

УДК 552.22+552.11

## О МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ МАНТИЙНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И СТРОЕНИИ МАНТИЙНОЙ КОЛОННЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ, АЛАКИТСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ

© 2004 г. И. В. Ащепков, Н. В. Владыкин, И. В. Николаева, С. В. Палесский, А. М. Логвинова, А. И. Сапрыкин, О. С. Хмельникова, Г. Н. Аношин

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 09.06.2003 г.

Поступило 30.06.2003 г.

Строение мантийных колонн определено лишь для нескольких кимберлитовых трубок Сибирской платформы: Удачная [1], Мир [2]. Во многих трубках перидотитовые ксенолиты почти полностью серпентинизированы, однако концентрат содержит не только устойчивые минералы – гранаты, ильмениты, хромит, цирконы, рутилы, но и пироксены. В данной работе использовано более 700 микрорзондовых анализов минералов, в том числе более 200 перидотитовых клинопироксенов и амфиболов из трубки Юбилейная (табл. 1). Эти данные позволили реконструировать строение мантийной колонны.

Анализы более 20 образцов из 30 редких элементов мантийных клинопироксенов, гранатов, Cr-шпинелидов, ильменитов, слюды выполнены в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН методом LAM ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (“Finnigan”) со сканированием зерен YAG:Nd-лазером (UV Laser Probe, длина волны 266 нм). Предел обнаружения – 10–100 нг/г, стандарт – NIST SRM 612.

Хром-диопсиды данной трубки отличаются высокими концентрациями Na<sub>2</sub>O (до 5%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 6%) (рис. 1а), как в концентрате из трубок Колорадо [3] и слюдистых кимберлитов Далдынского поля [4]. Редкие пироксены с низкими концентрациями Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> близки к пироксенам гранатовых, а глиноземистые – шпинелевых перидотитов трубки Удачная [1]. Авгиты и салиты захвачены из коровых и кумулятивных пород.

Пиропы из трубки Юбилейная образуют протяженный тренд до 12% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Бесхромистые раз-

ности (рис. 1) соответствуют эклогитам, пироксенитам, мегакристаллам. Как в большинстве трубок, изгиб лерцолитового поля ~4–5% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [5] (2 на рис. 1б) отражает литологический раздел между гранат-шпинелевыми (2 на рис. 1б) и гранатовыми перидотитами алмазной фации (3). Разности, богатые TiO<sub>2</sub>, вероятно, из пироксенитов (7). Субкальциевые гранаты (9, 10) отделены трендом (8) вдоль границы лерцолитового поля от составов гранатов, трассирующих его верхнюю границу (группы 4–6).

Хромиты с вариациями составов, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (63–10%) (рис. 1в), могут быть разделены на интервалы и сопоставлены с группами, выделенными для гранатов. Четыре наиболее хромистые кластера обнаруживают варьирующее обогащение TiO<sub>2</sub> и FeO и расходящиеся тренды с максимальным отклонением от мантийного луча для дунит-гарцбургитовых составов и глиноземистых разновидностей. Ильмениты (рис. 1г) образуют тренд 56–44% TiO<sub>2</sub>, который обычно рассматривается как результат фракционирования [6], однако одновременный рост FeO–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> предполагает процесс AFC [7] с растворением хромита на поздних стадиях кристаллизации. Ильменитовый тренд состоит из 6 (7) групп, с высокой дисперсией Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, NiO в каждой группе. Резкое разделение (при 50% TiO<sub>2</sub>) на низко- и высокоглиноземистые разновидности, вероятно, предполагает разницы пропорции сокращающегося (или ассимилируемого) граната.

В флогопитах умеренное обогащение FeO (4–6%) сопровождается уменьшением TiO<sub>2</sub>–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 1д), возможно, за счет сокращения рутила, который присутствует во многих зернах, и ростом истонитового минала, что характерно для малоглубинных слюд [8]. Магнезиальные разновидности беднее TiO<sub>2</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Более железистые слюды сходны с глиммеритовыми. Fe–Ti-разности близки к составам мегакристаллов из щелочных базальтов. Железистые разности относятся к магматическому (кимберлитовому) процессу. Ам-

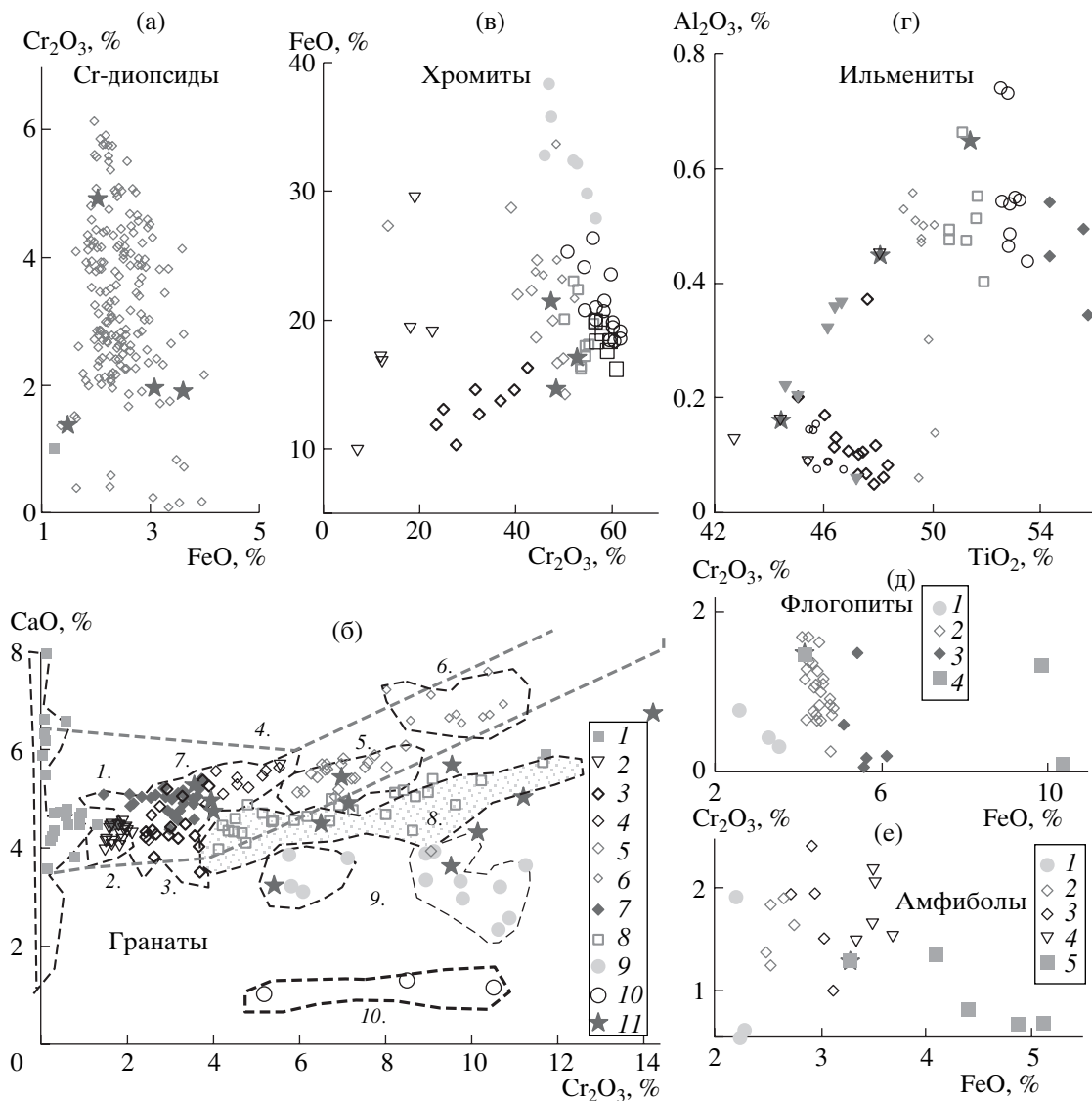
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск

**Таблица 1.** Состав представительных минералов из концентрата кимберлитовой трубки Юбилейная

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	41.00	41.21	41.63	41.09	39.47	–
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.24	0.84	0.12	0.35	48.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.34	18.30	19.28	19.36	14.56	0.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.52	6.50	3.92	5.40	10.14	0.91
FeO	6.95	6.95	8.36	6.77	6.43	39.80
MnO	0.52	0.37	0.31	0.40	0.43	0.27
MgO	20.90	20.22	20.55	21.82	19.70	9.21
CaO	3.64	4.50	4.99	3.23	4.31	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.07	0.07	0.07	0.17	–
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	0.05
Сумма	98.94	98.36	99.95	98.26	95.55	98.81
Ba	0.89	0.45	0.79	0.43	0.67	0.44
La	0.15	0.05	0.03	0.02	0.16	0.03
Ce	0.61	0.14	0.10	0.11	0.29	0.044
Pr	0.13	0.03	0.02	0.02	0.08	0.008
Nd	1.00	0.41	0.23	0.27	0.47	0.059
Sm	0.37	0.27	0.20	0.16	0.51	0.060
Eu	0.10	0.10	0.07	0.07	0.27	0.034
Gd	0.25	0.44	0.30	0.21	1.14	0.073
Tb	0.01	0.07	0.05	0.04	0.20	0.016
Dy	0.08	0.42	0.31	0.15	1.12	0.068
Ho	0.01	0.10	0.06	0.02	0.18	0.011
Er	0.04	0.29	0.15	0.05	0.35	0.034
Tm	0.01	0.05	0.02	0.00	0.04	0.004
Yb	0.07	0.25	0.17	0.06	0.26	0.017
Lu	0.01	0.05	0.03	0.02	0.04	0.005
Hf	0.17	0.10	0.22	0.10	0.31	4.1
Ta	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	58.1
Pb	0.30	0.16	0.27	0.10	0.33	0.12
Th	0.07	0.02	0.02	0.01	0.08	0.006
U	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.014
V	27	45	39	36	73	628
Sc	28.8	24.3	16.5	22.1	51.1	14.8
Co	29.8	27.7	22.7	19.5	23.2	82.7
Cu	7.0	6.6	6.6	6.7	7.1	14.1
Ni	553	292	476	312	460	5180
Rb	40	19.98	5.12	0.334	0.380	0.44
Sr	1.80	1.09	0.96	0.72	3.65	0.69
Y	0.30	2.73	1.61	0.59	4.72	0.33
Zr	2.2	3.7	7.9	6.0	24.5	126
Nb	0.21	0.10	0.10	0.07	0.25	415
Cs	0.008	0.008	–	–	0.004	0.002

Примечание. Главные компоненты проанализированы на рентгеновском микроанализаторе "Самбах-Микро", аналитик О.С. Хмельникова. Минералы тр. Юбилейная: 1–5 – гранаты; 6–7 – ильмениты; 8 – амфибол; 9, 10 – Cr-диопсиды; 11, 12 – хромит; 13 – слюда. Данные анализа LAM ICP-MS. Аналитики: И.В. Николаева, С.В. Палесский. Аналитический центр ОИГ-ГиМ (2003 г.), методом LAM ICP-MS: аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский, А.И. Сапрыкин.

7	8	9	10	11	12	13
–	44.62	54.86	54.73	0.04	0.10	38.39
51.42	0.50	0.37	0.01	0.06	0.38	3.41
0.65	11.31	3.66	2.11	18.37	21.27	12.49
0.78	1.30	1.95	1.39	52.76	48.28	1.47
33.12	3.27	3.06	1.45	17.05	14.81	4.14
0.30	0.02	0.08	0.01	0.29	0.26	0.01
12.19	18.74	14.88	16.25	11.25	13.91	22.46
0.04	10.4	16.28	22.32	0	0.06	0.02
–	3.65	3.60	1.23	0.07	0.03	0.36
0.10	1.51	–	–	–	–	9.88
98.60	95.33	98.74	99.50	99.89	99.11	92.62
0.48	79.1	194	58.9	0.53	0.83	291
0.02	4.8	60.3	35.8	0.024	0.05	2.12
0.043	15.2	102	50.8	0.052	0.25	5.7
0.005	2.6	14.2	7.32	0.009	0.01	0.52
0.041	13.0	54.3	30.6	0.035	0.14	1.65
0.032	2.70	8.2	5.04	0.025	0.07	0.26
0.011	0.82	2.3	1.37	0.024	0.02	0.113
0.046	2.1	5.4	3.51	0.081	0.09	0.202
0.005	0.2	0.7	0.415	0.010	0.011	0.020
0.025	1.1	3.1	1.72	0.025	0.07	0.135
0.003	0.1	0.4	0.24	0.006	0.013	0.015
0.006	0.3	0.9	0.45	0.025	0.02	0.022
0.001	0.03	0.1	0.056	0.003	0.004	0.006
0.015	0.2	0.7	0.24	0.014	0.02	0.026
0.007	0.02	0.1	0.03	0.004	0.01	0.007
5.0	1.7	1.8	1.74	0.017	0.07	0.322
72.9	3.1	0.6	0.26	0.038	0.74	2.184
0.103	0.50	10.7	0.48	0.055	0.203	0.366
0.004	0.096	2.0	2.29	0.003	0.005	0.475
0.006	27.3	0.1	0.28	0.009	0.004	0.324
363	28.2	308	174	294	240	219
11.9	9.8	25.4	18.8	3.9	5.7	6.2
53.8	7553	34.0	18.8	69.9	65.0	59
10.3	5.042	9.5	8.5	8.5	7.2	11.0
6033	170	5931	3795	5762	2010	18368
0.009	3.92	3.0	3.81	0.16	0.562	288
0.78	67.0	502	277	1.2	1.35	10.96
0.034	30.0	13.3	7.29	0.17	0.43	0.57
155	0.01	64.7	37.0	0.85	3.0	11.6
541	0.015	15.3	4.0	0.41	4.74	20.5
0.004	165	0.2	0.17	–	–	2.04

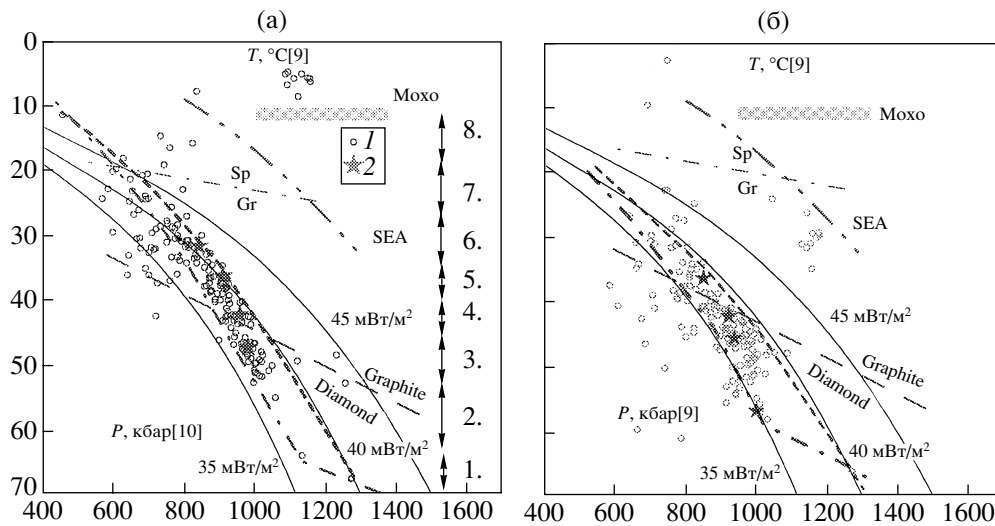


**Рис. 1.** Вариации составов: а – клинопироксенов; б – гранатов из: 1 – мегакристаллов и пироксенитов, 2 – Gr–Sp-перидотитов, 3 – Gr-пироксенитов, 4 – Gr-перидотитов, 5–7 – перидотитов алмазной фации, 8 – истощенных (реликтовых) лерцолитов, 9 – гарцбургитов, 10 – дунитов, 11 – составов, проанализированных LAM ICP-MS (и на других рисунках); в – хромитов – 1–9 группы, как для гранатов; г – ильменитов, деление на группы предположительно соответствует уровням глубинности (рис. 2); д – слюд (1 – дунитов, 2 – перидотитов алмазной фации, 3 – шпинелевой фации, 4 – пироксенитов и глиммеритов); е – амфиболов (1 – дунитов, 2 – перидотитов алмазной фации, 3 – средней части колонны, 4 – шпинелевой фации, 5 – пироксенитов и метасоматитов).

фиболов разделены на 5 групп, рост железистости и  $Al_2O_3$  (рис. 1е) соответствует переходу от глубоких рихтеритов–катафоритов к малоглубинным паргаситам – паргаситовым роговым обманкам с содержанием  $Cr_2O_3 \sim 1\text{--}2\%$ .

Термобарометрия по клинопироксену [9] (рис. 2б) с использованием  $\sim 200$  зерен позволила построить геотерму, холодная ветвь которой близка к  $37 \text{ мВт/м}^2$ , а основная отвечает тепловому потоку  $40 \text{ мВт/м}^2$ . Геотерма, полученная по новой версии Jd–Di-барометра [10] (рис. 2а), более регулярна и ближе  $40 \text{ мВт/м}^2$ . Термометр [9] занижает темпера-

туры для богатых  $Na_2O$  пироксенов, поэтому применена полиномиальная аппроксимация с оценками по ортопироксеновому термометру согласно [10].  $TP$ -интервалы по термобарометрическим моделям несколько отличаются, версия [10] позволяет более дробное деление. Снизу по разрезу можно выделить (рис. 2а): 1) разогретый астеносферный уровень (тектонизированные перидотиты) [1, 11]; 2) дунит-гарцбургитовый горизонт (9, 10 на рис. 1б) – неравномерно разогретый; 3, 4, 5) три горизонта перидотитов алмазной фации, которые, вероятно, соответствуют трем группам гранатов (4–6, рис. 1б), б) горизонт, который обычно определяет излом



**Рис. 2.** *TP*-диаграммы, построенные по результатам клинопироксеновой термобарометрии, использованы методы определения температуры и давления: а – по [9, 10] соответственно, б – по [9]. 1 – Cr-диопсиды концентрата; 2 – составы, для которых определены редкие элементы методом LA ICP-MS. Приведено деление на 8 интервалов по сгущению точек и фацальной принадлежности.

тренда  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ –CaO для граната (пироксениты–метасоматиты, гр. 3, 4, 7 рис. 1б); 7) гранат-шпинелевые перидотиты (2) и 8) шпинелевые перидотиты. Черные пироксены отвечают кумулатам средней нижней коры с температурами  $\sim 1050$ – $1150^\circ\text{C}$ . Включения клинопироксенов и гранатов из алмазов соответствуют двум нижним горизонтам.

Геохимические особенности пироксенов, проанализированных на ICP-MS из четырех интервалов по давлению, образуют почти прямые субпараллельные графики REE с высокими  $(\text{La}/\text{Yb})_n$ -отношениями и отличаются высокими Th–U-концентрациями, Nb–Ta, Pb-минимумами, соответствующими обогащению Na, Sr и вычисленным глубинам по [9, 10], и снижением Cs–Rb по сравнению с менее обогащенными LREE-разностями, для которых характерны небольшие Ce-минимумы (рис. 3). Асимметричный REE-спектр с горбиком, типичный для гранатовых перидотитов, и пики Ta–Nb обнаружены лишь у паргаситового амфибола. У флогопита – наклонный спектр, также с обогащением высокозарядными элементами и пиком Rb. У проанализированных гранатов хромистость ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10–3%) обратно связана с уровнем концентрации HREE, более глубокие имеют S-спектры и небольшие пики Th, U, минимумы Ti. Максимумы Pb и минимумы Sr характерны для всех гранатов, малохромистые разности обогащены  $\text{TiO}_2$ . Для ильменитов характерны W-образные REE-спектры, уровень которых на спайдердиаграммах обратно связан с величиной пиков Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. У двух хромитов концентрации HREE ниже, чем в ильменитах, отмечены небольшие пики Nb, Ta, Ti, U.

Наиболее хромистые, в основном субкальциевые, и глубинные гранаты и пироксены сформированы расплавами со сходными характеристиками (вычислено по коэффициентам распределения), с обогащением Th–U и минимумами высокозарядных элементов. Расплавы, из которых кристаллизовались ильмениты и хромиты, отличаются от тех, из которых сформированы гранаты и клинопироксены, более низкими  $(\text{La}/\text{Yb})_n$ -отношениями и W-образными спектрами, вероятно хроматографическими. Сходные особенности геохимии подтверждают предположение, что ильмениты в конце тренда могли кристаллизоваться по AFC-механизму [7] с растворением хромитов. Отметим, что для разных полей и трубок Якутской кимберлитовой провинции особенности геохимии минералов, в том числе ильменитов и хромитов, индивидуальны.

Совокупность полученных для трубки Юбилейная данных позволяет построить гипотетическую модель строения мантийной колонны, опробованной данной трубкой. Слоистая природа мантийного разреза, полученная при термобарометрических реконструкциях, судя по дискретности трендов минералов, первично имела субдукционную природу [9]. Дунит-гарцбургитовые сравнительно малохромистые составы гранатов, вероятно, выше астеносферного уровня, который представлен пироксенами, близкими к тектонизированным перидотитам [1, 11], повторяются дважды в интервале 60–40 кбар, что подтверждается и тремя кластерами лерцолитовых гранатов. Выше предполагается присутствие еще не менее трех линз перидотитов. Обогащение LILE, Th перидотитов

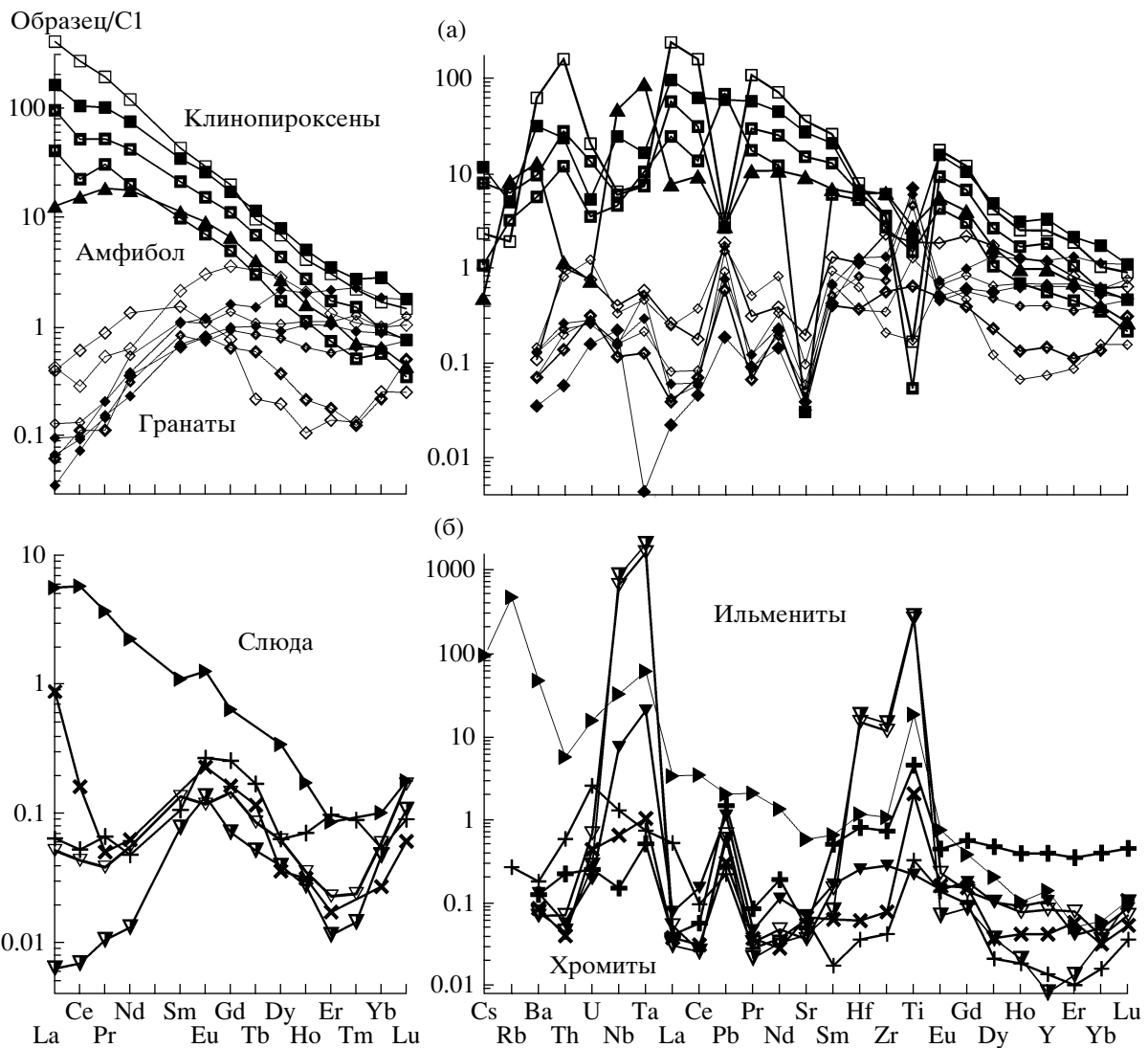


Рис. 3. Спектры редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (C1) (Evensen, Frost, 1978), и спайдердиаграммы, нормированные по составу примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). а – для гранатов и Sr-диопсидов из кимберлитовой трубки Юбилейная; б – для хромитов, ильменитов и слюды.

нижних горизонтов означает участие зрелого корового материала и масштабный метасоматоз с обеднением высокозарядными элементами. Сходные составы пироксенов из включений в алмазах Намибии [12], в ассоциации с карбонатами, указывают на возможность и карбонатитового метасоматоза.

Тип метасоматоза с обогащением Ti, Ca, Fe, Al в верхней части разреза при давлении выше 35 кбар ближе к взаимодействию с плюмовыми расплавами – флюидами, что подтверждается составами амфиболов и флогопитов. Основная часть метасоматоза, судя по частотам встречаемости, приурочена к средней части *TP*-интервала, где происходит смена геохимических особенностей разреза. Данный интервал 35–40 кбар, где происходит смена литологии кимберлитовых разрезов, поми-

мо перехода графит–алмаз, является также уровнем дегидратации перидотитовых мантийных клиньев из субдуктируемых пластин [13], где концентрируется вода в мантии. Ее трассируют метасоматиты и анатектические пироксениты. Здесь же происходит плавление и взаимодействие внедряющихся плюмовых расплавов с перидотитами [3, 14], что часто сопровождается деляминацией [14] нижней насыщенной гранатовыми микроксенолитами (эклогитизированной) части мантийного кила. Источник метасоматоза в нижней части мантийной колонны мог быть связан с плюмами или ранними субдукционными стадиями. Карбонатитовый метасоматоз, возможно, близок по времени или сопряжен с извержением кимберлитов при развитии системы подводящих каналов. По аналогии с мегакристовой ассоциацией ще-

лочных базальтов [15], образование подводящих каналов кимберлитовых извержений также сопровождается полибарическим формированием мегакристов граната и пикроильменита и пироксенов. На ранних стадиях они фракционируют из протокимберлитовых расплавов [6] в очагах камерного типа, а затем, при снижении температуры, вероятно, происходит расщепление исходной магмы с образованием карбонатитов, которые обладают большей подвижностью. Конечные стадии кристаллизации в мантии, вероятно, идут при активном взаимодействии с перидотитовой колонной по механизму AFC [7] в ветвящейся жильной системе. При извержениях кимберлитовая магма, поднимаясь вдоль сформированных каналов, опробует как перидотитовую колонну, так и ранее сформированную жильную систему, вынося на поверхность дискретные по химизму группы ксенолитов и перидотитов. В случае масштабного мантийного метасоматоза исходные литолого-геохимические черты могут быть изменены, а минералы кристаллизуются стадийно, не будучи полностью равновесными, образуя ряды составов наподобие метасоматических колонок. Этот случай вероятен и для части перидотитов из кимберлитов Юбилейной, хотя первичные ассоциации здесь явно присутствуют. Степень метасоматоза мантийных колонн согласуется со степенью серпентинизации кимберлитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 99-05-65688, 00-05-65288, 03-05-64146).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1997. V. 128. P. 228–246.
2. *Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A. et al.* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1996. V. 125. P. 293–310.
3. *Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Х. и др.* // *ДАН.* 2002. Т. 385. № 6. С. 721–726.
4. *Костровицкий С.И., Де Бруин Д.* Щелочной магматизм и проблема источников. Иркутск, 2001. С. 170–186.
5. *Sobolev N.V.* *Americal Geophysical Univon, Wash. (DC),* 1977. 279 p.
6. *Moore A.E.* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1987. V. 95. № 2. P. 245–253.
7. *DePaolo D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 198–202.
8. *Arai S.* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1984. V. 87. P. 260–264.
9. *Nimis P., Taylor W.R.* // *Contribs Mineral and Petrol.* 2000. V. 139. № 5. P. 541–554.
10. *Ащепков И.В.* // *Вестн. Отделения наук о Земле РАН.* 2003. № 1(21).
11. *Nixon P.H.* *Lesotho Kimberlites.* Cape Town: Cape and Transvaal, 1973. 470 p.
12. *Leost I., Stachel T., Brey G.P. et al.* // *Contribs Mineral. and Petrol.* 2003. V. 145. P. 15–24.
13. *van Keken P., Kiefer B., Peacock S.M.* // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2002. V. 3. № 10. P. 1056.
14. *O'Reilly S.Y.O., Griffin W.L., Djomani Y.H. et al.* // *GSA Today.* 2001. V. 11. № 4. P. 4–9.
15. *Ащепков И.В., Андре Л.* // *Геология и геофизика.* 2002. Т. 43. № 4. С. 343–363.