

УДК 552.31.5+552.321.6 (571.56)

МЕГАКРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ КАТАКЛАЗИРОВАННЫЙ ЛЕРЦОЛИТ ИЗ ТРУБКИ УДАЧНАЯ: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ГЕНЕЗИС

© 2004 г. К. Н. Егоров, Л. В. Соловьева, С. Г. Симакин

Представлено академиком Ф.А. Летниковым 05.02.2004 г.

Поступило 18.02.2004 г.

Ксенолиты из кимберлитов являются своеобразным окном в самые глубокие горизонты континентальной литосферы и подлитосферной мантии Земли. Особую научную информативность имеет расшифровка петрологической и геохимической истории сложных ксенолитов, испытавших влияние нескольких мантийных процессов. В настоящем исследовании приводятся новые данные по химическому и редкоэлементному составу первичных и метасоматических минералов в деформированном мегакристаллическом лерцолите из трубки Удачная – обр. UV-303. Уникальность данного ксенолита заключается в том, что процессы кластирования, пластического течения, метасоматизма и частичного плавления были наложены на породу, состоящую из ассоциации низкохромистых мегакристаллов (гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин [1]). Обычно мегакристаллы низкохромистой группы в кимберлитах (Gnt*, Срх, Орх, Пм, Ол, Phl) рассматриваются как высокобарные фенокристаллы, выделившиеся из жидкостей базитового, пикритового или протокимберлитового составов [2, 3]. Ксенолиты деформированных перидотитов в кимберлитах, по мнению большинства исследователей, представляют собой астеносферное вещество, испытавшее интенсивное метасоматическое преобразование под влиянием глубинных флюидов-расплавов [4]. В геохимической истории деформированного мегакристаллического лерцолита UV-303 можно ожидать сохранение следов по крайней мере двух мантийных процессов: 1) кристаллизации мегакристаллов из астеносферных жидкостей и 2) деформации твердых мегакристаллов кумулятов, которая сопро-

вождалась метасоматическим привнесением вещества и частичным плавлением.

Петрография ксенолита детально изучена по нескольким шлифам, изготовленным из разных частей образца. Химические составы минералов первичного парагенезиса, метасоматических минералов и фаз из участков плавления исследовались на микроанализаторе “Superprobe JXA-733” фирмы “Geol” в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск). Анализы содержания редких элементов (Ba, Rb, Sr, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Y, Nb, Zr, Hf, Ti) в разных точках зерен минералов были выполнены на микроанализаторе “Cameca IMS ion probe” в Институте микроэлектроники РАН (Ярославль). Последний метод обеспечивал точность измерений редких элементов с концентрациями >1 ppm не ниже 10% и с концентрациями 1–0.1 ppm – не ниже 15–20%.

Эллипсоидальный ксенолит лерцолита размером 6 × 20 × 35 см содержит вытянутые цепочки крупных (до 5–7 см) порфирикластов красно-оранжевого граната (~13%), травяно-зеленого клинопироксена (~15%) и желтовато-серого ортопироксена (~20%), погруженных в мономинеральную матрицу из мелких (0.1–0.2 мм) полигональных зерен оливина (~40%), которая содержит также неправильные порфирикласты размером до 1–2 см оливина (~12%). Порфирикласты пироксенов удлинены и имеют неправильную причудливую форму. Они растащены на отдельные блоки, перекристаллизованные в краевых частях в мелкозернистый агрегат. Порфирикласты клинопироксена нередко превращены в вытянутые ленты и линзы мелких полигональных зерен, которые обволакивают порфирикласты граната и ортопироксена. Неправильные сильно трещиноватые порфирикласты граната растащены на отдельные вытянутые развальцованные сегменты. Узкие краевые зоны порфирикласт, участки интенсивной кливажности в них и скопления полигональных зерен граната и пироксенов заметно осветлены. Возникшую в результате интенсивного стресса

* Gnt – гранат, Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Пм – ильменит, Ол – оливин, Phl – флогопит.

структуру породы можно определить как мозаичную порфирикластическую с разрушенным и ламинарным подтипами. Характерной особенностью порфирикласт граната и, в меньшей степени, клинопироксена являются многочисленные мелкие неправильные скопления из зерен Al-пироксенов, оливина, паргасита, Al-шпинели, Ti-флогопита, ильменита, карбоната и содалита, в которых нередко присутствует бурое стекло. В порфирикластах граната отмечаются тончайшие прожилки афвиллита. Необласты матричного оливина замещаются монтичеллитом с развитием в зоне реакции мелких пластинок Ti-флогопита и Mg-магнетита. Наличие в ксенолите полиминеральных реакционных агрегатов и стекла указывают на интенсивную метасоматическую проработку и частичное плавление породы, незадолго до ее захвата кимберлитом.

Данные по главным и редким элементам в первичных и наложенных минералах из ксенолита UV-303 приведены в табл. 1. Деформированные мегакристы из ксенолита показывают высокую гомогенность состава в крупных свежих блоках, за исключением узких краевых зон, размеры которых варьируют в пределах 50–500 мкм. В целом все порфирикласты (Gnt, Cpx, Opx, Ol) химически подобны соответствующим мегакристам низкохромистой группы из трубки Удачная [5], а также низкохромистым мегакристам из кимберлитовых трубок Южной Африки и США [2].

Железистый оливин (FeO ~14 %) содержит заметные примеси Ti, Ca и Cr. Энстатит является титанистым бронзитом (TiO₂ 0.20%) с заметной примесью Na₂O (0.18 %). Порфирикласты клинопироксена относятся к субкальциевому диопсиду (Ca/(Ca + Mg)_{ат} = 0.40%) с 0.3–0.4% TiO₂ и 0.3–0.5% Cr₂O₃. Титанистый пироп содержит около 1% TiO₂ и существенную примесь Na₂O (0.15%).

Метасоматические минералы неоднородны по составу и содержанию микропримесей. Наиболее широкими пределами колебаний основных оксидов характеризуется шпинель: 35.3–56.5% Al₂O₃; 4.6–18.9% Cr₂O₃; 11.3–14.4% MgO; 0.38–3.19% TiO₂; 5.87–10.1% Fe₂O₃. Часто встречается зональная шпинель с увеличением магнезиальности к внешним зонам. Флогопит из реакционных агрегатов порфирикласт граната содержит больше оксидов титана (2.4–4.0%) и хрома (0.6–1.7%), в отличие от флогопита, замещающего порфирикласты клинопироксена (0.5–0.8% TiO₂ и 0.02–0.2% Cr₂O₃ соответственно). Концентрации основных оксидов в составе глиноземистых ортопироксенов варьируют в следующих пределах: 5.6–14.4% Al₂O₃; 23.3–27.9% MgO; 0.3–1.7% Cr₂O₃; 0.3–0.7% TiO₂; 1.3–2.0% CaO. Аналогичная вариабельность окси-

дов характерна для глиноземистых клинопироксенов: 8.2–12.0% Al₂O₃; 12–15.2% MgO; 0.1–0.6% Cr₂O₃; 1.7–3.3% TiO₂; 19.0–21.0% CaO. Ильменит из полиминеральных метасоматических агрегатов содержит 0.8–1.2% Al₂O₃; 1.4–2.8% Cr₂O₃; 9.0–10.0% MgO и до 6% Fe₂O₃. Для паргасита колебания содержаний оксидов титана (2.3–3%), железа (8.5–9.2%), хрома (0.2–0.6%) незначительны.

Результаты оценки *PT*-условий с использованием геотермобарометра Г. Брея и Т. Колера [6] свидетельствуют о высокобарном (58 кбар) и высокотемпературном (1230°C) формировании минералов первичного парагенезиса ксенолита. Процессы реакционных замещений порфирикласт граната и клинопироксена происходили при более низких температурах (менее 800°C), судя по высоким значениям Ca/(Ca + Mg) в метасоматических Al-клинопироксенах. Присутствие паргасита среди наложенной минеральной ассоциации в ксенолите ограничивает глубину образования метасоматических минералов до 100–120 км.

Содержания проанализированных редких элементов в минералах первичного парагенезиса (Gnt, Cpx, Opx, Ol), в их узких краевых зонах, а также в метасоматическом Ti-флогопите приведены в табл. 1. Распределение REE и HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti) в гранате, клинопироксене, ортопироксене и оливине, нормированное по хондриту, по [7], показаны на спайдерграммах (рис. 1). В неизмененных блоках крупных порфиробласт граната содержания всех редких элементов показывают высокую степень гомогенности и подобны распределению в гранате 27 (рис. 1а). Для линии Gnt 27 характерен последовательный подъем от La к Yb с характерными максимумами для Nb, Zr, Hf на фоне REE и очень слабая положительная аномалия Ti. В узких краевых зонах граната и вблизи трещин отмечается заметное возрастание концентраций Nb, La, Ce и незначительное уменьшение концентраций Er и Yb. При этом заметно снижаются максимумы Nb, Zr и Hf. Эти тенденции еще более четко проявлены в участках граната, отщепленных от порфирикласт и окруженных необластами оливина (ан. 43) или участком плавления. В краевых зонах и в отщепленных участках отмечается также возрастание содержаний Ba, Rb и Sr (табл. 1).

Гомогенные по главным и редким элементам порфирикласты клинопироксена показывают распределение, подобное составу 37 (рис. 1б). Линия клинопироксена 37 имеет очень слабую выпуклость за счет пониженных значений La_N и Ce_N по сравнению с Nd_N и существенный наклон к Er и Yb. В противоположность линии первичного Gnt 27 для линии Cpx 37 характерны резкие минимумы для Nb, Zr, Hf и отсутствие аномалии для Ti. В осветленных краевых зонах порфирикласт и в вы-

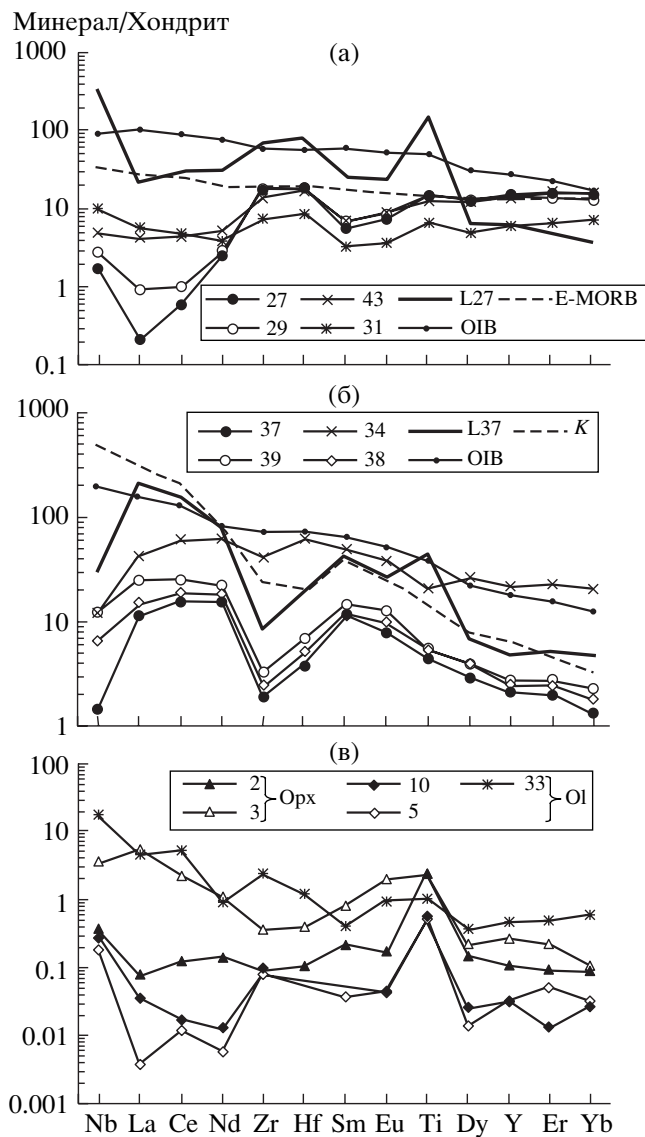


Рис. 1. Спайдерграммы для REE и HFSE в минералах из ксенолита UV-303: а – в гранате; б – в клинопироксене; в – в ортопироксене и оливине. Цифры в легенде справа обозначают номера анализов в табл. 1; ан. 38 – краевая зона клинопироксена 37; L27 – жидкость, находящаяся в равновесии с гранатом 27; L37 – жидкость, находящаяся в равновесии с клинопироксеном 37. Составы магматических жидкостей вычислены по формуле: $C_l = C_m/D_m$, где C_l – концентрация элемента в жидкости, C_m – концентрация элемента в минерале, D_m – коэффициент распределения элемента, по [8], для Dy, Y, Yb по [9, 10]. Штриховая линия на “а” – E-MORB, линия с точками – толеиты океанических островов (OIB* по [7]); штриховая линия K на “б” – базальтоидный кимберлит из трубки Удачная-Восточная (наши данные); линия с точками на “б” – OIB по [7].

тянутых полигональных лентах и линзах клинопироксена заметно возрастают содержания Nb, La, Ce и Yb с менее существенным повышением содержаний остальных элементов (линии 38, 39).

Мелкие закалочные зерна клинопироксена из участков плавления (линия 34) содержат более высокие концентрации Nb, Zr, Hf, Ti, REE (рис. 1б), а также повышенные содержания Ba, Rb, Sr (табл. 1). Закалочный клинопироксен показывает слабое фракционирование редких земель ($La_N/Yb_N = 2.1$) и заметное уменьшение минимума Zr и Hf.

Линии распределения REE и HFSE для крупных гомогенных порфирокласт ортопироксена (ан. 2, рис. 1в) характеризуются практически отсутствием фракционирования редких земель ($La_N/Yb_N = 0.9$), заметным максимумом Nb и резким пиком Ti. В узких краевых зонах порфирокласт (ан. 3) возрастает содержание всех REE с преимуществом для La, Ce и Nd, отмечается заметный максимум для Eu и Ti, понижение для Zr, Hf и отсутствие максимума Nb. Кроме того, в краевых каймах ортопироксена возрастает содержание Ba, Rb, Sr (табл. 1).

Уровень содержаний и тип распределения REE и HFSE в порфирокластах и мелких необластах оливина в целом близки, а линии распределения характеризуются пиками Nb, Zr, Hf и особенно Ti на фоне REE и отсутствием фракционирования редких земель (ан. 10 и 5 соответственно на рис. 1в). В закалочных зернах оливина из участков плавления возрастает содержание всех редких элементов с преимуществом для La, Ce и Nd ($La_N/Yb_N = 7.4$) и сохраняются пики Nb, Zr, Hf, Ti.

Первичное гигантозернистое строение ксенолита и близость химического состава порфирокласт Gnt, Cpx, Opx и Ol составу соответствующих низкохромистых мегакрист из трубки Удачная и кимберлитовых трубок мира [2, 3, 5] предполагают, что в своем первоначальном виде ксенолит представлял собой высокобарный магматический кумулат. Высокие *PT*-параметры для ассоциаций низкохромистых мегакрист указывают на их кристаллизацию из родительской жидкости в верхней части астеносферы [3]. Явные свидетельства субсолидных деформаций в мегакристах предполагают прохождение ими породной стадии до попадания в кимберлитовый расплав [5]. В ксенолите UV-303 кластирование и пластическое течение также были наложены на твердую породу, по-видимому, представлявшую собой мегакристовый кумулат в верхней части астеносферы Сибирского кратона. Точки La, Ce, Nd, Sm и Eu на линии жидкости L27, равновесной с гранатом 27, находятся вблизи линии E-MORB и заметно ниже линии толеита океанических островов – OIB* (рис. 1а). В отличие от последних линия L27 имеет характерные максимумы Nb, Zr и Hf, Ti, а также более существенный наклон к Yb ($La_N/Yb_N = 5.5$). Жидкость L37, равновесная с клинопироксеном 37 (рис. 1б), существенно обогащена легкими и средними редкими землями ($La_N/Yb_N = 45$), резко

Таблица 1. Химический состав и содержания несовместимых редких элементов в минералах из сложного ксенолита UV-303

Компонент	Gnt			Срх			Орх			Ои			Prl (25)
	ц (27)	кр (29)	саг (43)	ц (37)	кр (39)	зак (34)	ц (2)	кр (3)	ц (10)	м (5)	зак (33)		
SiO ₂	40.88	42.13	40.95	55.34	55.3	43.77	56.46	56.71	39.91	40.21	40.68	36.61	
TiO ₂	0.94	1.03	0.94	0.3	0.41	3.3	0.17	0.16	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3.96	
Al ₂ O ₃	20.93	20.47	20.43	1.93	0.88	11.96	0.72	0.7	»	»	»	16.43	
Cr ₂ O ₃	1.53	1.13	1.71	0.37	0.41	0.13	0.21	0.01	»	»	0.12	1.73	
FeO*	11.2	11.06	11.32	5.07	4.35	6.83	8.25	8.56	14.34	14.05	13.72	6.36	
MnO	0.38	0.35	0.44	0.07	0.07	0.22	0.13	0.17	0.15	0.16	0.13	Не обн.	
MgO	19.07	18.47	19.07	18.14	18.37	11.93	32.57	32.14	45.56	45.46	45.32	19.92	
CaO	4.74	4.99	4.81	16.79	19.52	20.98	1.09	1.12	Не обн.	Не обн.	0.06	Не обн.	
Na ₂ O	0.1	0.14	0.17	1.99	1.04	0.28	0.19	0.16	»	»	Не обн.	0.97	
K ₂ O	0.05	0.06	0.05	0.02	0.03	0.01	0.04	0.05	»	»	»	9.3	
P ₂ O ₅													
Сумма	99.82	99.83	99.89	100.02	100.38	99.41	99.83	99.78	99.96	99.88	100.03	95.28	
Ba	0.119	2.31	7.74	1.21	22.02	0.449	0.126	15.6	0.212	0.074	8.94	993	
Rb	9.04	10.5	17.5	4.74	8.08	7.6	7.71	23.2	14.4	17.1	17.1	709	
Nb	0.41	0.667	1.2	0.362	3.1	3	0.1	0.896	0.071	0.046	4.25	17.7	
La	0.049	0.219	0.98	2.73	6.09	10.3	0.02	1.37	0.009	0.001	1.07	0.578	
Ce	0.36	0.6	2.64	9.62	16.1	37.8	0.079	1.45	0.011	0.007	3.19	0.01	
Sr	2.23	18.7	58.6	132.9	155.6	87.6	3.36	73	1.41	1.66	5.89	31.1	
Nd	1.16	1.26	2.43	7.51	10.6	30	0.071	0.531	0.006	0.003	0.44	0.155	
Zr	67.4	70.1	54.7	7.45	12.9	165	0.37	1.47	0.308	0.378	9.35	4.33	
Hf	1.97	1.92	1.86	0.413	0.74	6.86	0.012	0.045	Не обн.	Не обн.	0.127	0.443	
Sm	0.855	1.01	0.987	1.78	2.3	7.8	0.036	0.13	»	0.006	0.062	0.031	
Eu	0.433	0.458	0.527	0.472	0.758	2.31	0.011	0.119	0.003	0.002	0.055	6.37	
Ti	6360	6480	5550	2025	2396	9532	1094	1143	265	238	460	16700	
Dy	3.25	3.08	3.1	0.748	1.02	6.87	0.039	0.06	0.006	0.004	0.092	0.108	
Y	23.7	22.7	21.8	3.45	4.28	34.87	0.174	0.467	0.05	0.053	0.738	0.098	
Er	2.62	2.34	2.55	0.327	0.451	3.93	0.016	0.04	0.002	0.009	0.081	0.038	
Yb	2.58	2.23	2.64	0.223	0.397	3.6	0.015	0.02	0.005	0.006	0.104	0.009	
La _N /Yb _N	0.01	0.07	0.3	8.8	11	2.1	0.9	50.5	1.4	0.1	7.4	44	

Примечание. FeO* – все железо в форме FeO. ц – центральная часть в неизмененных блоках порфиороклат; кр – каймы порфиороклат в 50–100 мкм от края; саг – отделенный от главного зерна участок, окруженный необластами оливина; зак – закалочные зерна в участках плавления внутри порфиороклат граната; в скобках – номера анализов.

обеднена Nb, Zr и Hf и ее линия имеет четко выраженную положительную аномалию Ti. Изменение состава магматической жидкости L27 до L37 может быть объяснено частичным удалением из расплава таких мегакрист, которые обеднены LREE относительно HREE, а также обогащены Nb, Zr, Hf по сравнению с REE. В качестве таких фракционирующих фаз могут быть рассмотрены ильменит, гранат и циркон. Ильменит широко представлен в мегакристовой ассоциации в трубке Удачная [5], но его удаление из расплава L27 привело бы наряду с обогащением остаточного расплава LREE и разубоживанием Nb, Zr, Hf к резкому обеднению Ti. В первом приближении можно принять, что геохимическая эволюция расплава L27 до L37 могла быть обусловлена фракционированием мегакрист граната, близкого гранату 27, и циркона, так как удаление этих фаз приведет к обогащению остаточного расплава LREE и обеднению Nb, Zr, Hf с возможным накоплением Ti. За исключением Nb и Ti, линия расплава L37 исключительно близка линии базальтоидного кимберлита из трубки Удачная. Это может свидетельствовать о возможности геохимической эволюции базитового расплава, родоначального мегакристам, к протокимберлитовому расплаву, что не противоречит данным об изотопном родстве низкохромистых мегакрист кимберлитам [3]. Близкий толеитам E-MORB расплав L27 имеет необычные для них пики HFSE на фоне REE, что, по-видимому, указывает на обогащение глубинного источника расплава, давшего начало высокобарной ассоциации мегакрист, такими фазами, как титанат, рутил, циркон и Mg-перовскит [7, 8]. Возможное присутствие в глубинном источнике Mg-перовскита, в свою очередь, не исключает существования в ранней истории Земли магматического океана [8]. Развитие астеносферных расплавов в период кимберлитообразующего цикла могло быть инициировано мощными потоками глубинных флюидов [11].

Более низкие *PT*-параметры, рассчитанные по составам метасоматических кайм на первичных минералах и для закалочных фаз в участках плавления ксенолита, предполагают подъем породы с развитием интенсивных деформаций и активных метасоматических преобразований. Этому этапу отвечает кластез, полигонизация и перекристал-

лизация оливина и пироксенов с развальцеванием более твердых порфиороклат граната, а также развитие широкого ряда метасоматических минералов. Возрастание в реакционных каймах на гранате, пироксенах и оливине концентраций наиболее несовместимых редких элементов с некоторым отставанием от редких земель HFSE (рис. 1) предполагает преимущественно флюидную форму метасоматоза с высокой ролью CO₂ [12]. Богатые CO₂ флюиды возникали в астеносфере как остаточные после кристаллизации жидкостей базитового состава и могли играть важную роль в формировании кимберлитовых расплавов. Последующее частичное плавление породы развивается как следствие метасоматической подготовки и декомпрессии при подъеме.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64065, 03-05-65382).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Egorov K.N., Bogdanov G.R., Solovyjeva L.V. In: V Intern. Kimberlite Conf. Brasilia, 1991. P. 495–497.
2. Jones R.A. In: Mantle Xenoliths. Chichester: Wiley, 1987. P. 711–724.
3. Schulze D.J., Valley J.R., Bell D.R., Spicuzza M.J. // Geochim. et cosmochim. acta. 2002. V. 65. P. 4375–4384.
4. Griffin W.L., Smith D., Ryan C.G. et al. // Can. Miner. 1996. V. 34. P. 1179–1193.
5. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
6. Brey G.P., Kohler T. // J. Petrol. 1990. V. 31. № 6. P. 1353–1378.
7. Sun S., McDonough W.F. // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
8. Xie Q., McCuaig T.C., Kerrich R. // Chem. Geol. 1995. V. 126. P. 29–42.
9. Halliday A.N., Lee D.C., Tommasims N. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 379–395.
10. Hart S.R., Dunn T. // Contribs Mineral. and Petrol. 1993. V. 113. P. 1–8.
11. Летников Ф.А. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1262–1269.
12. Hauri E.H., Shimizu N., Dien J.J., Hart S.R. // Nature. 1993. V. 365. P. 221–227.