

**SR-ND-C-O ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОВ
ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА И
КУРТИНСКОЙ ЗОНЫ (Ю. УРАЛ)****И.Л. Недосекова, С.В. Прибавкин, П.А. Серов, Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина**

Геохимические исследования, проведённые ранее для карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (ИВК), посвящены вопросам их редкометальной специфики, рудоносности, фациальной принадлежности, сопоставлению с платформенными карбонатитами ультраосновных щелочных комплексов (УЩК), а также вопросам источников их вещества [Еськова и др., 1964; Еськова, 1976; Кононова и др., 1979; Гинзбург, Самойлов, 1983; Самойлов, 1984; Самойлов, Роненсон, 1987; Недосекова, 1989, 2004; Левин др., 1997; Золоев и др., 2004; Недосекова и др., 2005]. Установлено сходство общей картины поведения редких и редкоземельных элементов при процессах карбонатитообразования в Ильмено-Вишневогорском комплексе и в комплексах формации УЩК. Наряду с этим охарактеризованы геохимические особенности карбонатитов ИВК, вероятно, связанные с их несколько иной генетической природой по сравнению с карбонатитами ультраосновной щелоч-

ной формации. Изучена геохимия разнофациальных карбонатитов ИВК. Определен изотопный состав С, О, S для карбонатитов ИВК, на основании которого сделан вывод о глубинном (вероятно, мантийном) источнике их вещества.

Нами получены первые данные по изотопии Sr и Nd, а также новые данные по изотопии С и О для карбонатов из карбонатитов различных структурных этажей ИВК – интрузивного (Вишневогорский миаскитовый массив, корневые и апикальные части – зона 147) и надинтрузивного субкомплексов (жила 125 в фенитах Вишневогорской свиты и Булдымский гипербазитовый массив). Методом ICP-MS изучены составы карбонатов ИВК – кальцитов и доломитов из карбонатитов различных структурных этажей и фациальных типов.

Кроме того, аналогичные изотопные и геохимические данные нами получены для кальцитов из карбонатных жил Слюдяногорского комплекса, относительно недавно отнесенных

к карбонатитам [Белковский, 1994; Белковский и др. 1999; Левин и др., 1997]. Карбонатные жилы Слюдяногорского комплекса обнаружены на восточной периферии Уфалейского блока, в метаморфических породах Куртинской высокобарической зоны (амфиболитах, эклогитах, кварцитах, гранит-мигматитах, мусковитовых пегматитах, жилах гранулированного кварца) и содержат акцессорные редкометалльные минералы – фергусонит, титановый колумбит, ферсмит, циркон, монацит, ксенотим [Белковский и др., 1999]. Основанием для отнесения их к карбонатитам являются наличие акцессорной редкометальной минерализации и высокие концентрации Sr, TR, Ba, V, P, Nb. До настоящего времени для этих пород не имелось детальных геохимических и изотопных характеристик.

Карбонатиты интрузивного субкомплекса ИВК отобраны в корневой и эндоконтактовой апикальной части Вишневогорского массива миаскитов (рудная зона 147 Вишневогорского месторождения ниобия). Карбонатиты корневой части интрузива представлены пробами 354, 355. Пробы 354, 355 – крупнозернистые кальцитовые карбонатиты с биотитом, образующие шпир среди жильных миаскитов корневой зоны Вишневогорского миаскитового массива (скальный врез по тракту в 6,5 км южнее г. Вишневогорска). В пр. 354 присутствуют кристаллы циркона размером до 5 мм. Карбонатиты апикальной части представлены ранними и поздними карбонатитами. Ранние карбонатиты I (Пр. 329) – брекчиевидные мелкозернистые кальцитовые карбонатиты, содержащие более крупные обломки кристаллов полевого шпата, нефелина, биотита и акцессорные пироксиды, апатит, ильменит, магнетит, пирротин, пирит. Поздние карбонатиты II (Пр. 331) – крупнозернистые кальцитовые карбонатиты с биотитом и значительным количеством апатита. Эти карбонатиты слагают крупное тело мощностью около 2 м в замке складки миаскитов внутри Вишневогорского массива (полевошпатовый карьер на г. Долгой).

Карбонатиты надинтрузивного субкомплекса ИВК отобраны из метаморфического обрамления миаскитовой интрузии – из фенитов по гнейсам вишневогорской толщи (жила 125) и из гипербазитов Булдымского массива, залегающего в 100 м к северо-западу от Вишневогорского миаскитового массива среди вмещающих гнейсов вишневогорской толщи. Проба 348 и ОТ-3 – крупнозернистый кальцитовый

карбонатит с пироксеном, амфиболом и апатитом, формирующий жилы с раздувами в экзоконтакте миаскитового массива среди фенитов. Пробы 915, Т-16, 1021, 154 взяты из жил в гипербазитах Булдымского массива. Ранние карбонатиты представлены пробами 915, Т-16 – доломит-кальцитовыми карбонатитами с рихтеритом, тетраферрифлогопитом, пироксидом, магнетитом, пирротином, пиритом, залегающими в виде протяженных зональных тел в гипербазитах Булдымского массива. Поздние карбонатиты представлены пробами 154 и 1021 – доломитовыми разновидностями карбонатитов с флогопитом (или хлоритом) и винчитом, образующими менее мощные жильные тела в гипербазитах. Проба 154 содержит акцессорный эшинит, магнетит и монацит, проба 1021 – акцессорный монацит.

Карбонатиты Слюдяногорского комплекса отобраны из жил гранулированного кварца, залегающих среди докембрийских мигматизированных амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов Куртинской зоны (карьер жилы 175). Жило- и шширообразные тела среднезернистых кальцитовых пород максимально распространены в теле гранулированного кварца. Пробы 369, 370 – среднезернистые и мелкозернистые кальцитовые породы, содержащие кристаллы амфиболов, пироксенов и слюд, ориентированных параллельно контактам жил. Контакты жил с кварцем резкие, реакционные взаимоотношения представлены тонкими (первые миллиметры) каймами пироксена, эпидота, амфибола. Из акцессорных минералов отмечены апатит, магнетит, ильменит, ильменорутил, сульфиды.

Геохимия редких и редкоземельных элементов

Содержания редких и редкоземельных элементов в карбонатитах и слагающих их карбонатах из различных структурных этажей ИВК (интрузивного и надинтрузивного), а также в карбонатных породах и кальцитах Слюдяногорского комплекса приведены в табл. 1, 2 и представлены графически на рис. 1. Определение концентраций элементов (всего 35 элементов) осуществлялось в ИГГ УрО РАН с помощью кислотного разложения геологического материала и последующего масс-спектрометрического окончания на tandemном анализаторе высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме HR/ICP-MS Element 2 [Ронкин и

Содержания редких элементов в карбонатах ИВК и Слюдорудника (г/т)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№пр	354	329	331	348	Г - 16	154	1021	РС-369	РС-370
Li	2,85	5,23	9,41	2,40	18,20	0,09	3,48	3,07	3,99
Rb	51,90	115,78	28,86	1,69	52,00	0,41	0,12	5,57	24,55
Cs	0,28	0,82	0,65	0,03	0,83	0,02	0,02	0,15	0,40
Be	0,39	0,19	0,20	0,23	1,28	0,55	0,63	0,67	0,33
Sr	9247	12340	21981	16498	9547	6611	3796	5220	1798
Ba	3053	710,2	281,8	542,2	484,0	233,2	302,2	47,71	158,7
Sc	3,14	2,27	2,80	1,18	5,79	1,15	1,88	6,09	10,94
Ti	1946	1745		136				95,74	27380
Cr	25,03	24,48	38,05	11,08	138,00	23,43	35	4,11	86,24
V	60,76	14,55	133,87	12,30	67,00	7,67	51,25	8,03	86,60
Mn	2075	7267		10304				6094	4863
Co	4,33	4,72	10,14	7,35	6,70	16,31	6,62	4,61	41,34
Ni	10,93	3,03	2,69	33,36	12,68	12,50	30,29	8,47	66,98
Cu	14,99	12,81	8,46	14,67	23,90	19,66	23,68	32,39	81,99
Zn	32,40	98,26	84,56	13,39	88,00	46,52	8,36	27,56	180,44
Y	97,57	106,47	72,70	138,88	62,00	92,58	73,98	660,84	412,57
Zr	109,46	20,80	6,79	4,72	42,30	23,78	36,55	0,87	4,32
Hf	1,19	0,42	0,22	0,26	0,51	0,43	0,046	0,15	0,36
Nb	56,72	876,60	98,13	872,03	930,00	87,85	14,84	1,21	410,26
Ta	1,67	4,59	0,07	3,25	1,24	0,08	0,14	0,11	6,26
Pb	4,89	20,95	12,44	60,76	22,87	23,27	58,56	18,08	5,76
Th	3,08	18,75	13,98	2,81	22,30	680,63	1418,3	0,03	0,64
La	370,51	522,62	926,35	849,63	577,43	2285,0	18959	4,15	3,28
Ce	641,31	786,49	1512,8	1176,7	1022,2	4092,3	25500	10,55	10,44
Pr	70,00	73,35	121,32	141,45	5807,0	179,71	913,4	1,78	1,98
Nd	221,30	203,01	385,12	433,86	18013	542,64	2273	10,12	11,77
Sm	30,83	26,51	58,31	50,55	3801	70,08	167,6	6,12	8,47
Eu	8,95	7,57	15,79	11,80	9,74	34,46	28,81	1,59	1,91
Gd	25,48	24,25	42,68	42,69	28,20	65,14	87,15	16,21	20,58
Tb	3,04	2,86	6,00	4,93	4,31	10,08	11,09	5,05	6,07
Dy	15,40	15,69	31,26	26,14	22,88	60,50	45,76	51,29	51,38
Ho	3,10	3,36	5,82	5,85	5,01	10,74	6,57	17,41	12,99
Er	7,97	9,49	15,76	16,25	14,54	22,91	12,31	64,97	40,05
Tm	1,08	1,42	2,10	2,34	2,20	3,00	1,31	11,78	6,62
Yb	6,66	9,60	13,74	15,00	15,40	16,48	6,23	93,59	47,87
Lu	0,97	1,45	2,21	2,39	2,37	2,04	0,77	16,90	7,90
Sr/Ba	3	17	78	30	20	28	12	109	11
ΣTR+Y	1504	1540	3212	3155	2042	7487,6	48087	972,4	643,9
TRce/ TRy	8,33	9,30	15,7	10,5	11,9	25,9	195	0,036	0,062
La/Yb	55,6	54,4	67,4	56,6	37,5	138,7	3045	0,0	0,0
δEu	0,94	0,95	0,93	0,76	0,87	1,53	0,65	0,46	0,42

Примечание. 1-7 – карбонаты ИВК: 1-3 – интрузивный субкомплекс (Вишневогорский массив); 4 – надинтрузивный субкомплекс (жила 125), 5-7 – надинтрузивный субкомплекс (Булдымский массив); 8-9 – Слюдяногорский комплекс. Анализы выполнены методом ICP-MS, г. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2004-2005 г.

Состав редких элементов в карбонатах ИВК и Слюдорудника (г/т)

№	Кальциты					Доломиты			Кальцит
	1	2	3	4	5	6	7	8	
№ пр.	329К	331К	355К	354К	ОТЗК	154D	1021D	3311D	ПС-369К
Li	0,10	0,05	0,03	0,20	0,16	0,44	0,82	1,10	0,39
Rb	1,16	0,17	0,04	7,35	0,19	0,37	0,30	0,51	0,48
Cs	0,03	0,00	0,00	0,08	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04
Be	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,06	0,35	0,02	0,03
Sr	8905	32012	16101	17186	21218	9097	5334	8373	6734
Ba	10,96	176,56	698,68	1480,12	945,40	25,42	96,02	38,90	23,41
Sc	0,82	2,87	7,46	5,28	0,97	1,34	1,13	1,71	2,43
Ti	1,91	10,28	5,72	26,44	16,37	41,27	23,28	73,51	63,78
V	0,11	0,34	0,54	0,69	0,37	1,50	0,99	3,31	0,40
Cr	1,03	1,77	0,57	2,85	3,02	7,38	7,78	17,27	1,56
Mn	6068	10398	4049	3996	11350	13760	2502	18655	7594
Ni	20,01	8,13	7,92	629,00	45,67	204,27	122,88	127,67	47,19
Co	0,18	0,87	0,88	0,80	0,94	21,64	10,81	16,09	2,41
Cu	11,88	2,11	1,69	1,51	1,28	4,30	1,75	3,09	2,38
Zn	6,25	6,68	6,26	180,67	36,41	959,98	25,06	81,52	19,66
Y	47,77	237,11	227,09	216,41	281,79	110,75	71,28	35,94	1046
Zr	0,02	0,24	0,09	6,64	0,54	1,30	1,08	1,32	2,16
Nb	2,55	1,32	0,44	4,36	0,34	44,95	5,38	3,62	0,24
Hf	0,01	0,09	0,09	0,18	0,09	0,07	0,04	0,05	0,23
Ta	0,01	0,03	0,03	0,15	0,03	0,02	0,02	0,03	0,07
Pb	1,63	17,30	12,89	8,89	118,44	28,78	24,11	12,40	22,93
Th	0,09	0,07	0,56	1,02	0,10	41,71	15,30	0,26	0,30
La	78,44	1083,42	824,04	749,10	1149	319,99	180,54	191,48	5,88
Ce	130,63	1757,7	1375,1	1087,9	1532,5	568,96	309,59	325,42	12,25
Pr	13,59	171,76	146,31	135,96	170,81	61,45	31,06	32,46	2,48
Nd	46,73	533,30	497,03	368,29	509,21	181,47	93,22	91,05	13,11
Sm	7,99	61,40	65,79	50,89	52,51	24,47	12,63	11,77	7,26
Eu	2,50	17,00	18,33	14,67	13,16	6,26	3,39	2,90	1,83
Gd	7,51	56,54	56,14	44,41	48,43	21,49	11,66	10,20	19,05
Tb	1,04	6,47	6,83	5,32	5,91	2,59	1,49	1,14	6,35
Dy	5,87	34,28	36,10	27,52	33,26	14,47	8,41	5,91	67,60
Ho	1,32	7,35	7,35	5,70	7,61	3,19	1,96	1,26	23,78
Er	3,55	20,15	19,21	14,57	21,75	9,34	5,66	3,62	106,00
Tm	0,52	2,80	2,57	2,03	3,38	1,42	0,84	0,53	20,34
Yb	3,58	18,71	16,22	12,89	23,61	9,43	5,63	3,70	154,44
Lu	0,55	3,05	2,44	1,87	4,12	1,49	0,87	0,61	31,24
ΣTR+Y	351,6	4018	3300	2737	3856	1336	738,2	717,9	1519
TRce/ TRY	3,9	11,1	7,8	9,4	8	6,7	5,8	10,40	0,03
La/Yb	22	58	51	58	49	34	32	52	0,04
δEu	0,97	0,87	0,9	0,92	0,78	0,82	0,84	0,79	0,45
Sr/Ba	812	181	23	12	22	358	56	215	288

Примечание. 1-8 – кальциты и доломиты ИВК: 1-4 – интрузивный субкомплекс; 5 – надинтрузивный субкомплекс (жила 125); 6-8 – надинтрузивный субкомплекс (Булдымский массив); 9 – кальцит Слюдяногорского комплекса. $\delta Eu = KiEu/0,5(KiSm + KiGd)$, где Ki – коэффициент концентрации редкоземельного элемента относительно его содержания в хондрите.

др., 2005]. Погрешность мультиэлементного анализа не хуже $\pm(8-10)\%$ отн. при содержании элемента больше 10-20 предела его обнаружения.

По данным ICP MS, карбонатиты ИВК имеют одновременную обогащенность редкими элементами – Sr, Ba, TR и значительные вариации Nb, Zr, Ti, V, Th, сходные со среднемировыми составами карбонатитов (рис. 1) [Woolley, Kempe, 1989]. На спайдер-диаграммах карбонатиты ИВК формируют две группы, различающиеся по содержаниям Sr и TR и соответствующие ранним и поздним карбонатитам, выделенным ранее в интрузивном субкомплексе [Недосекова и др., 2005]. В обеих группах присутствуют карбонатиты как интрузивного, так и надинтрузивного субкомплексов. На рис.1 ранние карбонатиты ИВК обозначены залитыми значками, поздние – не залитыми условными знаками.

Карбонатиты корневой части интрузива (Пр. 354) по содержаниям Sr (9247 г/т) и TR + Y (1500 г/т), а также по низким индикаторным отношениям $TRce/TRy=8$, $La/Yb=55$, $Nb/Ta=34$ и $\delta Eu=0.94$, близки ранним карбонатитам I апикальной части (Пр. 329). Лишь содержания Ba в них более высокие (3053 г/т). Поздние карбонатиты II интрузивного субкомплекса (Пр. 331) отличаются от ранних высокими содержаниями Sr (21980 г/т) и TR+Y (3212 г/т) при высоких индикаторных отношениях $TRce/TRy=15,7$, $La/Yb=67$, $Nb/Ta=1310$, $Sr/Ba=78$ и по этим признакам схожи с карбонатитами III надинтрузивного субкомплекса, залегающими в фенитах (Пр. 348) и в гипербазитах Булдымского массива (Пр. 153). В Булдымском массиве отмечаются и карбонатиты, близкие по геохимическим характеристикам ранним карбонатитам I интрузивного субкомплекса (Пр. Т-16). Наиболее поздние доломитовые карбонатиты Булдымского массива (Пр. 154) имеют максимальные содержания TR + Y (7487 г/т) и Th (680 г/т), концентрируя их в виде самостоятельных фаз – монацита и эшинита. Для них характерно максимальное преобладание легких редких земель над тяжёлыми

($TRce/TRy=26-195$ и $La/Yb=139-3045$), а также высокие значения и значительные вариации Nb/Ta, Zr/Hf и Sr/Ba отношений. В них отмечается значительная отрицательная аномалия $\delta Eu = 0,65$, характерная для наиболее поздних дифференциатов карбонатитовых серий [Самойлов, Смирнова, 1980].

Кальциты ранних и поздних карбонатитов ИВК по содержанию микропримесей также различны. Кальциты ранних карбонатитов I содержат Sr (8905 г/т), Ba (11 г/т), $\Sigma TR + Y$ (352 г/т), что почти на порядок меньше, чем в более поздних карбонатитах II. Для них характерны минимальные отношения $La/Yb=22$ и $TRce/TRy=4$ (табл. 2). Содержания Sr в них близки кальцитам ранних карбонатитов карбонатитовых комплексов УЩК [Самойлов, 1984; Wall, Zaitsev, 2004]. Кальциты ранних карбонатитов I обеднены микропримесными элементами относительно пород карбонатитов, что предполагает наличие в карбонатитах значительных количеств минеральных фаз, концентрирующих эти

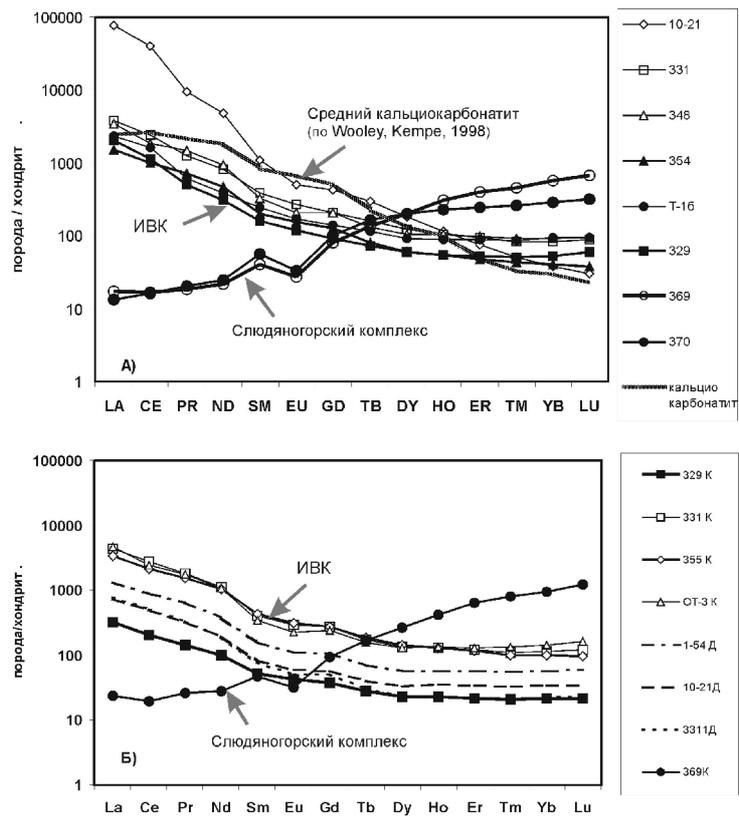


Рис. 1. Спайдер-диаграммы, показывающие распределение редкоземельных элементов в карбонатитах (А) и карбонатах (Б) ИВК и Слюдяногорского комплекса. Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту [Evensen et al., 1978]. Номера проб соответствуют приведённым в таблицах 1, 2. Серой линией показан состав среднего кальциокарбоната по [Woolley, Kempe, 1989]. Залитые условные знаки – ранние карбонатиты ИВК, не залитые условные знаки – поздние карбонатиты ИВК.

элементы (апатита и пироклора). Кроме того, необходимо отметить высокое значение δEu (0,97-0,92) в кальцитах ранних карбонатитов, близкое к δEu миаскитов.

Кальциты поздних карбонатитов II, III имеют максимальные содержания $\Sigma\text{TR}+\text{Y}$ (3800-4018 г/т), Sr (21200-32000 г/т), значительные вариации Ba (176-945 г/т), несколько превышающие содержания в породах карбонатитов что свидетельствует о преимущественном вхождении этих элементов в кальциты на этих стадиях карбонатитообразования. Характерно снижение $\delta\text{Eu} = 0,87-0,78$ в кальцитах карбонатитов I, II по сравнению с ранними карбонатитами I как интрузивного, так и надинтрузивного субкомплексов.

Необходимо отметить, что содержание Sr в кальцитах поздних карбонатитов ИВК на порядок выше, чем в кальцитах карбонатитов УЩК (1400-1700 г/т Sr), в результате чего в Ильмено-Вишневогорском комплексе отсутствует концентрирование стронция в виде самостоятельных минералов на заключительных стадиях карбонатитообразования, как это происходит в комплексах УЩК. Характерна также обогащенность кальцитов ИВК редкими землями ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 350-4000$ г/т) и особенно – тяжелыми редкими землями ($\text{TRce}/\text{TRy} = 4-11$) относительно карбонатитов УЩК $\Sigma\text{TR}+\text{Y}=440-2100$ г/т и $\text{TRce}/\text{TRy} = 8-32$) [Самойлов, 1984; Балашов, Пожарицкая, 1968]. Эти особенности кальцитов ИВК отражают общую специфику Ильмено-Вишневогорского комплекса относительно карбонатитовых комплексов УЩК, вероятно связанную с особенностями процессов генерации и дифференциации щелочных магм.

Доломиты поздних карбонатитов IV по сравнению с кальцитами содержат меньше $\Sigma\text{TR}+\text{Y}$ (738-1336 г/т), Sr (5330-9097 г/т), Ba (25-96 г/т) и больше Th, Ti, V, Cr, Ni, иногда Mn (см. табл. 2). Меньшая изоморфная ёмкость доломитов по сравнению с кальцитами способствует образованию собственных минералов TR (монацита и эшинита) в поздних карбонатитах IV. Для доломитов IV характерно меньшее по сравнению с кальцитами $\text{TRce}/\text{TRy} = 5,8-6,7$ и $\text{La}/\text{Yb} = 32-34$, тогда как для доломитов и кальцитов из карбонатитов III соотношение лёгких и тяжёлых редких земель одинаково.

Карбонатные породы Слюдяногорского комплекса имеют повышенные содержания Sr (1798-5220 г/т), $\Sigma\text{TR} + \text{Y}$ (644-972 г/т), Nb (до 410 г/т), V (до 86 г/т), по этим параметрам удовлетворяя геохимическим критериям карбонати-

тов [Гинзбург, Самойлов, 1983]. Однако, содержания некогерентных элементов, в том числе и вышеперечисленных, в карбонатных жилах Слюдяногорского комплекса несколько ниже, чем в среднем для кальциокарбонатитов [Wooley, Kempe, 1989] и чем во всех разновидностях карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (см. рис. 1, табл.1). Исключение составляют Sr, ΣTR и Ti, концентрации которых достаточно близки средним для кальциокарбонатитов. Содержания тяжёлых редких земель ($\text{TRy} = 600-937$ г/т, при $\text{Y}=412-660$ г/т) значительно превышают средние для кальциокарбонатитов, тогда как для карбонатитовых трендов дифференциации характерно накопление лёгких лантаноидов относительно тяжёлых и Y (обычно $\Sigma\text{TRce}/\Sigma\text{TRy} \geq 4$). Карбонатные жилы Слюдяногорского комплекса обогащены тяжелыми редкими землями относительно лёгких в 10-30 раз ($\text{TRce}/\text{TRy} = 0,036-0,062$). Линии на спайдер-диаграммах, отражающие распределение редких земель в кальцитовых породах Слюдорудника, имеют крутой наклон, противоположный карбонатитам. Спектр редких земель имеет значительную отрицательную европиевую аномалию ($\delta\text{Eu} = 0,42-0,46$).

Кальцит из карбонатных жил Слюдяногорского комплекса также имеет высокие содержания Sr (6730 г/т), TR (1520), Ti (г/т), Mn (7600 г/т) и тяжёлых редких земель ($\text{TRy} = 1443$ г/т, в том числе Y(1046 г/т)). Как и в породах карбонатных жил, в кальците тяжелые редкие земли преобладают над легкими в тех же соотношениях ($\text{TRce}/\text{TRy} = 0,03$) (табл. 2).

Геохимия изотопов

Изотопные данные по Sr, Nd, C и O получены для пород и минералов (кальцита, доломита, амфибола, флогопита) карбонатитов из различных структурных этажей ИВК (интрузивного и надинтрузивного), а также для кальцитов Слюдяногорского комплекса (табл. 3).

Определение изотопного состава Sr и Nd в карбонатах было выполнено в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики – ст.н.с. Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина и инж. О.Ю. Попова). Исходные навески разлагались с помощью 3 % CH_3COOH в тефлоновых стаканах при комнатной температуре. Хроматографическое выделение Sr выполнялось с помощью катионита AG-50x8, 200-400 меш. Выделение Nd осуществлялось в два этапа, на первом, в составе

**Изотопные Sm – Nd, Sr, C – O данные
для пород и минералов карбонатитов ИВК и Слюдорудника**

№ п/п	Проба	Минерал	Sr	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$(\epsilon\text{Sr})_t$	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right]_t$	$(\epsilon\text{Nd})_t$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
1	329К	кальцит	12340	0,70361	-5,3	8,0	46,7	0,10336	0,512533	0,512235	3,20	-7,1	7,9
2	331К	кальцит	21982	0,70359	-5,6	58,3	385	0,09150	0,512507	0,512243	3,40	-7,0	7,6
3	354К	кальцит	9247	0,70356	-6,0	50,8	368	0,08510	0,512460	0,512219	2,90	-6,3	7,7
4	3311	карбонатит				42,0	314	0,08091	0,512168	0,511935	-2,7		
5	3311К	кальцит				52,1	391	0,08048	0,512172	0,511940	-2,6	-7,8	8
6	3311	амфибол				0,46	2,95	0,09476	0,512187	0,511914	-3,1		5,8
7	3311Д	доломит	8373	0,70455	8,0	8,1	64,1	0,07611	0,512166	0,511947	-2,4		
8	915К	кальцит	10279	0,70440	5,9	39,3	292	0,08138	0,512164	0,511929	-2,8	-8,2	8,2
9	154Д	доломит	9097	0,70447	6,9	24,5	181	0,08150	0,512292	0,512057	-0,3	-7,4	9,2
10	1021Д	доломит	5334	0,70450	7,3	12,6	93,2	0,08190	0,512341	0,512105	0,7	-8,2	10,4
11	ОТ-3К	кальцит	21218	0,70470	10,2	52,5	509	0,06186	0,512076	0,511896	-3,4	-8,5	7,5
12	369К	кальцит	6734	0,70375	-4,9	7,3	13,1	0,33658	0,512299	0,511539	-12,8	-6,5	7,5

Примечание. Изотопные отношения Nd, Sr нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ и $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Погрешности значений (2σ) для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают 0,01 %, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,002 %. Первичное отношение изотопов неодима для карбонатитов ИВК рассчитано на возраст 440 млн лет [Kramm et al., 1983; Чернышев и др., 1987], для карбонатных жил Слюдорудника – на 345 млн лет [Белковский, 2004]. Величины ϵNd и ϵSr рассчитаны относительно однородного хондритового резервуара CHUR. Изотопный состав C и O определен в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ РАН, г. Владивосток, 2005 г. 1-3 – интрузивный субкомплекс (Вишневогорский массив); 4-10 – надинтрузивный субкомплекс (Булдымский массив); 11 – надинтрузивный субкомплекс (жила 125); 12 – Слюдяногорский комплекс.

суммы редких земель (путем ступенчатого элюирования, катионит AG-50x8, 200-400 меш), а затем методом экстракционной хроматографии на колонках, заполненных ионитом, синтезированным из ди (2-этилгексил) ортофосфорной кислоты (HDEHP) и политрехфторхлорэтилена (KEL-F). Все химические процедуры выполнялись в специальном стерильном производственном помещении [Ронкин и др., 2005] с использованием посуды и реактивов, прошедших дополнительную очистку. Измерение изотопного состава осуществлялось с помощью мультиколлекторного твердофазного прецизионного масс-спектрометра Finnigan MAT262 в статическом режиме. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормировались по величинам $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ соответственно. Внешний контроль погрешностей регистрируемых отношений выполнялся путем измерения аттестованных стандартов МТИ и La Jolla. Холостые содержания Sr и Nd не превышали 70 и 90 pg соответственно.

Измерения изотопного состава Nd и Sm в минералах и породах карбонатитов Булдым-

ского массива были выполнены также в Геологическом Институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Измерения проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Измеренные отношения были нормализованы с помощью отношения $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0,511833. За период измерений средние значения по стандартам LaJolla ($N = 11$) = 0,511833±6 (2σ) и JNd1 ($N = 44$) = 0,512074±8 (2σ). Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Nd равно 0,3 нг и 0,06 нг по Sm.

Измеренные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в кальцитах и доломитах могут рассматриваться как первичные, так как в них низкие Rb/Sr отношения. Первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах и минералах рассчитаны на возраст 440 млн лет, полученный при датировании карбонатитов и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса [Чернышев и др., 1987; Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983].

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах и минералах карбонатитов ИВК

находятся в интервале, типичном для пород с мантийным источником (табл. 3). Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70356-0,70361) в кальцитах подинтрузивного и интрузивного субкомплексов ИВК близки и несколько ниже по сравнению с карбонатитами надинтрузивного субкомплекса (0,70440-0,70470). Первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51222-0,51224, ϵNd (440) = 2,9-3,4) в кальцитах интрузивного субкомплексов ИВК выше, чем в кальцитах (0,51189-0,51194, ϵNd (440) = -2,6 ÷ -3,4 и доломитах (0,512105-0,512057, ϵNd = 0,65 ÷ -0,28)) надинтрузивного субкомплекса. Низкие первичные отношения неодима устанавливаются в амфиболах ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0,51191, ϵNd = -3,08).

На диаграмме ϵNd - ϵSr точки карбонатитов ИВК лежат на воображаемой линии DMM – EM₁ и образуют 2 группы, различающиеся по первичному отношению изотопов стронция и неодима (рис. 2). Первая группа характеризуется низкими величинами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, максимальным первичным отношением ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i

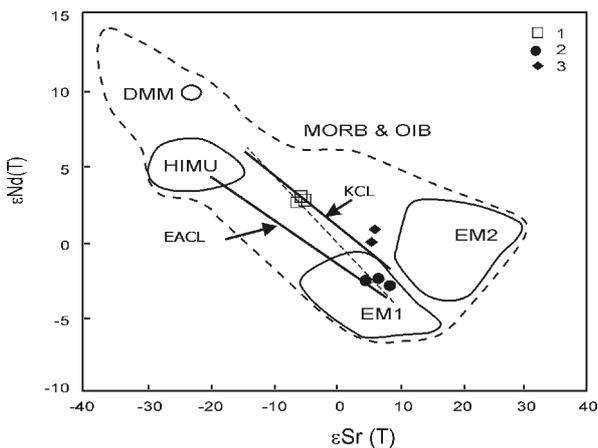


Рис. 2. Диаграмма ϵSr (Т) и ϵNd (Т) для карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса. Для сравнения на диаграмме показаны линия Кольских карбонатитов (KCL) [Kramm, 1993] и линия Восточно – Африканских карбонатитов (EACL) [Bell, Petersen, 1991] и мантийные резервуары DMM, HIMU, EM1, EM2, а также MORB&OIB [Hofman, 1997; Zindle, Hart, 1986]. Прямая пунктирная линия – линия Кольских карбонатитов, представлена без учёта массива Вуориярви. Необходимо отметить, что линии карбонатитов построены для разновозрастных комплексов, поэтому только наклон линий может быть использован для сравнения.

1 – карбонатиты интрузивного и надинтрузивного субкомплексов (кальцитовые карбонатиты, Вишневогорский массив); 2-3 – карбонатиты надинтрузивного субкомплекса: 2 – доломит – кальцитовые и кальцитовые (Булдымский массив и жила 125), 3 – доломитовые карбонатиты (Булдымский массив).

с положительным ϵNd = +2,9 ÷ +3,4 и представлена карбонатитами Вишневогорского массива (интрузивный субкомплекс). Вторая группа характеризуется более высокими величинами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), более низким неодимовым отношением ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i с отрицательными значениями ϵNd = -2.4 ÷ -3.4 и представлена карбонатитами Булдымского массива и жилы 125 (надинтрузивный субкомплекс). При этом доломитовые карбонатиты Булдымского массива несколько отличаются по составу ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) от доломит-кальцитовых, имея одинаковое с ними $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение (рис. 2).

Положение точек карбонатитов ИВК на диаграмме ϵNd – ϵSr в виде обособленных групп указывает на несколько фаз внедрения карбонатитов, различающихся по изотопному составу. Линия карбонатитов ИВК, показывающая их положение на ϵNd - ϵSr -диаграмме, по наклону близка линии карбонатитов Кольского полуострова, показывая смешение двух мантийных резервуаров DM и EM1, и отличается от линии Восточно-Африканских карбонатитов, в формировании которых предполагается значительное участие HIMU-компонента [Zaitsev, Bell, 1995]. Изотопные характеристики карбонатитов надинтрузивного субкомплекса (Булдымского массива и жилы 125) близки мантийному источнику EM 1 с модельным Sm-Nd возрастом $T_{\text{DM}} = 1000-1500$ млн лет. Карбонатиты Вишневогорского массива, вероятно, имеют более деплетированный источник вещества и модельный возраст $T_{\text{DM}} = 800-1000$ млн лет.

Состав изотопов С и О в карбонатитах ИВК иллюстрируется на рис. 3. Большинство фигуративных точек разместилось в пределах мантийного квадрата по [Javoy, Pineau, 1986] и первичных магматогенных карбонатитов – PC I [Keller, Hoefs, 1995] и PC II [Ray, Ramesh, 2000]. По данным В.А. Кононовой с соавторами [1979], изотопный состав О и С для кальцитов ИВК удивительно гомогенен ($\delta^{18}\text{O} = 6,4-8,5$ ‰, среднее $\delta^{13}\text{C} = -7,3$) на всем протяжении 150 километровой щелочной полосы ИВК, что свидетельствует о глубинном источнике его происхождения и незначительности обменных процессов с вмещающими породами.

По нашим данным, величины $\delta^{13}\text{C}$ (-6,3 ÷ -7,1 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (7,6-7,9 ‰) в кальцитах карбонатитов интрузивного субкомплекса ИВК показывают незначительные, но систематические отличия от карбонатов надинтрузивного комплекса $\delta^{13}\text{C}$ (-7,4 ÷ -8,5 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (7,5-10,5 ‰), что

согласуется с данными Sr-Nd изотопии и подтверждает выделение двух групп карбонатов, различающихся изотопным составом исходных магм.

Повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах надинтрузивного субкомплекса (Булдымский массив и жила 125) не может быть связано с влиянием вмещающих пород, так как значения $\delta^{13}\text{C}$ в них, напротив, понижается. Можно предположить, что карбонаты Булдымского массива соответствуют начальным выплавкам карбонатитовых магм. Смещение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ поздних доломитовых карбонатитов (рис. 3) в область повышенных значений относительно ранних доломит-кальцитов соответствует тренду релеевского изотопного фракционирования, происходящего при кристаллизационной дифференциации карбонатитового расплава с образованием относительно обедненных ^{13}C и ^{18}O твердых фаз и отделением флюидной фазы, обогащенной этими изотопами [Pineau et al., 1973; Ray, Ramesh, 2000]. Доломитовые карбонаты могут рассматриваться в качестве более поздних дифференциатов карбонатитовых магм.

Амфибол и флогопит из карбонатов Булдымского массива имеют $\delta^{18}\text{O}$ (соответственно 5,8 и 5,4 ‰), очень близкие мантийным значениям ($5,5 \pm 0,5$ ‰), и также могут рассматриваться в качестве неконтаминированных продуктов карбонатитообразования.

Изотопные данные, полученные для одной пробы кальцита из карбонатных жил Слюдяногорского комплекса, подтверждают наличие глубинного мантийного источника, по своим изотопным параметрам отличающегося от источников карбонатитов ИВК. Содержания изотопов Sr, C и O в нём близки карбонатитам ИВК ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70356$, $\delta^{18}\text{O} = 7,5$, $\delta^{13}\text{C} = -6,5$) (см. рис. 3), однако $(\epsilon\text{Nd})_{345} = -12,8$ имеет низкое отрицательное значение, характерное для обогащенной мантии типа EM1 и очень редко встречающееся в карбонатитовых комплексах. Изотопные данные для карбонатных жил Слюдяногорского комплекса мы рассматриваем как предварительные, нуждающиеся в дополнительном изучении.

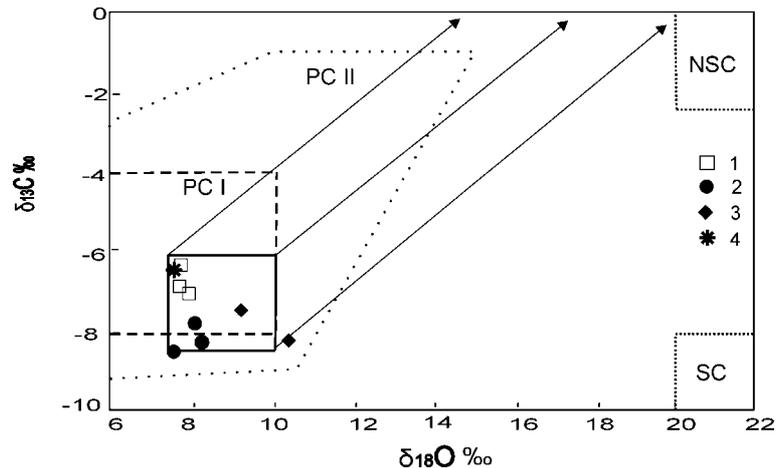


Рис. 3. Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатах ИВК и Слюдорудника.

1 – из карбонатитов интрузивного и подинтрузивного субкомплексов (Вишневогорский массив); 2-3 – карбонаты надинтрузивного субкомплекса: 2 – доломит-кальцитовые и кальцитовые (Булдымский массив и Ж. 125), 3 – доломитовые карбонаты (Булдымский массив); 4 – карбонатные жилы Слюдорудника.

Поля составов: PC I – первичные карбонаты [Keller, Hoefs, 1995]; PC II – первичные карбонаты [Ray, Ramesh, 2000]; NSC – морских нормально – осадочных карбонатов [Salomons, 1975]; SC – почвенных карбонатов [Salomons, 1975].

Сплошная жирная линия – мантийный квадрат с линиями трендов дифференциации карбонатитов по [Yavoy, Pineau, 1986].

Выводы

1. В карбонатах ИВК на всех структурных уровнях (интрузивном и надинтрузивном) устанавливаются ранние и поздние карбонаты, различающиеся геохимическими особенностями (содержаниями Sr, TR + Y, соотношением легких и тяжелых редких земель, La/Yb, Nb/Ta отношениями), а также δEu , являющимся индикатором дифференциации карбонатитовых серий. От ранних к поздним карбонатитам ИВК происходит накопление Sr (от 9250 до 22000 г/т), TR + Y (от 1500 до 7500 г/т), Nb (от 56 до 930 г/т), легких лантаноидов относительно тяжелых (TRce/TRy увеличивается от 8 до 26, La/Yb – от 37 до 139) и снижение δEu (от 0,95 до 0,76), что соответствует известным трендам дифференциации карбонатитовых магм.

2. Кальциты ранних и поздних карбонатитов ИВК более контрастно, чем породы, различаются содержаниями Sr, TR + Y и Ba. Ранние кальциты обеднены этими элементами, поздние – обогащены. Для ранних кальцитов характерно отсутствие европиевой аномалии ($\delta\text{Eu} = 0,97-0,92$), в поздних кальцитах всегда отмечается отрицательная аномалия европия ($\delta\text{Eu} = 0,87-0,78$). Кальциты карбонатитов ИВК имеют высокие со-

держания Sr (до 32000 г/т) и TR + Y (до 4000 г/т), значительно превышающие их содержания в кальцитах карбонатитов УЩК. Сохраняется преобладание легких редкоземельных элементов над тяжелыми, характерное для трендов дифференциации щелочных магм и карбонатитов ($TR_{Ce}/TR_{Y} \geq 4$). При этом отмечается обогащенность кальцитов ИВК тяжелыми редкими землями ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 4-11$) относительно кальцитов УЩК ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 8-32$), что иллюстрирует несколько иной тренд дифференциации для редких земель, реализующийся при кристаллизации миаскитовых магм.

3. Карбонатные породы Слюдяногорского комплекса имеют повышенные содержания Sr (1798-5220 г/т), $\Sigma TR + Y$ (644-972 г/т), Nb (до 410 г/т), V (до 86 г/т), а также Ba, P, Ti, Zr, Hf, по этим параметрам удовлетворяя геохимическим критериям карбонатитов [Гинзбург, Самойлов, 1983]. Кальциты также обогащены Sr (6730 г/т) и TR + Y (1540 г/т), что также характерно для карбонатитов. Однако, содержания вышеперечисленных элементов, за исключением Sr, $\Sigma TR + Y$ и Ti, несколько ниже, чем в среднем для кальциокарбонатитов [Wooley, Kempe, 1989] и чем во всех разновидностях карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса. В отличие от карбонатитов УЩК и карбонатит-нефелин-сиенитовой формации, для которых характерно накопление легких лантаноидов относительно тяжелых и Y (обычно $\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_{Y} \geq 4$), карбонатные жилы Слюдорудника обогащены тяжелыми редкими землями относительно легких в 10-30 раз ($\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_{Y} = 0,03-0,06$).

4. Sr-Nd и C-O изотопные данные, полученные для карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса, позволяют предполагать участие двух конечных мантийных членов – DM и EM1, в формировании пород ИВК. Линия карбонатитов ИВК на $\epsilon Nd - \epsilon Sr$ -диаграмме по наклону близка линии карбонатитов Кольского полуострова, показывая смешение двух мантийных резервуаров DM и EM1, и отличается от линии Восточно-Африканских карбонатитов, в формировании которых предполагается значительное участие HIMU-компонента [Zaitsev, Bell, 1995]. Положение точек карбонатитов ИВК на диаграмме $\epsilon Nd - \epsilon Sr$ в виде обособленных групп, располагающихся вдоль линии ИВК, указывает на две фазы внедрения карбонатитов, различающихся по изотопному составу. При этом карбонатиты надинтрузивного субкомплекса (Булдымский массив и жила 125) располагаются в поле обога-

щенного источника EM1. Карбонатиты интрузивного субкомплекса (Вишневогорский массив) образуют группу с изотопными параметрами более деплетированного источника.

5. Значительные вариации изотопов первичного Nd и Sr в карбонатитах ИВК не соответствуют модели закрытого резервуара родительской магмы. Однако эти изотопные вариации не могут быть приписаны контаминации (заражению расплавов), так как высокие концентрации Sr и Nd и низкие величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ исключают любое значимое заражение магматической системы континентальной корой. Вариации изотопов Nd и Sr и их соотношение с изотопами C и O могут быть объяснены разновременным внедрением карбонатитов надинтрузивного (Булдымский массив, зона 125) и интрузивного субкомплексов (Вишневогорский массив) из двух отличных друг от друга источников – более древнего, обогащенного радиогенным стронцием и нерадиогенным неодимом источника типа EM1 и более деплетированного источника, обедненного ЛРЗЭ и литофилами.

6. Sr-Nd и C-O изотопные данные, полученные для карбонатных жил Слюдяногорского комплекса, подтверждают наличие глубинного источника, по своим изотопным параметрам близкого EM1, но отличающегося от источников карбонатитов ИВК низким ϵNd . Такие изотопные параметры отмечены в карбонатитовых комплексах, образовавшихся в рифтовых зонах древних щитов [Владыкин и др., 2003]. Однако необходимо отметить, что обратный тренд дифференциации редких земель, установленный нами в карбонатных жилах Слюдорудника, не характерен для карбонатитов. Геохимические особенности и изотопный состав карбонатных жил Слюдорудника заставляют предполагать несколько иной генезис этих пород, в отличие от карбонатитов формации УЩК и карбонатит-нефелин-сиенитовой формации (ИВК), сформировавшихся в результате дифференциации щелочных магм различной основности.

Авторы благодарны Н.В. Владыкину, Т.Б. Баяновой, А.Н. Зайцеву, В.Я. Левину за консультации и обсуждение материалов, а также за содействие в проведении изотопных и геохимических исследований.

Работа выполнена по целевой программе междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2005 года.

Список литературы

- Балашиов Ю.А., Пожарицкая Л.К.* Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе // *Геохимия*. 1968. № 3. С. 285-303.
- Белковский А.И.* К минералогии карбонатитов Уфалейского метаморфического блока // *Уральский минералогический сборник*. № 3 Миасс: УрО РАН, 1994. С. 99-103.
- Белковский А.И., Локтина И.Н., Нестеров А.Р.* Карбонатиты Урала – новые данные // *Карбонатиты Кольского полуострова*. СПб., 1999. С. 34-36.
- Белковский А.И.* Кыштымское месторождение прозрачного жильного кварца: геодинамическая, «возрастная» позиция и генезис кварцевых жил (Средний Урал) // *Мат-лы совещ. «Кварц. Кремнезём»*. Сыктывкар, 2004. С. 189-191.
- Владыкин Н.В., Viladkar S.G., Miyazari T.* Химический состав карбонатитов Тамил-Наду (Ю. Индия) и проблема «бенстонитовых» карбонатитов // *Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма*. Иркутск, 2003. С. 36-61.
- Гинзбург А.И., Самойлов В.С.* К проблеме карбонатитов // *Записки ВМО*. 1983. Вып. 2. Ч. 112. С. 164-176.
- Еськова Е.М.* Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292 с.
- Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 301 с.
- Золов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю.* Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, ОАО УГЭСЭ. 2004. 336 с.
- Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д.* Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // *Геохимия*. 1979. № 12. С. 1784-1795.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С и др.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
- Недосекова И.Л.* Геохимия и минералогия карбонатитов Булдымского массива, Ю. Урал. Автореф. канд. дисс. Ленинград, 1989. 22 с.
- Недосекова И.Л.* Карбонатиты Булдымского массива (минералогия, геохимия и условия образования), Ильмено-Вишневогорский комплекс, Ю. Урал // *Ежегодник-2003*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 162-178.
- Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Новые данные по геохимии карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (Ю. Урал) // *Ежегодник-2004*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198-206.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В., Журавлев Д.З., Попова О.Ю.* Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element2 // *Ежегодник-2004*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 423-433.
- Самойлов В.С.* Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.
- Самойлов В.С., Роненсон Б.М.* Геохимические особенности щелочного палингенеза // *Геохимия*. 1987. № 11. С. 1537-1546.
- Самойлов В.С., Смирнова Е.А.* Поведение редкоземельных элементов в процессе карбонатитообразования и некоторые аспекты генезиса карбонатитов // *Геохимия*. 1980. № 12. С. 1844-1858.
- Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Граурт Б.* Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран – свинцового метода по цирконам // *Геохимия*, 1987. № 3. С. 323-338.
- Bell K., Petersen T.* Nd and Sr isotope systematics of Shombole volcano, East Africa, and the links between nephelinite, phonolites and carbonatites // *Geology*. 1991. № 19. P. 582-585.
- Evensen N.M., Hamilton P.I., O. Nious R.K.* Rare earth abundances in chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 1199-1212.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219-229.
- Javoy M., Pineau F.* Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.*, 1986. V. 57. P. 41-62.
- Keller I., Hoefs I.* Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. Proc. Vulcanol. 1995. V. 4. P. 113-123.
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.* Origin of the Ilmeno – Vishnevogorsk nefeline sienites, Ural, USSR, and the time of emplacement during the history the Ural fold belt: a Rb-Sr stady // *J.Geol.* 1983. V. 91. P. 427-435.
- Kramm U.* Mantle components of carbonatite from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: a Nd-Sr stady // *Eur J Mineral*. 1993. N 5. P. 985-989.
- Pineau F., Javoy M., Allegre C. J.* Etude systematique des isotopes de l' oxygen, du carbone et du strontium dans les carbonatites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 2363-2377.
- Ray I. S., Ramesh R.* Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. N 64. P. 299-306.
- Salomons W.* Chemical and isotopic composition of carbonatites in recent sediments and soils from Western Europe // *J.Sediment. Petrol*. 1975. V. 45. № 2. P. 440-449.
- Wall F., Zaitsev A.N.* Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. London, 2004. 498 p.
- Wooley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions, and element distributions. // *Carbonatites: genesis and evolution*. / Bell K. (ed.) Unwin Hyman, London, 1989. P. 1-14.
- Zaitsev A., Bell K.* Sr and Nd isotope date of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massiv, Kola peninsula, Russa // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1995. N 121. P. 324-335.
- Zindler A., Hart S.R.* Ann. Rev. Chemical geodynamics // *Earth Planet. Sci*. 1986. V. 14. P. 493-571.