

## Геохимия мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов как отражение вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии

Глебовицкий В.А.<sup>1</sup>, Никитина Л.П.<sup>1</sup>, Овчинников Н.О.<sup>1</sup>, Салтыкова А.К.,<sup>1</sup>  
Егоров К.Н.<sup>2</sup>, Ащепков И.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>3</sup> ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

В работе рассматриваются петрохимические и геохимические характеристики состава мантийных ксенолитов из кимберлитов, представляющих мантию под раннедокембрийскими структурами (архейскими кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, Карельским, Каапваальским, Вайоминг, Западный Дарвар, ранне- и среднепротерозойскими складчатыми поясами, Западно-Оленекским, Натал, Холлс Крик), и ксенолитов из щелочных базальтов, представляющих мантию под позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами (складчатыми поясами Центрально-Азиатским, Мозамбикским, южной оконечности Южной Америки, а также Среднегерманским кристаллическим поясом). В результате исследований установлено: (1) различие химического состава мантии под раннедокембрийскими структурами и позднепротерозойскими-фанерозойскими складчатыми структурами на уровне основных, редких и редкоземельных элементов, отражающее более высокую степень плавления примитивной мантии и деплетирования ее магнефильными элементами под древними структурами по сравнению с молодыми; (2) значительная первичная неоднородность мантии, подстилающей и раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские структуры, которая проявляется как по содержанию основных окислов, так и по содержанию несовместимых редких и редкоземельных элементов и их отношений; состав мантии под кратонами Восточно-Сибирской платформы, Вайоминг и Карельским неодинаков по соотношению Zr/Y, La/Sm, Ce/Sm, Gd/Yb и Lu/Hf; (3) уменьшение степени плавления примитивной мантии с глубиной, о чем свидетельствует отрицательная зависимость от давления (и соответственно глубины) отношений MgO/SiO<sub>2</sub> и положительная зависимость отношений Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO в ксенолитах; (4) уменьшение содержания Y, Zr, Ti, Sm, Gd и Yb и суммарного содержания тяжелых РЗЭ в мантии по мере возрастания степени плавления; соответственно наиболее истощенное этими несовместимыми редкими и редкоземельными элементами вещество слагает верхние части разреза литосферной континентальной мантии.

### Введение

Проблема вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии в последнее десятилетие широко обсуждается в геологической литературе. Результаты исследований по геохимии мантийных ксенолитов из

кимберлитов архейских кратонов Восточной Сибири, Каапваал, Вайоминг, Слейв, Карельский [9, 10, 15, 11, 36, 39, 27] и щелочных базальтов вулканических полей Юго-Восточного Китая, Монголии, Забакаля, Танзании, Южной Америки [40, 50, 51, 48, 22, 26, 29] свидетельствуют о различии состава мантии, подстилающей архейские, протерозойские и фанерозойские структуры по соотношению в ней Ca/Al, Fe/Al, Cr/Al при одинаковых значениях mg [15, 16]. Согласно С. О'Рейли и У. Гриффину [34] континентальная литосферная мантия под архейскими, протерозойскими и фанерозойскими структурами характеризуется средним содержанием CaO, равным 0.6, 1.7 и 3.1 мас.% соответственно, средней плотностью – 3.31, 3.34 и 3.37 г/см<sup>2</sup> и V<sub>p</sub> на глубине 100 км – 8.18, 8.05 и 7.85 км/с. Изучение распределения типов пород (гранатовых и шпинелевых перидотитов, пироксенитов и эклогитов) в вертикальных разрезах мантии, подстилающей архейские кратоны, свидетельствует о закономерной смене породных ассоциаций в мантии по вертикали и пространственному различии породного состава мантии [34, 16, 39, 1]. Возникновение вещественной неоднородности мантии объясняется либо первичной неоднородностью вещества Земли, либо процессами дифференциального плавления примитивной мантии, либо погружением в мантию океанической коры в результате плейттектонических процессов, либо как результат вещественного обмена между геосферами.

Однако, несмотря на то, что существование вещественной неоднородности верхней мантии, в настоящее время в общих чертах установлено, требуются дальнейшие исследования для решения ряда вопросов. К ним относятся:

- время возникновения вещественной неоднородности верхней мантии,
- однороден ли петрохимический и геохимический состав верхней мантии под архейскими кратонами на различных континентах,
- однороден ли состав мантии под различными фанерозойскими складчатыми поясами и в пределах каждого пояса,
- изменяется ли петрохимический и геохимический состав мантии с глубиной и, если он изменяется, в каком направлении происходит это изменение,
- как изменяется содержание несовместимых редких и редкоземельных элементов в мантийных перидотитах в зависимости от степени деплетированности перидотитов магмофильными элементами.

Решение этих вопросов важно для установления, когда и в результате каких процессов возникли неоднородности химического состава в континентальной литосферной мантии, для понимания природы мантийных килей под древними кратонами.

Для ответа на перечисленные выше вопросы необходимо комплексное исследование серий ксенолитов, представляющих мантию под разновозрастными тектоническими структурами, всестороннее петро- и геохимическое изучение и определение условий образования и возраста

каждого ксенолита. В большинстве же современных работ детально рассматриваются отдельные стороны химического состава ксенолитов (в последнее время особенно многочисленны исследования изотопных отношений в системах Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb ) или состава минералов и р,Т условий равновесия минеральных ассоциаций. Комплексные исследования мантийных ксенолитов с определением их валового химического состава и состава сосуществующих минералов на уровне петрогенных, редких и редкоземельных элементов, изотопных отношений в различных системах и определением температур и давлений равновесия минеральных ассоциаций в настоящее время очень ограничены. В данной работе, мы, опираясь на результаты собственных исследований и опубликованные в литературе данные по мантийным ксенолитам, делаем попытку, найти в той или иной мере обоснованные ответы на некоторые нерешенные вопросы состава континентальной литосферной мантии. В работе рассматриваются петрохимические и геохимические характеристики состава мантийных ксенолитов из кимберлитов, представляющих мантию под раннедокембрийскими структурами, и ксенолитов из щелочных базальтов, представляющих мантию под позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами. В ней анализируются данные по перидотитовым ксенолитам из кимберлитов и родственных пород в архейских кратонах: в фундаменте Восточно-Сибирской платформы [наши данные, 6], Карельском [36], Каапваальском [9], Вайоминг [11], Западный Дарвар [31], и протерозойских складчатых поясах: Западно-Оленекском [6], Натал; [12] и Холлс Крик Западной Австралии [24]. Перидотитовые ксенолиты из щелочных базальтов относятся к вулканическим полям Забайкалья [наши данные; 4], хр. Хамар-Дабан [3] и Монголии [наши данные; 43, 48, 22] в пределах Центрально-Азиатского пояса, а также к вулканическим полям палеозойского складчатого пояса южной оконечности Южной Америки [42, 26].

## **РЕЗУЛЬТАТЫ**

### **Петрохимия**

Вариационные диаграммы, представленные на рис. 1, характеризуют состав ксенолитов из кимберлитов (левая колонка) и щелочных базальтов (правая колонка). На этих диаграмме показан также состав примитивной мантии ПМ и пиролитов [24, 35, 7, 17, 44, 5, 45, 49, 30] хондр из углистого хондрита [20] и примитивных лерцолитов (состав заимствован из работы [4]). На диаграммах видно, что все ксенолиты относительно ПМ обогащены MgO. Содержание этого окисла в них составляет 37–49 мас.%, а в ПМ – 35.1–37.77 мас. % . Значения MgO/SiO<sub>2</sub> колеблются в пределах 0.8–1.2 и являются более высокими по сравнению с ПМ (0.703–0.830).

Ксенолиты из кимберлитов относительно ПМ значительно обеднены

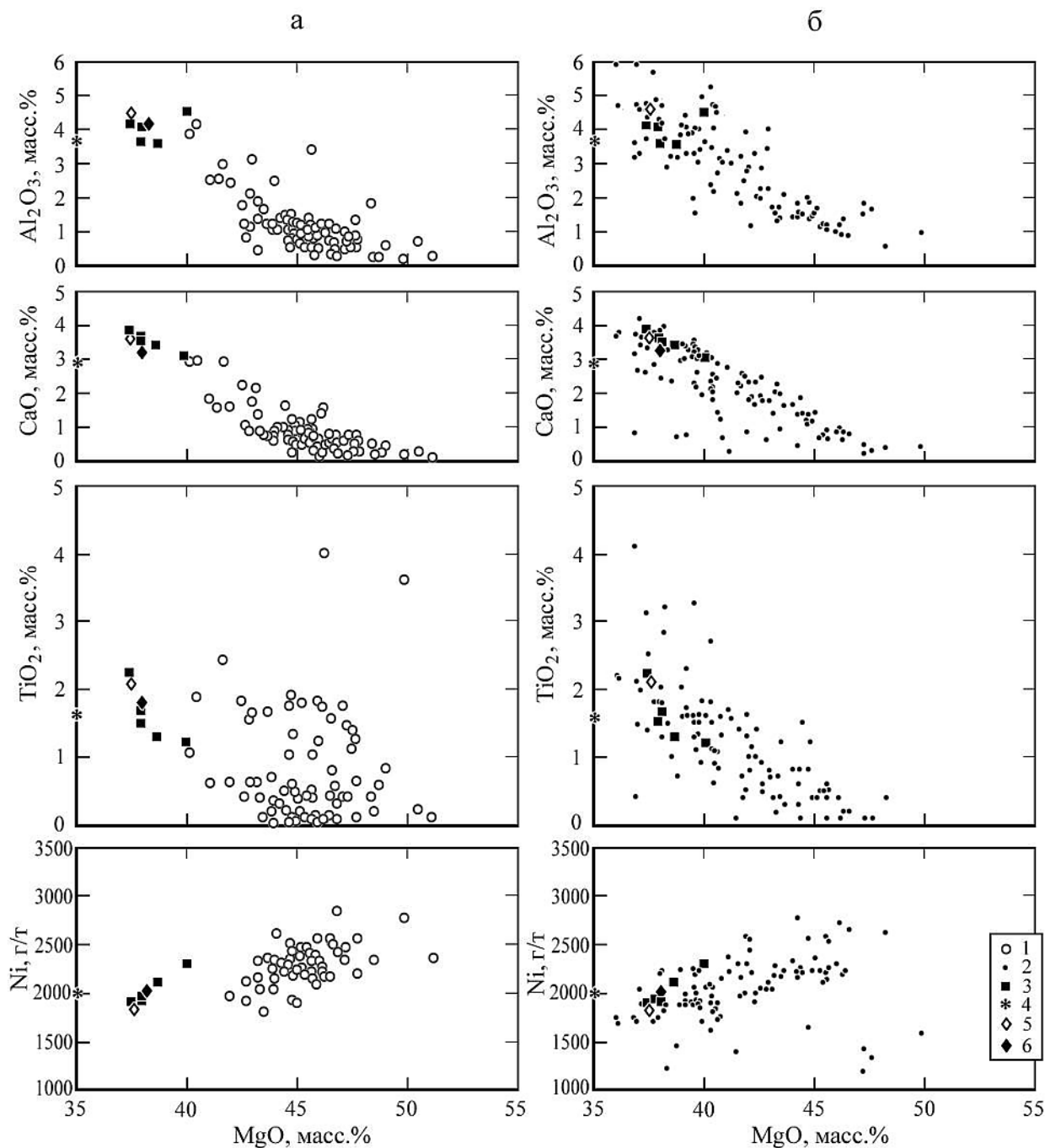


Рис. 1. Вариационные диаграммы состава перidotитовых ксенолитов из кимберлитов (а) и щелочных базальтов (б).

Залитыми значками показан состав примитивных лерцолитов (3), примитивной мантии (4-6), пиролита (7) и хондр из углистого хондрита (8).

CaO (содержание окисла обычно ниже 3.0, а во многих образцах меньше 1 мас. %), и  $Al_2O_3$  (содержание обычно ниже 3.0 и до 0.1 мас. %). тогда как в ПМ содержание этих окислов по разным оценкам составляет 2.89–4.36 и 3.54–4.45 мас. % соответственно. Отношение  $Al_2O_3/SiO_2$  колеблется в пределах 0.003–0.105,  $CaO/SiO_2$  для большинства образцов - от 0.005 до 0.04. По сравнению с ПМ большая часть ксенолитов обеднена  $FeO_{общ}$  (до 6 мас.%)

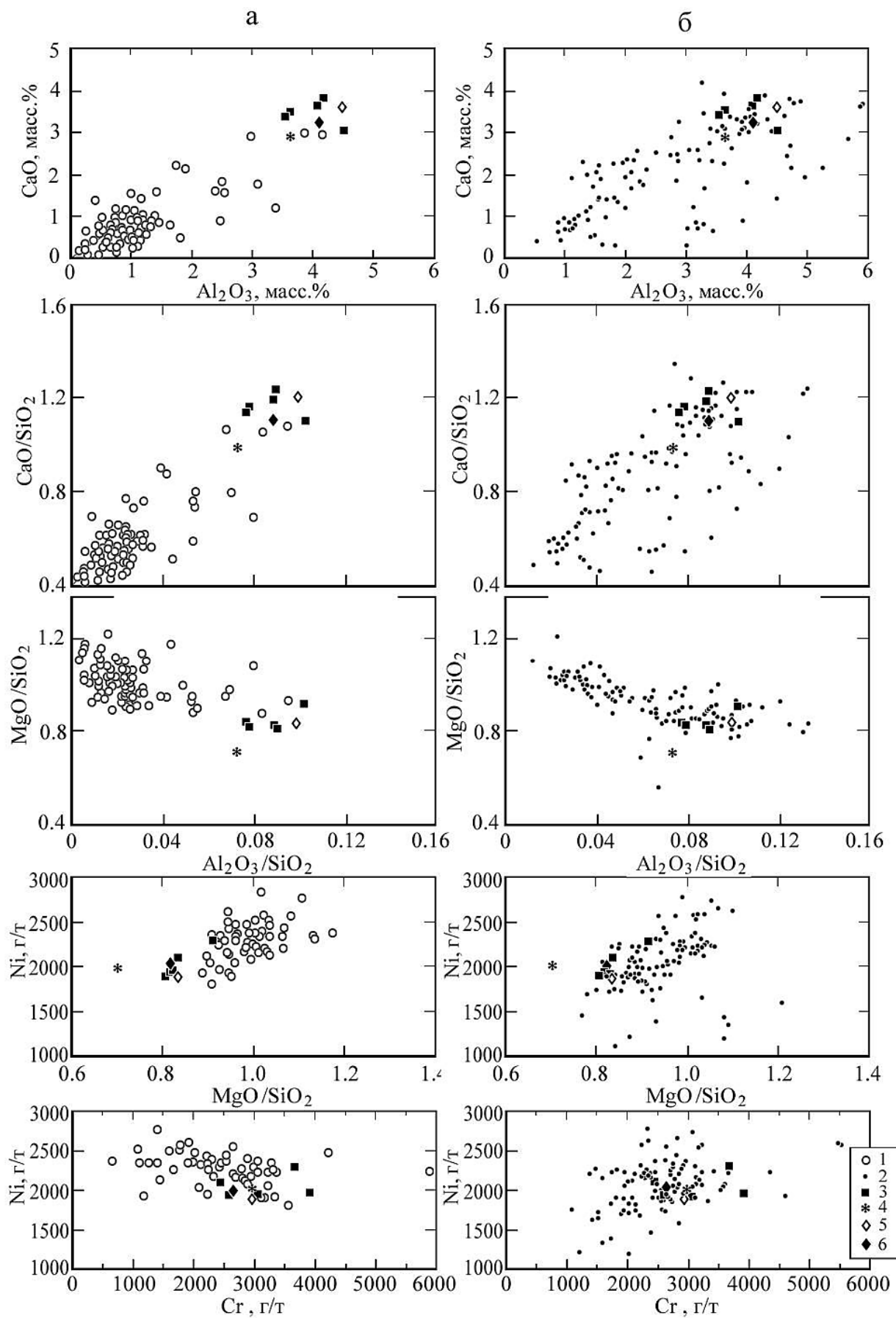


Рис. 1. (Окончание).

в ПМ: 7.50–8.50 мас. %) обогащена  $K_2O$  (содержание окисла достигает 0.3 мас. %). Содержание Ni составляет 1900–2800г/т (ПМ: 1880–2000г/т). Содержание Cr, хотя и колеблется в широких пределах (700–6000г/т), но в основной массе ксенолитов оно составляет 1000–3400г/т. Между содержанием Ni и Cr наблюдается отчетливая отрицательная зависимость.

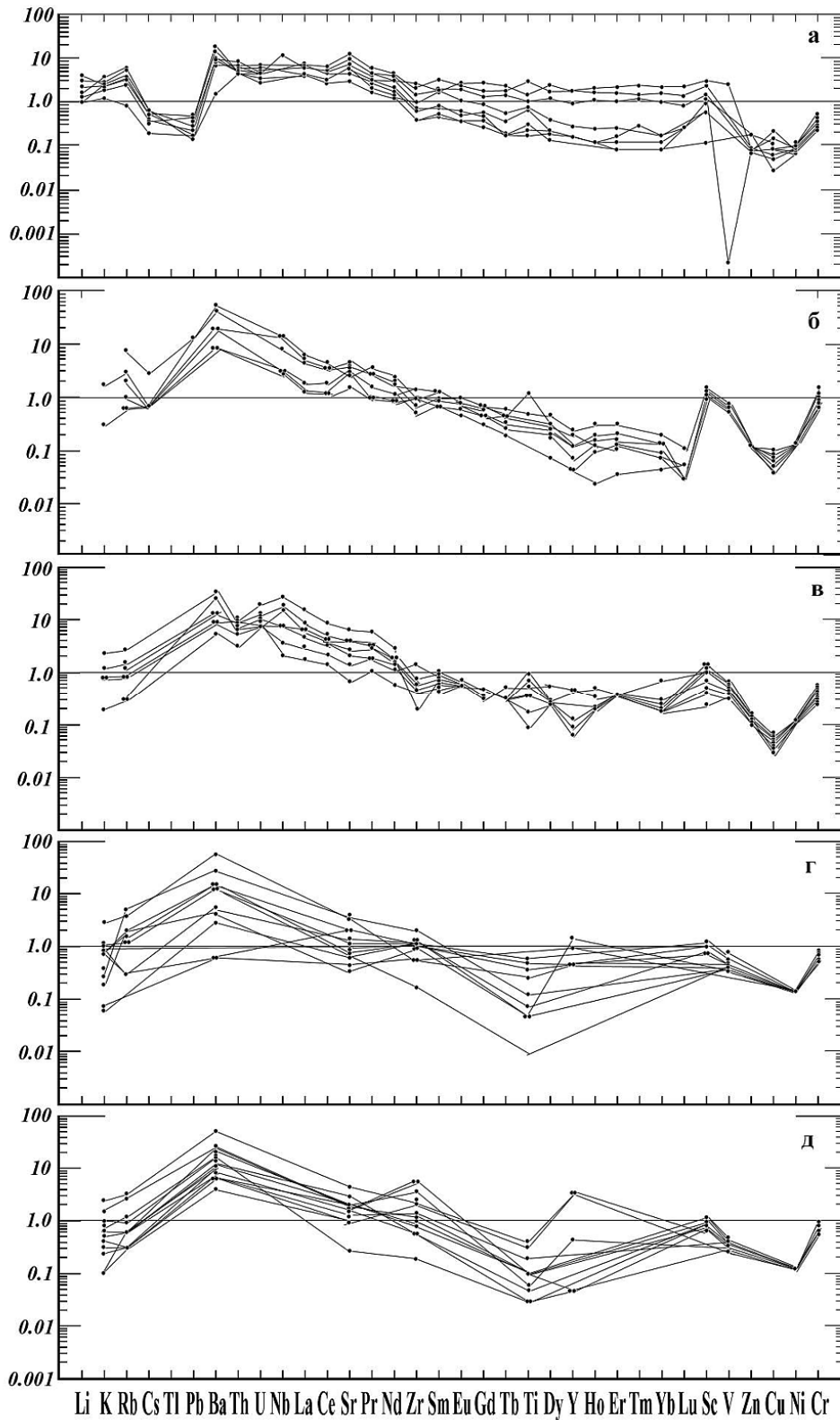
Ксенолиты из щелочных базальтов характеризуются более высоким содержанием окислов CaO (2–4 мас. %),  $Al_2O_3$  (2–4.5 мас. %) и FeO<sub>общ</sub> (до 9.0–9.5 мас. %). Наиболее близкими к ПМ по содержанию CaO и  $Al_2O_3$  являются ксенолиты из базальтов вулканических полей Забайкалья. На диаграммах CaO– $Al_2O_3$ , CaO/SiO<sub>2</sub>– $Al_2O_3$ /SiO<sub>2</sub>, MgO/SiO<sub>2</sub>– $Al_2O_3$ /SiO<sub>2</sub> ксенолиты из кимберлитов и базальтов образуют различные поля, хотя и имеется область перекрытия, в которую попадает часть ксенолитов Пали-Айка. Для ксенолитов из базальтов наблюдается положительная зависимость между содержанием в них Ni (1000–2800г/т) и Cr (1000–5000г/т). Такой характер зависимости отличает ксенолиты из базальтов от ксенолитов из кимберлитов, в которых имеет место отрицательная зависимость между содержанием этих элементов.

Таким образом, вариационные диаграммы демонстрируют существенное различие состава ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов. Оно выражается в различном содержании окислов CaO,  $Al_2O_3$ , FeO<sup>общ</sup>, соотношении окислов MgO/SiO<sub>2</sub>, CaO/SiO<sub>2</sub> и  $Al_2O_3$ /SiO<sub>2</sub>, характере зависимости между содержанием Ni и MgO, TiO<sub>2</sub> и MgO, Ni и Cr. Это указывает на различие состава верхней мантии под раннедокембрийскими структурами, где развит кимберлитовый магматизм, и позднепротерозойскими-фанерозойскими складчатыми поясами, где проявлен щелочнобазальтовый магматизм. Судя по составу перидотитовых ксенолитов в кимберлитах, состав мантии под раннедокембрийскими структурами отличается высокой степенью деплетированности окислами CaO,  $Al_2O_3$  и FeO.

## Геохимия

Редкие и редкоземельные элементы изучены наиболее полно в ксенолитах из кимберлитов кратонов в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, Вайоминг и Карельском. Хондрит-нормированные диаграммы для элементов-примесей в ксенолитах этих регионов (рис. 2) характеризуются общими чертами, а именно: (1) близкое к хондритовому содержание K, Rb, Zr, Sc, Cr, (2) обогащение (до 12-кратного) Ba, Nb, в меньшей мере Th, U, Sr и легкими редкоземельными элементами (La, Ce, Pr), (3) пониженное (до 0.10 –кратного) содержание Ti, Y, а также средних и тяжелых редкоземельных (Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Lu) и некоторых редких элементов (V, Zn, Cu, Ni). Относительно ПМ (рис. 2) ксенолиты обогащены щелочами (K, Rb, Cs), Ba, Nb и обеднены тяжелыми РЗЭ, а также V, Cu.

1



**Рис. 2. Нормированное к хондриту (1) и примитивной мантии (2) распределение редких элементов в перidotитовых ксенолитах из кимберлитов архейских кратонов.**

В фундаменте Восточно-Сибирской платформы (а), Вайоминг (б), Карельском (в), Каапваальском (г, д—трубки Премьер и Кимберли соответственно) и ксенолитов из лампроитов раннепротерозойского складчатого пояса Холлс Крик (е).

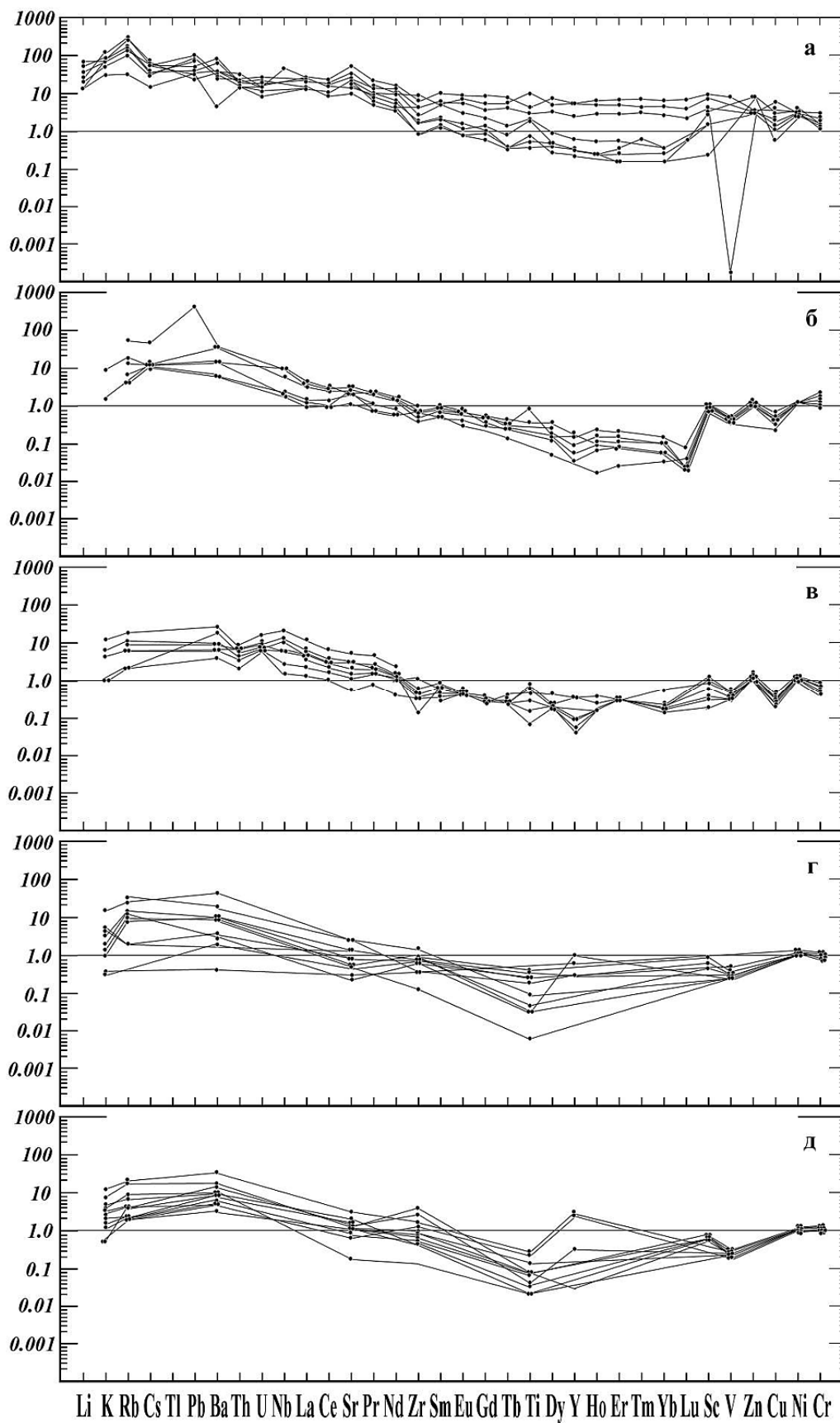


Рис. 2. (Окончание).



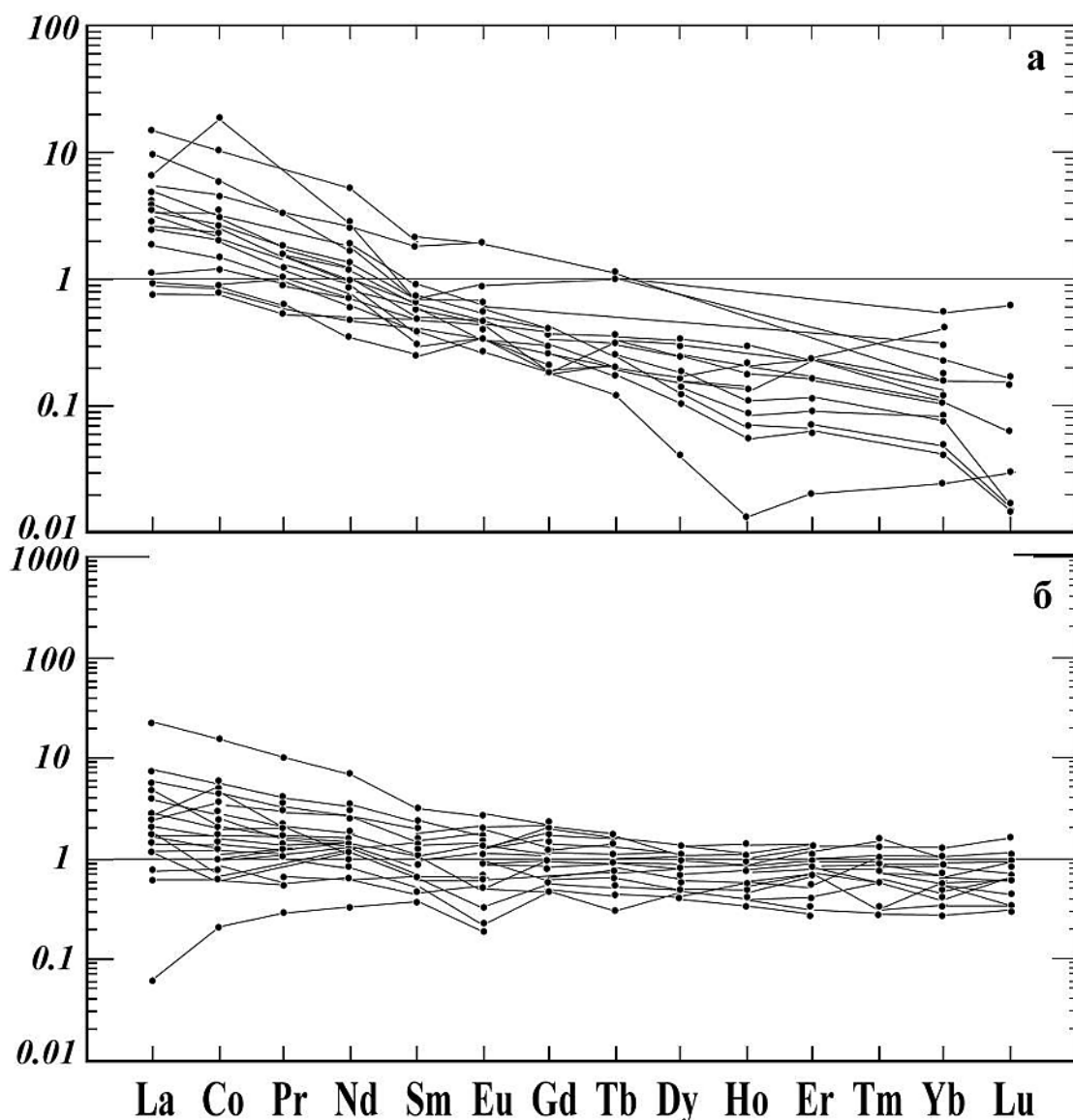


Рис. 3. Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных элементов в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов и лампроитов раннедокембрийских структур (а) и ксенолитах из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса (б).

Содержание, близкое к ПМ, наблюдается для Sr, Sc, Zn, Ni, Cr. Такие же особенности в распределении редких элементов относительно хондрита и примитивной мантии характерны для ксенолитов из кимберлитов Каапваальского кратона и лампроитов раннепротерозойского складчатого пояса Холлс Крик Австралии.

Общность геохимических особенностей перидотитовых ксенолитов из вулканитов, развитых в пределах раннедокембрийских структур, особенно наглядно проявляется в характере спайдерграмм редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (рис. 3а). Все они имеют асимметричный характер, отражающий деплетирование тяжелыми РЗЭ и

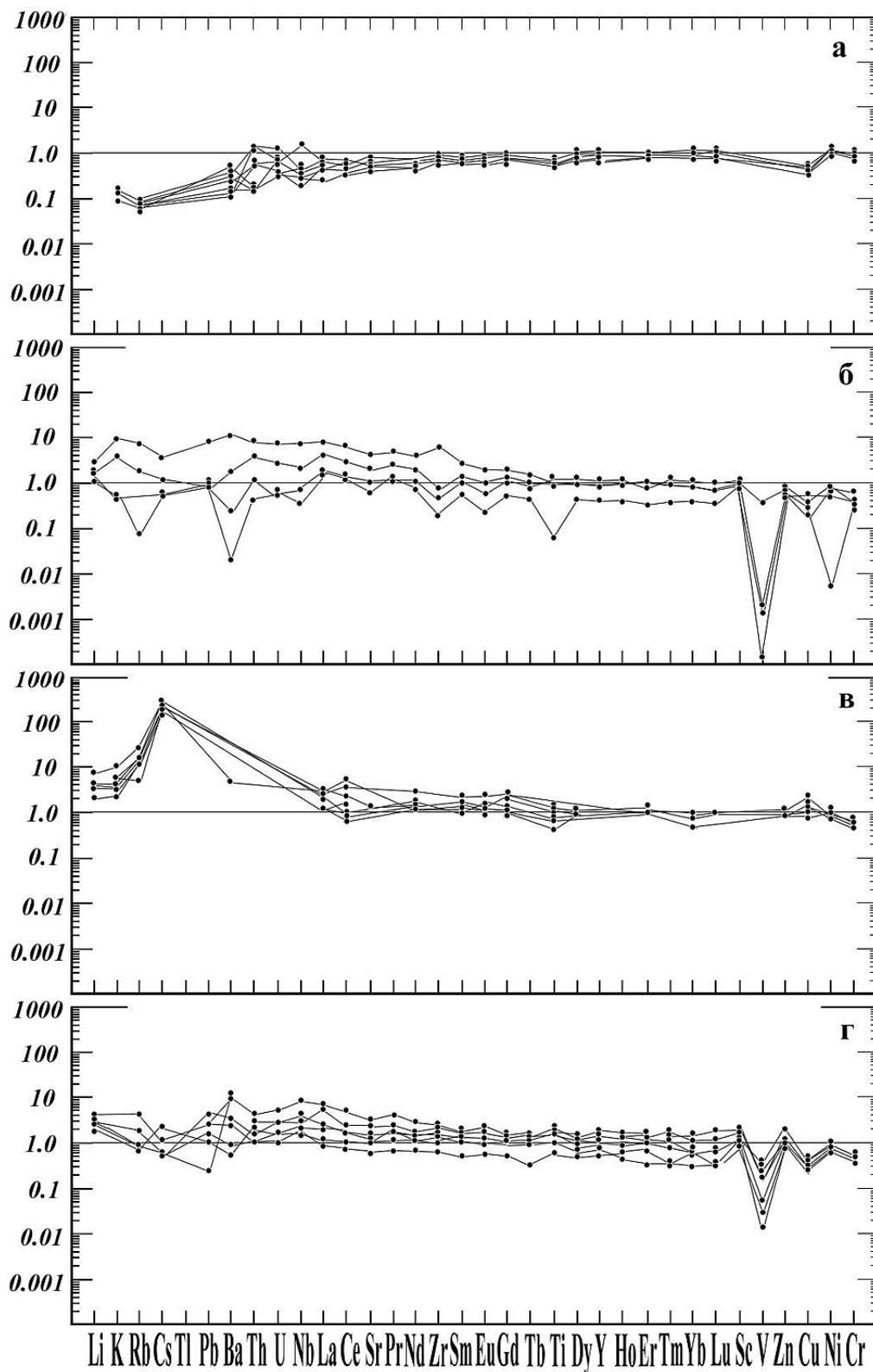


Рис. 4. Нормированное к примитивной мантии распределение редких элементов в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

а, б, в, г—вулканические поля плато Дариганга, депрессии Тариат, хр. Хамар-Дабан и Витимского плато, соответственно.

некоторое обогащение легкими.

Геохимические особенности ксенолитов из щелочных базальтов демонстрируют нормированные к примитивной мантии диаграммы распределения совместимых и несовместимых редких элементов в ксенолитах различных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 4). Они показывают близкое к ПМ содержание редких элементов. Некоторое исключение представляют собой ксенолиты из базальтов хр. Хамар-Дабан, обогащенные Cs. Относительно хондрита все ксенолиты, за исключением ксенолитов хр. Хамар-Дабан, обеднены Rb, Cs, Tl, V, Zn, Cu, Ni. Содержание редкоземельных элементов в ксенолитах близко к содержанию их в примитивной мантии. Распределение РЗЭ характеризуется тремя типами спайдерграмм (рис. 3б): 1) плоские, нефракционированные (преобладают), 2) пологие, показывающие некоторое обогащение относительно примитивной мантии легкими и близкое к ней содержание тяжелых РЗЭ, 3) пологие, отражающие незначительное обеднение относительно ПМ легкими и близкое к мантийному содержанию тяжелых РЗЭ.

#### **Соотношение между петрогенными и несовместимыми редкими и редкоземельными элементами в ксенолитах**

В таблице 1 приведены значения  $MgO/SiO_2$ ,  $Al_2O_3/MgO$ , содержание некоторых РЗЭ (La, Ce, Sm, Gd, Yb), суммарное содержание тяжелых РЗЭ ( $^{10t}HREE$ ) и некоторых РЭ (Ti, Zr, Y), в ксенолитах из кимберлитов кратонов (Вайоминг, Карельский и в фундаменте Восточно-Сибирской платформы) и из щелочных базальтов Витимского плато Центрально-Азиатского складчатого пояса. Таблица 2 содержит нормированные к ПМ [45] отношения РЗЭ и РЭ для тех же образцов.

Как видно на рис. 5, содержание La и Ce не зависит от отношения  $MgO/SiO_2$ , тогда как содержание Sm, Gd и Yb уменьшается по мере увеличения  $MgO/SiO_2$ . В этом же направлении изменяется и суммарное содержание тяжелых РЗЭ. Содержание Y, Zr, Ti также отрицательно коррелирует с величиной  $MgO/SiO_2$  и положительно с величиной  $Al_2O_3/MgO$  (рис. 6). Зависимость содержания Y и Ti от  $Al_2O_3/MgO$  практически линейная.

Отношения  $(La/Sm)_{pm}$ ,  $(Ce/Sm)_{pm}$  и  $(Ce/Yb)_{pm}$  увеличиваются с увеличением  $MgO/SiO_2$  и отрицательно зависят от величины  $Al_2O_3/MgO$  (рис. 7). Такой характер зависимостей определяется тем, что содержание La и Ce практически не зависит от отношения  $MgO/SiO_2$  и  $Al_2O_3/MgO$ , а содержание Sm и Yb уменьшаются с увеличением  $MgO/SiO_2$  и увеличивается с увеличением  $Al_2O_3/MgO$ . Отношение  $(Gd/Yb)_{pm}$  увеличивается с увеличением  $MgO/SiO_2$  и отрицательно зависит от величины  $Al_2O_3/MgO$ . Хотя содержание и Gd и Yb уменьшается с увеличением  $MgO/SiO_2$  и уменьшением  $Al_2O_3/MgO$ , но для Yb эти зависимости более сильные, чем для

Таблица 1.

**Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm) в ксенолитах из  
кимберлитов архейских кратонов и из щелочных базальтов фанерозойского  
Центрально-Азиатского складчатого пояса**

№ обр	T, °C	P, кбар	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	MgO/SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	La	Ce	Sm	Gd	Yb	ΣHREE <sub>ppm</sub>	Zr	Y	Ti
<b>Кратон Вайоминг</b>														
H-67-281	-	--	0.012	0.986	44.01	1.840	3.284	0.248	0.160	0.021	0.182	3.42	0.095	-
H-68-16B	915	37.7	0.025	0.981	44.6	2.157	4.212	0.286	0.206	0.019	0.220	5.39	0.45	-
T3-4	-	-	0.018	1.002	43.55	1.683	3.311	0.287	0.203	0.033	0.266	7.49	0.27	-
H69-15F	1300	49.8	0.024	0.997	43.45	0.477	1.165	0.197	0.201	0.047	0.327	5.00	0.51	-
WP28-3-1	-	-	0.020	1.006	43.39	0.539	1.263	0.163	0.133	0.034	0.198	5.14	0.164	-
H81-21	-	-	0.024	1.021	43.35	0.706	1.791	0.157	0.098	0.011	0.096	2.87	-	-
<b>Карельский кратон</b>														
9.2/1	895	36.0	-	-	-	3.03	4.78	0.25	-	-	-	4.6	0.27	253
9.2/2	840	34.4	0.023	1.025	42.98	2.37	3.88	0.15	-	-	-	2.74	0.18	20
14.07/1	885	36.5	0.006	1.034	42.67	5.82	8.54	0.24	-	-	-	1.1	0.21	457
14.07/2	-	-	0.005	1.131	41.78	1.77	3.07	0.12	-	-	-	2.41	0.14	44.9
14.01/1	1110	45.8	0.020	0.889	46.59	2.27	3.81	0.19	-	-	-	3.15	0.28	124
5.8/1	-	-	0.027	0.959	44.22	0.67	1.33	0.1	-	-	-	2.54	0.74	304
5.8/2	1260	50.4	0.057	0.927	42.49	1.16	2.18	0.18	-	-	-	7.8	1.12	263

Таблица 2.

Нормированные к примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985) отношения редких и редкоземельных элементов в ксенолитах из кимберлитов архейских кратонов и ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса

№	La/Nb	La/Sm	Ce/Sm	Ce/Yb	Gd/Yb	Sm/Nd	Sr/Nd	Lu/Hf	Zr/Y
<b>Кратон Вайоминг</b>									
<b>H-67-281</b>	0.635	4.699	3.174	40.525	6.174	0.957	2.368	0.039	7.310
<b>H-68-16B</b>	0.427	4.776	3.510	57.448	8.786	0.839	1.348	0.025	4.978
<b>T3-4</b>	0.352	3.714	2.759	26.001	4.984	0.973	2.298	0.018	3.113
<b>H69-15F</b>	0.527	1.534	1.408	6.423	3.468	1.625	2.149	0.120	4.075
<b>WP28-3-1</b>	0.549	2.094	1.908	9.626	3.169	1.300	4.835	0.029	13.026
<b>H81-21</b>	0.637	2.847	2.705	42.193	7.227	0.904	2.319	0.097	-
<b>Карельский кратон</b>									
<b>9.2/1</b>	0.455	7.676	4.621	24.770	-	0.798	2.283	-	7.081
<b>9.2/2</b>	0.870	16.381	6.251	16.760	-	0.655	2.790	-	6.327
<b>14.07</b>	0.599	15.358	8.599	44.262	-	0.556	2.615	-	2.178
<b>14.07/2</b>	0.307	9.941	6.183	15.911	-	0.604	1.761	-	7.155
<b>14.01/1</b>	0.751	7.567	4.846	19.746	-	0.624	1.467	-	4.675
<b>5.8/1</b>	0.870	4.243	3.214	4.924	-	1.130	1.352	-	1.426
<b>5.8/2</b>	0.880	4.075	2.927	3.139	-	1.055	1.451	-	2.894
<b>Кратон в фундаменте Восточно-Сибирской платформы</b>									
<b>87/43</b>	0.783	2.409	2.403	1.966	1.333	0.577	2.015	0.545	1.436
<b>87/50</b>	0.575	7.492	7.492	31.347	4.00	0.434	2.452	-	3.076
<b>87/55</b>	0.582	8.409	5.826	28.109	3.500	0.398	2.191	1.417	3.891
<b>87/59</b>	0.622	3.826	2.837	26.08	6.250	0.537	2.287	0.302	3.255
<b>87/72</b>	0.329	8.127	5.343	34.37	5.333	0.473	2.794	0.387	4.807
<b>87/91</b>	0.658	2.347	2.090	2.987	1.549	0.679	2.955	0.872	1.064
<b>87/100</b>	0.617	8.347	6.283	37.047	5.500	0.368	4.476	0.851	3.488
<b>87/187</b>	0.882	3.093	2.720	5.225	1.583	0.511	2.447	0.511	1.468
<b>87/192</b>	0.463	11.4	7.724	33.42	2.0	0.300	5.127	-	6.754
<b>Центрально-Азиатский складчатый пояс. Витимское плато</b>									
<b>Vt-4</b>	1.068	1.339	1.258	3.405	2.508	1.265	0.728	0.410	2.092
<b>Vt-5</b>	0.782	1.212	1.070	0.913	0.829	1.329	0.950	1.153	0.965
<b>Vt-8</b>	0.624	1.844	1.423	1.249	0.855	1.467	1.189	1.389	0.975
<b>Vt-10</b>	0.831	3.832	2.916	8.387	2.726	0.856	1.023	0.297	2.110
<b>Vt-11</b>	1.849	4.073	1.834	7.213	2.972	1.178	1.633	0.271	1.554
<b>Vt-12</b>	0.397	1.673	1.638	1.216	0.78	1.097	0.967	0.758	1.278
<b>Vt-13</b>	0.838	3.619	2.606	6.520	1.756	0.718	0.678	1.538	1.818
<b>Vt-14</b>	0.885	2.591	1.620	1.960	1.267	0.569	0.608	0.385	1.175

Gd. Зависимость отношения (Sm/Nd)<sub>pm</sub> от MgO/SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO выражена слабо, хотя можно говорить о некотором уменьшении отношения по мере уменьшения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO.

Отношение (Lu/Hf)<sub>pm</sub> минимально в ксенолитах из кратона Вайоминг (<0.1), характеризующихся и минимальными значениями отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (<0.025), и максимально в ксенолитах из базальтов Витима, в которых Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO от 0.057 до 0.113.

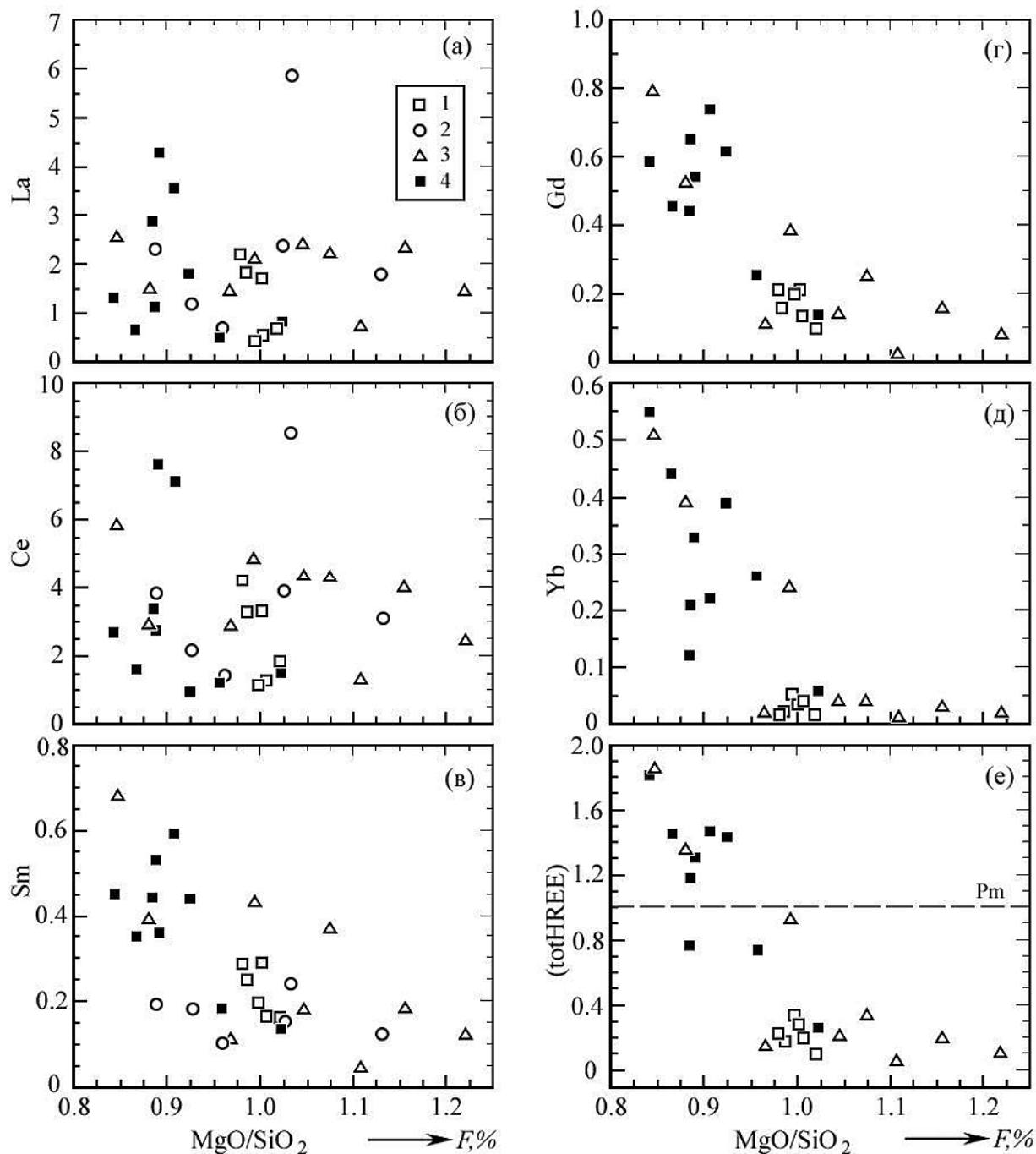


Рис. 5. Зависимость содержания La (а), Ce (б), Sm (в), Gd (г), Yb (д) и суммы тяжелых РЗЭ (е) от  $MgO/SiO_2$  в ксенолитах архейских кратонов.

Кратоны: Вайоминг (1), Карельский (2) и Восточно-Сибирской платформы (3), а также в ксенолитах из щелочных базальтов Витимского плато Центрально-Азиатского пояса (4).

На диаграммах, показывающих зависимость  $(Zr/Y)_{pm}$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}$ ,  $(La/Sm)_{pm}$ ,  $(Rb/Sr)_{pm}$ ,  $(Sm/Nd)_{pm}$  и  $(Lu/Hf)_{pm}$  от  $Al_2O_3/MgO$ , (рис. 7б) выделено 4 квадранта (I, II, III, IV). Границами их являются величина  $Al_2O_3/MgO$  в ПМ ( $0.082 \div 0.120$ , среднее – 0.104) и равные 1.0 величины нормированных к ПМ отношений несовместимых редких и/или редкоземель-

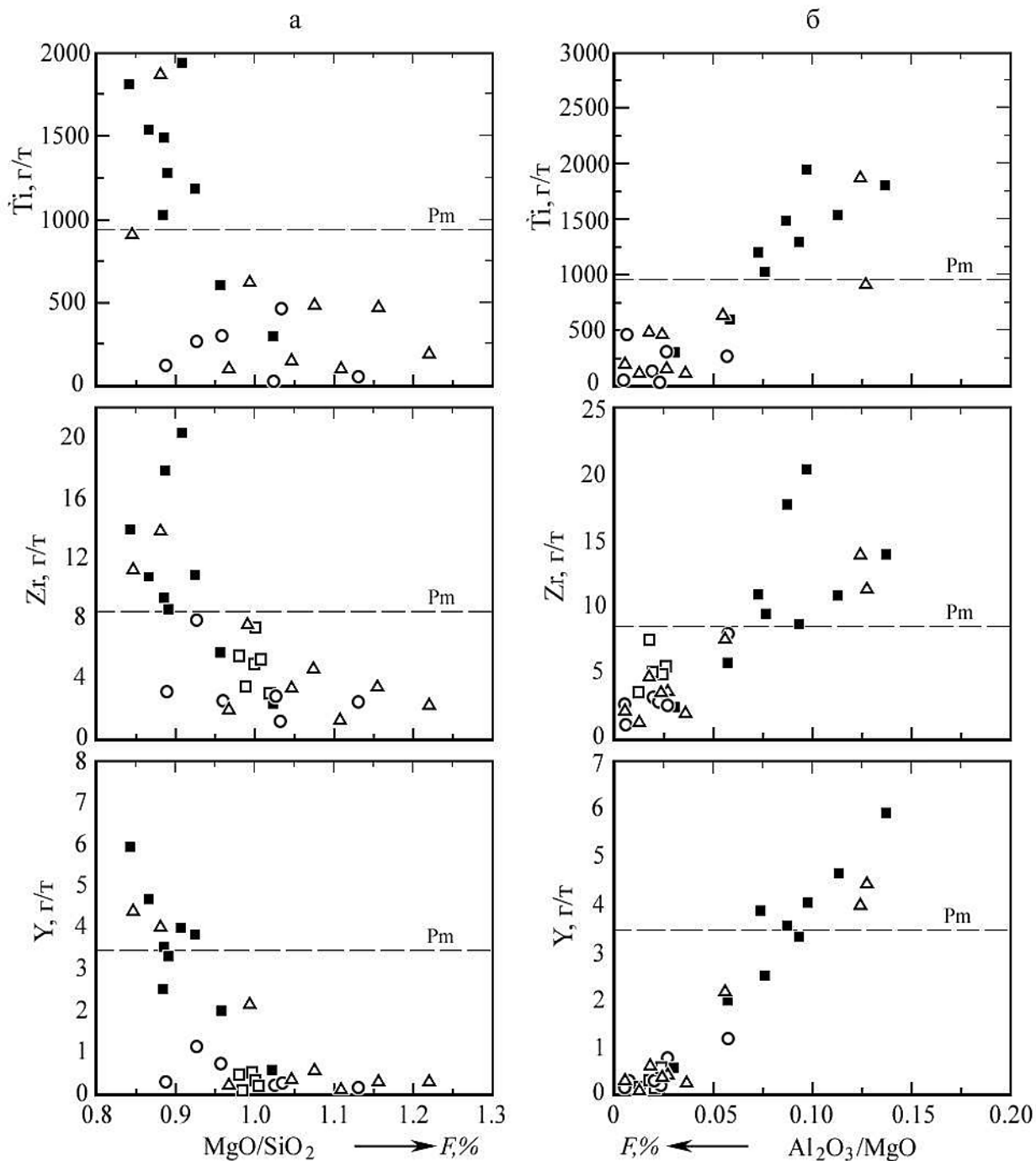


Рис. 6. Зависимость содержания Ti, Zr и Y от MgO/SiO<sub>2</sub> (а) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (б) в ксенолитах. Условные обозначения те же, что на рис. 5.

ных элементов. В квадрантах I и II значения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO ≤ 0.82, а величины отношения РЭ и/или РЗЭ меньше и больше 1.0 соответственно. Они характеризуют деплетированную Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> мантию с низкими (I) и высокими (II) отношениями РЭ и/или РЗЭ. В квадрантах III и IV значения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO ≥ 0.105 и величины отношений несовместимых элементов больше и меньше 1.0 соответственно. Они характеризуют недеплетированную Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> мантию с высокими (III) и низкими (IV) отношениями несовместимых элементов. На

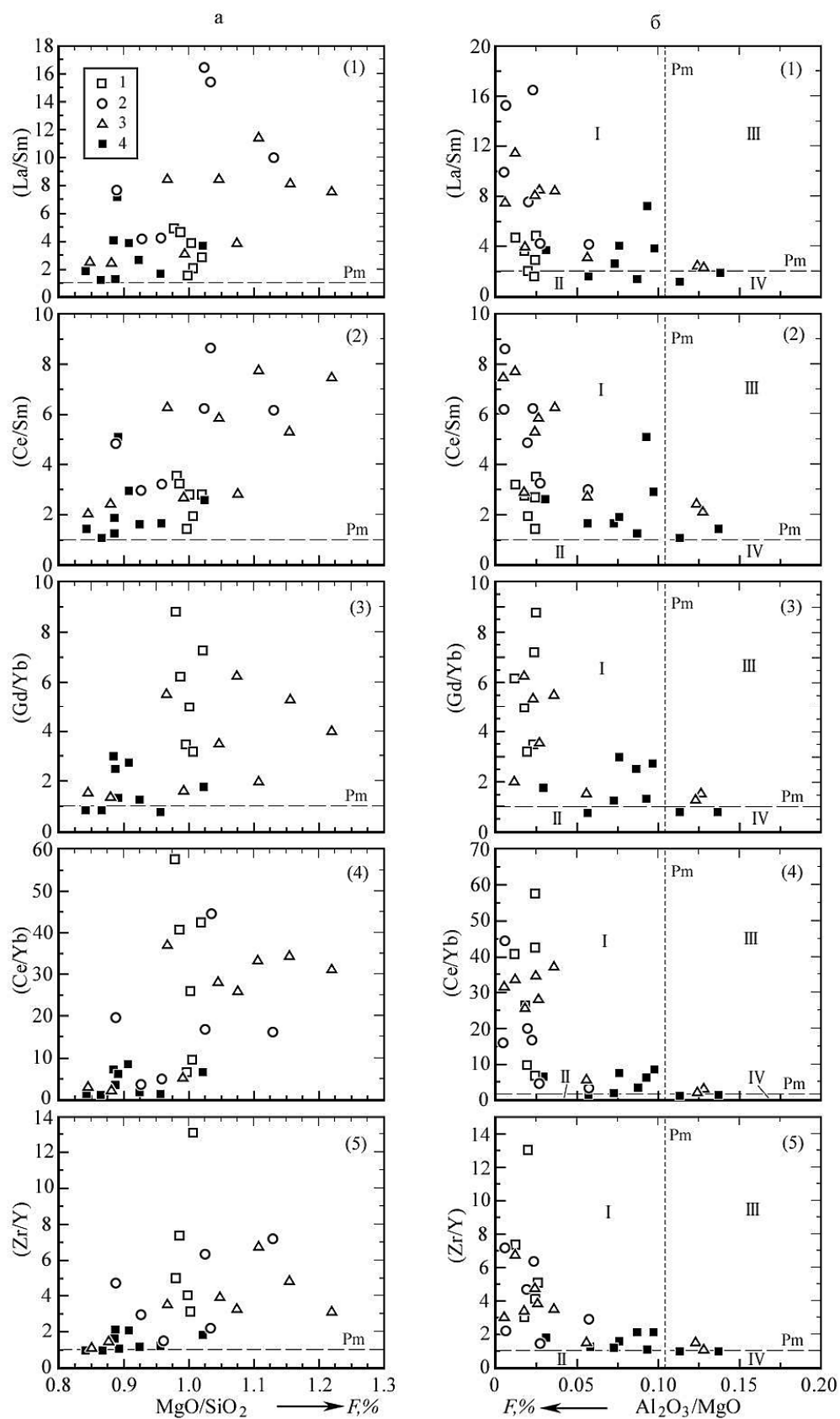


Рис. 7. Зависимость отношений  $(La/Sm)_{pm}$ ,  $(Ce/Sm)_{pm}$ ,  $(Gd/Yb)_{pm}$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}$ ,  $(Zr/Y)_{pm}$  от  $MgO/SiO_2$  (а) и  $Al_2O_3/MgO$  (б) в ксенолитах.

Условные обозначения те же, что на рис. 6.



диаграммах  $(Zr/Y)_{pm}-Al_2O_3/MgO$ ,  $(Rb/Sr)_{pm}-Al_2O_3/MgO$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}-Al_2O_3/MgO$ ,  $(La/Sm)_{pm}-Al_2O_3/MgO$  фигуративные точки ксенолитов из базальтов Центрально-Азиатского пояса ложатся в область сочленения всех четырех квадрантов. Точки ксенолитов из кимберлитов кратонов находятся в квадранте II и при высокой степени деплетированности  $Al_2O_3$  показывают высокие значения отношений  $(Zr/Y)_{pm}$ ,  $(Rb/Sr)_{pm}$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}$ ,  $(La/Sm)_{pm}$  по сравнению с ПМ. Величины отношений закономерно уменьшается по мере уменьшения степени деплетированности  $Al_2O_3$  и приближения состава ксенолитов к составу ПМ. Противоположная тенденция наблюдается для отношения  $(Sm/Nd)_{pm}$ . В ксенолитах из кимберлитов оно обычно меньше 1.0, тогда как в ксенолитах из базальтов – более 1.0.

### **Связь между составом ксенолитов и параметрами равновесия (Т, р) их минеральных ассоциаций**

Для некоторых ксенолитов из кимберлитов кратонов Вайоминг, Карельского и Восточно-Сибирской платформы, а также из базальтов в рифеидах Центрально-Азиатского складчатого пояса, кроме их валового состава, определен состав сосуществующих гранатов и ортопироксенов [11, 36; наши данные]. Это позволило нам оценить Т, р условия равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах с помощью гранат-ортопироксенового геотермобарометра [32]. На рис. 8 показаны зависимости отношений  $MgO/SiO_2$  и  $Al_2O_3/MgO$  в ксенолитах от температуры и давления. Они свидетельствуют об уменьшении  $MgO/SiO_2$  и увеличении  $Al_2O_3/MgO$  в ксенолитах с повышением температуры и давления равновесия ассоциации гранат-ортопироксен и соответственно глубины нахождения ксенолитов в мантии на момент извержения кимберлитов и базальтов. Температурные и барические зависимости наблюдаются также для содержания Y и Zr (рис. 9) и отношений  $(La/Sm)_{pm}$ ,  $(Ce/Sm)_{pm}$ ,  $(Gd/Yb)_{pm}$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}$ ,  $(Zr/Y)_{pm}$  (рис. 10) в ксенолитах. Содержание Y и Zr увеличивается с возрастанием температуры и давления. Отношения  $(La/Sm)_{pm}$ ,  $(Ce/Sm)_{pm}$ ,  $(Gd/Yb)_{pm}$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}$ ,  $(Zr/Y)_{pm}$  уменьшаются с увеличением температуры и давления. На ряде диаграмм фигуративные точки ксенолитов кратонов Вайоминг, Карельского и Восточно-Сибирской платформы образуют индивидуальные тренды. Зависимость отношения  $(Lu/Hf)_{pm}$  от температуры и давления наблюдается только для Витимских образцов: оно возрастает с увеличением обоих параметров.

### **Обсуждение результатов**

Полученные результаты свидетельствуют о различии химического состава верхней мантии под раннедокембрийскими и фанерозойскими тектоническими структурами как на уровне петрогенных, так и на уровне редких и редкоземельных элементов. Оно проявляется в различной степени

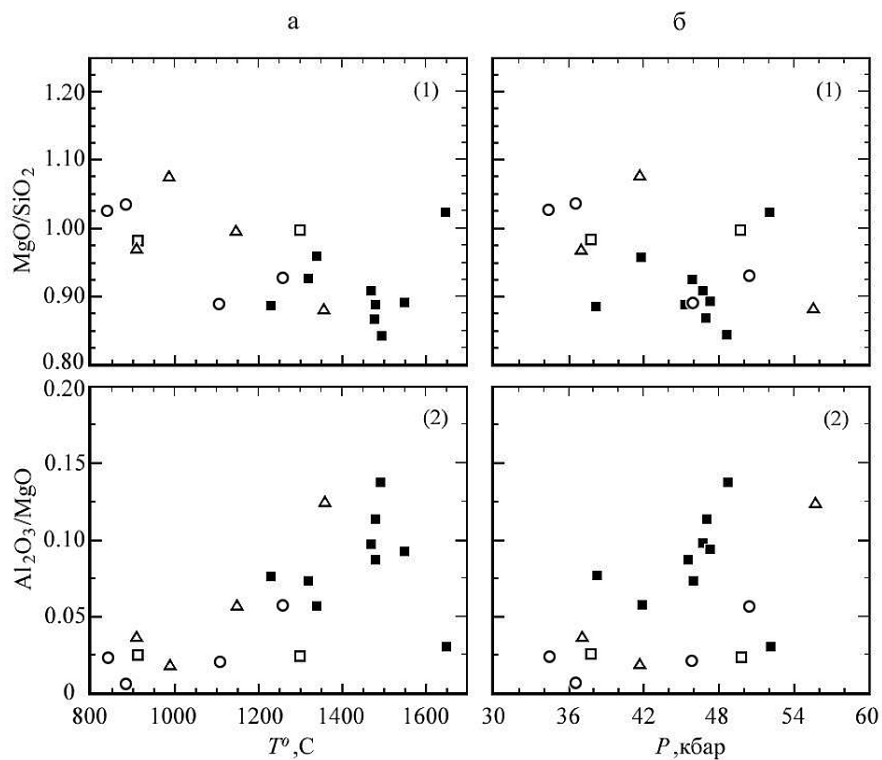


Рис. 8. Зависимость  $MgO/SiO_2$  (а) и  $Al_2O_3/MgO$  (б) в ксенолитах от температуры и давления равновесия в них гранат-ортопироксеновых ассоциаций.

Условные обозначения те же, что на рис. 5.

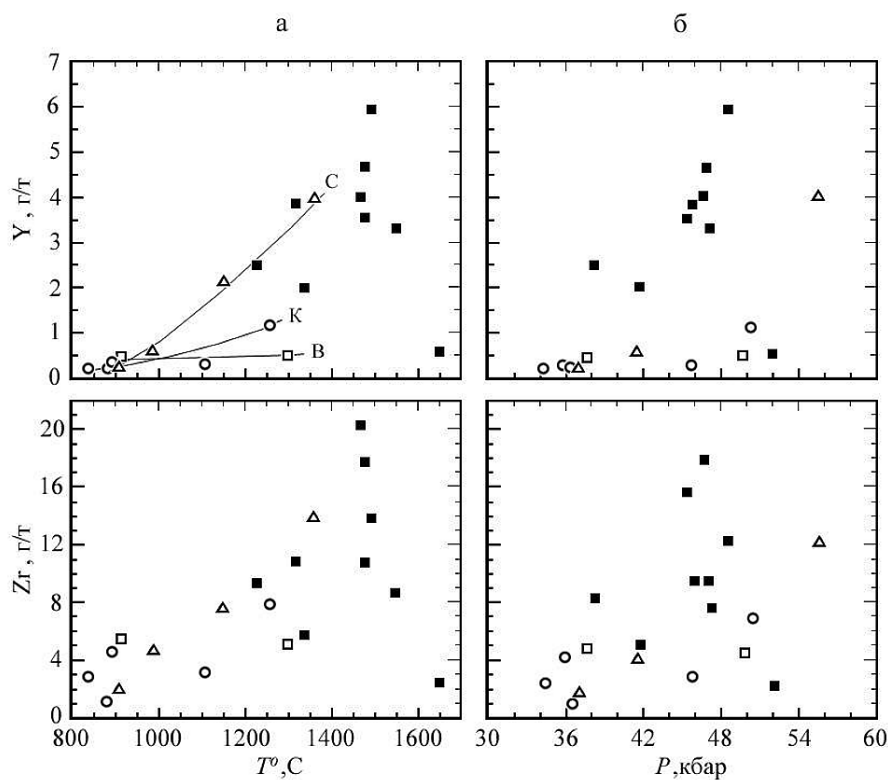


Рис. 9. Зависимость содержания Y и Zr в ксенолитах от температуры и давления равновесия в них гранат-ортопироксеновых ассоциаций.

Условные обозначения те же, что на рис. 5.

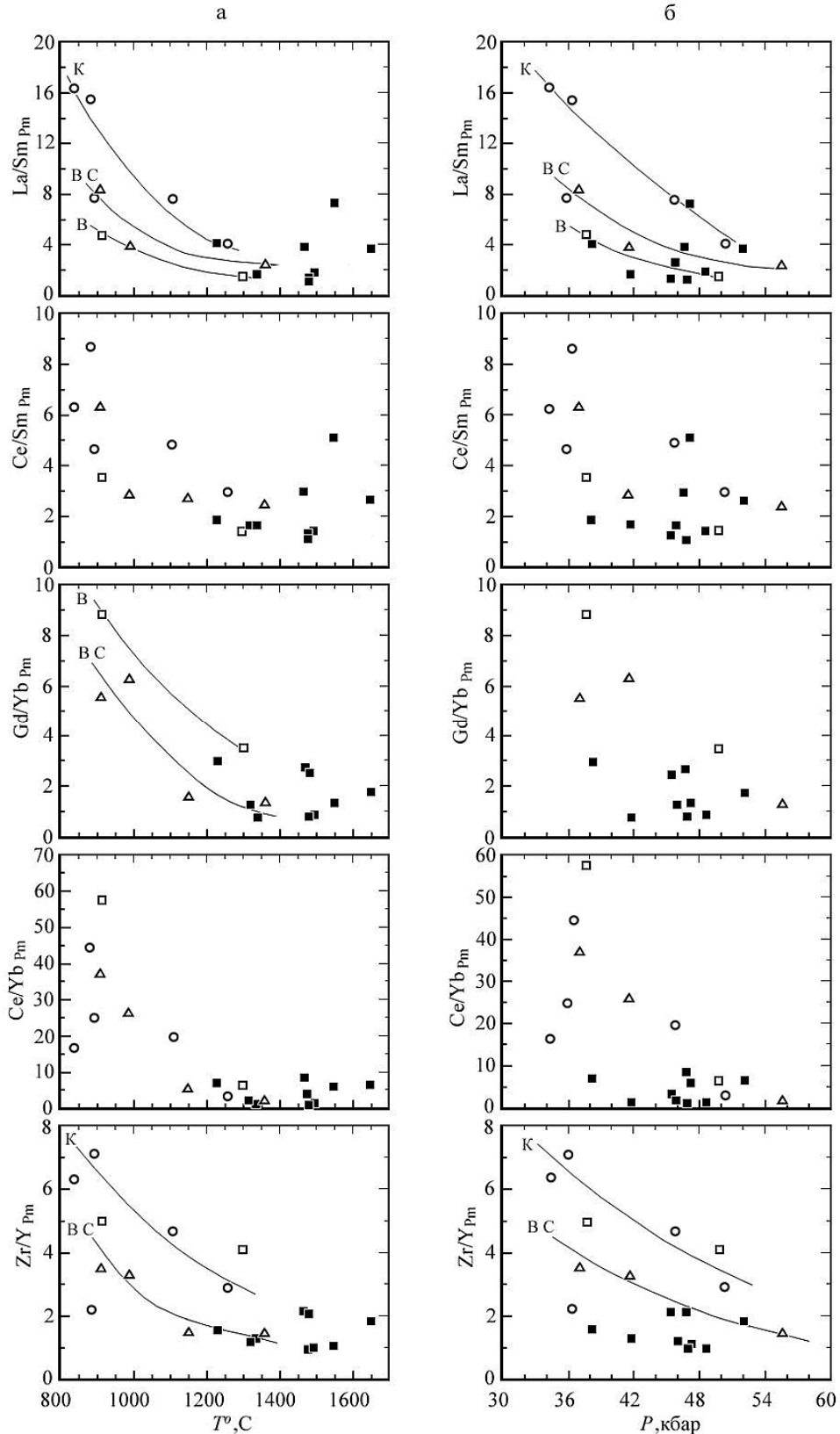


Рис. 10. Зависимость отношений  $(La/Sm)_{pm}$ ,  $(Ce/Sm)_{pm}$ ,  $(Gd/Yb)_{pm}$ ,  $(Ce/Yb)_{pm}$ ,  $(Zr/Y)_{pm}$  в ксенолитах от температуры и давления равновесия в них гранат-ортопироксеновых ассоциаций.

Условные обозначения те же, что на рис 5.

деплетированности ксенолитов относительно примитивной мантии магмофильными окислами  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ , совместимыми и несовместимыми редкими элементами.

Различие в составе между перидотитами из ксенолитов Южной Африки и перидотитами разнообразного происхождения объяснялось исследователями либо тем, что они представляют собой продукты «примитивной негомогенности» источника, либо, что ксенолиты отражают различную степень фракционирования вещества из хондритового источника. Массбалансовые расчеты, выполненные Р. Бойдом [8], позволили ему предположить, что перидотиты верхней мантии под архейскими кратонами являются реститами при экстракции из фертильных перидотитов ультрамафических расплавов, подобных коматиитам. Гипотеза об образовании деплетированной мантии под кратонами за счет экстракции коматиитовых расплавов из «первичной» мантии подтверждается и экспериментами по плавлению пиролитов в широком диапазоне температур и давлений [18, 21, 19, 47].

Наши результаты не противоречат гипотезе реститовой природы верхней мантии под раннедокембрийскими структурами. На диаграмме  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ - $\text{SiO}_2$  (рис. 11) фигуративные точки ксенолитов из кимберлитов располагаются вдоль тренда изменения состава рестита, возникающего при различных степенях плавления ксенолита шпинелевого лерцолита, представляющего фертильную мантию, и экстракции из него расплава коматиитового состава (pyrolite residue trend, [47]). При этом на диаграмме фигуративные точки ксенолитов из мантии под различными раннедокембрийскими структурами образуют индивидуальные тренды. Так точки ксенолитов из мантии, подстилающей Восточно-Сибирскую платформу, наиболее близки к «реститовому» тренду и располагаются между линиями смешения оливин-клинопироксен и оливин-гранат. Ксенолиты этого региона характеризуются отношением  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  от 0.85 до 1.21 и содержанием  $\text{SiO}_2$  - от 41 до 46 мас. %. Точки ксенолитов из мантии под Каапваальским кратоном и протерозойским складчатым поясом Натал в Южной Африке, а также под нижнепротерозойским поясом Холлс Крик в Австралии на диаграмме  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ - $\text{SiO}_2$  располагаются между линиями смешения оливин-ортопироксен и оливин-клинопироксен. Отношение  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  в ксенолитах колеблется от 0.9 до 1.2, содержание  $\text{SiO}_2$  – от 43 до 46 мас. %. Между трендами ксенолитов Восточной Сибири и Южной Африки-Австралии располагаются тренды, образуемые точками ксенолитов из мантии под кратонами Вайоминг, Карельский и Дарвар. Все это указывает на различие состава мантии под нижнедокембрийскими структурами, что может быть следствием различной степени плавления примитивной мантии и первичной неоднородности хондритового вещества на ранней стадии дифференциации Земли. М. Валтер [47] предполагает, что высоко- и низкотемпературные перидотиты, наблюдаемые среди ксенолитов в кимбер-

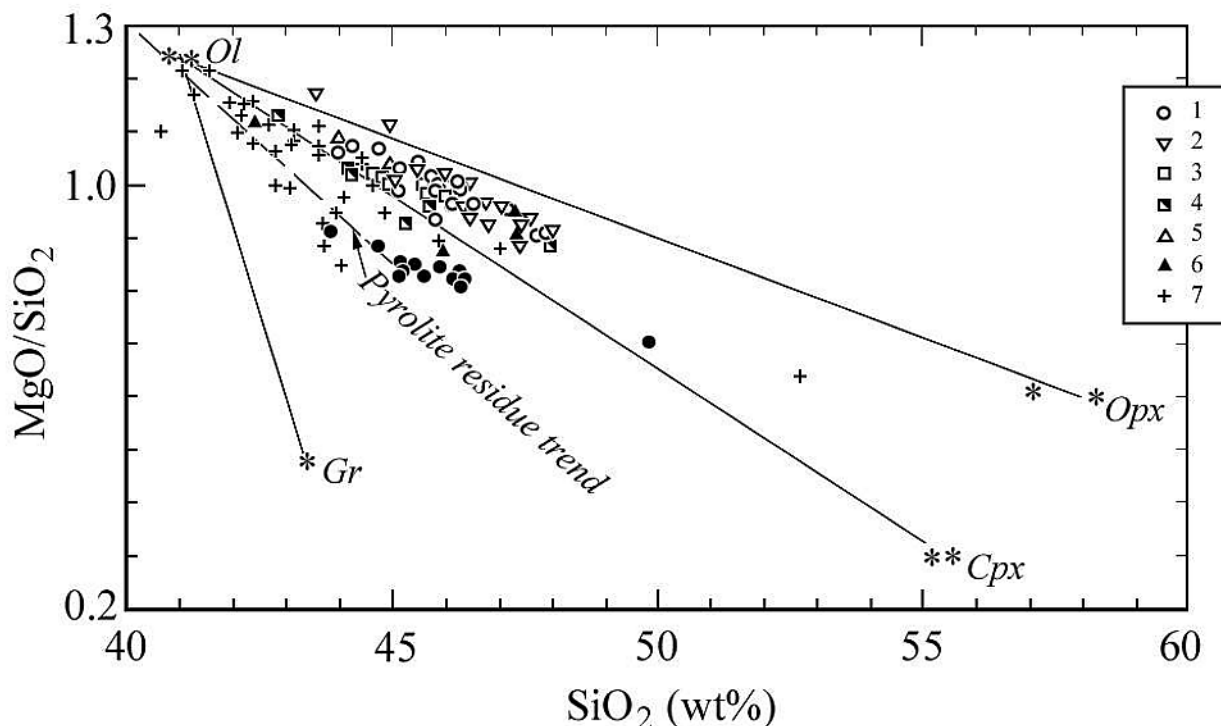


Рис. 11. Диаграмма  $MgO/SiO_2-SiO_2$  для ксенолитов из кимберлитов и лампроитов, прорывающих архейские кратоны.

Кратоны: 1-Каапваальский, 2-Вайоминг, 3-Карельский, 4-Дарвар, 5-Восточно-Сибирская платформа) и раннедокембрийские складчатые пояса (6-Натал, 7-Холлс Крик). Здесь и далее на рис 13 залитым кружком показан состав примитивной мантии по различным авторам, звездочкой – состав оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и гранатов, пунктирной линией - тренд изменения состава рестита при возрастании степени плавления пиrolита KLB-1 (pyrolite residue trend; [47]), сплошными линиями - линии смешения оливин-ортопироксен (Ol-Opx), оливин-клинопироксен (Ol-Cpx), оливин-гранат (Ol-Gr).

литах Каапваальского кратона, имеют источники, в различной мере обогащенные  $SiO_2$  по сравнению с пиrolитовой мантией. Подтверждением первичной неоднородности вещества мантии являются также индивидуальные тренды для ксенолитов кратонов Вайоминг, Карельского и Восточно-Сибирской платформы на диаграммах температурной и барической зависимости содержания Zr и Y, отношений  $Zr/Y$ ,  $La/Sm$ ,  $Ce/Sm$ ,  $Gd/Yb$  кратонических ксенолитах (см. рис. 9 и 10), а также на диаграмме  $(La/Sm)_{pm}-(Ce/Yb)_{pm}$  (рис. 12).

На диаграмме  $MgO/SiO_2-SiO_2$  точки ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского пояса (базальты Монголии, Хамар-Дабана и Витимского плато Забайкалья) также ложатся вдоль «реститового» тренда, но близко к точкам примитивной мантии и между линиями смешения оливин-клинопироксен и гранат-оливин (рис. 13). Их положение на диаграмме отражает низкую степень плавления мантии в этих областях. В то же время на диаграмме  $Al_2O_3-CaO/Al_2O_3$  (рис. 14) наблюдается разделение

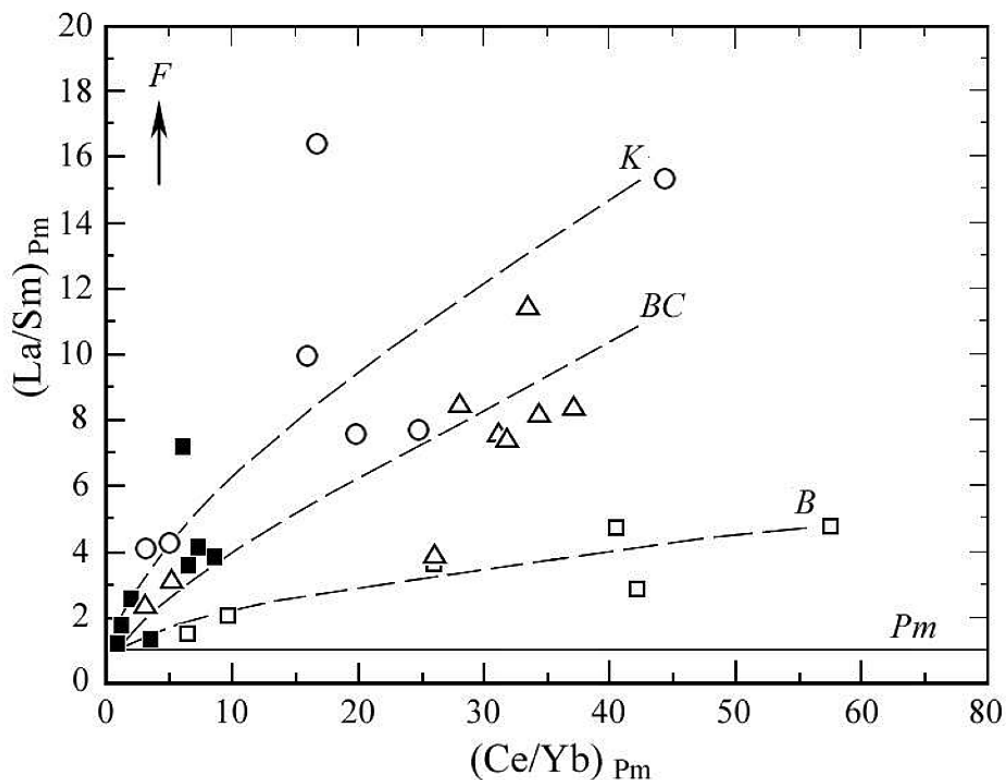


Рис.12. Диаграмма  $(La/Sm)_{ch}-(Ce/Yb)_{ch}$  для перidotитовых ксенолитов из кимберлитов архейских кратонов.

Кратоны: Вайоминг (1) и Карельского (2) и ксенолитов из базальтов Витимского плато Центрально-Азиатского складчатого пояса (3).

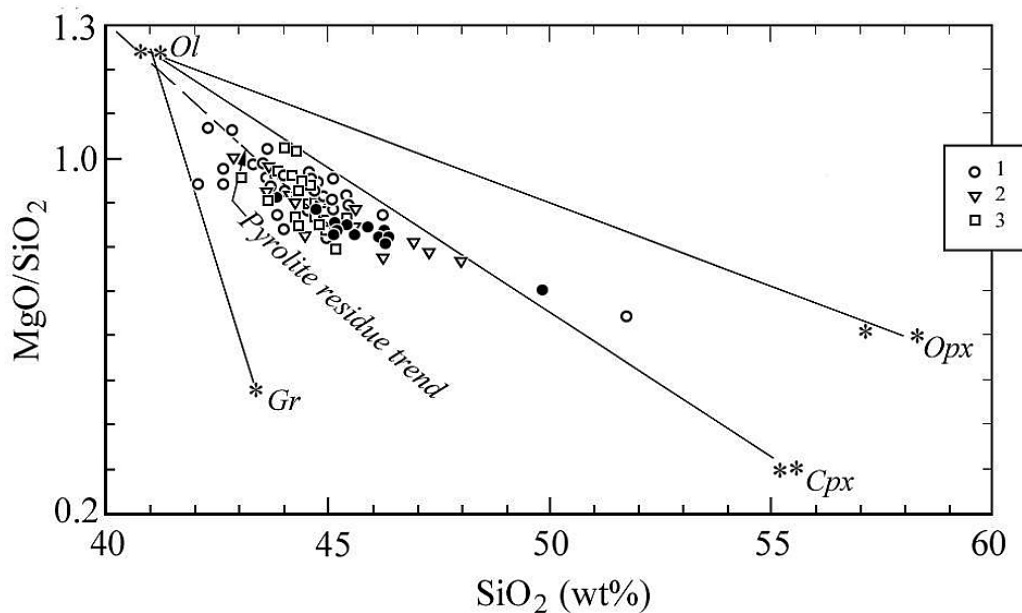


Рис. 13. Диаграмма  $MgO/SiO_2-SiO_2$  для ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1-Монголия, 2-Хамар-Дабан, 3-Витимское плато.

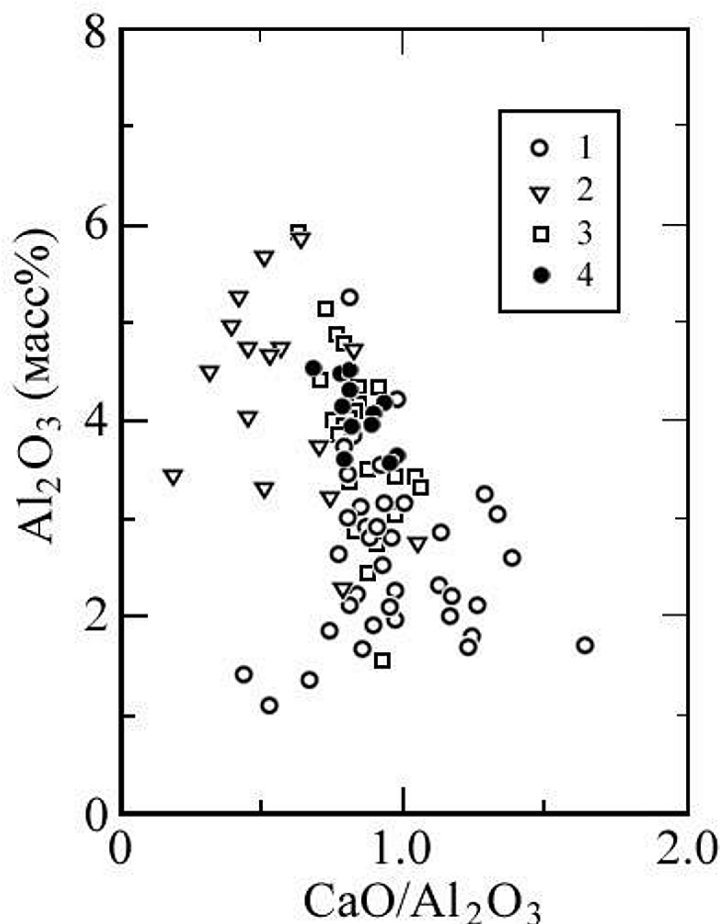


Рис. 14. Диаграмма  $Al_2O_3$ - $CaO/Al_2O_3$  для ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Условные обозначения те же, что на рис. 13.

точек ксенолитов Монголии, Хамар-Дабана и Забайкалья, и это, по-видимому, отражает неоднородность состава источника.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод не только о различной степени плавления мантийного вещества под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами, но и значительной первичной неоднородности мантии, подстилающей те и другие структуры. Это различие в составе проявляется как по содержанию основных окислов, так и по содержанию несовместимых редких и редкоземельных элементов и их отношений. Состав мантии под кратонами Вайоминг, Карельский и в фундаменте Восточно-Сибирской платформы по соотношению  $Zr/Y$ ,  $La/Sm$ ,  $Ce/Sm$ ,  $Gd/Yb$  и  $Lu/Hf$  неодинаков.

Судя по установленной нами зависимости отношений  $MgO/SiO_2$ ,  $Al_2O_3/MgO$  от температуры и давления (и соответственно глубины), можно говорить, что степень плавления мантийного вещества уменьшается с глубиной и где-то на глубине 180-220 км под архейскими кратонами мантия уже слабо затронута процессами плавления.

Вещественная неоднородность верхней мантии под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами в определенной мере коррелирует с неоднородностью ее термального состояния. Как показали термобарометрические исследования верхнемантийных ксенолитов [2, 38, 14], термальное состояние континентальной литосферной мантии, подстилающей раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские тектонические структуры земной коры, существенно различается. Верхняя мантия под архейскими кратонами и раннедокембрийскими складчатыми поясами относительно холодная и характеризуется значениями геотермических градиентов от 6.5 до 8.5°C/км, тогда как мантия под фанерозойскими поясами значительно более «горячая» и геотермические градиенты здесь выше: от 8.5 до 12.5°C/км [14].

Полученные нами данные свидетельствуют, что содержание легких РЗЭ (La, Ce) в ксенолитах мантийных перидотитов не зависит от соотношений  $MgO/SiO_2$  и  $Al_2O_3/MgO$ , характеризующих степень плавления источника. Содержание же средних и тяжелых РЗЭ, начиная от Sm до Lu, а также Y, Zr, Ti закономерно уменьшается по мере увеличения степени плавления ПМ. Таким различным поведением легких, средних и тяжелых редкоземельных элементов при плавлении ПМ определяется и характер зависимости от  $MgO/SiO_2$  и  $Al_2O_3/MgO$  отношений легких к средним (La/Sm, Ce/Sm), средних к тяжелым (Gd/Yb) и легких к тяжелым (Ce/Yb) РЗЭ. Обоеднение мантийных перидотитов средними и тяжелыми РЗЭ по мере увеличения  $MgO/SiO_2$  и уменьшения  $Al_2O_3/MgO$  предполагает накопление этих элементов в расплаве. Это не согласуется с величинами коэффициентов распределения РЗЭ между расплавом и мантийными минералами, гранатом, оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами, которые увеличиваются от легких к тяжелым РЗЭ [33, 25], в соответствии с которыми средние и тяжелые РЗЭ должны были бы накапливаться в рестите. Такое противоречие можно было бы объяснить изменением коэффициентов распределения РЗЭ между расплавом и минералами рестита при высоких температурах и давлениях, существующих в верхней мантии. Однако такие данные отсутствуют. Незначительное изменение коэффициентов распределения для некоторых редких элементов (Ti, Cr, Ni) установлено в экспериментах по плавлению перидотита при давлении в 20-24.5 ГПа [46]. Очевидна необходимость исследования характера распределения редких и редкоземельных элементов между сосуществующими минералами в ксенолитах и зависимости коэффициентов распределения элементов между минералами от температуры и давления.

### **Заключение**

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:



1) Перидотитовые ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтов имеют реститовую природу. Разнообразие их химического состава является результатом различной степени дифференциального плавления примитивной (фертильной) мантии и первичной неоднородности хондритового вещества Земли.

2) Химический состав мантии под раннедокембрийскими структурами (архейские кратоны, ранне- и среднепротерозойские складчатые пояса) и позднепротерозойскими-фанерозойскими складчатыми структурами различается на уровне основных, редких и редкоземельных элементов, отражая более высокую степень плавления примитивной мантии и деплетирования ее магнефильными элементами под древними структурами по сравнению с молодыми.

3) Наблюдается значительная первичная неоднородность мантии, подстилающей и раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские структуры. Она проявляется как по содержанию основных окислов, так и по содержанию несовместимых редких и редкоземельных элементов и их отношений; состав мантии под кратонами Восточно-Сибирской платформы, Вайоминг и Карельским неодинаков по соотношению  $Zr/Y$ ,  $La/Sm$ ,  $Ce/Sm$ ,  $Gd/Yb$  и  $Lu/Hf$ ;

4) Степень плавления примитивной мантии уменьшается с глубиной, о чем свидетельствует отрицательная зависимость от давления (и соответственно глубины) отношений  $MgO/SiO_2$  и положительная зависимость отношений  $Al_2O_3/MgO$  в ксенолитах.

5) Содержание  $Y$ ,  $Zr$ ,  $Ti$ ,  $Sm$ ,  $Gd$  и  $Yb$  и суммарное содержание тяжелых РЗЭ уменьшается в мантии по мере возрастания степени плавления. Соответственно наиболее истощенное этими несовместимыми редкими и редкоземельными элементами вещество слагает верхние части разреза литосферной континентальной мантии.

*Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 02-05-64822) и в рамках программы №503 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм, взаимодействие геосфер».*

### **Благодарности**

Авторы благодарят А.Б. Вревского и Ю.Д. Пушкарева (ИГГД РАН) за обсуждение работы и ценные советы при подготовке статьи к печати

### **Литература**

1. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Герасимов П.А., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. Температурный градиент и строение температурного кия Юго-восточного края Сибирского кратона -реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 378. №4. С. 495-499

2. **Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я.** Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // *Физика Земли*, 2001. Т.3. С. 3-25
3. **Грачев А. Ф.** Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*, 1998. №3. С. 3-28
4. **Ионов Д.А., Ащепков И.В. Штош Х.Г., Зек Х.А., Витт-Айкшен Г.** Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии/ Под ред. Богатикова, О.А. и др. *Магматизм рифтов и складчатых поясов*. М.: Наука, 1993. С.169-211.
5. **Когарко Л.Н., Турков В.А. Рябчиков И.Д.** Состав первичной мантии Земли (по данным исследования нодулей) // *Докл. АН СССР*. 1987. Т.290. №1 С.
6. **Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д.** Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции / М.: Наука, 1988. 286 с.
7. **Bonatti F., Ottonello G., Hamlyn P.R.** Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry // *J Geophys. Res.* 1986. V. 91. P.599-631.
8. **Boyd F.R.** Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 96. P. 15-26.
9. **Boyd F.R., Pearson D.G., Mertzman S.A.** Spinel-facies peridotites from the Kaapvaal Root//*Proceed. VII Internat. Conf.* 1999. V.1. P.40-48
10. **Boyd F.R, Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Mineral. Petrol.* 1997. 128. 228-246.
11. **Carlson R.W, Irving A.J., Hearn B.C. Jr.** Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite, Montana: clues to processes of lithosphere formation, modification and destruction // *Proceed. VII Intern. Conf.* 1999. V. 1. P. 90-96.
12. **Carswell D.A., Clarke D.B., Mitchell R.H.** The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from Pipe 200, northern Lesotho//*The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*. Eds.: Boyd,R.G., Meyer,H.O.A. *Proceed. Second Inter. Kimb. Conf.* 1979. V. 2. P. 127-144.
13. **Cohen L., Snelling N.L., Vail, I.R.** *The Geochronology and Evolution of Africa*. Clarendon, Oxford. 1974.
14. **Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V. Ya., Ovchinnikov N.O.** The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths // *Lithos.* 2004. V. 74. P. 1-26.
15. **Griffin W.L, O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul C.G., Ionov D.** Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle // In: J. Braun et al. (eds.). *Structure and evolution of the Australian continent*. Amer. Geophys. Union. *Geodynam ser.*, 1998. V. 26. P. 1-26.
16. **Griffin W.L, Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S. Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Plupin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian craton // *Tectonophysics*, 1999. V. 310. P. 1-35.
17. **Hart S.R., Zindler G.A.** In search of a bulk-earth composition // *Chem. Geol.* 1986. V.57. P.247-267
18. **Herzberg C., Gasparik T., Sawamoto H.** Origin of mantle peridotite: constraints from melting experiments to 16.5 GPa // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P.779-803
19. **Herzberg C., Zhang J.** Melting experiments of comatiite analog compositions at 5 GPa // *Amer. Mineralog.* 1997. V. 82. P. 354-367.

20. **Hewins R. H., Herzberg C.T.** Nebular turbulence chondrule formation and the composition of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.144. P. 1-17.
21. **Hirose K., Kushiro I.** Partial melting of dry peridotites at high pressures. Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 114. N4. P. 477-490.
22. **Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Off-cratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia // *Proceed. VII IKC, 1999.* V. 1. P. 383-390.
23. **Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K. et al.** The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proceed. Of the 10th Lunar and Planet. Sci. Conf. // Geochem. Cosmochem. Suppl.* 1979. P. 2031-2050.
24. **Jaques A.L., O'Neill H.St.C., Smith C.B., Moon J., Chappell B.W.** Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 255-276.
25. **Johnson K.M.** Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 60-68.
26. **Kempton P.D., Lopez-Escobar L., Hawkesworth C.J., Pearson D. G., Wright D.W., Ware A. J.** Spinel±garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike, Part 1: Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry // *Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf. (Cape Town. 1998).* 1999. V. 1. P. 403-414.
27. **Kopylova M. G., Russell, J.K., Cookenboo, H.** Mapping the lithosphere beneath the North Central Slave craton // *Proceed. VII IKC, 1999.* V.1.P. 468-479.
28. **Kukkonen I.V, Peltonen P.** Xenoliths-controlled geotherm for the central Fennoscandian shield: implications for lithosphere-asthenosphere relations // *Tectonophysics.* 1999. V. 304. P. 301-315.
29. **Lee C.T., Rudnick R.L.** Compositionally stratified cratonic lithosphere: petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from Labait volcano, Tanzania//*Proceed. VII IKC, 1999.* V.2. P.503-524.
30. **McDonough, Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223-253.
31. **Nehru, C.E. and Reddy, A.K.** Ultrabasic Xenoliths from Vajrakurer Kimberlites, India// *In: Ross, J. et al. (Eds). Kimberlites and Related Rocks (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14).* 1989. V. 2. P. 745-759.
32. **Nikitina, L.P.** Garnet-orthopyroxene and garnet-clinopyroxene thermobarometers for the mantle xenoliths// *In: "Capricious Earth: models and modelling of geologic processes and objects".* Eds. Glebovitsky V.A., Dech V.N. Theophrastus contributions to advanced studies in geology. V. III. St. Petersburg-Athens. 2000. P.44-53.
33. **Nykonen V.M., Vuollo J.I., Liippo J.P., Piirainen T.A.** Transitional (2.1 Ga) Fe-tholeiitic-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // *Precamb. Res.* 1994. V.70. P.45-65.
34. **O'Reilly S., Griffin W.** Petrologic and geophysical characteristics of the lithosphere and lithosphere-asthenosphere boundary through time // *Ofioliti.* 1999. V. 224. No 1. P. 146-157.
35. **Palme H., Nickel K.G.** Ca/Al ratio and composition of the Earth mantle // *Geochem. Cosmochem. Acta.* 1985. V.49. P. 2123-2132
36. **Peltonen P., Huhma H, Tuni M., Shimizu N.** Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of the continental mantle at the archaic craton-proterozoic mobile belt transition // *Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf.* 1999. V. 2. P. 664-676.
37. **Peters S.W.** Regional Geology of Africa. Lecture Notes in Earth Sciences. 40. Springer-Verlag, Berlin. 1991.

38. **Podium Djomani Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P.** The density structure of subcontinental lithosphere through time//Earth. Planet. Sci Lett. 2001. V. 184. P. 605-621.
39. **Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle// Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. 2000. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
40. **Qi Q., Taylor L.A., Zhou X.** Petrology and geochemistry of mantle peridotite xenoliths from SE China // J. Petrol. 1995. V.36. Pt. P.55-79.
41. **Reid A.M., Donaldson C.H., Brown R.W., Ridley W.J., Dawson J.B.** Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Tanzania // Phys. Chem. Earth. 1975. V.9. P.525-543.
42. **Stern, C.R., Saul, S., Skewes, M.A., and Futa, K.** Garnet Peridotite Xenoliths from the Pali-Aike Alkali Basalts of Southernmost South America // In: Ross, J. et al. (Eds.), Kimberlites and Related Rocks (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14). 1989. V. 2. P. 735-744.
43. **Stosch H.G, Lugmaair G.W., Kovalenko V.I.** Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia. II; Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2601-2614.
44. **Takahashi E.** Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: implication on the origin peridotitic upper mantle // J. Geophys. Res. 1986. V.91. P.15941-15954.
45. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution / Oxford. Blackwall Sci. Publ. 1985. 312 p.
46. **Tronnes R.G., Frost D.J.** Peridotite melting and mineral-melt partitioning of major and minor elements at 22-24.5 GPa // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 197. P. 117-131.
47. **Walter M.J.** Melting of garnet peridotite and the origin komatiite and depleted lithosphere // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 29-60.
48. **Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H.** Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P 345-364.
49. **Xue X., Baadsgaard H., Irving A.J., Scarfe C.M.** Geochemical and isotopic characteristics of lithospheric mantle beneath West Kettle River, British Columbia: evidence from ultramafic xenoliths // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 15879-15891
50. **Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X.** Genesis of young lithospheric mantle in SE China // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 111-148.
51. **Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X.** Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China // Chem. Geol. 2003. V. 198. P. 163-188.