

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ДАЙКОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И КАРБОНАТИТОВ ЧЕТЛАССКОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

И. Л. Недосекова, О. В. Удоратина, Н. В. Владыкин, С. В. Прибавкин, Т. Я. Гуляева

Четласский дайковый комплекс субщелочных ультрабазитов, фенитов и карбонатитов находится на Среднем Тимане, в юго-восточной части Четласского камня, занимая площадь около 1000 км². Комплекс приурочен к Центрально-Тиманскому разлому, развитому в перикратонной зоне. Вмещающими породами являются терригенные и терригенно-карбонатные образования четласской (R_2) и быстринской (R_3) серий. Дайковые тела ультрабазитов трассируют разломы северо-восточного простирания, образуя дайковые поля, представляющие собой сгущения тел различной морфологии. Выявлено около 50 таких полей, в том числе наиболее крупные дайковые поля (Косьюское, Октябрьское, Верхне-Бобровское, Щугорское, Мезенское и др.), в которых насчитывается несколько тысяч тел, сложенных пикритами и лампрофирами. Ведущей формой залегания ультрабазитов являются крутопадающие дайки мощностью до 10–20 м (с раздувами до 40–70 м) и протяженностью до 3 км, а также жилы мощностью до 10 см и протяженностью до нескольких десятков метров. Контакты даек с вмещающими породами различны – как с развитием зоны закалки, так и с развитием зоны инъецирования. Характерной особенностью является невыдержанность даек по мощности – осложнение морфологии в виде раздувов и перегибов. Наиболее крупный раздув описан под названием массива р. Косью.

В тесной пространственной, структурной и временной связи с дайками ультрабазитов находятся щелочные метасоматиты (фениты, флогопитовые слюдиты, полевошпатовые метасоматиты) и карбонатиты с акцессорной редкометальной минерализацией – пироксеном, колумбитом, ильменорутилом, монацитом, а также гидротермальные гетит-полевошпатовые и кварц-гетит-гематитовые породы [3, 5]. Тела щелочных метасоматитов и карбонатитов локализованы в тектонических зонах северо-восточного простирания (в тех же, что и дайковые ультрабазиты), но, в отличие от ультрабазитов, они проявлены на отдельных участках с благоприятной структурно-тектонической обстановкой, а именно, в местах пересечения существенно песчаных пачек вмещающих пород быстринской серии разломами северо-восточного простирания. За счет осадочно-метаморфических пород быстринской серии (песчаников, алевролитов, в меньшей степени сланцев и филлитов) в этих участках возникали фениты – меланократовые и лейкократовые разности,

сложенные эгирином, щелочным амфиболом, микроклином и альбитом, часто карбонатизированные. По ультрабазитам последовательно развивались флогопитовые слюдиты, полевошпатовые метасоматиты и карбонатиты. При этом форма их тел часто полностью определяется морфологией тел ультрабазитов. Собственно флогопитовые слюдиты и наиболее крупные тела карбонатитов распространены преимущественно в Косьюской зоне разлома в районе массива (раздува дайки пикритов) р. Косью, где особенно интенсивно проявлены процессы метасоматоза и карбонатитообразования. Здесь же отмечаются штокверковые зоны гетит-полевошпатовых пород, которые тесно связаны с процессом карбонатитообразования, являясь его продолжением. Наиболее поздними являются кварц-гетит-гематитовые жилы, формирующие системы переплетающихся жил и прожилков северо-восточного простирания, пересекающие все породы массива.

Исследованием пикритов Четласского Камня в разное время занимались известные российские геологи – Ю.П. Ивенсен, В.Г. Черный в конце 1960-х гг. [3, 21], И.П. Илупин, Е.В. Францесон, В.И. Степаненко, И.А. Малахов – в 1980-х гг. (в связи с поисками коренных источников алмазов Тимана) [4, 5, 9, 15–19] и позднее А.Б. Макеев, В.Л. Андричев, Н.И. Брянчанинова [7, 8] и др.

Согласно петрохимическим и геохимическим исследованиям М.Н. Костюхина и В.И. Степаненко, среднетиманские пикриты близки к пикритовым порфирирам из автономных дайковых серий щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов (УЩК), а также неалмазоносным кимберлитам [5]. Гидротермально-метасоматические карбонатные образования Четласского комплекса по М.Н. Костюхину и В.И. Степаненко [5] близки к наиболее поздним карбонатитам близповерхностных и малоглубинных карбонатитовых комплексов щелочно-ультраосновной формации и сопоставимы с породами серицит-хлорит-анкеритовой фации карбонатитов по В.С. Самойлову [12].

Нами получены новые данные по петрохимии и геохимии (методом ICP MS) ультраосновных пород и карбонатитов Четласского комплекса. Изучены основные петрохимические тренды магматизма Четласского комплекса и проведено их сопоставление с петрохимической эволюцией гипабиссального (дайкового) щелочно-ультраосновного магматизма в комплексах формации УЩК (на приме-

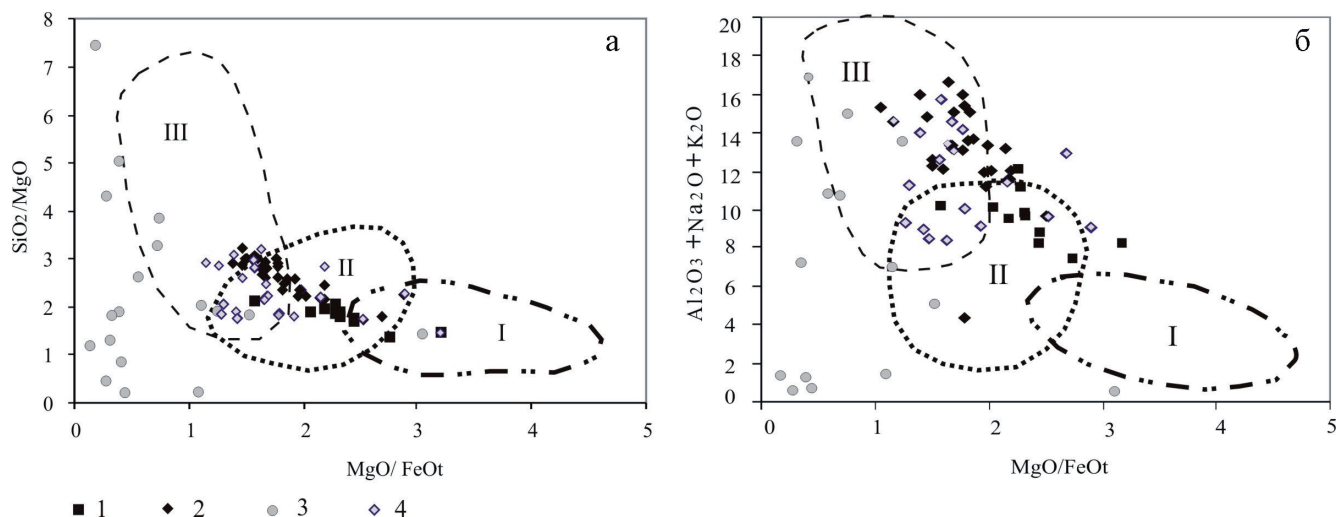


Рис. 1. Диаграммы SiO_2/MgO – MgO/FeO_t (а) и $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – MgO/FeO_t (б) для пикритов, лампрофиров и карбонатитов Четласского комплекса.

1 – пикриты [5], 2 – лампрофиры [8], 3 – карбонатиты, 4 – карбонатсодержащие лампрофиры ($\text{CO}_2 \geq 3\%$).

ре Карело-Кольской провинции) и с петрозволюцией кимберлитовых магм. Проведено сопоставление геохимических особенностей карбонатитов Четласского комплекса с карбонатитами главнейших формационных типов щелочно-ультраосновного магматизма (карбонатитового и кимберлитового).

Дайковые ультрабазиты Четласского комплекса представляют собой полнокристаллические породы порфировой и “миндалекаменной” структуры, содержащие вкрапленники фенокристов оливина (7–30% до 60%), клинопироксена (авгит–Тi-авгит) (5–40%), флогопита (5–30%), пойкилокристы флогопита в микролитовом флогопит-пироксеновом базисе. В базисе часто присутствует карбонат (до 20%), иногда апатит, гранат, амфибол. Наряду с вкрапленниками в породах отмечаются мегакристы оливина, ярко-зеленого клинопироксена и буровато-зеленого хромшпинелида, а также ксенолиты серпентинитов, серпентин-талковых пород, фениitizedированных гнейсов и кристаллических сланцев. Миндалины в ультрабазитах сложены агрегатом (альбит-апатит-гранат)-карбонатного состава. Акцессорные минералы ультрабазитов – бурый хромшпинелид, магнетит, апатит, гранат. Кроме вышеописанных, отмечены разновидности пород, которые наряду с фенокристами клинопироксена, флогопита и оливина содержат крупные пойкилокристы зеленовато-бурого амфибола (до 60%) с включениями пироксена. Базис в этих породах сложен микролитами клинопироксена и слюдыстым агрегатом (замещенным калишпатом?).

В наиболее мощных дайковых телах (в частности, на участке Косью) в ультрабазитах, содержащих вкрапленники оливина, клинопироксена и флогопита, а также мегакристы оливина и буровато-зеленой шпинели, базис сложен игольчатым синевато-зеленым амфиболом, карбонатом,

апатитом и тетраферрифлогопитом. Вкрапленники оливина замещены серпентином и карбонатом, а по краям зерен замещенного оливина образуется кайма, сложенная волокнистым амфиболом, тетраферрифлогопитом и магнетитом. К этим породам приурочены жилы кальцит-доломит-анкеритовых карбонатитов с редкометальной минерализацией.

Согласно номенклатуре ультраосновных дайковых пород [11] дайковые ультрабазиты Четласского камня идентифицируются как кальциево-щелочные лампрофиры спессартит-керсантитового ряда [7]. Наиболее магнезиальные члены дайковых ультрабазитов Четласского камня представляют собой субщелочные пикриты. Значительная часть пород Четласского комплекса представлена лампрофирами, содержащими в базисе наряду с флогопитом и пироксеном карбонат (от 5 до 30%), апатит, амфибол, гранат. Эти породы, согласно классификации ультрамафитовых лампрофиров [24], могут быть отнесены к айликитам – карбонатсодержащим лампрофирам, содержащим также оливин, пироксен, амфибол, флогопит, гранат, апатит, оксиды.

Карбонатиты развиты на отдельных участках, (в частности, на Бобровском и Косьюском). Они слагают жильные тела кальцит-доломит-анкеритового состава (чаще всего в приконтактной зоне даек ультрабазитов, но встречаются и на удалении от даек) и содержат слюды (флогопит-тетраферрифлогопит), амфиболы, эгирин, КПШ, альбит, иногда кварц. Внешние части тел карбонатитов сложены флогопитовыми метасоматитами (по лампрофирам) и полевошпатовыми метасоматитами и фенитами (по вмещающим кварцито-песчаникам). Карбонатиты содержат акцессорный пироксид, колумбит, монацит, ильменорутит, бастнезит, бадделейт, циркон, сфен, апатит, магнетит, ильменит, барит, торит, ортит.

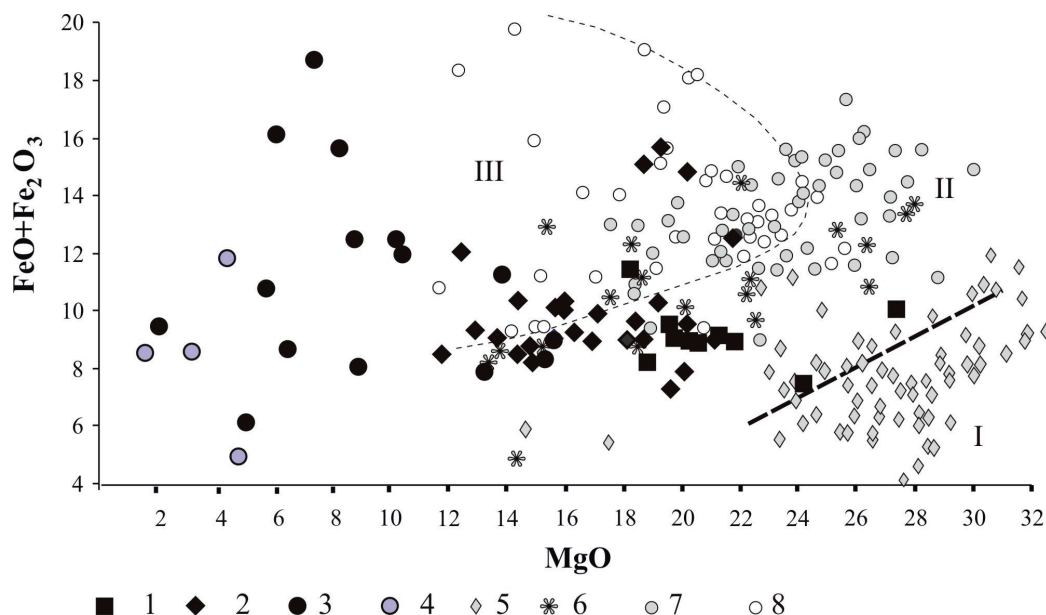


Рис. 2. Диаграмма $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ для пикритов, лампрофиров, фенитов и карбонатитов Четласского комплекса.

I – область составов алмазоносных кимберлитов, II – область составов неалмазоносных и убогоалмазоносных кимберлитов и пикритов (кимпикритов), III – область составов пикритов, ассоциирующих с щелочно-ультраосновными комплексами (альпикритов) [20]. 1–4 – Четласский комплекс: 1 – щелочные пикриты [5], лампрофиров [7], 3 – карбонатиты, 4 – фениты; 5 – алмазоносные кимберлиты; 6 – кимберлитовый цемент брекчий; 7 – интрузивные кимберлиты Анабарской синеклизы; 8 – пикритовые порфиры, ассоциирующие с щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами [2, 6].

Химический состав пикритов, лампрофиров и карбонатитов Четласского комплекса представлен на диаграммах $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{MgO}/\text{FeO}$, $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{MgO}/\text{FeO}$, предложенных для петрохимической типизации и формационной идентификации конвергентных щелочных ультраосновных магматитов, которые включают 1) алмазоносные кимберлиты; 2) неалмазоносные и убогоалмазоносные кимберлитовые пикриты (кимпикриты); 3) пикриты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами (породы пикрит-альнеитового ряда или альпикриты) [2, 20] (рис. 1, 2). На этих диаграммах наиболее магнезиальные члены ультраосновных вулканитов (собственно субщелочные пикриты) Четласского комплекса (18–27% MgO) находятся преимущественно в области кимпикритов, характеризуясь незначительными вариациями MgO/FeO_t (1.2–2.2), $\text{mg}\# = 62\text{--}78$ и SiO_2/MgO (1.4–2.1). По химическому составу они соответствуют умеренно щелочным пикритам ($\text{SiO}_2 - 35\text{--}40\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 1.1\text{--}2.6\%$) с калиевой направленностью ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 1.5\text{--}2.9$), отличаясь варьирующими (в целом, повышенными) содержаниями CaO (2.6–14%) и Al_2O_3 (6.0–9.8%).

Флогопитовые и амфиболовые лампрофиров (керсантиты и спессартиты) Тимана содержат меньшие количества MgO (12–18%), $\text{mg}\# = 51\text{--}70$ и более высокие $\text{SiO}_2 - 37\text{--}45\%$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3.0\text{--}5.7$ ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 1.2\text{--}9.1$), имея при этом близкие с пикритами содержания железа ($\text{FeO}_t - 7.5\text{--}15.5\%$).

На диаграммах они отличаются от пикритов более высоким отношением SiO_2/MgO (1.8–3.2) и находятся в области перекрытия полей кимпикритов и альпикритов (рис. 1а). Значительная часть лампрофиров, попадающих в область альпикритов, карбонатизирована. Наряду с этим необходимо отметить относительно высокие содержания Al_2O_3 (5–12%) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} - 0.14\text{--}2.0\%$; $\text{K}_2\text{O} - 1.2\text{--}4.16\%$) [7] в этих породах по сравнению с кимпикритами ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 1.56\text{--}5.84\%$; $\text{Na}_2\text{O} - 0.04\text{--}0.49\%$; $\text{K}_2\text{O} - 0.36\text{--}2.46\%$) [20]. По высоким содержаниям Al_2O_3 и щелочей лампрофиров Тимана соответствуют альпикритам, ассоциирующим с карбонатитовыми комплексами УЩК (рис. 1б). При этом пикриты Тимана имеют калиевую направленность ($\text{Na}/\text{K} = 0.1\text{--}0.7$) и миаскитовый коэффициент агпатитности ($K_{\text{агп}} = 0.54\text{--}0.99$).

От пород автономных пикрит-лампрофировых дайковых серий (пикрит-альнеитового, пикрит-мончикитового, пикрит-нефеленинового и мончикит-камptonит-нефелининового рядов) щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов (УЩК) Четласский комплекс ультраосновных-основных вулканитов отличается тем, что в нем представлены более магнезиальные разновидности субщелочных пикритов по петрохимическим и геохимическим особенностям близкие кимпикритам (жильным кимберлит-пикритам) (рис. 1–3). При этом, дайковые ультрабазиты Четласского комплекса соответствуют ранним и средним членам

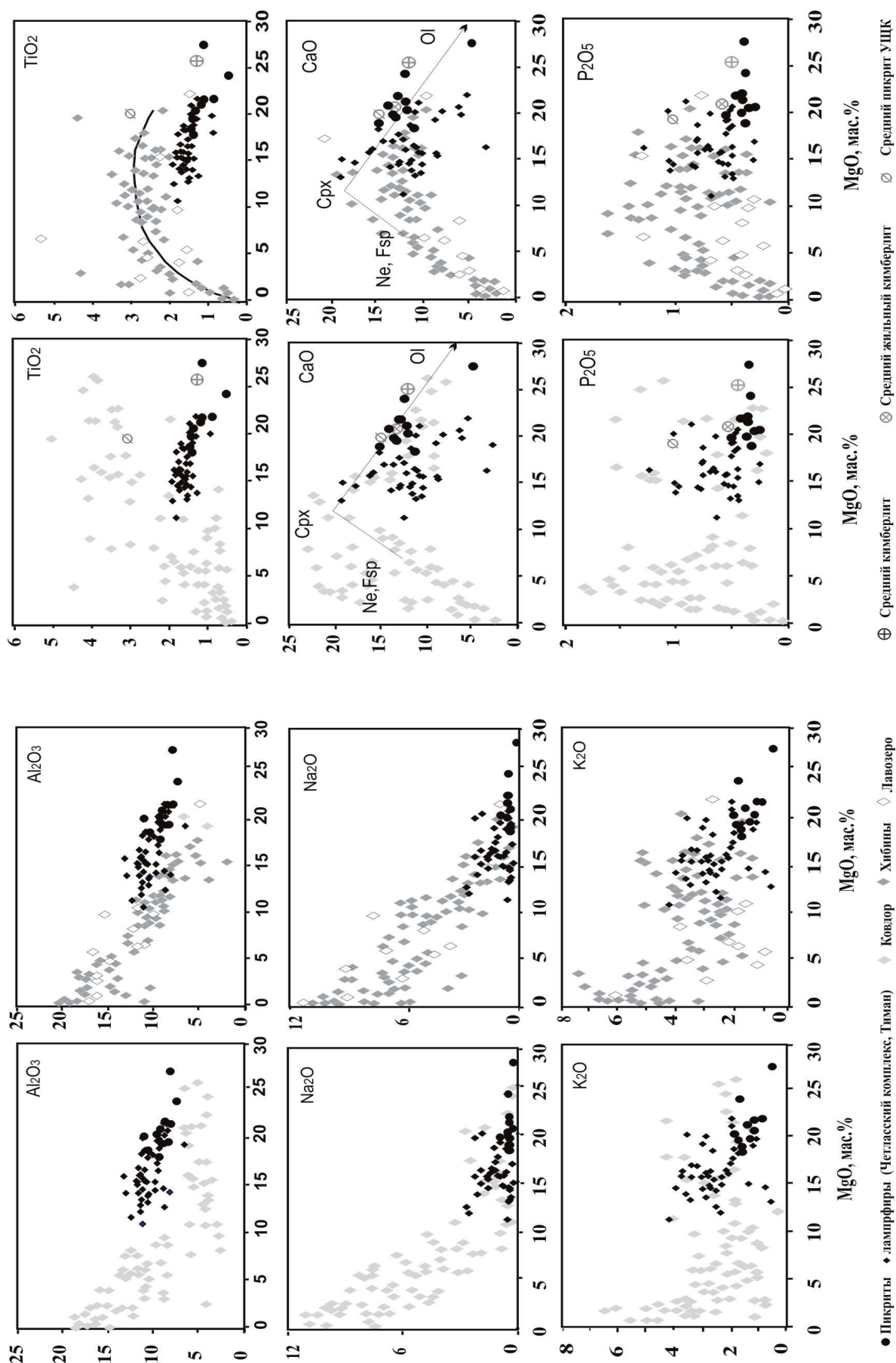


Рис. 3. Зависимость содержания петрогенных элементов (мас. %) от содержания MgO (мас. %) для щелочных ультраосновных пород Четласского комплекса (пикритов и ламприфов) и щелочных дайковых пород УЩК (Карело-Кольская провинция) [1]. Для сравнения на диаграмме представлены средние составы кимберлитов, жильных кимберлитов (или кимберлит-пикритов), а также составы пикритов УЩК [20].

Таблица 1. Содержание редких элементов в ультрабазитах, фенитах, айлиитах и карбонатах Четласского ком плекса, (г/т)

Компоне- ты	Ультрабазиты			Фениты			Айлииты					REE-карбонаты					Карбонатные прожилки в фенитах			
	1	2	3	4	5	6	11	15	16	17	7	8	9	10	18	19	20			
	1284	1342-2	T-461a	T-401/1	T-409	T-432	1270-1	T-450	T-412	1224/2-1	1387-2	1374	1389	Тим-3	1276-1	1228-4	1385/21			
Sc	27	22	23	75	59	27	22	20	4	15	н/о	0.35	12	4	5	1.0	1.5			
Ti	7760	8216	3600	1710	8600	н/о	8216	1400	400	4845	54	34	5599	300	400	69	34			
V	195	222	100	191	99	38	222	86	5	135	4	4	185	5	19	60	3			
Cr	1511	484	486	79	191	905	484	381	49	895	9	22	187	9	11	3	8			
Co	50	51	29	8	7	30	51	25	48	45	1	8	44	24	6	7	14			
Ni	364	235	299	24	30	319	235	286	192	466	38	8	110	9	12	93	16			
Cu	61	80	33	16	6	4	80	51	23	46	7	4	78	45	5	3	43			
Zn	46	53	139	285	198	97	53	116	52	50	39	106	124	25	7	9	65			
Rb	104	191	37	54	44	191	191	30	63	99	0.49	0.45	54	4	11	0	1			
Sr	407	1169	2396	119	50	824	1169	2154	1312	447	9732	7043	1063	4232	61	2475	3838			
Y	14	22	3	10	3	8	22	5	5	23	101	9	20	12	33	4	95			
Zr	100	82	45	497	288	40	82	51	5	92	30	8	96	5	10	3	4			
Nb	71	110	53	424	108	42	110	46	6	75	4	3	262	22	7	0.3	20			
Mo	1.80	2.64	16	4	1.63	0.83	3	5	26	0.34	8	65	53	41	1.34	н/о	5			
Cs	5	7	0.47	0.14	0.20	8	7	0.23	0.22	11	9	9	12	0.13	0.63	0.04	0.22			
Ba	884	1780	395	96	123	5324	1780	285	294	613	563	1596	2518	9607	74	41	629			
La	54	84	253	868	236	126	84	406	182	49	281	3727	3397	14573	116	71	1960			
Ce	107	156	434	1918	462	247	156	681	289	91	278	4126	4227	17212	222	89	2879			
Pr	11	17	39	183	43	23	17	58	25	9.8	28	277	305	1013	22	6.0	238			
Nd	41	62	117	643	140	77	62	167	74	36	93	768	764	2286	81	16.5	641			
Sm	6	8	10	55	13	8	8	13	6	6	14	39	47	100	13	1.4	53			
Eu	1.8	2.5	2.2	10	2.5	3	2.5	2.7	1.45	2	5	7	9	19	3	0.4	11			
Gd	5	7	5	21	4.9	5	7	7	4	6	14	22	23	58	11	1.0	36			
Tb	0.54	0.93	0.30	1.02	0.30	0.56	0.93	0.37	0.30	0.91	2.51	0.95	1.67	1.78	1.51	0.10	3			
Dy	3	5	1.09	3	1.08	2.5	5	1.44	1.4	6	19	3	7	6	6.3	0.63	21			
Ho	0.58	0.93	0.17	0.53	0.16	0.39	0.93	0.23	0.23	1.08	4.4	0.48	1.04	0.74	1.14	0.12	4			
Er	1.48	2.23	0.31	1.04	0.38	0.88	2.23	0.49	0.46	3.01	13	1.13	2.38	1.21	2.46	0.36	11			
Tm	0.19	0.31	0.05	0.13	0.06	0.12	0.31	0.07	0.06	0.43	1.68	0.15	0.30	0.11	0.31	0.05	1.65			
Yb	1.24	1.85	0.37	1.12	0.60	0.88	1.85	0.58	0.42	2.84	8.50	0.57	1.33	1.15	1.83	0.39	10			
Lu	0.18	0.26	0.07	0.17	0.11	0.14	0.26	0.10	0.06	0.42	0.93	0.09	0.18	0.13	0.28	0.07	1.45			
Hf	2.58	1.87	1.66	19	10.0	1.15	1.87	1.61	0.16	2.32	0.42	0.94	3.02	0.37	0.27	0.05	0.19			
Ta	3	5.35	0.76	1.69	1.23	0.83	5	0.31	0.09	3.7	0.10	0.06	10	0.08	0.28	0.00	0.06			
Pb	3	11	17	215	5	4	11	7	5	6	205	18	26	9.1	2.63	2.8	29			
Th	9	37	13	79	18	17	37	15	10	45	51	36	82	112	1.21	1.4	165			
U	2	4	0.51	0.50	0.30	0.83	4	0.95	0.28	0.48	1.50	0.21	2.69	0.30	0.88	0.06	6			

Компо- ненты	Ультрабазиты			Фениты			Айлики					REE-карбонаты					Карбонатные прожилки в фенитах			
	1	2	3	4	5	6	11	15	16	17	7	8	9	10	18	19	20			
REE+Y TR _{Ce} /TR _Y Eu/Eu* La/Yb	1284	1342-2	T-461a	T-401/1	T-409	T-432	1270-1	T-450	T-412	1224/2-1	1387-2	1374	1389	Тим-3	1276-1	1228-4	1385/21			
	247	371	867	3716	906	503	371	1342	590	239	865	8981	8805	35285	514	191	5967			
	9	8	79	95	82	25	11	92	49	4.5	4	240	153	435	8	28	120			
	0.94	0.97	0.82	0.77	0.80	1.3	1.0	0.77	0.85	1.0	1.0	0.67	0.72	0.70	0.83	1.08	0.74			
Y/Ho	247	371	678	777	390	142	492	696	432	17	33	6505	2549	35285	63	191	6645			
Ni/Co	23	23	19	20	21	21	25	20	21	21	23	18	20	16	29	31	22			
Sr/Ba	7	5	10	3	4	11	3	11	4	10	29	1	2	0.41	2	14	4			
Nb/Ti	0.46	0.66	6	1.2	0.4	0.2	0.7	8	4	0.7	17	4	0.4	0.44	0.8	60	0.44			
Nb/Ta	0.01	0.01	0.01	0.25	0.01		0.02	0.03	0.02	0.02	0.07	0.09	0.05	0.07	0.02	0.005	0.03			
Zr/Hf	20	21	70	250	88	51	13	149	72	20	37	50	25	279	27	87	22			
	39	44	27	26	29	35	49	31	34	40	72	9	32	14	35	56	43			

Примечание. Анализ редких элементов выполнен методом ICP-MS (ИГТ УрО РАН, Екатеринбург, 2010 г. и в ИГ СО РАН, г. Иркутск, 2009 г.). 1–3 – ультрабазиты Четласского комплекса: 1 – керантит с мегакристами Crx и Sp, 2 – Вt-пикрит, 3 – карбонатизированный пикрит; 4–6 – фениты: 4 – полевошпат-амфиболовый фенит, 5 – полевошпат-кварцевый фенит, 6 – биотитовый фенит; 7–10 – айлики: 11–14 – REE-карбонаты: 11 – кальцит-апатитовый прожилки, 12–14 – анкерит-доломитовые карбонаты (с апатитом, флогопитом, хлоритом, иногда кварцем); 15–17 – карбонатные прожилки в фенитах. Т-450, 1389 и так далее – номера образцов.

пикрит-лампрофировых серий УЩК, не достигая максимальных содержаний глинозема, щелочей, титана, кальция и фосфора, и, как следствие, не содержат мелилита и фельдшпатоидов, характерных для карбонатитовых комплексов УЩК. Также необходимо отметить более низкие содержания Ti и более высокие содержания Al₂O₃ в лампрофитрах Тимана по сравнению с лампрофитами соответствующей магнезиальности из дайковых серий Карело-Кольской провинции (см. рис. 3).

Содержания петрогенных и редких элементов в ультрабазитах, карбонатитах, айликидах и фенитах Четласского комплекса приведены в табл. 1 и иллюстрируются на рис. 4–6.

Геохимическое исследование карбонатсодержащих пород Четласского комплекса показало широкое развитие айлицитов – карбонатсодержащих пород группы лампрофитов, которые по содержанию редких элементов близки, но не идентичны карбонатитам кимберлитовых ассоциаций [20, 24] и также несколько отличаются от классических карбонатитов различных формационных типов. Они характеризуются довольно высокими содержаниями Ni (20–460 г/т), Co (7–87 г/т), Cr (50–895 г/т) (рис. 5а, б) и пониженными Ba (280–1780 г/т), Sr (447–2150 г/т), Nb (6–110 г/т), REE (175–1240 г/т) (рис. 6) по сравнению с карбонатитами различных формационных типов. На диаграммах Co–Ni и Cr–Ni эти породы занимают промежуточное положение между составами кимберлит-карбонатитов и составами классических карбонатитов ультраосновных щелочных комплексов и комплексов “линейно-трещинных зон” [10]. Индикаторные отношения Sr/Ba, Nb/Ti, Ni/Co (которые используются для различия конвергентных карбонатных пород, связанных с ультраосновным щелочным магматизмом – карбонатитов формации УЩК и карбонатитов кимберлитовой формации [20]) в айликидах также имеют промежуточные значения.

Так для них характерны несколько более высокие отношения Ni/Co (3–11) и более низкие Nb/Ti (0.005–0.04) по сравнению с карбонатитами ((Ni/Co – 0.5 и 1.25), (Nb/Ti – 0.14 и 0.12) – соответственно для средних составов карбонатитов Карело-Кольской провинции и среднего карбонатита формации УЩК [20]). Отношение Sr/Ba в них обычно низкие (0.3–1.1), близкие таковым в лампрофитах Четласского комплекса. Лишь в отдельных пробах айлицитов Четласского комплекса Sr преобладает над Ba, и Sr/Ba отношение достигает более высоких значений (Sr/Ba = 4–8), характерных для карбонатитов малоглубинных и вулканических комплексов [13].

Суммарное содержание TR в айликидах и лампрофитах Четласского комплекса близки между собой и варьируют от 175 до 1340 г/т (рис. 6а). Спектры распределения REE в айликидах обычно близки спектрам лампрофитов (рис. 6а). Лишь в амфиболсодержащих айликидах с максимальным со-

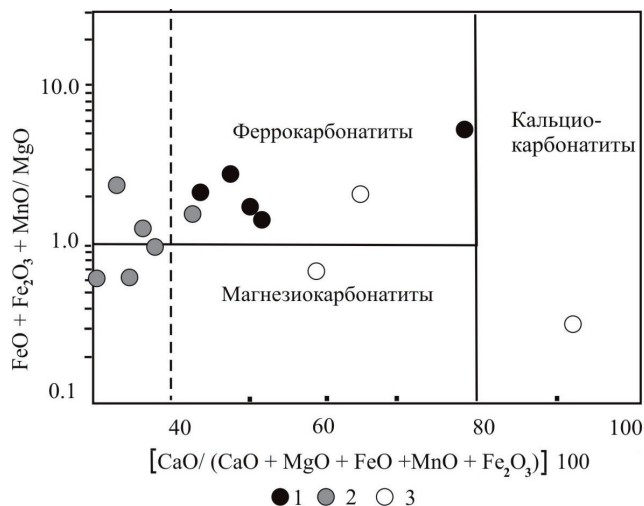


Рис. 4. Составы карбонатов Четласского комплекса на классификационной диаграмме (мас. %) [25]. 1 – REE-карбонаты, 2 – айликиты, 3 – поздние карбонатные прожилки.

держанием карбоната (вероятно, наиболее поздние разности) отмечается более низкое содержанием HREE (рис. 6б) и соответственно, высокие отношения La/Yb (696–1900) и TR_{Ce}/TR_{Y} (92–185). Значение Eu/Eu^* в лампрофирах (0.96–0.89) и айликитах (1.1–1.0) Четласского комплекса близко к 1 (что характерно для первично мантийных систем) и лишь в поздних разностях карбонатсодержащих пород Eu/Eu^* снижается до 0.85–0.77.

Кроме того, на Косьюском участке установлены собственно карбонаты, имеющие высокие и силь-

но варьирующие содержания Ba (1600–9600 г/т), Sr (1060–9700 г/т), Nb (до 300 г/т), REE (8800–35300 г/т) и более низкие содержания Ni (8–110 г/т), Co (1–44 г/т), Cr (9–187 г/т), которые сопоставимы с классическими карбонатами поздних стадий карбонатитообразования (рис. 5, 6г). Для них характерны более высокие отношения Nb/Ti (0.05–0.09) и низкие Ni/Co (0.41–2) по сравнению с лампрофирами и айликитами. При этом Sr/Ba отношение в них варьирует довольно значительно (от 0.4 до 17), перекрывая диапазон значений характерных и для айликитов и для карбонатов. Для карбонатов характерны экстремально высокие содержания LREE и отношения La/Yb (6500–35200) и TR_{Ce}/TR_{Y} (150–435) при очень низких содержаниях HREE. Можно также отметить уменьшение отношений Zr/Hf , Y/No , Eu/Eu^* (0.67–0.85) в карбонатах Четласского комплекса относительно лампрофиров и айликитов, что характерно для заключительных стадий карбонатитообразования [14] и флюидно-гидротермальных карбонатных систем [22].

Таким образом, сопоставление петрохимических трендов магматизма Четласского комплекса с петрохимической эволюцией гипабиссального (дайкивого) щелочно-ультраосновного магматизма в комплексах формации УЩК и с петроэволюцией кимберлитовых магм показало, что дайковый ультраосновной магматизм Тимана близок ранним и средним стадиям автономных пикрит-лампрофировых серий, ассоциирующих с ультраосновными щелочными комплексами, отличаясь прежде всего отсутствием фельдшпатоидов, более низкими содержаниями Ti, P и более высокими – Al, а также присут-

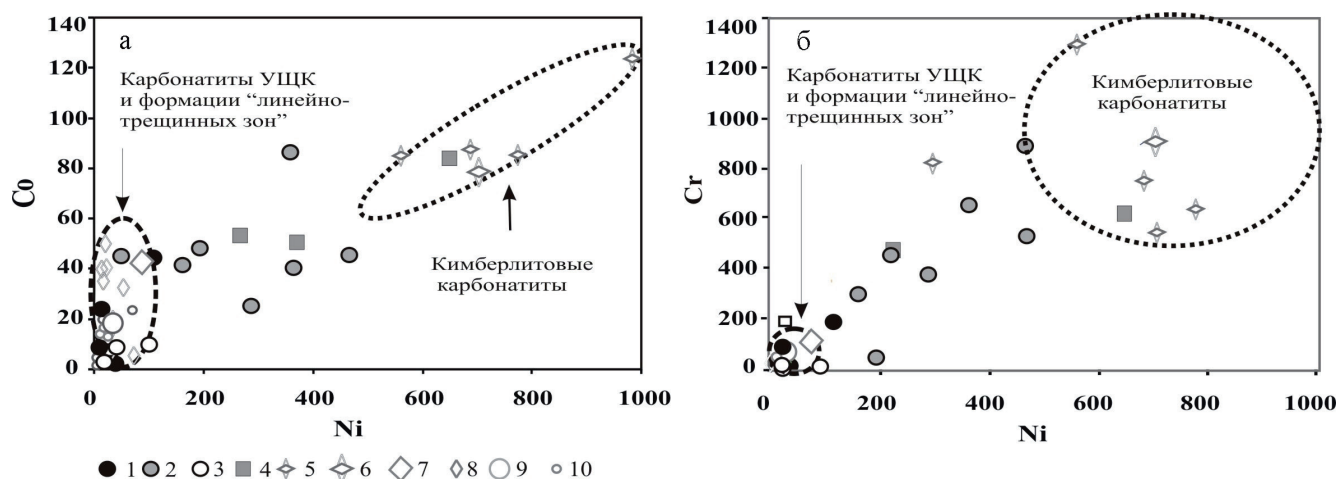


Рис. 5. Диаграммы Ni-Co (а) и Ni-Cr (б) (г/т) для карбонатов Четласского комплекса. Для сравнения на диаграммах приведены составы карбонатов основных формационных типов – кимберлитового, формации Na-щелочных комплексов, K-щелочных комплексов и формации “линейно-трещинных зон”.

1–4 – породы Четласского комплекса: 1 – REE-карбонаты, 2 – айликиты, 3 – карбонатные прожилки в фенитах, 4 – пикриты и лампрофиры; 5 – карбонаты, ассоциирующие с кимберлитами (Якутия), 6 – средний кимберлитовый карбонатит [20]; 7 – средний состав карбонатов K-щелочных комплексов [13]; 8–9 – карбонаты Na-щелочных комплексов: 8 – формации УЩК, Карело-Кольская провинция [13], 9 – средний состав магнезиокарбонатита [25]; 10 – формации линейно-трещинных зон, Ильмено-Вишневогорский комплекс [10].

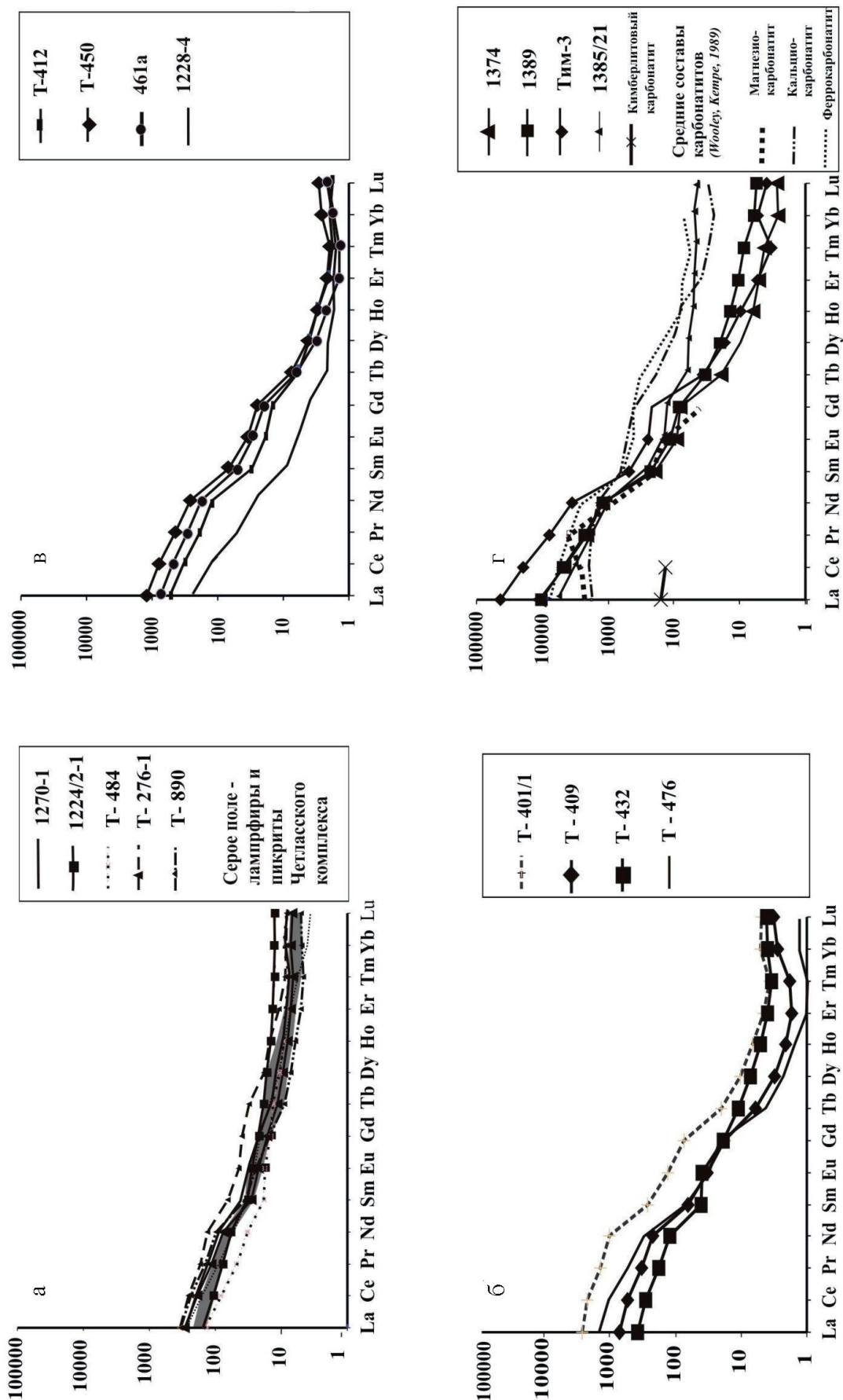


Рис. 6. Хондритнормализованное распределение REE в породах Четласского комплекса.

а – пикриты, лампрофилы и аилиты; б – фениты; в – амфибол-карбонатные и карбонатные прожилки; г – REE-карбонаты.

ствием более магнезиальных разновидностей субщелочных пикритов, близких кимпикритам. Геохимическое исследование карбонатсодержащих пород Четласского комплекса показало присутствие айлицитов – карбонатсодержащих пород группы лампрофиров, которые характеризуются высокими содержаниями Ni, Co, Cr и пониженными Ba, Sr, Nb, REE по сравнению с карбонатитами различных формационных типов. Кроме того, в Четласском комплексе на отдельных участках (массив Косью) установлены анкерит-доломитовые карбонатиты (часто с оливином и флогопитом), имеющие высокие и сильно варьирующие содержания Ba (1600–9600 г/т), Sr (1060–9700 г/т), Nb (до 300 г/т), REE (8800–35300 г/т), которые сопоставимы с классическими карбонатитами поздних стадий карбонатитообразования. Айликиит-карбонатитовые ассоциации обычно не связаны со щелочными комплексами и представляют собой первичные прямые мантийнообразованные богатые карбонатом магмы [23].

Авторы выражают глубокую признательность коллективу лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН за выполнение минералогических и геохимических исследований.

Работа выполнена по целевой программе междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2009–2011 года, гранта РФФИ 09-05-00911-а и программ ОНЗ РАН № 2 № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 244 с.
3. Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Каннин. Л.: Наука, 1964. 126 с.
4. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.
5. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
6. Лапин А.В. К проблеме взаимоотношения карбонатитов, кимберлитовых пород и пикритовых порфиров // Петрология и геохимия кимберлитовых расплавов на ранних этапах эволюции. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. С. 70–99.
7. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.
8. Макеев А.Б., Андреичев В.Л., Брянчанинова Н.И. Возраст лампрофиров Среднего Тимана: первые Rb-Sr данные // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 1. С. 94–97.
9. Малахов И.А., Любимцева Ю.П. Использование редкоземельных элементов для определения генетической принадлежности кимберлитов и пикритов Тимана и Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов: тез. Всес. симп. Хромтау. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 152–155.
10. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый Комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геол. руд. мест. 2009. Т. 51, № 2. С. 157–181.
11. Петрографический кодекс (магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2008. 194 с.
12. Самойлов В.С. Карбонатиты (фашии и условия образования). М.: Наука, 1977. 290 с.
13. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.
14. Самойлов В.С., Смирнова Е.А. Поведение редкоземельных элементов в процессе карбонатитообразования и некоторые аспекты генезиса карбонатитов // Геохимия. 1980. № 12. С. 1844–1858.
15. Степаненко В.И. Особенности геологического строения и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 29. 1979. С. 52–61.
16. Степаненко В.И. Геохимия докембрийских гидротермально-метасоматических образований Среднего Тимана // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 34. 1981. С. 25–34.
17. Степаненко В.И. Карбонатитовый комплекс Среднего Тимана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. н. Свердловск, 1982. 24 с.
18. Степаненко В.И., Суханов Н.В. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатитов Среднего Тимана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 3. С. 699–702.
19. Францессон Е.В., Черная И.П. Кимберлиты Среднего Тимана // Методы крупномасштабного прогноза месторождений алмазов. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 182. 1983. С. 53–63.
20. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты. М.: НИА-Природа, 2005. 540 с.
21. Черный В.Г. Генетические типы редкометальных руд, связанных с ультраосновной-щелочной магматической формацией на Тимане // Метасоматизм и рудообразование. Л.: Наука, 1972. С. 205–206.
22. Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
23. Mitchell R.H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites // The Canadian Mineralogist. 2005. V. 43, P. 2049–2068.
24. Rock N.M.S. The nature and origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnoites and Allied Rocks // J. Petrology. 1986. № 27. P. 155–196.
25. Wooley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions and element distributions // Carbonatites: genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1–14.