

Л. П. НИКИТИНА (ИГГД РАН, СПбГУ), Н. М. КОРОЛЁВ, С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН, Горный ун-т),  
В. Н. ЗИНЧЕНКО, ЖОАО ФРАНСИШКУ (Горно-рудное общество «Катока», Ангола)

## ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБОК КАТОКА И КАТ-115 (КРАТОН КАССАИ, ЗАПАДНАЯ АФРИКА)

Приводятся данные по геохимии эклогитовых ксенолитов, преобладающих среди мантийных ксенолитов в кимберлитах трубок Катока и Кат-115, а также их U-Pb (SHRIMP) возраст и геохимия цирконов. Состав эклогитов по содержанию главных и редких элементов сходен с эклогитами из мантии раннедокембрийских кратонов Мен, Каапваальский и Сибирский. Им свойственны положительные аномалии для Ba, U, Nb, Ta и отрицательные для Ti на Rb-Lu спайдерграммах и колеблющиеся от хондритовых до суперхондритовых значений Nb/Ta и Nb/La. Это отличает их от эклогитов орогенных поясов, характеризующихся субхондритовыми и хондритовыми значениями Nb/Ta и Nb/La. Суперхондритовые Nb/Ta и Nb/La отношения в эклогитах из кимберлитов Катоки являются, вероятнее всего, результатом метаморфизма и последующего парциального плавления субдуцированной в мантию океанической коры в условиях алмазной фации глубинности. Значения U-Pb (SHRIMP) возраста цирконов из ксенолитов низкомагнезиальных эклогитов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет  $1242 \pm 97$  млн лет. Оно, возможно, отражает верхний возрастной предел этапа повышения температуры и давления в мантии, вызвавшего образование гранатов и клинопироксенов с повышенным содержанием MgO. Нижнее пересечение дискордии ( $194 \pm 74$  млн лет) близко в пределах погрешности к возрасту цирконов кимберлитов  $117,9 \pm 0,7$  млн лет [34]. Это позволяет предполагать, что нарушение U-Pb системы в цирконах связано с воздействием кимберлитовой магмы. Наиболее древнее дискордантное значение возраста  $2799 \pm 9$  млн лет, полученное для циркона из высокомагнезиального эклогита, превышает возраст гранито-гнейсов, обнаруженных в катокских кимберлитах (2600 млн лет, Sm-Nd метод).

Ключевые слова: *кратон Кассаи, верхняя мантия, эклогиты, P3Э, Nb/Ta, Nb/La, цирконы, U-Pb (SHRIMP) возраст, геохимия цирконов.*

The first data on the chemical composition of eclogite xenoliths from the upper mantle beneath craton Kassai, West Africa and U-Pb (SHRIMP) age and geochemistry of zircons from that are represented. The types of eclogites, low- and high-MgO, high-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, their chemical composition (main, REE, HFSE) and crystallization conditions in a diamond phase are similar to eclogites in the mantle, underlying Man, Kaapvaal, Siberian cratons. Nb/Ta and Nb/La ratios in eclogites studied range from chondritic to superchondritic. This distinguishes the mantle eclogites from those of orogenic belts, characterizing by subchondritic and chondritic values. The zircon age values of low-MgO eclogites form discordia, the upper intersection with concordia is  $1242 \pm 97$  Ma, and the lower –  $194 \pm 74$  Ma. With account for the error the last value is close to the U-Pb age of zircons from kimberlites ( $117,9 \pm 0,7$  Ma) [34]. It is possibly, that disruption of U-Pb system in zircons is the result of kimberlitic magma disturbance. The oldest discordant value of age ( $2799 \pm 9$  Ma) obtained for zircons from high-Mg eclogite exceeds the age of the granite-gneiss found in Catoca kimberlites (2.6 billion; Sm-Nd method).

Keywords: *craton Kassai, upper mantle, eclogites, REE, HFSE, Nb/Ta, Nb/La ratios, zircon U-Pb (SHRIMP) age, zircon geochemistry.*

**Введение.** Гипотезы, объясняющие появление эклогитов в мантии, делятся на мантийную и коровую [7]. Первая – эклогиты образуются как кумулаты, кристаллизующиеся из магмы, генерируемой при плавлении мантийных перидотитов [23, 37]. Вторая – эклогиты образуются как продукты глубокометаморфизованных базальтов океанической коры [7, 17–19, 24, 30, 37, 38]. Не исключается и как результат изобарического остывания при высоком давлении габбро-анортозитовых протолитов [12, 14]. Гипотеза субдукционного происхождения эклогитов в мантии принимается большинством ученых. Она подтверждается данными исследования геохимии редких элементов и радиогенных изотопов в системах Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Re-Os, а также изотопным составом кислорода в эклогитах,

близким к составу базальтов современных офиолитов. Однако вопрос о происхождении эклогитов в мантии нельзя считать до конца решенным.

Среди мантийных ксенолитов в кимберлитовых трубках Катока и Кат-115 эклогиты преобладают (лишь незначительную часть ксенолитов составляют перидотиты – гранатовые лерцолиты и дуниты). Кимберлитовые трубки, в которых верхнемантийные эклогиты составляют значительную часть, крайне редки. Аналогичные кимберлитовые тела встречаются лишь на кратоне Мен (комплекс Койду) и на Каапваальском кратоне (трубка Робертс Виктор). В [2] охарактеризованы геологическое положение кимберлитовых трубок в пределах кратона Кассаи и строение самих трубок, описаны петрография и минералогия ксенолитов мантийных

эклогитов. Показано, что типы эклогитов (высокоглинозёмистые, низко- и высокомагнезиальные), химический состав их породообразующих минералов и РТ условия кристаллизации, соответствующие алмазной фации, подобны таковым для эклогитов из мантии раннедокембрийских кратонов Мен, Каапваальский и Сибирский. Установлено многостадийное преобразование эклогитов как следствие неоднократного изменения термальных режимов в мантии под кратоном Кассаи. В данной статье детально представлены геохимия эклогитов, U-Pb возраст и геохимия цирконов.

**Методы исследования.** Химический состав пород определялся в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ методами XRF (содержание оксидов главных элементов) и ICPMS (содержание редкоземельных и редких элементов V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Hf, Ta, Pb, Th, U). Для проведения XRF анализа силикат, смешанный с флюсом (50% метабората и 50% тетрабората лития) в отношении 1:9, плавился в золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis фирмы Classe Fluxer (Канада). Нижний предел (мас.%) для  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 0,02, для MgO и  $\text{Na}_2\text{O}$  0,05 и остальных окислов 0,01. Содержание редких и редкоземельных элементов в предварительно переведенных в раствор порошкообразных пробах пород определялось на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой. Погрешность определения Th, U, Pb, Hf, Lu, Yb, Er, Dy 10–15%, остальных редких земель, а также Ti, Sc, Zr, Sr, Nb не более 5%.

Возраст цирконов определен локальным U-Pb методом на установке SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Для выбора точек датирования в зернах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодоллюминесцентные изображения. Сепарация проводилась в ЦИИ ВСЕГЕИ. Во избежание загрязнения проб материалом кимберлита внешние части ксенолитов были предварительно отпилены. Тяжелые немагнитные фракции (100–200 г), в которых находился циркон, получены с помощью электромагнитной сепарации (СИМ) и тяжелых жидкостей. При ручном отборе из каждого образца ксенолита было выделено по 2–3 зерна циркона. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконах определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике [6] в тех же точках, в которых был измерен и возраст локальным U-Pb методом. Относительная ошибка измерения для большинства элементов 10–15%, порог обнаружения элемента в среднем 10 ppb.

**Химический состав ксенолитов** (табл. 1). Химический состав мантийных пород, особенно эклогитов, может быть изменен в процессе мантийного плавления и метасоматоза, а также при взаимодействии ксенолитов с кимберлитовой магмой. Некоторые исследователи при обсуждении геохимии мантийных пород используют реконструированный валовой состав, рассчитанный на основе химического состава минералов и их модалного содержания в ксенолитах. Полученный таким образом валовой химический состав ксенолитов зависит от точности определения мод каждого из минералов, особенно аксессуарных, которые являются концентраторами многих редких элементов. В большинстве случаев доли различных аксессуарных минералов не опре-

деляются, а достаточно произвольно задаются исследователем. В настоящей работе используются данные анализов валовых проб ксенолитов, полученные методами XRF и ICPMS. Чтобы исключить примесь вещества кимберлита в валовых пробах, внешние части ксенолитов отпиливали с помощью алмазной пилы.

Как было показано в [2], среди рассматриваемых эклогитов по минералогическому составу выделяются три типа: высокоглинозёмистые ( $\text{H-Al}_2\text{O}_3$ ), низкомагнезиальные ( $\text{L-MgO}$ ) и высокомагнезиальные ( $\text{H-MgO}$ ). Соотношение главных компонентов в валовых пробах ксенолитов низко- и высокомагнезиальных эклогитов (рис. 1) соответствует таковому в эклогитах из кимберлитов комплекса Койду кратона Мен [7, 8]. На диаграмме  $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$  [18] и те, и другие эклогиты находятся в поле толеитов и частично в поле пикритов островных дуг. По содержанию  $\text{TiO}_2$  эклогиты отличаются от базальтов COX, в которых оно заметно выше – от 0,8 до 1,8 вес.% [11, 20]. Эклогиты характеризуются и более широким интервалом колебаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  по сравнению с базальтами COX. Кроме того, на тройной диаграмме  $\text{MnO--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$  [27] различия между ними проявляются и по содержанию MnO и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а точки мантийных эклогитов находятся в основном в поле известково-щелочных толеитов островных дуг.

Катокские эклогиты, как видно на диаграмме распределения нормированного к примитивной мантии (PM) [30] содержания редких земель (рис. 2), обогащены редкоземельными элементами относительно PM, но при этом степень обогащения и характер распределения PЗЭ в эклогитах трех выделенных типов различаются. Так, степень обогащения высокоглинозёмистых эклогитов относительно PM ниже, чем в двух других типах, и в их спектре наблюдается положительная Eu аномалия. Высокомагнезиальные эклогиты обогащены легкими и обеднены тяжелыми PЗЭ по сравнению с низкомагнезиальными. На Rb-Lu спайдерграмме низкомагнезиальных эклогитов наблюдаются положительные аномалии для Ba, U, Nb, Ta и отрицательные для Ti. В спектре высокомагнезиальных эклогитов положительные аномалии для Ba, U, Nb, Ta проявлены слабо, но наблюдается значительное обогащение La, Ce, Pr, Sr. Отрицательная Ti аномалия в этом типе эклогитов наиболее значительная. Для сравнения на рис. 3 показаны спектры распределения PЗЭ и Rb-Lu спайдерграммы для эклогитов из кимберлитов комплекса Койду [7, 8]. Они показывают различие между низко- и высокомагнезиальными разновидностями по содержанию рассматриваемых элементов. Большая часть высокомагнезиальных эклогитов обогащена редкими элементами по сравнению с низкомагнезиальными разновидностями. Кроме того, на спайдерграммах низкомагнезиальных эклогитов существует, хотя и слабая, отрицательная Eu аномалия, не характерная для низкомагнезиальных эклогитов Катоки. В то же время Rb-Lu спайдерграммы для обоих типов эклогитов Койду подобны таковым для соответствующих типов эклогитов Катоки. В них также наблюдаются положительные аномалии для Ba, Nb и отрицательные для Th, Sr, Zr, Hf, Ti. Однако на диаграммах ксенолитов низкомагнезиальных эклогитов Койду наблюдается сильная положительная аномалия для U, которая отсутствует на диаграммах высокомагнезиальных эклогитов.

## Химический состав ксенолитов

Компо- ненты	Эклогиты									Перидотиты		
	L-MgO			H-MgO			H-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					
	kat-1	kat-3	kat-11	kat-13	kat-2	kat-18	kat-22	kat-23	kat-33	kat-14	kat-19	kat-19a
SiO <sub>2</sub> , вес. %	46,8	43	44,2	44,2	50,7	48,2	40,6	42,6	44,1	47,4	40,6	44,7
TiO <sub>2</sub>	0,406	1,02	0,483	0,668	0,288	0,35	0,83	0,39	0,62	0,35	0,51	0,202
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,8	17	17,5	17,7	9,14	12,5	13	17,6	17,4	18,7	2,29	1,42
FeO	10,90	14,95	11,71	10,72	5,36	6,22	9,36	13,50	10,26	7,92	7,13	6,41
MnO	0,178	0,295	0,21	0,186	0,142	0,17	0,17	0,28	0,18	0,129	0,11	0,108
MgO	12,5	10,5	11,8	11,4	15,6	17,5	13	12,3	12,4	8,35	36,4	40
CaO	10,1	9,5	9,53	10,8	14,7	11,2	13,1	9,71	10,1	11,9	1,62	1,74
Na <sub>2</sub> O	2,27	1,45	1,52	2,07	2,54	2,29	2,73	1,57	2,24	2,77	0,12	<0,1
K <sub>2</sub> O	0,174	0,212	0,557	0,148	0,104	0,087	0,23	0,082	0,15	0,453	0,54	0,383
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,05	0,050	0,083	0,071	0,051	<0,05	1	<0,05	0,05	0,077	0,061	<0,05
LOE	0,74	0,26	0,97	0,85	0,69	0,72	5	0,43	1,43	0,91	9,65	4
Сумма	100	99,9	99,9	100	99,8	99,9	99,9	99,9	100	99,9	99,8	99,8
Sc, ppm	29,2	46,5	32,8	26,6	32,8	34,2	34,6	55,3	41,9	20,4	5,65	5,26
V	230	315	219	272	425	156	122	136	143	192	48	61,7
Cr	318	393	426	204	666	445	130	178	150	221	821	1450
Co	117	162	122	105	53,6					112		100
Ni	215	88	72,8	139	130					62,7		1380
Cu	31,6	41,5	16,5	18,1	20,2					13,4		20,1
Zn	56,9	90	69,5	79,9	32,3					73,4		45,2
Ga	13,8	16	13,6	16,9	10,2					20,2		4,84
Rb	3,87	5,05	10,5	4,66	2,38	3,42	10,7	4,91	5,83	7,37	27,1	22,2
Sr	84	60,5	97	63,6	526	336	396	50,7	52,1	56,7	116	64,5
Y	12,2	36,7	21,7	15,1	13,6	8,52	14,5	25	15,7	6,55	2,49	1,43
Zr	28	58,2	45,4	35,2	112	61,7	41,4	43	26,3	27,2	35,4	17,5
Nb	6,15	69	18,5	24,5	9,25	94,3	27	12,5	15,9	5,88	26,2	8,93
Ba	43,6	120	623	82,1	44,4	134	170	215	188	644	197	71,8
La	3,99	3,67	7,08	5,42	22,2	18,5	6,41	2,73	4,12	3,13	10,5	4,56
Ce	7,02	8,47	15,7	14,7	66,8	49,5	12	5,39	8,85	7,68	20,2	8,96
Pr	0,97	0,95	1,57	1,24	9,31	6,19	1,32	0,74	0,91	0,73	2,05	0,93
Nd	3,99	4,56	6,41	5,05	37,9	24	5,94	3,66	3,82	3,1	8,34	3,64
Sm	0,99	1,76	1,78	1,78	6,77	4,1	1,41	1,65	1,11	1,49	1,42	0,64
Eu	0,39	0,9	0,7	0,85	1,75	1,08	0,61	0,74	0,47	0,73	0,29	0,16
Gd	1,48	3,65	2,54	2,57	5,07	3,21	2,11	2,46	1,63	1,73	0,89	0,52
Tb	0,3	0,82	0,56	0,47	0,63	0,35	0,42	0,61	0,4	0,3	0,12	0,073
Dy	2,04	6,18	3,7	2,92	3,36	1,8	2,87	4,62	2,93	1,3	0,57	0,31
Ho	0,42	1,36	0,82	0,55	0,57	0,34	0,5	0,87	0,55	0,26	0,081	0,043
Er	1,23	3,88	2,25	1,31	1,32	0,9	1,46	2,6	1,57	0,66	0,25	0,13
Tm	0,15	0,56	0,3	0,15	0,19	0,12	0,23	0,32	0,22	0,076	0,035	0,018
Yb	0,96	3,76	1,78	0,91	1,06	0,87	1,25	2,33	1,05	0,45	0,28	0,09
Lu	0,12	0,53	0,23	0,15	0,14	0,14	0,19	0,31	0,19	0,079	0,029	0,017
Hf	0,77	1,55	1,17	0,9	3,14	1,7	1,07	1,16	0,67	0,82	0,88	0,38
Ta	0,23	1,89	0,78	0,73	0,55	5,54	1,23	0,72	0,81	0,26	2,08	0,51
Pb	1,56	1,59	1,6	1,46	1,44					2,09		1,57
Th	0,5	0,39	1,14	0,69	1,04	1,21	0,92	0,41	0,48	0,48	4,13	0,53
U	0,24	0,21	0,4	0,25	0,33	0,36	0,28	<0,1	0,56	0,37	0,4	0,12
Ti	2432	6110	2893	4001	1725	2096	4972	2336	3714	2096	3056	1210
Nb/Ta	26,74	36,51	23,72	33,56	16,82	17,02	21,95	17,36	19,63	22,62	12,60	17,51
Ti/Zr	86,86	105,0	63,73	113,67	15,40	33,98	120,09	54,33	141,21	77,08	86,30	69,14
Zr/Hf	36,36	37,55	38,80	39,11	35,67	36,29	38,69	37,07	39,25	33,17	40,23	46,05

В эклогитах Катоки и Койду значения Nb/Ta, Nb/La и Ti/Zr (рис. 4) колеблются от хондритовых до суперхондритовых (до 100, 20 и 800). В то же время эклогитам из высокобарических метаморфических комплексов (УНР) орогенных поясов Северо-Восточного Китая [22, 43] и Северного Тибета [44] свойственны значения ниже хондритовых или

близкие к ним. Надо отметить, что эклогиты орогенных поясов отличаются от мантийных пород и существенно более высоким содержанием TiO<sub>2</sub> — от 1,0 до 6,0 вес.% (рис. 1).

**U-Pb изотопный возраст и геохимия цирконов из ксенолитов.** Единичные зерна циркона (рис. 5)

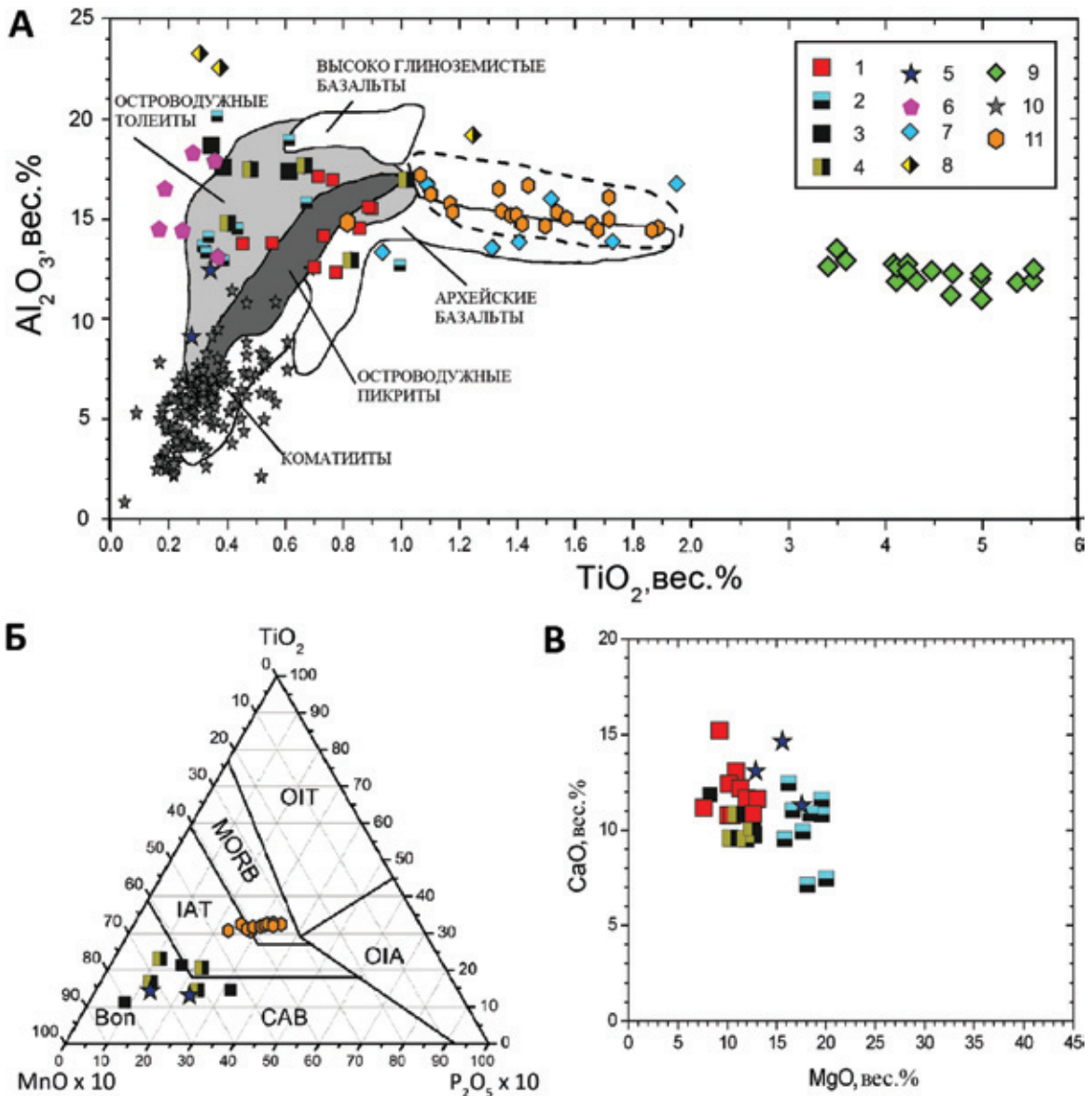


Рис. 1. Положение эглогитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок Катока и Кат-115 на диаграммах  $TiO_2-Al_2O_3$  (А),  $MnO \times 10-TiO_2-P_2O_5 \times 100$  (Б) и  $MgO-CaO$  (В).

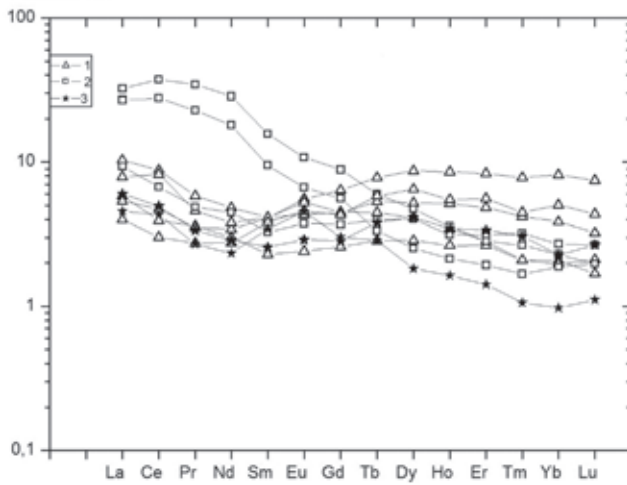
Поля базальтов на диаграммах А и Б приведены по [18] и [28]. Обозначения на диаграмме Б: OIT, OIA – толеиты и щелочные базальты океанических островов, IAT, CAB – известково-щелочные базальты островных дуг, Bon – бониниты. Ксенолиты мантийных эглогитов из кимберлитов: 1, 2 – низко- и высокомагнезиальные эглогиты, комплекс Койду, кратон Мен [7, 8]; 3–5 – высокоглиноземистые, низко- и высокомагнезиальные эглогиты, трубки Катока и Кат-115, кратон Кассаи (настоящая работа); 6 – эглогиты, трубка Удачная, Сибирский кратон [17]; 7–9 – эглогиты высокобарических комплексов Северного Китая (7, 8) [22, 43] и Северного Тибета (9) [44]; 10 – коматииты Фенноскандинавского щита [1]; 11 – базальты COX (MORB) [11, 20, 28]

обнаружены в трех ксенолитах: в высокомагнезиальном (kat-2), низкомагнезиальном (kat-11) эглогитах и гранатовом лерцолите (kat-19).

Результаты определения возраста цирконов локальным U-Pb методом опубликованы [3], здесь приводятся только полученные данные (табл. 2), общая диаграмма с конкордией (рис. 6) и краткие выводы. Возрастные значения для зональных цирконов из низкомагнезиального эглогита kat-11 образуют дискордию, верхнее пересечение ее с конкордией составляет  $1242 \pm 97$  млн лет. Для ядра одного из этих зерен получено конкордантное значение  $1191 \pm 19$  млн лет. На эту же дискордию ложится значение возраста циркона из гранатового лерцолита. В [2] показано полистадийное преобра-

зование низкомагнезиальных эглогитов. Возможно, значение  $1242 \pm 96$  млн лет отражает верхний возраст этапа повышения температуры и давления в мантии, вызвавшего перекристаллизацию эглогитов и образование зональных гранатов и клинопироксенов с повышенным содержанием MgO. Нижнее пересечение дискордии с конкордией  $194 \pm 74$  млн лет в пределах погрешности близко к возрасту цирконов кимберлитов 118 млн лет [34]. Это позволяет предполагать, что нарушение U-Pb системы в цирконах мантийных пород связано с воздействием кимберлитовой магмы. Для двух зерен циркона из высокомагнезиального эглогита получены сильно различающиеся значения возраста (табл. 2, точки 4.1 и 5.1). Древнее дискордантное значение возраста

REE/PM



REE/PM

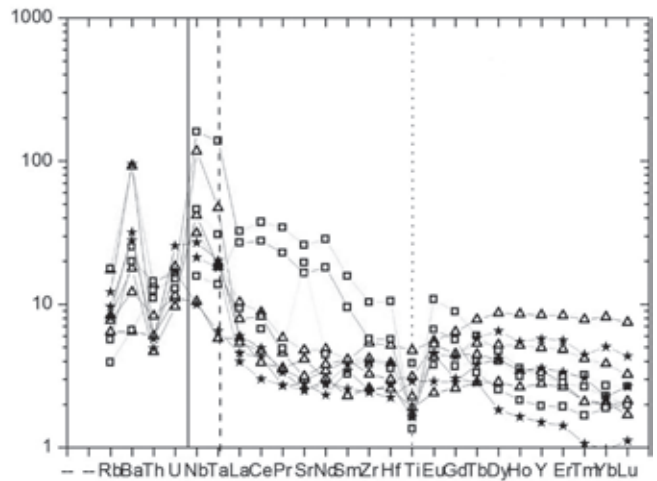
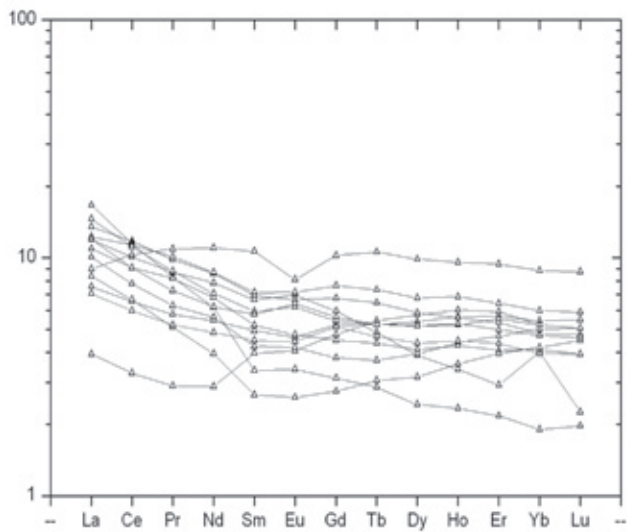


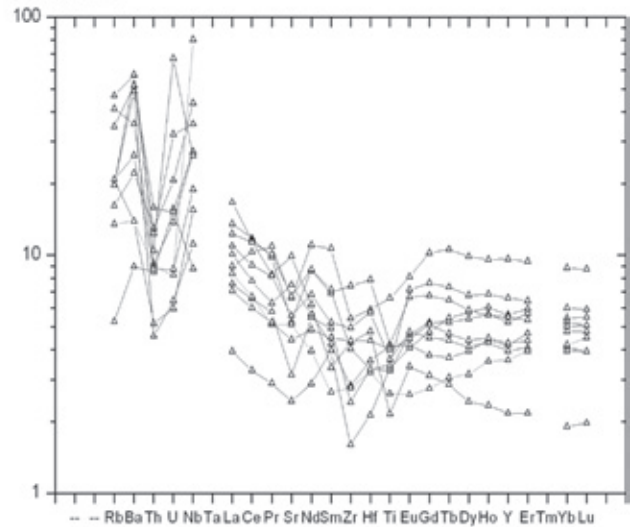
Рис. 2. Нормированное к PM [30] распределение редкоземельных (слева) и редких элементов (справа) в ксенолитах эклогитов из кимберлитов Катоки

1, 2, 3 – низко-, высокомагнезиальные и высокоглиноземистые эклогиты

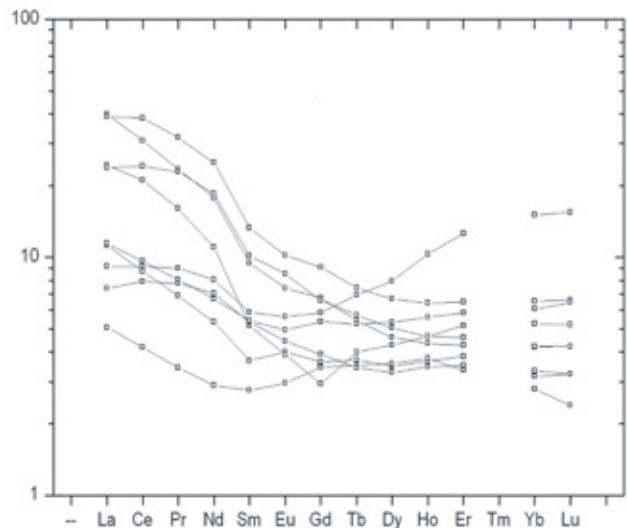
REE/PM



REE/PM



REE/PM



REE/PM

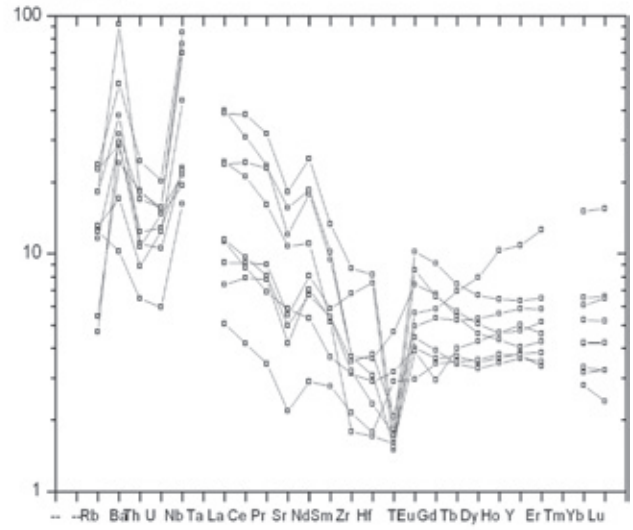


Рис. 3. Нормированное к PM [29] распределение редкоземельных и редких элементов в низкомагнезиальных (верхний ряд) и высокомагнезиальных (нижний ряд) эклогитовых ксенолитах из кимберлитов комплекса Койду [7, 8]

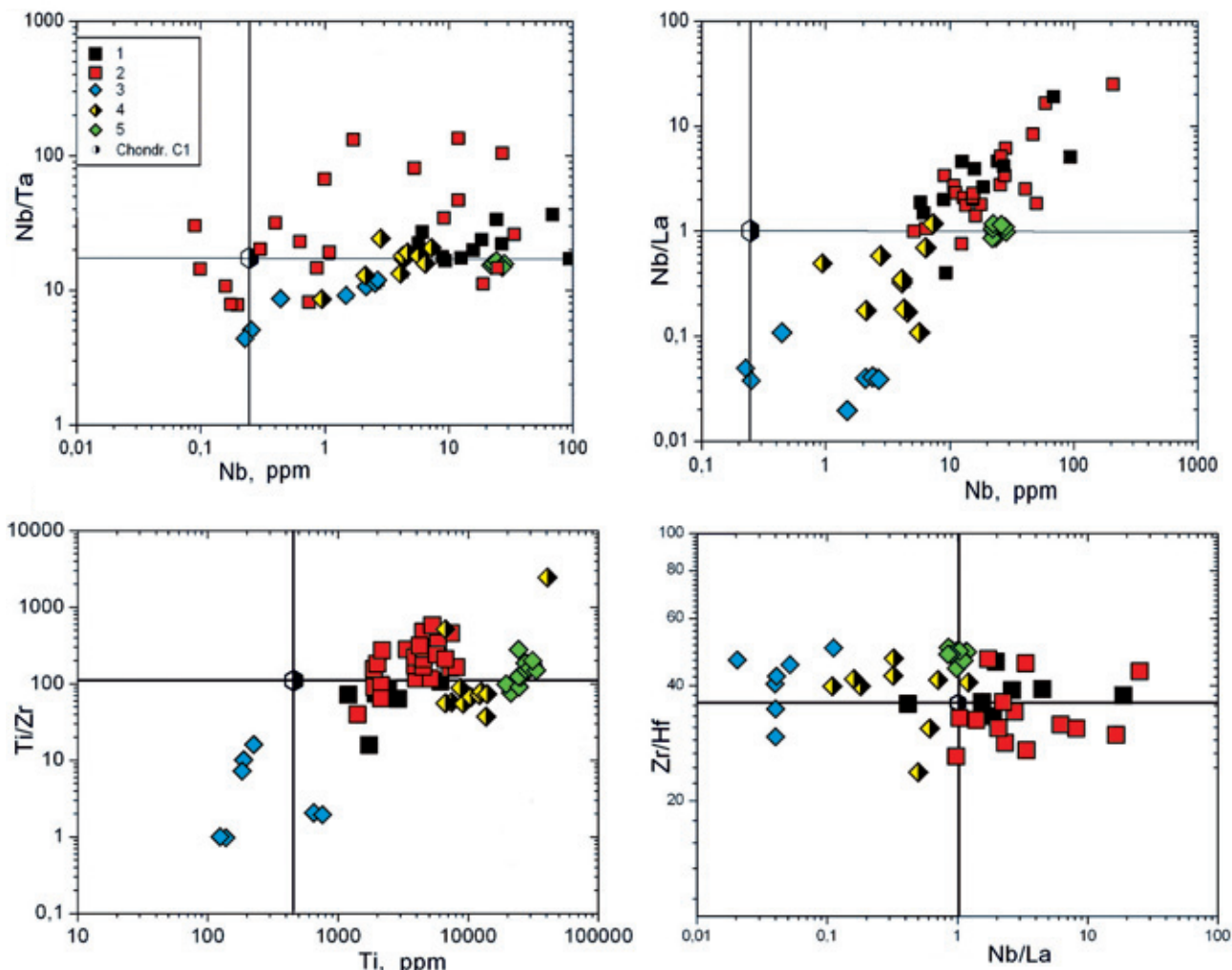


Рис. 4. Диаграммы Nb–(Nb/Ta), Nb–(Nb/La), Ti–(Ti/Zr) и (Nb/La)–(Zr/Hf) для мантийных и коровых эклогитов

1, 2 – мантийные эклогиты: 1 – кратон Кассаи, Катокка, 2 – кратон Мен, комплекс Койду [7, 8]; 3–5 – коровые эклогиты: высокобарические комплексы Северо-Восточного Китая (3, 4) и Северного Тибета (5) [22, 43, 44]. C1 – хондрит [30]

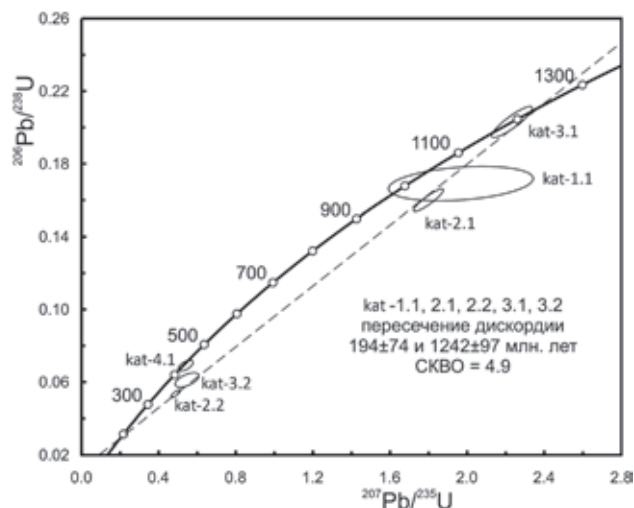


Рис. 5. Цирконы из гранатового лерцолита kat-19 (kat 1.1), низкомagneзиального эклогита kat-11 (kat 2.1, kat 2.2, kat 3.1, kat 3.2) и высокомагнезиального эклогита kat-2 (kat 4.1, kat 5.1). Диаграмма с конкордией для цирконов из ксенолитов трубок Катокка и Кат-115. Эллипсы и значения конкордантного возраста соответствуют  $2\sigma$ , включая погрешность константы распада

2799 ± 9 млн лет превышает значение, полученное Sm-Nd методом для ксенолитов гранито-гнейсов в катокских кимберлитах (2600 млн лет). Возможно, оно отражает время образования эклогитов в верхней мантии под кратоном Кассаи, однако очевидно, что для интерпретации этого древнего значения недостаточно данных.

Локальное U-Pb датирование цирконов сопровождалось определением в тех же точках содержания редких элементов (табл. 3) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f. На диаграммах Y–(U/Yb) и Yb–U [9, 15] ни одна из точек цирконов исследованных мантийных ксенолитов не соответствует полю цирконов из кимберлитов (рис. 6). Это исключает версию о «чужеродности» зерен цирконов и возможном попадании их в протолочки ксенолитов из кимберлитов.

## Результаты U-Pb локального анализа циркона из ксенолитов кимберлитовых трубок Катока и Кат-115

Точка	Характеристика в CL	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	Возраст, млн лет		D, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±, %
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$					
<i>kat-19, гранатовый лерцолит</i>												
1.1	Светло-серая центральная часть с реликтами мозаичной зональности	28,8	51,3	1,84	4,26	1007 ± 21	1302 ± 140	29	1,97	7,8	0,1691	2,3
<i>kat-11, низкомагнезиальный эклогит</i>												
2.1	Измененное темное ядро с тонкой осцилляционной зональностью	801	393	0,51	110	957 ± 14	1235 ± 15	29	1,80	1,8	0,1600	1,6
2.2	Измененная темная кайма	3686	192	0,05	171	337 ± 6	809 ± 25	140	0,49	2,1	0,0536	1,7
3.1	Измененное светлое ядро с тонкой осцилляционной зональностью	356	201	0,58	62,1	1191 ± 19	1191 ± 17	0	2,23	1,9	0,2030	1,7
3.2	Измененная темная кайма	2788	157	0,06	148	383 ± 10	772 ± 79	102	0,55	4,6	0,0611	2,7
<i>kat-2, высокомагнезиальный эклогит</i>												
4.1	Светлая центральная часть с осцилляционной зональностью	363	149	0,43	21,6	430 ± 7	481 ± 51	12	0,54	2,9	0,0690	1,8
5.1	Темно-серая центральная часть с осцилляционной зональностью	199	224	1,17	67,9	2152 ± 30	2799 ± 9	30	10,75	1,7	0,3964	1,6

Примечание. Номер точки соответствует номеру зерна и кратера (после точки). Ошибки для интервала 1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* нерадио-генный и Pb радиогенный. Одна ошибка калибровки стандарта 0,56%. Изотопные отношения скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . D, % – дискордантность  $D = 100 \times \{[\text{Возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] / [\text{Возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb})] - 1\}$ .

Наиболее низкое содержание PЗЭ, U, Hf, Nb, Y наблюдается в цирконе из гранатового лерцолита. Для эклогитовых цирконов на диаграмме распределения нормированного к хондриту C1 [26] содержания PЗЭ (рис. 7) характерно наличие положительных Ce и Yb аномалий и отрицательной Eu аномалии. Общее содержание и спектры распределения PЗЭ в цирконах изученных мантийных эклогитов значительно отличаются от цирконов из коровых

эклогитов с пониженным содержанием PЗЭ и отсутствием Eu аномалии [4]. В зональных цирконах из эклогитов Катоки содержание PЗЭ во внешних зонах выше, чем в центральных зонах. Основной вклад в это увеличение вносят тяжелые элементы. Концентрация U, Hf, Nb и Y (рис. 8) синхронно возрастает с увеличением суммарного содержания редких земель, тогда как отношение Th/U уменьшается. Положительная корреляция наблюдается

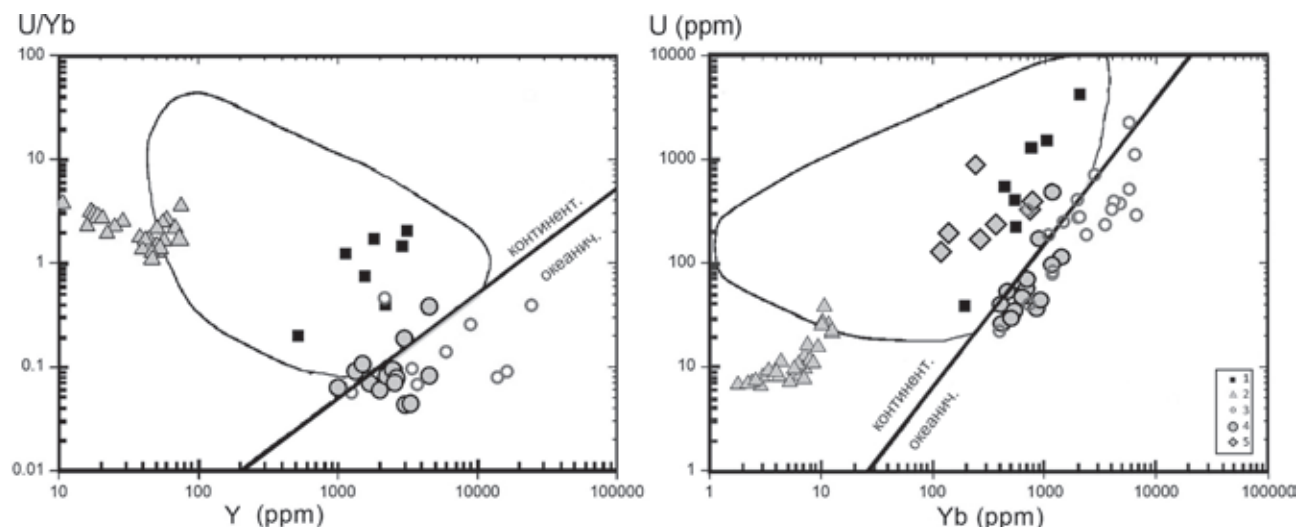


Рис. 6. Диаграммы Y–U/Yb и Yb–U для цирконов различного генезиса

1 – из мантийных ксенолитов в кимберлитах трубок Катока и Кат-115; 2 – из кимберлитов кратонов Каапваал [9] и Кассан [34]; 3, 4 – цирконы из базальтов океанических островов [15]; 5 – из базальтов островной дуги Talkeetna [15]

Редкие и редкоземельные элементы (ppm) в цирконах

Компоненты	kat 1.1	kat 2.1	kat 2.2	kat 3.1	kat 3.2	kat 4.1	kat 5.1
La	0,17	5,45	12,13	0,19	7,76	0,08	0,70
Ce	6,18	63,26	79,40	26,66	39,11	45,70	59,98
Pr	0,15	3,80	8,12	0,28	2,63	0,09	2,28
Nd	1,71	21,85	48,45	3,66	13,21	1,15	28,27
Sm	2,33	11,81	23,24	6,55	5,67	3,21	43,41
Eu	0,59	0,93	3,35	0,22	0,13	0,62	16,60
Gd	10,09	43,67	52,58	34,15	25,51	19,66	124,16
Dy	41,35	216,69	233,70	142,25	133,88	89,73	263,26
Er	97,14	535,94	626,91	290,45	370,82	225,59	362,16
Yb	195,19	1043,76	2056,92	543,40	759,91	442,42	557,11
Lu	31,06	174,30	453,85	89,64	125,36	73,54	89,82
Li	0,04	12,58	33,46	2,05	12,53	0,41	39,05
P	80	295	123	234	336	173	765
Ca	2	299	1116	7	121	1	173
Ti	12	22	54	11	5	6	35
Sr	0,52	6,27	42,74	0,70	1,87	0,83	4,49
Y	523	2910	3164	1573	1832	1145	2200
Nb	45	72	127	39	78	30	25
Ba	0,91	6,16	44,10	1,21	1,28	1,34	24,68
Hf	5978	12487	27987	8268	12576	11527	8184
Th	39,87	684,20	234,57	169,16	301,49	181,57	195,18
U	38,38	1504,53	4164,92	401,56	1281,26	541,03	220,31
Th/U	1,04	0,45	0,06	0,42	0,24	0,34	0,89
Eu/Eu*	0,37	0,13	0,29	0,04	0,03	0,24	0,69
Ce/Ce*	9,39	3,36	1,94	28,42	2,09	124,77	11,49
ΣREE	385,95	2121,48	3598,65	1137,44	1484,00	901,80	1547,76
ΣLREE	8,21	94,36	148,10	30,78	62,71	47,02	91,24
ΣHREE	374,82	2014,37	3423,96	1099,89	1415,49	850,95	1396,50
LuN/LaN	1762,08	308,14	360,50	4625,57	155,63	8523,37	1237,08
LuN/GdN	24,91	32,28	69,83	21,23	39,75	30,25	5,85
SmN/LaN	22,00	3,47	3,07	56,20	1,17	61,84	99,39

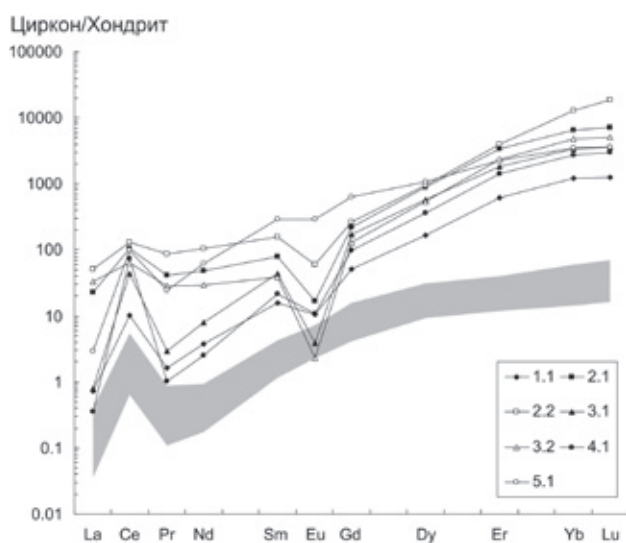


Рис. 7. Распределение нормированного к хондриту C1 [30] содержания редкоземельных элементов в цирконах. Затененная область — цирконы из коровых эклогитов [4]

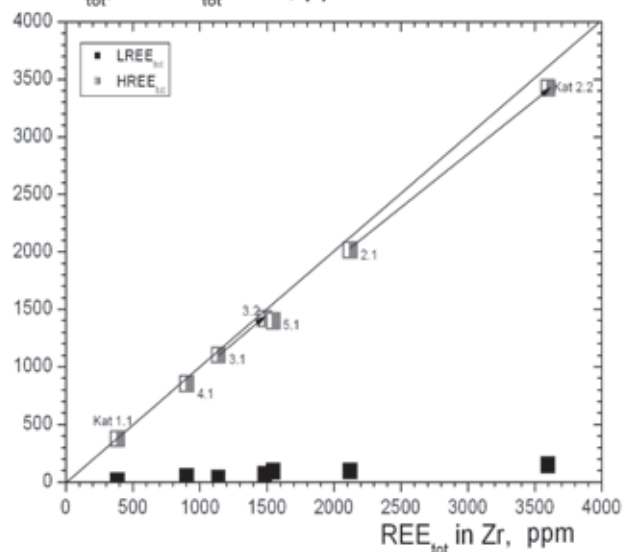
между содержанием Yb и U, содержанием Y и отношением U/Yb. Увеличение концентрации U во внешних зонах зональных цирконов свидетельствует об образовании этих зон при повышении температуры.

**Обсуждение.** Один из главных вопросов — происхождение эклогитов в литосферной мантии данного региона. Высокие PT параметры равновесия минеральных ассоциаций эклогитов свидетельствуют об их мантийном происхождении. Однако их протолиты и последующая метаморфическая эволюция менее ясны. Наиболее убедительным доказательством корового происхождения протолитов мантийных эклогитов (субдуцированная океаническая кора), по мнению большинства исследователей, является изотопный состав кислорода в этих породах. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в мантийных эклогитах находятся в пределах, наблюдаемых для базальтов офиолитов, и отличаются от таковых в перидотитах [25]. Полученные нами данные по геохимии главных и редких элементов в эклогитах уже позволяют сделать некоторые выводы об их происхождении.

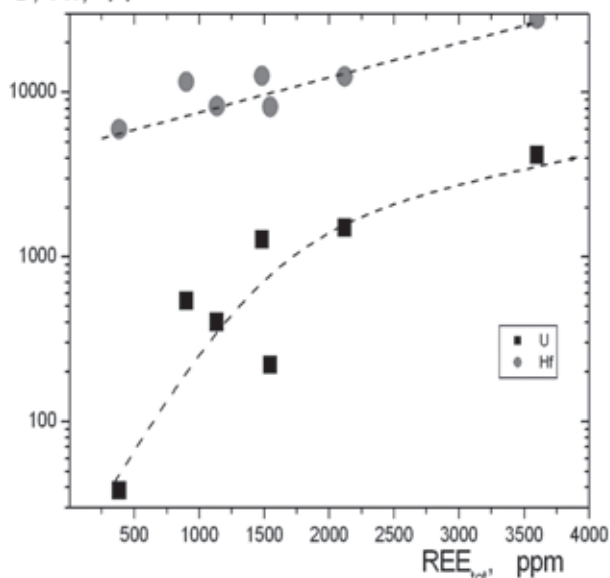
По химическому и минеральному составу эклогиты из кимберлитов кратона Кассаи аналогичны эклогитам в мантии, подстилающей такие кратоны, как Мен, Каапваальский и Сибирский. Для эклогитов этих кратонов известны изотопные характеристики кислорода, свидетельствующие об образовании их в результате субдукции океанической коры. На дискриминационной диаграмме  $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$  [18] точки эклогитов из мантии кратонов находятся в полях толеитов и пикритов островных дуг. По сравнению с базальтами COX у них более низкие концентрации  $\text{TiO}_2$ , MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . По характеру спайдерграмм редких элементов и отношениям Nb/Ta и Nb/La эти породы также различны. Если на Rb-Lu спайдерграммах изученных эклогитов наблюдаются



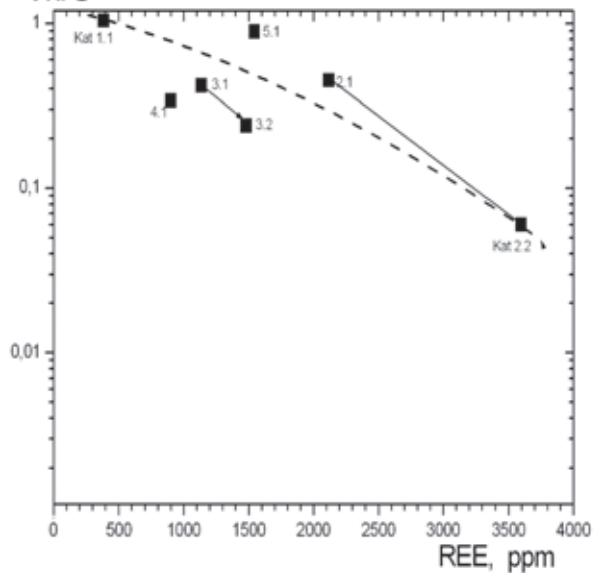
LREE<sub>tot</sub>, HREE<sub>tot</sub> in Zr, ppm



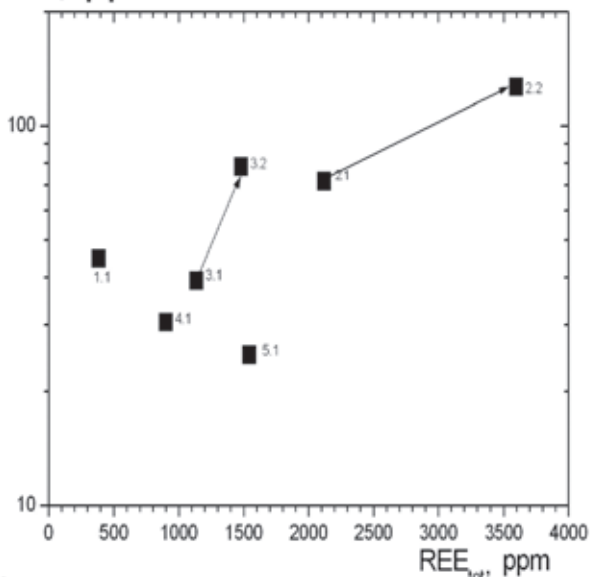
U, Hf, ppm



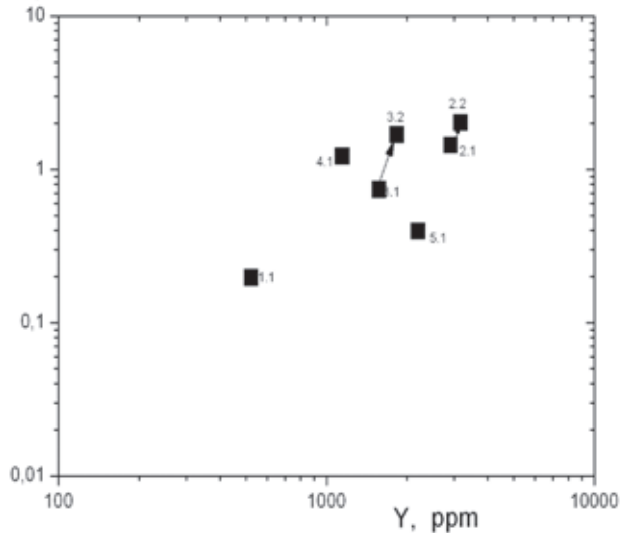
Th/U



Nb, ppm



U/Yb



U, ppm

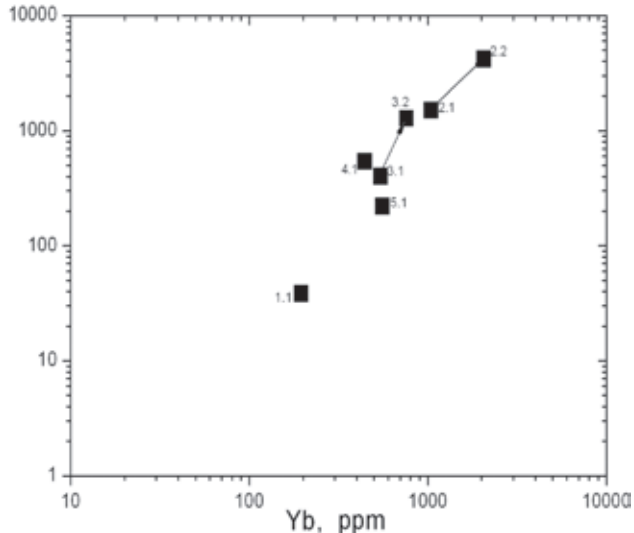


Рис. 8. Соотношение редкоземельных элементов в цирконах. Стрелками показаны изменения в зональных цирконах

положительные Nb и Ta аномалии и отрицательная Ti аномалия, то на спайдерграммах базальтов только слабо выражена положительная Ta аномалия и отсутствует отрицательная Ti аномалия [20]. Базальты СОХ характеризуются субхондритовыми отношениями Nb/Ta и Nb/La. Среднее значение первого  $14,2 \pm 0,8$ , второго  $0,91$  [10, 29, 41].

Исследованные эклогиты по геохимическим характеристикам существенно отличаются и от эклогитов орогенных поясов [22, 36, 43, 44] несмотря на сходство их минерального состава. Так, мантийные эклогиты содержат  $TiO_2$  не более 1,0 вес.%, в эклогитах высокобарических метаморфических комплексов Северо-Восточного Китая и Северного Тибета содержание этого окисла от 1,0 до 6,0 вес%. В [36] приведены результаты исследования P3Э, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti в эклогитах орогенных поясов Испании, Франции, Норвегии и Восточного Китая. В спектрах нормированных к примитивной мантии содержаний этих элементов не наблюдаются положительные Nb и Ta-аномалии и отрицательная Ti аномалия, характерные для спектров мантийных эклогитов. В то же время они идентичны спектрам редких элементов в базальтах СОХ (N-MORB). Среднее значение Nb/Ta отношения в эклогитах орогенных поясов  $14,2 \pm 1,2$ , оно практически равно таковому в базальтах СОХ —  $14,2 \pm 0,8$ . Отношения Nb/La и Zr/Hf в этих породах также близки. В отличие от эклогитов орогенных поясов мантийные эклогиты характеризуются высокими, от хондритовых до суперхондритовых, значениями Nb/Ta, Nb/La и Zr/Hf.

Суперхондритовые Nb/Ta, Nb/La, наблюдаемые в мантийных эклогитах, требуют особого обсуждения. Современные исследования показывают, что в Земле в отношении Nb, Ta и, возможно, Ti существует дисбаланс масс. В мантии и коре повсеместно наблюдается субхондритовое отношение Nb/Ta [21, 29, 35, 42]. В силикатной Земле оно составляет около 14, в коре 12–13, в базальтах срединно-океанических хребтов в среднем  $14,2 \pm 0,8$ , тогда как в хондрите C1 17,4–17,6. Это приводит к предположению, что силикатная Земля потеряла некоторое количество Nb, и должен существовать дополнительный резервуар с суперхондритовым Nb/Ta отношением. Таким резервуаром, как предполагают некоторые исследователи [35], может быть субдуцированная в нижнюю мантию океаническая кора, трансформированная в рутилсодержащие эклогиты на границе мантия–ядро. Главная трудность заключается в том, что для достижения массбаланса требуется большой объем таких эклогитов в мантии (до 6%). Кроме того, суперхондритовое Nb/Ta отношение не наблюдается в базальтах океанических островов (НИМУ базальты), в областях источника которых должна присутствовать субдуцированная океаническая кора [41]. Была предложена другая гипотеза, в которой важная роль в глобальном бюджете Nb приписывается земному ядру и допускается растворение в ядре не только ванадия и хрома, но и ниобия. «Ядерная» модель подтверждается экспериментальными исследованиями химических свойств Nb и Ta, свидетельствующими о возрастании степени сидерофильности Nb при высоких давлениях и близости Nb по сидерофильным свойствам к V [27, 41]. Эксперименты при 2300 °C и 25 ГПа показывают, что Nb и V ведут себя одинаково, а Ta гораздо более литофильн. Коэффициенты распределения Nb между богатым железом металлом и силикатным

расплавом возрастают от 0,06 до 0,6 при изменении давления от 2,5 до 25,0 ГПа. Они, вероятно, также зависят от температуры. Коэффициент 0,6 допускает вхождение 23% этого элемента в ядро. Такая доля Nb достаточна для получения субхондритовых отношений Nb/Ta и Nb/La в силикатной Земле [41]. Тантал, хотя и считается геохимическим «двойником» Nb, не изменяет своих свойств с возрастанием давления и имеет в силикатной Земле по существу хондритовое отношение к La. Это подразумевает, что никакого дополнительного резервуара для Ta не требуется.

В последнее время ряд исследователей указывает на необходимость изучения роли континентальной литосферной мантии (КЛМ) в глобальном бюджете Nb [32, 33]. Их модельные расчеты показывают, что около 30% недостающего Nb может находиться в КЛМ, но высокие Nb/Ta отношения в мантии, вероятно, ограничиваются, по их мнению, доменами, которые подвергались карбонатитовому метасоматозу. Данные, полученные для эклогитов из кимберлитов кратона Кассаи по содержанию в них высокозарядных элементов, подтверждают гипотезу Дж. Пфендера и соавторов о концентрации части недостающего ниобия в КЛМ. Суперхондритовые значения Nb/Ta в катокских эклогитах свидетельствуют о парциальном плавлении эклогитов, которое происходило в условиях алмазной фации глубинности [2]. Оно обусловило фракционирование Nb и Ta вследствие значительного различия коэффициентов распределения этих элементов между руститом и расплавом [12] и возрастания  $D_{Nb}$  между рутилом и расплавом при повышении температуры и давления, тогда как  $D_{Ta}$  практически не изменяется.

На основании геохимического сходства, и в частности близости значений Nb/Ta в эклогитах орогенных поясов и базальтах СОХ, А. Шмидт и его соавторы [36] пришли к иным выводам. По их мнению, в процессе трансформации океанической коры в эклогиты P3Э, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti имеют в среднем одинаковую мобильность, и значительное фракционирование Nb и Ta не проявляется, поэтому эклогиты не могут сбалансировать различие между силикатной Землей и хондритами. Однако авторы не учитывают того факта, что образование эклогитов в литосфере происходило на различных глубинах (от первых десятков до 180–200 км) в широком диапазоне температур (от 700–800 до 1500–1600 °C) и давлений (от 15–20 до 60–70 кбар). Во всяком случае эклогиты в мантии, подстилающей раннедокембрийские кратоны, формировались в условиях алмазной фации глубинности при давлениях более 30 кбар, тогда как одноименные породы орогенных поясов при давлениях ниже 20–25 кбар. Кроме того, эклогиты из кратонической мантии демонстрируют многостадийную эволюцию их преобразований как следствие неоднократного изменения термальных режимов в мантии. Так, в эклогитовых ксенолитах Катокки наблюдается изменение состава породообразующих и акцессорных минералов. В зональных гранатах и пироксенах установлены увеличение концентрации MgO и уменьшение FeO и CaO в краевых зонах зерен, указывающие на повышение температуры. Структуры распада в рутилах с выделением ламелей ильменита и последующей перекристаллизацией ламелей с образованием вокруг зерен рутила ильменитовых кайм, характеризующихся повышенным

содержанием MgO и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, отражают по крайней мере два этапа изменения термального состояния мантии. Первый этап – понижение температуры, приведший к распаду рутиловых твердых растворов, второй этап – повышение температуры и давления, в условиях которых происходила перекристаллизация ильменитовых ламелей и обогащение ильменита Mg и Nb. Рутилы высокомагнезиальных эклогитов из катокских трубок характеризуются содержанием Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 11,0 вес.%. В рутилах алмазоносных эклогитов и образующих включения в алмазах содержание этого окисла достигает 8 вес.% [5, 40]. В кимберлитах алмазоносной трубки Орапа (Ботсвана) обнаружены дискретные нодулы рутилов, содержащих Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 21,0 вес.% [16]. Это свидетельствует о том, что в глубинных зонах мантии в условиях алмазной фации в эклогитах происходило фракционирование по крайней мере ниобия.

Изученные нами мантийные эклогиты, как и эклогиты орогенных поясов, по-видимому, являются продуктами субдуцированной океанической коры. Геохимическое различие между ними возникло в результате преобразования базальтов океанической коры в эклогиты в разных термодинамических условиях.

**Заключение.** Типы эклогитов (высокоглинозистые, низко- и высокомагнезиальные) в верхней мантии под кратоном Кассаи, их химический состав, как и кристаллизация в условиях алмазной фации, сходны с эклогитами из мантии, подстилающей раннедокембрийские кратоны Мен, Каапваальский, Сибирский. Они отличаются от эклогитов орогенных поясов по содержанию петрогенных (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>) и редких элементов (РЗЭ, Nb, Ta, Zr, Hf), а также по значениям Nb/Ta и Nb/La. Эклогитам из трубок Катока и Кат-115 свойственны колеблющиеся от хондритовых до суперхондритовых значения Nb/Ta и Nb/La, тогда как орогенным эклогитам присущи хондритовые и субхондритовые значения.

Суперхондритовые значения Nb/Ta и Nb/La в эклогитах из мантии кратона Кассаи являются, вероятнее всего, результатом их полистадийного преобразования, а также парциального плавления в условиях алмазной фации глубинности. Фракционирование Nb и Ta происходило вследствие значительного различия коэффициентов распределения этих элементов между расплавом и минералами рестита, особенно рутилом, повышения D<sub>Nb</sub> при возрастании температуры и давления (при независимости D<sub>Ta</sub> от этих параметров).

Эклогиты из мантии, подстилающей кратон Кассаи, как и эклогиты орогенных поясов, видимо, являются продуктами субдуцированной океанической коры. Геохимическое различие между ними возникло в результате преобразования базальтов океанической коры в эклогиты в различных термодинамических условиях.

Значения возраста, полученные по цирконам из мантийных ксенолитов низкомагнезиальных эклогитов U–Pb (SHRIMP) методом, образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 1242 ± 97 млн лет. Возможно, это значение отражает этап повышения температуры и давления в мантии, вызвавшего перекристаллизацию эклогитов, в результате которой образовались гранаты и клинопироксены с повышенным содержанием MgO. Поскольку нижнее пересече-

ние дискордии с конкордией (194 ± 74 млн лет) в пределах погрешности близко к возрасту цирконов кимберлитов 118 млн лет [34], можно предполагать, что нарушение U–Pb системы в цирконах мантийных пород связано с воздействием кимберлитовой магмы. Наиболее древнее дискордантное значение возраста 2799 ± 9 млн лет, полученное для циркона из высокомагнезиального эклогита, превышает возраст гранито-гнейсов, обнаруженных в катокских кимберлитах – 2600 млн лет; Sm–Nd метод. Возможно, оно отражает время образования эклогитов в верхней мантии под кратоном Кассаи, однако очевидно, что для интерпретации этого древнего значения недостаточно данных.

Общее содержание и нормализованные к хондриту спектры РЗЭ в цирконах катокских эклогитов значительно отличаются от таковых в цирконах из эклогитов, распространенных в континентальной коре, характеризующихся пониженным содержанием РЗЭ и отсутствием Eu аномалии [4]. На дискриминационных диаграммах Yb–U, Y–(U/Yb) [9, 15] цирконы изученных эклогитов также находятся вне поля цирконов коровых эклогитов.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ № 10-05-01017 и № 11-05-00346.

Авторы благодарят А. К. Салтыкову, Н. В. Родинова (ЦИИ ВСЕГЕИ), С. Г. Симакина, Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за помощь в получении экспериментальных данных.

1. Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. – С. 587–617.

2. Королев Н.М., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Жоао Франсишку. Эклогитовые ксенолиты из алмазоносных кимберлитов трубок Катока и Кат-115 (кратон Кассаи, Западная Африка). Минералогия, условия образования // Регион. геология и металлогения. 2013. № 55. – С. 41–54.

3. Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Скублов С.Г. и др. U–Pb возраст и геохимия цирконов из мантийных ксенолитов кимберлитовых трубок Катока и Кат-115 (Ангола) // Доклады РАН. 2012. Т. 445. № 1. – С. 80–85.

4. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. – С. 61–70.

5. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г. и др. Nb–рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 1. – С. 102–105.

6. Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. – С. 980–997.

7. Barth M., Rudnick R., Horn I. et al. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Pt 1: A link between low-MgO eclogites and Archean crust formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65. N 9. – P. 1499–1527.

8. Barth M., Rudnick R., Horn I. et al. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Pt 2: Origins of the high-MgO eclogites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66. N 24. – P. 4325–4345.

9. Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of Southern African kimberlitic zircons // Mineral. Mag. 1998. Vol. 62. – P. 355–366.

10. Buhl A., Munker C., Mezger K., Hoffman A.W. High precision Nb/Ta, and Zr/Hf ratios in global MORB //

- Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66. N A108. (Spec. Suppl.).
11. *Debaille V., Blichert-Toft J., Arganier A.* et al. Geochemical component relationships in MORB from the Mid-Atlantic Ridge, 22–23° N // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 241. – P. 844–862.
  12. *El Fadili S., Demaiffe D.* Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji Mayi kimberlites (Kassai, Congo): Significance of kyanite-omphacite intergrowths // *Proc. of the 7th Intern. Kimberlite Conf.* Vol. 1 (eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson). 1999. – P. 205–213.
  13. *Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A.* Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. Vol. 64. N 5. – P. 933–938.
  14. *Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Eclogite stability near the crust–mantle boundary // *Eclogite Facies Rocks* (Ed. D.A. Carswell). Blackie, 1990. – P. 291–314.
  15. *Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B.* et al. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology.* 2007. Vol. 35. N 7. – P. 643–646.
  16. *Haggerty S.E.* Oxide mineralogy of the upper mantle // *Rev. Mineral.* 1991. Vol. 25. – P. 129–219.
  17. *Jacob D.E., Bizimis M., Salters V.J.M.* Lu–Hf and geochemical systematics of recycled ancient oceanic crust: evidence from Roberts Victor eclogites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. Vol. 148. – P. 707–720.
  18. *Jacob D.E., Foley S.F.* Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos.* 1999. Vol. 48. – P. 317–336.
  19. *Jacob D., Jagoutz E., Lowry D.* et al. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. Vol. 58. N 23. – P. 5191–520.
  20. *Klein E.M.* Geochemistry of the igneous oceanic crust // *Treatise on Geochem.* 2003. Vol. 3. 3.13. – P. 433–463.
  21. *König S., Shuth S.* Deep melting of old subducted oceanic crust recorded by superchondritic Nb/Ta in modern arc lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 301. – P. 265–374.
  22. *Liang J.L., Ding X., Sun X.M.* et al. Nb/Ta fractionation observed in eclogites from the Chinese Continental Scientific Drilling Project // *Chem. Geology.* 2009. Vol. 268. – P. 27–40.
  23. *MacGregor I.D., Carter J.L.* The chemistry of clinopyroxene and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1970. 3. 391–397.
  24. *MacGregor I.D., Manton W.L.* Roberts Victor eclogites: Ancient oceanic crust // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. – P. 14063–14079.
  25. *Mattey D., Lowry D., Macpherson C.* Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 128. – P. 231–241.
  26. *McDonough, Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. – P. 223–253.
  27. *Mann U., Frost D.J., Rubie D.C.* Evidence for high-pressure core–mantle differentiation from metal–silicate partitioning of lithophile and weakly-siderophile elements // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. Vol. 73. – P. 7360–7386.
  28. *Mullen E.* MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. – P. 53–62.
  29. *Munker C., Pfander J.A., Weyer S.* et al. Evolution of planetary cores and Earth–Moon system from Nb/Ta systematics // *Sci.* 2003. Vol. 301. – P. 84–87.
  30. *Palme H., O'Neill H.St. C.* Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on Geochem.* 2003. Vol. 2. 2.01. – P. 1–38.
  31. *Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.* Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on Geochem.* Elsevier Ltd., 2003. Vol. 2. – P. 172–270.
  32. *Pfander J., Jung S., Munker C.* et al. A possible high-Nb-Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget: Evidence from continental basalts from Central Germany // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. Vol. 77. – P. 232–251.
  33. *Pfander J.A., Munker C., Stracke A., Mezger K.* Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts – Implications for crust–mantle differentiation and the fate of niobium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 254. – P. 158–172.
  34. *Robles-Cruz S.E., Escayola M., Lackson S.* et al. The first SHRIMP U–Pb zircon ages from Catoca and Tchiuzo kimberlites, Angola // *Chem. J.* 2012. Vol. 310–311. – P. 137–147.
  35. *Rudnick M., Barth I., Horn W., McDonough.* Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle // *Sci.* 2000. Vol. 287. – P. 278–281.
  36. *Schmidt A., Weyer S., John T., Brey G.P.* HFSE systematic of rutile-bearing eclogites. New insights into subduction zone processes and implications for the Earth's HFSE budget // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. Vol. 73. – P. 455–468.
  37. *Smyth J.R., Caporuscio F.A., McCormick T.C.* Mantle eclogites: Evidence of igneous fractionation in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 93. – P. 133–141.
  38. *Snyder G.A., Jerde E.A., Taylor L.A.* et al. Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: Evidence of differentiation in the early Earth? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 118. – P. 91–100.
  39. *Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G.* et al. The origin of Yakutian eclogite xenoliths // *J. Petrol.* 1997. Vol. 38. – P. 85–113.
  40. *Sobolev N.V., Yefimova E.S.* Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Inter. Geology Rev.* 2000. Vol. 42. – P. 758–767.
  41. *Wade J., Wood B.J.* The Earth's missing Nb may be in the core // *Nature.* 2001. Vol. 409. – P. 75–78.
  42. *Weyer S., Munker C., Mezger K.* Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust–mantle system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 205. – P. 309–324.
  43. *Zhang Z.-M., Shen K., Sun W.-D.* et al. Fluids in deeply subducted continental crust: Petrology, mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, Eastern China // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. Vol. 72. – P. 3200–3228.
  44. *Zhai Q.-G., Jahn B.-M., Zhang Ru-Z.* et al. Triassic subduction of the Paleo-Tethys in Northern Tibet, China: Evidence from geochemical and isotopic characteristics of eclogites and blueschists of the Qiangtang block // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 42. – P. 1356–1376.

*Никитина Лариса Петровна* – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН; профессор СПбГУ. <lpnik@mail.ru>.

*Королев Нестер Михайлович* – аспирант, ИГГД РАН. <nm.korolev@yandex.ru>.

*Скублов Сергей Геннадьевич* – доктор геол.-минер. наук, ученый секретарь, ИГГД РАН; профессор, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». <skublov@yandex.ru>.

*Зинченко Владимир Николаевич* – канд. геол.-минер. наук, консультант, Горно-рудное общество «Катока», Республика Ангола. <vladimir.zin@mail.ru>.

*Жоао Франсишку* – инженер, начальник лаб. минералогии и петрографии, Горно-рудное общество «Катока», Республика Ангола.