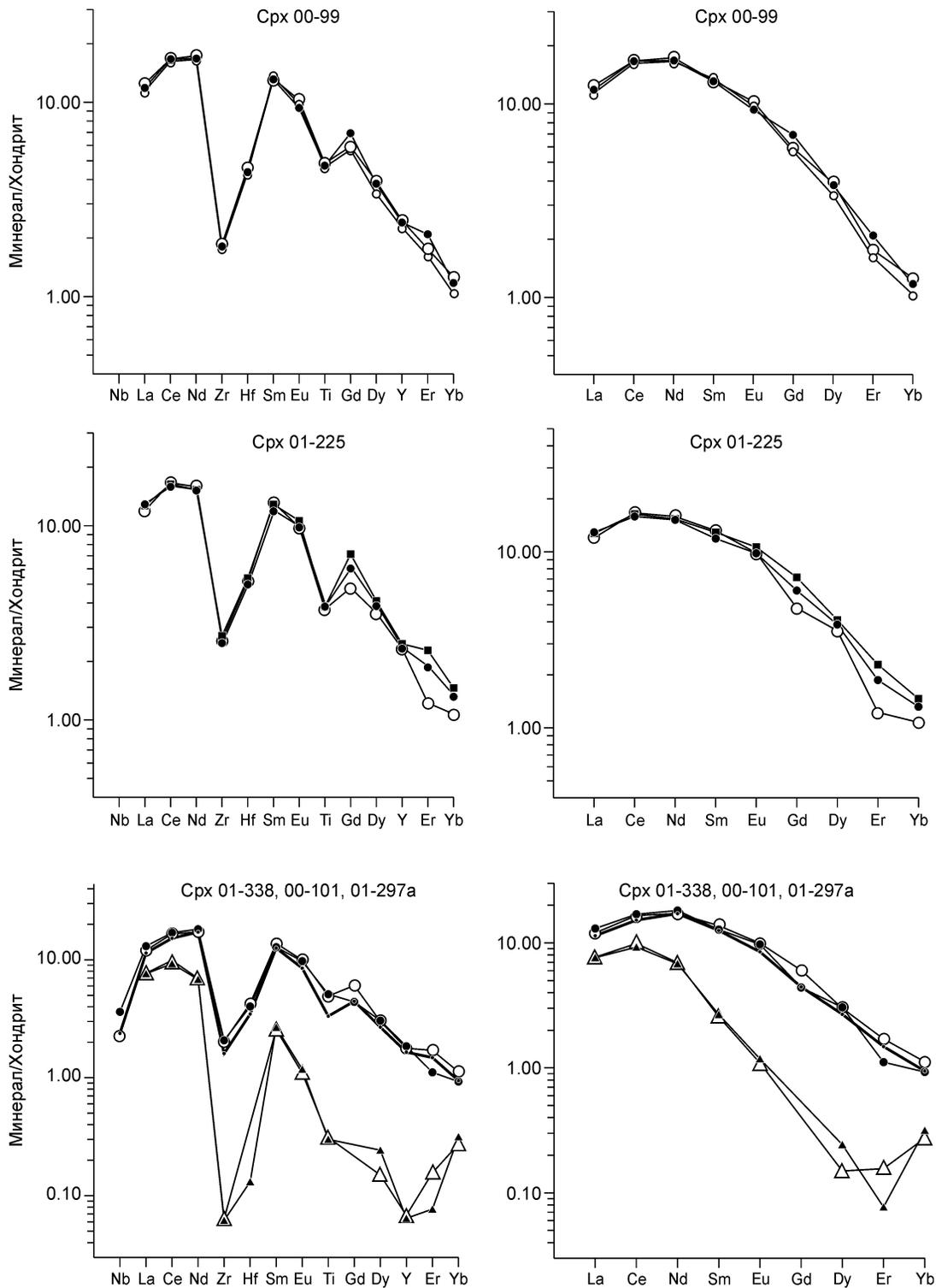


Рис. 8. Спайдер-диаграммы REE + HFSE и REE в клинопироксене из крупнопорфировых (00-99, 01-225), переходных (00-101, 01-338) и мелкопорфирового (01-297а) гранатовых лерцолитов.

Концентрация микроэлемента в минерале нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. В Cpx 00-99 измерен состав в широкой осветленной пористой кайме — в 70—100 мкм от края зерна (большой незалитый кружок) и на границе каймы с неизменной центральной частью зерна (малый незалитый кружок). Cpx 01-338 — жирная линия; Cpx 00-101 — линии с кружками; Cpx 01-297а — линии с треугольниками.

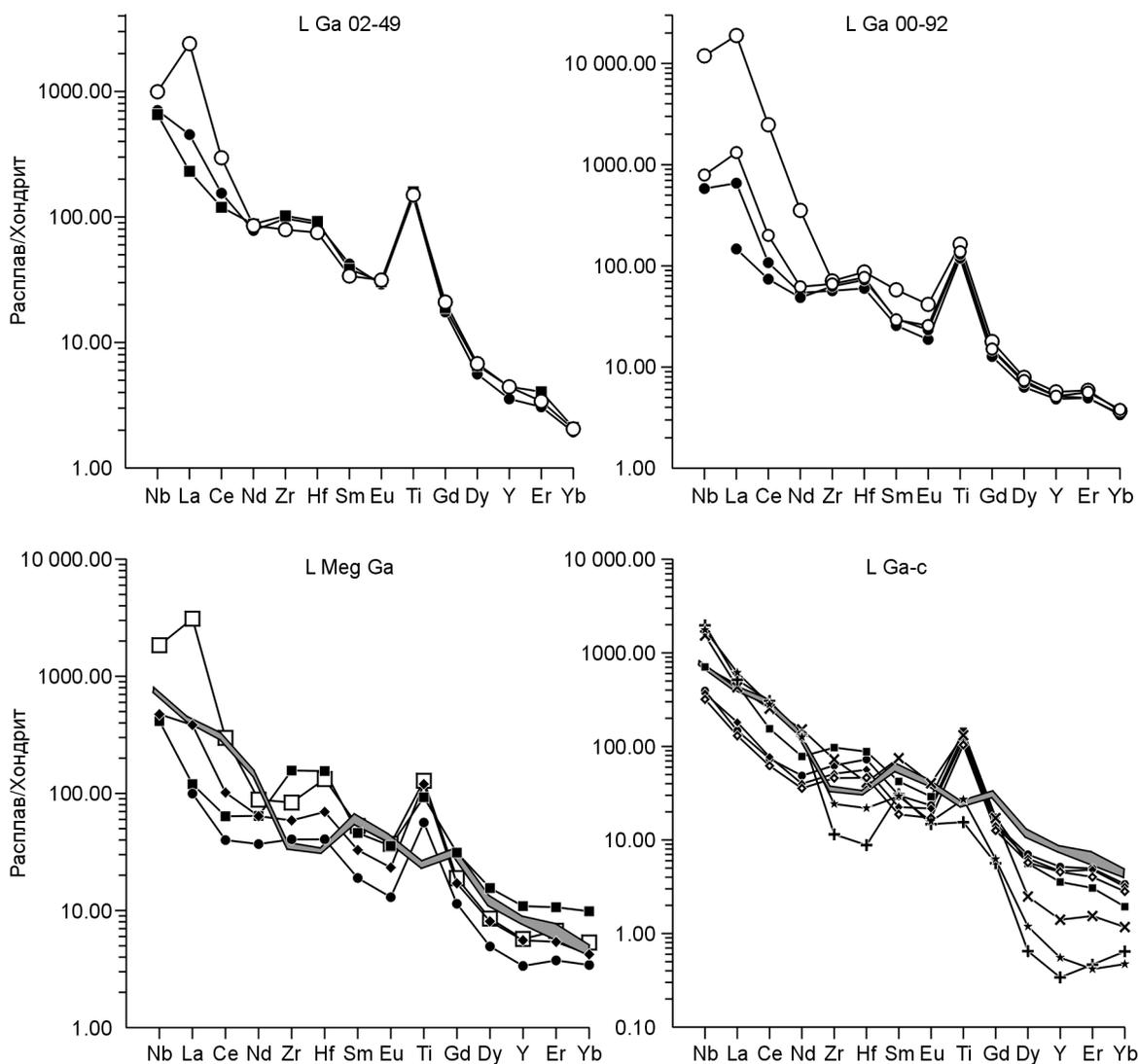


Рис. 9. Спайдер-диаграммы REE + HFSE и REE для рассчитанных составов расплавов (L Ga), равновесных с гранатом из деформированных перidotитов и мегакристаллов.

Концентрация микроэлемента в расплаве нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. Для L Ga 00-92 и L Ga 02-49 — условные обозначения см. на рис. 4. Для расплавов, равновесных с мегакристаллами граната (L Meg Ga) — условные обозначения см. на рис. 5. Обозначения расплавов, равновесных с центральными зонами граната из деформированных перidotитов (L Ga-c): 00-92 — залитый кружок; 02-49 — залитый квадрат; 00-99 — залитый и незалитый ромбы; 01-297a — залитая звездочка; 00-112 — косой крест; 01-286 — прямой крест. Поле — неизменные базальтоидные кимберлиты из тр. Удачная (наши данные).

мегакристаллами Срх 02-49. Центры двух зерен Ga из этой породы показывают заметные различия по содержанию La и Ce, а в краевой части одного зерна существенно повышаются содержания Nb, La, Ce и сглаживается максимум (Zr + Hf). В Ga из лерцолита с мегакристаллами оливина (01-347) линии состава центральной, краевой зон и точки, пограничной с бывшим участком плавления, фактически совпадают.

Линии распределения редких элементов в Ga из крупнопорфировых лерцолитов имеют полное подобие с линиями для центральных частей Ga из Ga-лерцолитов мегакристаллического типа (см. рис. 5). Линия для узкой краевой зоны Ga 00-99 показывает заметное повышение нормированных содержаний редких элементов в ряду от Nd до Yb и его практическое отсутствие для La, Ce и, таким образом, это зерно имеет иной тип зональности, чем Ga из обр. 00-92 и 02-49. В зерне Ga 01-225 отмечается слабое обогащение краевой зоны редкими элементами в ряду La—Hf.

Распределение редких элементов в четырех мегакристах Ga (см. рис. 5) как по уровню содержаний, так и типу кривых близки Ga из деформированных мегакристаллических и крупнопорфировых Ga-лерцолитов. Определенное отличие проявляется в отсутствие Ti-максимума для мегакристаллов Ga, за исключением Ga UV 91-81. На линии Ga UZ 76-910 (гранат в сростке с ильменитом) проявлен отчетливый

Ti-минимум. Для наиболее несовместимых элементов в ряду Nb—Eu-мегаакристы Ga показывают большое сходство с зональностью в Ga из обр. 00-92 и 02-49. В отличие от последней, Ga-мегаакристы показывают широкий диапазон по содержаниям HREE (Gd—Yb). При этом для Ga-мегаакристов фиксируется четкая корреляция между содержанием HREE и железистостью минерала. Линия Ga Uz 76-910 пересекает субпараллельную систему линий остальных мегаакристов, что указывает на влияние сокристаллизации Ga с ильменитом.

Распределение несовместимых редких элементов в Ga из деформированных лерцолитов переходного типа 01-338, 00-101 из мелкопорфирового лерцолита 01-297a и из гарцбургитов 00-112, 01-286 показано на рис. 6. Если в Ga 01-338 характер распределения в целом подобен рассмотренному ранее, то в гранате 00-101 линии REE имеют выпуклый вид. В центральных зонах гранатов из мелкопорфировых лерцолита 01-297a и гарцбургитов 00-112 и 01-286 проявлен синусоидальный характер линий REE, отсутствие пиков или слабые минимумы для Zr + Hf и Ti и снижение уровня почти всех элементов от Nd до Yb. Характерно, что Ga из сильнодеформированного Ga-гарцбургита 00-112 имеет значительно более высокий уровень содержания редких элементов в ряду от Nd до Yb по сравнению с Ga из слабодеформированных перидотитов 01-297a и 01-286. Линии Ga 01-297a из краевой и центральной частей практически совпадают. Краевые зоны двух зерен Ga в обр. 00-112 показывают существенное повышение содержания элементов в ряду от Zr до Yb и некоторое приближение к распределениям в Ga из крупнопорфирового и мегаакристаллического типов.

Клинопироксены из деформированных лерцолитов. Для всех исследованных Crx проявлен достаточно сходный тип распределения (рис. 7): трог для Nb, Zr + Hf (наиболее резкие для Zr), Ti и выпуклые кривые в районе LREE. Редкоэлементный состав Crx из чистого крупного блока мегакристалла и из центра мелкого зерна в обр. 02-49 является идентичным. В осветленной краевой зоне мелкого зерна Crx (02-49) отмечается увеличение содержания всех редких элементов, особенно самых несовместимых (Nb, La, Ce, Nd) и наиболее совместимых (Y, Er, Yb). Более слабо эта тенденция проявлена в зерне Crx 01-347. В Crx из мегакристаллического Ga-лерцолита 00-92 в краевой зоне незначительно повышаются содержания Nb, La и снижаются Er, Yb. Распределение редких элементов в Crx из крупнопорфировых Ga-лерцолитов (00-99, 01-225) и Ga-лерцолитов переходного типа (01-338, 00-101) подобны таковым из мегакристаллических пород (рис. 8). Кривые Crx из мелкопорфирового лерцолита 01-297a имеют синусоидальную кривую REE и более резкий наклон от Nd к Er, а также очень глубокий трог Zr + Hf (см. рис. 8). Слабое проявление зональности по редким элементам фиксируется в краевых каймах клинопироксенов 00-99, 01-225 (снижение нормированных концентраций Gd—Yb) и в Crx 00-101 (увеличение нормированных концентраций Gd—Yb).

Расчитанные расплавы, равновесные с Ga, Crx из деформированных перидотитов и с мегакристаллами Ga. В соответствии с представлениями [Burgess, Harte, 2004], предполагается, что в астеносферной части и в низах литосферной плиты в период кимберлитобразующего цикла реализовывались условия локального равновесия минерал/расплав. Для суждений о возможных составах и источниках расплавов, которые дали начало ассоциации мегаакристов и преобразовывали вещество на границе литосфера—астеносфера в этот период, были рассчитаны составы расплавов, равновесных с Ga и Crx. Расчет производился по формуле: $CL = C_{\min}/K$, где CL — концентрация элемента в расплаве; C_{\min} — концентрация элемента в минерале; K — коэффициент распределения элемента между минералом и расплавом.

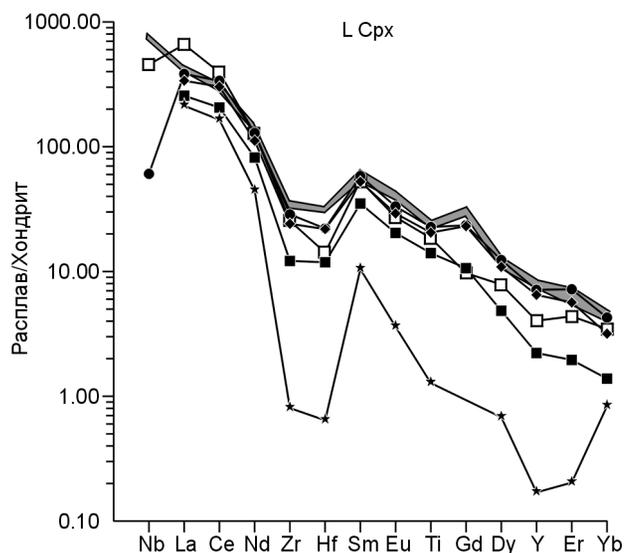
Для расчетов были взяты следующие коэффициенты распределения — $K_{Ga/L}$: для Nb — 0.005; La — 0.0011; Ce — 0.008; Nd — 0.049; Zr — 0.25; Hf — 0.23; Sm — 0.21; Eu — 0.345; Ti — 0.1; Gd — 0.54; Dy — 1.592; Y — 2.5; Er — 2.702; Yb — 4. $K_{Ga/L}$ для Nb, Zr, Hf, Ti, Yb, по [Xie et al., 1995]; для La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, по [Burgess, Harte, 2004] при 1300 °C; для Gd, по [Zack et al., 1997]; для Y, по [Halliday, 1995].

$K_{Crx/L}$: для Nb — 0.05; La — 0.035; Ce — 0.055; Nd — 0.15; Zr — 0.075; Hf — 0.2; Sm — 0.25; Eu — 0.32; Ti — 0.23; Gd — 0.3; Dy — 0.35; Y — 0.37; Er — 0.37; Yb — 0.37. $K_{Crx/L}$: для Nb, Hf, по [Xie et al., 1995]; для La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb, Y, Zr, Ti, по [Соболев, Шимизу, 1992]; для Gd, по [Burgess, Harte, 2004].

Расчитанные составы L для зональных Ga 00-92 и 02-49 показывают обогащение расплавов, равновесных с узкими краевыми зонами Ga наиболее несовместимыми редкими элементами, особенно Nb, La, Ce, резко проявленное для самой внешней зоны Ga 00-92 (рис. 9). Эта же тенденция прослеживается для изменения редкоэлементного состава Ga-мегаакристов. Существенное отличие составов L, равновесных мегаакристам, заключается в обогащении последних всеми редкими элементами. Обогащение L Ga-мегаакрист возрастает с увеличением железистости Ga, что может соответствовать трендам фракционной кристаллизации и снижению температуры [Jones, 1987]. Линия L наиболее железистого мегакриста Ga Uz 76-910 (сросток с ильменитом) пересекает линии L Ga других мегаакристов, что может быть связано с сокристаллизацией Ga с ильменитом. Единой чертой всех расплавов, равновесных с мегаакристаллами Ga и Ga из мегакристаллических и крупнопорфировых лерцолитов являются максимумы для HFSE (Nb, Zr + Hf, Ti) на кривых распределения несовместимых редких элементов. Эти максимумы фактически не проявлены для Nb, Zr + Hf на линиях расплавов, равновесных с узкими краевыми зонами Ga 00-92 и

Рис. 10. Спайдер-диаграмма REE + HFSE для рассчитанных составов расплавов, равновесных с клинопироксеном из четырех деформированных лерцолитов (L Сrx).

Концентрация микроэлемента в расплаве нормирована по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. Все расплавы рассчитаны для центральных неизменных частей зерен Сrx (залитые значки), за исключением краевой зоны зерна Сrx 02-49 (незалитый квадрат). Обозначения L Сrx для центральных частей зерен: 00-92 — кружок; 02-49 — квадрат; 00-99 — ромб; 01-297a — звездочка. Поле — неизменные базальтоидные кимберлиты из тр. Удачная (наши данные).



02-49. На линиях расплава Ga для центральных частей зерен из мелкопорфирового Ga-лерцолита 01-297a и Ga-гарцбургитов 00-112 и 01-286 появляются отчетливые минимумы (Zr + Hf), уменьшение максимумов Ti, а сами линии показывают значительно больший наклон от Nb к Yb.

Для линий L, равновесных с Сrx, характерны трог для HFSE, наименее четко выраженные для Ti (рис. 10). Эта особенность была отмечена ранее для Сrx из мегакристаллического Ga-лерцолита из тр. Удачная [Егоров и др., 2004]. Для L краевой зоны зерна Сrx 02-49 отмечается увеличение концентраций La, Ce и Dy—Yb по сравнению с L, рассчитанного для центра зерна. На линии L Сrx 01-297a (мелкопорфировый Ga-лерцолит) резко выражен трог Zr + Hf и сильнее проявлено фракционирование редких элементов от La до Y.

Различие между редкоэлементными составами природных кимберлитов из тр. Удачная и расплавов, рассчитанных для Ga из мега- и крупнопорфировых деформированных лерцолитов и мегакристов, заключается в наличии трогов Zr + Hf и Ti на линиях кимберлитов и максимумов на линиях рассчитанных расплавов (см. рис. 9). Напротив, кимберлиты близки расплавам, равновесным с Сrx (рис. 10) и могли быть остаточными от кристаллизации астеносферных жидкостей.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение приведенных в предыдущем разделе особенностей поведения несовместимых редких элементов в Ga и Сrx из деформированных перидотитов и в мегакристаллах Ga из тр. Удачная производится на основе механизма Б. Харта и др. [Harte et al., 1993]: просачивание расплава через твердую породную матрицу с одновременной фракционной кристаллизацией („percolativ fractional crystallization“). Мегакристаллические Ga-лерцолиты до деформации, вероятно, представляли собой высокобарные кумулаты мегакристов. На это указывает сохранение в породах деформированных мегакристаллов Ga, Сrx и Ol, а также почти полное подобие распределения редких элементов в Ga таковому в Ga-мегакристаллах (см. рис. 4, 5). Геохимия редких элементов в Ga из крупнопорфировых лерцолитов также повторяет стиль распределения в мегакристаллах, что наряду с петрографией пород (сильное обогащение Ga и Сrx) позволяет предположить их додеформационную кумулятивную природу. Фракционирование Ga приводит к накоплению в остаточном расплаве наиболее несовместимых редких элементов, в том числе LREE, и к его обеднению HREE [Burgess, Harte, 2004]. Подобный эффект вызывает и инфильтрация расплава через твердые породы, вследствие чего расплав последовательно обогащается наиболее несовместимыми элементами [Harte et al., 1993; Burgess, Harte, 2004]. Согласно расчетной модели, фракционирование Сrx, Орх и Ol приводит к постепенному накоплению в магматической жидкости всех REE [Burgess, Harte, 2004] и, возможно, HFSE, а кристаллизация ильменита — к ее резкому обеднению Nb, Ti и, в меньшей степени, Zr, Hf [Егоров и др., 2004]. Изохронные возрасты ассоциаций низкохромистых мегакристов из алмазонасных кимберлитов Южной Африки, полученные Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf методами, совпадают с возрастными трубок [Jones, 1987; Nowell et al., 2004], что свидетельствует о формировании астеносферных расплавов в период соответствующих кимберлитообразующих циклов.

В рамках модели [Harte et al., 1993] накопление наиболее несовместимых элементов в краевых зонах Ga 00-92 и 02-49 можно было бы связать с магматическим фракционированием граната (см. рис. 4). Однако для такого обогащения краевой зоны, как в Ga 00-92, потребовалось бы удалить из расплава более 95 % этого минерала, что нереально. По-видимому, в данном случае реализуется также хроматографический механизм. В то же время более совместимые редкие элементы не обедняют внешние зоны в зернах Ga 00-92 и 02-49, как следовало бы ожидать при фракционировании Ga, что можно объяснить параллельным выделением из расплава других силикатных минералов. В Ga 00-99 (крупнопорфировый Ga-лерцолит)

узкая краевая зона зерна, напротив, заметно обогащена элементами в ряду от Nd до Yb, что можно связать с преимущественной кристаллизацией пироксенов и оливина. Отсутствие обогащения краевой зоны этого Ga наиболее несовместимыми редкими элементами в ряду Nb—Nd не может быть связано ни с фракционированием силикатов, в том числе Ga, ни с хроматографическим эффектом и требует привлечения какого-то дополнительного механизма (см. рис. 5). Для мегакристов Ga и рассчитанных равновесных им расплавов отмечается обратная корреляция редкоэлементных составов с магнезиальностью (см. рис. 5, 9). Наиболее железистые мегакристисты Ga и равновесные им расплавы имеют наиболее высокие содержания HREE, что исключает роль фракционирования Ga в эволюции расплавов. По-видимому, на редкоэлементный состав астеносферных расплавов влияет также их контаминация литосферным материалом. При таком рассмотрении расплав, равновесный с наиболее магнезиальным мегакристом UZ 77-857 ($Mg\# = 0.86$) является наиболее контаминированным. Отсутствие полной параллельности линий на графиках можно объяснить разным количественным соотношением кристаллизующихся фракций граната и других силикатов. Минимум Ti на линии наиболее железистого мегакрита Ga Uz 76-910 (сросток с Il), по-видимому, является следствием сокристаллизации с ильменитом.

Распределение несовместимых редких элементов в Ga из мелкопорфирового Ga-лерцолита 01-297a и Ga-гарцбургитов 00-112, 01-286 (см. рис. 6) наиболее достоверно объясняются действием хроматографического эффекта при просачивании астеносферных жидкостей вверх через толщу твердых пород литосферы [Harte et al., 1993]. Подобно центральным частям некоторых зерен граната из деформированных перидотитов Южной Африки [Burgess, Harte, 2004], гранаты из сибирских образцов показывают синусоидальное распределение REE, типичное также для граната из зернистых перидотитов Сибири и Южной Африки [Шимизу и др., 1997; Griffin et al., 1999; Соловьева и др., 2004]. Устанавливается еще одна характерная особенность — гранаты из слабодеформированных пород (01-297a и 01-286) имеют более низкий уровень содержания редких элементов в ряду Nd—Yb по сравнению с сильнодеформированным ксенолитом 00-112, а также хорошо выраженные трогги (Zr + Hf) и Ti. Для линий L Ga проявлены минимумы (Zr + Hf) и более дифференцированное распределение редких элементов. Все эти особенности, по-видимому, можно связать с преимущественным накоплением наиболее несовместимых редких элементов при продвижении расплава, когда происходит преобладающее поглощение более совместимых элементов твердой матрицей породы [Harte et al., 1993]. При этом слабодеформированные породы в существенной мере сохранили черты первичного зернистого протолита. Внешние узкие зоны двух зерен Ga 00-112 показывают некоторое приближение к распределению в Ga из мегакристов и из мегакристаллических, крупнопорфировых лерцолитов, свидетельствующее о их приближении к равновесию с астеносферными расплавами.

Особенности распределения редких элементов в Crx из деформированных Ga-лерцолитов 00-92, 02-49, 00-99 (см. рис. 7, 8) подобны таковым для Crx из мегакристаллического Ga-лерцолита, описанного К. Егоровым и др. [2004]. В отличие от гранатов для Crx типичны трогги HFSE, особенно резко выраженные для (Zr + Hf). Линии расплавов, равновесных с Crx, также показывают минимумы для Nb, (Zr + Hf) и не всегда — Ti (см. рис. 10). Можно предположить, что клинопироксены находились в равновесии с жидкостями, из которых выделились такие твердые фазы, как ильменит и циркон [Егоров и др., 2004]. Краевая зона Crx 02-49 могла находиться в равновесии с остаточной жидкостью, обогащенной несовместимыми элементами (см. рис. 7, 10). Crx из мелкопорфирового лерцолита 01-297a имеет меньший уровень содержания всех редких элементов, что также отмечается и для рассчитанного расплава (см. рис. 8, 10). Кроме того, для кривых Crx и L Crx этого образца отмечается подъем от Y к Yb, не типичный для клинопироксенов других ксенолитов. По-видимому, это можно объяснить реликтовыми геохимическими особенностями, сохранившимися в минерале от редкоэлементного состава первичной твердой породы.

Характерной особенностью гранатов из деформированных лерцолитов мега- и крупнопорфирового типа, из мегакристов Ga и для рассчитанных равновесных им расплавов является обогащение HFSE относительно REE (кроме Ti в мегакристах), что проявляется в максимумах на линиях распределения (см. рис. 4, 5, 9). Для объяснения этого факта можно привлечь в качестве источника расплава древнюю океаническую кору, погруженную в переходную зону, на границу нижней мантии и ядра [Nowell et al., 2004] или „припаянную“ к континентальной литосфере в результате древнего процесса андерплейтинга [Walker et al., 1989]. В рассмотренных случаях обогащение астеносферных расплавов HFSE на фоне REE можно было бы связать с сохранившимися в древней океанической коре тугоплавкими минералами — концентраторами высокозарядных элементов [Sun, McDonough, 1989].

Однако существуют серьезные изотопно-геохимические возражения тому, что источником астеносферных жидкостей в период кимберлитобразующего цикла является древняя океаническая кора, погруженная в глубокие горизонты и длительно изолированная от соседней мантии. Унифицированный „мантийный“ изотопный состав кислорода в кимберлитах группы I и их Ga-мегакристах свидетельствует об отсутствии в магматическом источнике модифицированной морской водой океанической коры [Schulze et al., 2001]. По данным [Walker et al., 1989; Pearson et al., 1995], минералы из высокотемпературных

деформированных перидотитов имеют отрицательные значения γ_{Os} , в то время как в эклогитах из тр. Удачная эта величина имеет высокие положительные значения (приблизительно от 500 до 7000). Таким образом, даже незначительная добавка эклогитов, которые могут представлять древнюю океаническую кору, в материал источника резко сместит величину γ_{Os} в астеносферных расплавах к положительным значениям. Все эти данные вряд ли позволяют думать, что материалом источника для астеносферных жидкостей, давших начало ассоциациям Cr-бедных мегакристов и преобразовавших мантийное вещество в низах литосферной плиты и в верхней части астеносферы, являлась древняя океаническая кора, захороненная в глубинной мантии.

Эти соображения позволяют привлечь альтернативную гипотезу о том, что источником астеносферных расплавов в период верхнедевонского кимберлитового цикла была переходная зона мантии, обогащенная такими минералами, как мейджорит и силикат-перовскит [Xie et al., 1995]. Именно эти минералы накапливают в себе HFSE преимущественно по отношению к REE [Xie et al., 1995; Nowell et al., 2004]. По мнению [Xie et al., 1995], этот слой сохранился в мантии после кристаллизации и отсадки высокобарных силикатов в древнем доархейском магматическом океане. Косвенным подтверждением этой гипотезы является отвечающая переходному слою верхней мантии максимальная T Cr-бедных мегакристов (1470 °C, по [Schulze et al., 2001]), а также геофизические свидетельства обогащения переходного слоя кумулятивным мейджоритом [Hirose, 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические особенности Ga и Crx из деформированных перидотитов показали, что среди этой группы пород существуют два устойчивых типа, ранее выделявшиеся по структурно-петрографическим признакам [Соловьева и др., 1994]: мега- и крупнопорфировые Ga-лерцолиты и мелкопорфировые Ga-перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты). Гранаты из деформированных лерцолитов первого типа по геохимии изученных редких элементов почти полностью идентичны Ga-мегакристам из тр. Удачная. Ga из перидотитов второго типа показывает остаточные геохимические черты Ga из Ga-лерцолитов зернистого типа из этой трубки и из южно-африканских кимберлитов [Шимизу и др., 1997; Griffin et al., 1999; Соловьева и др., 2004].

Полученные данные по характеру распределения HFSE и REE в Ga, Crx и равновесных с ними рассчитанных расплавах наиболее логично соотносятся с моделью В. Harte и др. [1993]: просачивание расплава через твердую породную матрицу с одновременной фракционной кристаллизацией. Принятая модель достаточно хорошо объясняет различия в геохимии минералов из различных образцов, а также эволюцию составов равновесных расплавов. Источником астеносферных жидкостей, производящих специфический магматический метасоматизм на границе континентальная литосфера—астеносфера, наряду с местным веществом мог быть материал плюма, инициирующего эти процессы. Вещество плюма несет геохимические черты, указывающие на его происхождение из переходной зоны мантии, обогащенной мейджоритом и силикат-перовскитом или материалом древней океанической коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64756, 06-05-64981).

ЛИТЕРАТУРА

Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Симакин С. Г. Мегакристаллический катаклазированный лерцолит из трубки Удачная: минералогия, геохимические особенности, генезис // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 16, с. 1011—1016.

Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Логвинова А.М. Электронно-зондовое определение примеси никеля в пиропсах для целей геотермометрии перидотитов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1086—1089.

Соболев А.В., Шимизу Н. Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии // Докл. РАН, 1992, т. 326, № 2, с. 354—360.

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск, Наука, 1994, 256 с.

Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 172—193.

Соловьева Л.В., Горнова М.А., Егоров К.Н., Смирнова Е.В. Распределение REE и HFSE в породах и минералах из ксенолитов зернистых перидотитов в кимберлитовой трубке Удачная // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 6, с. 812—817.

Уханов А.В., Малышева Т.В. Отношение окисного и закисного железа в гранатах, происходящих из верхней мантии // XI съезд ММА, Тез. докл. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, т. 2, с. 17—18.

Шимизу Н., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г. Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 194—205.

Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, № 5, p. 853—866.

Boyd F.R. High- and low-temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere—asthenosphere boundary beneath southern Africa // *Mantle xenoliths*. Chichester, John Wiley, 1987, p. 403—412.

Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.

Brey G.P., Kohler T.J. Geothermometry in four-phase lherzolites II: new thermometers and a practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 1353—1378.

Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths. I: Major element chemistry // *Proc. 7th Int. Kimb. Conf.*, Cape Town, Red Roof Design, 1999, p. 66—80.

Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths. II: REE chemistry // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 609—634.

Griffin W.L., Smith D., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T. Trace element zoning in mantle minerals: metasomatism and thermal events in the upper mantle // *Canad. Miner.*, 1996, v. 34, p. 1179—1193.

Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic process in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 232—250.

Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 133, p. 379—395.

Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 86, p. 359—373.

Harte B. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths // *J. Geol.*, 1977, v. 85, p. 279—288.

Harte B., Hawkesworth C.J. Mantle domains and mantle xenoliths // *Kimberlites and related rocks*. Geological Society of Australia, Special Publication, 1989, v. 14, p. 649—686.

Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A* 342, 1993, p. 1—21.

Hirose K., Fei Y., Ono S., Yagi T., Funakoshi K. In situ measurements of the phase transition boundary in $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$: implications for the nature of the seismic discontinuities in the Earth mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 184, p. 567—573.

James A., Van Orman, Grove T.L., Shimizu N. Rare earth element diffusion in diopside: influence of temperature, pressure, and ionic radius, and an elastic model for diffusion in silicates // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 687—703.

James A., Van Orman, Grove T.L., Shimizu N., Layne G.D. Rare earth element diffusion in a natural pyrope single crystal at 2.8 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 142, p. 416—424.

Jones R.A. Strontium and neodymium isotopic and rare earth evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of southern Africa // *Mantle xenoliths*. Chichester, John Wiley, 1987, p. 711—724.

Luth R.W., Virgo D., Boyd F.R., Wood B.J. Ferric iron in mantle-derived garnets // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 56—72.

MacGregor I.D. The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Amer. Miner.*, 1974, v. 59, p. 110—119.

Nixon P.H., Boyd F.R. The discrete nodule association in kimberlites from northern Lesotho // *Lesotho kimberlites*. Maseru, Lesotho National Development Corporation, 1973, p. 67—75.

Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 8, p. 1583—1612.

O'Neil H.St.C., Wood B.J. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 70, p. 59—70.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re-Os, Sm-Nd, Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 959—977.

Richardson S.H., Erlank A.J., Hart S.R. Kimberlite-born garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 75, p. 116—128.

Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J. Garnet geotherms: a technique for derivation of *P-T* data from Cr-pyrope garnets // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 5611—5625.

Schulze J., Valley J.R., Bell D.R., Spicuzza M.J. Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, № 23, p. 4375—4384.

Smith D., Boyd F.R. Compositional heterogeneities in a high-temperature lherzolite nodule and implications for mantle processes // *Mantle xenoliths*. Chichester, John Wiley, 1987, p. 531—561.

Sobolev N.V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Washington, D.C., Amer. Geophys. Union, 1977, 279 p.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Special. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Walker R.J., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R. Os, Sr, Nd and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, p. 1583—1595.

Xie Q., McCuaig T.C., Kerrich R. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts // *Chem. Geol.*, 1995, v. 126, p. 29—42.

Zack T., Foley S.F., Jenner G.A. A consistent partitioning coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analyses of garnet pyroxenite from Kakanui, New Zealand // *News Jb. Miner. Abh.*, 1997, v. 172, p. 23—41.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
27 июля 2007 г.*