

ТИПОХИМИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОВ КАРБОНАТИТОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА И КАРБОНАТ-ХЛОРИТОЛИТОВЫХ ПОРОД СИЛАЧСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2012 г. И. Л. Недосекова, Е. А. Крестьянинов, Д. А. Замятин, В. Л. Андреев*

Основным типоморфным признаком карбонатов карбонатитов, как известно, являются высокие содержания в них редких элементов – прежде всего Sr, Ba и REE. Этими элементами, наряду с другими некогерентными элементами – Nb, Ta, Zr, V, P, Ti, Rb, U, Th, обогащены карбонатитовые расплавы-флюиды, которые являются производными мантийных щелочных магм различной основности. Изотопные составы карбонатов из карбонатитов характеризуются низкими значениями первичных отношений изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ ~ 0.703–0.704 и высокими значениями начальных отношений неодаима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ ~ 0.5126–0.5122, подтверждая их мантийный источник [7, 20, 24, 30]. Составы изотопов С и О в карбонатах из карбонатитов ранних стадий карбонатитообразования также имеют мантийные значения – $\delta^{13}\text{C}$ ~ –6.0...–8.5 ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ ~ 7.5–10 ‰ [33]. Однако, в целом, вариации изотопных отношений С и О в карбонатах карбонатитов более значительны – $\delta^{13}\text{C}$ (1.0...–8.5 ‰), $\delta^{18}\text{O}$ (6.0–19.0 ‰) и часто выходят за пределы мантийных значений, что связано с процессами фракционирования изотопов С и О, происходящими при кристаллизационной дифференциации карбонатитового расплава с образованием относительно обедненных ^{13}C и ^{18}O твердых фаз и отделением флюидной фазы, обогащенной тяжелыми изотопами [28].

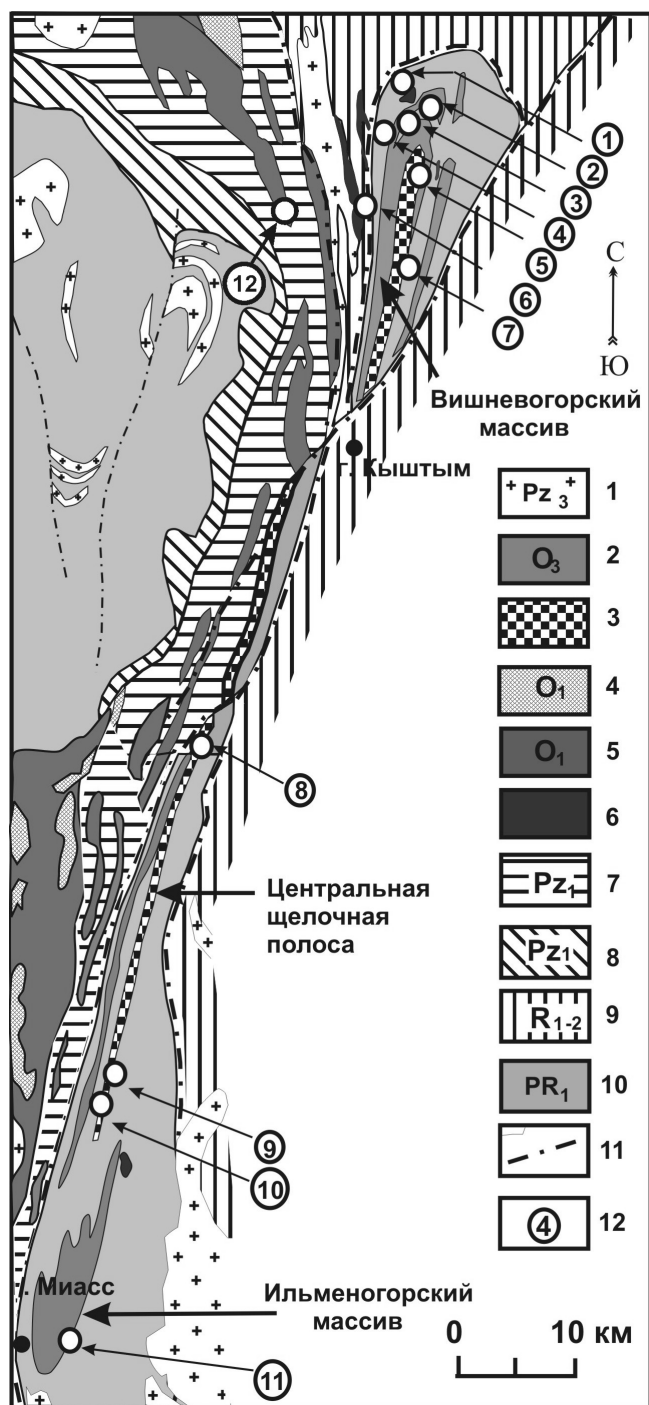
В Ильмено-Вишневогорском комплексе (ИВК) эндогенные карбонатные жилы с пирохлоровой минерализацией, залегающие в миаскитах Вишневогорского массива, были открыты в 40-х годах XX века. В качестве карбонатитов они были выделены А.Г. Жабиным [4] по аналогии их минерального состава и геохимических особенностей с карбонатитами щелочно-ультраосновной формации. Однако некоторые особенности геологии и геохимии ИВК, отличающие его от кольцевых карбонатитовых комплексов ультраосновной щелочной формации, вызвали продолжительную дискуссию о правомерности отнесения эндогенных карбонатных пород ИВК к карбонатитам [2, 3 и др.]. Изучение изотопного состава Sr, C, O, S в миаскитах и карбонатных жилах ИВК позволили сделать вывод о глубинном (вероятно, мантийном) источнике их вещества и о правомерности их сопоставления с кар-

бонатитами [8, 18, 27]. Тем не менее, вопросы происхождения карбонатитов ИВК до сих пор остаются предметом дискуссии, в связи с чем нами проведено детальное изучение типохимизма и геохимической эволюции карбонатов ИВК и сопоставление их изотопно-геохимических особенностей с карбонатами классических карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов.

ИВК находится на стыке Южного и Среднего Урала. Он состоит из двух интрузивных массивов миаскитов – Вишневогорского и Ильменогорского (размером 20–25 × 6 км), соединенных Центральной щелочной полосой (ЦЩП), имеющей протяженность 150 км с севера на юг при ширине 4–6 км и сложенной полевошпатовыми метасоматитами, фенитами, мелкими телами миаскитов, карбонатно-силикатными породами и карбонатитами (рис. 1). С севера и запада комплекс обрамляют небольшие массивы ультраосновных пород, в которых обнаружены карбонатные жилы с редкоземельной и редкометальной минерализацией, отнесенные к карбонатитам [9, 16]. Наиболее крупными являются Булдымский, Каганский, Уфалейский, Сугомакский и Карабашский массивы. Первые два отнесены к метаморфизованным платформенным гипербазитам, остальные входят в состав альпийской типичной формации области ГУГРа [9]. В.Я. Левиным с соавторами [9] высказывается предположение о родстве карбонатных образований в массивах ультраосновных пород с карбонатит-миаскитовой формацией ИВК.

Карбонатиты с редкометальной минерализацией широко развиты в северной части ИВК в зоне эндо- и экзоконтакта Вишневогорского миаскитового интрузива – в апикальной части Вишневогорского массива миаскитов (зона 147), а также в седловидной залежи миаскитов (зона 140), залегающей в 100 м севернее Вишневогорского интрузива в породах вишневогорской свиты (PR₁). Кроме того, отдельные жилы карбонатитов залегают в фенитовом ореоле Вишневогорского интрузива – в фенитизированных породах вишневогорской свиты (фенитах, фенитизированных амфиболитах и кристаллических сланцах) (зоны 125, 135). Многочисленные месторождения и рудопроявле-

* Институт геологии КОМИ РАН, г. Сыктывкар, izo@geo.komisc.ru



ния пироклорсодержащих карбонатитов установлены и разведаны в ЦЩП. Самое крупное из месторождений – Потанинское месторождение ниобия. Кроме того, здесь открыты Ишкульское, Байдашевское, Увильдинское и Светлоозерское рудопроявления [9] (см. рис. 1).

Ранние кальцитовые карбонатиты (севиты) I образуют мощные (до 10 м) пластообразные тела протяженностью в сотни метров, залегающие согласно расслоенности миаскитов и обычно не имеющие с ними резких контактов. Они представляют собой

Рис. 1. Схема геологического строения ИВК (по материалам [5, 9]).

1 – граниты (Pz_3); 2, 3 – Ильмено-Вишневогорский комплекс (O_3); 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 – метасоматиты центральной щелочной полосы (фениты, полевошпатовые и силикатно-карбонатные метасоматиты, карбонатиты, миаскиты); 4 – габбро офиолитовой формации (O_1); 5 – гипербазиты офиолитовой формации (O_1); 6 – метаультрабазиты булдымского, каганского и няшевского комплексов (PR_1 ?); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклинория (Pz_1); 8 – сланцы гранато-сланцевые и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива (R_{1-2}); 9 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива (R_{1-2}); 10 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов (PR_1); 11 – тектонические разломы и несогласия; 12 – проявления карбонатитов и связанные с ними месторождения и рудопроявления Nb и РЗЭ (цифры в кружках): 1 – Булдымское Nb и РЗЭ; 2, 3 – Вишневогорское Nb (2 – зона 125, 3 – зона 140.147); 4 – Спирихинское РЗЭ; 5 – Светлинское Nb; 6 – Каганское РЗЭ; 7 – Потанинское Nb; 8 – Увильдинское Nb; 9 – Байдашевское Nb; 10 – Ишкульское Nb; 11 – Ильменское (копь 97) Nb и РЗЭ; 12 – Маукское.

массивные и брекчиевидные (“кимберлитоподобные”) разности кальцитового состава, содержащие перемещенные округлые включения миаскитов и миаскит-пегматитов и минералы миаскитов – нефелин, полевые шпаты, биотит, а также акцессорные гатчеттолит, красно-бурый пироклор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит. Брекчиевидная текстура “кимберлитоподобных” карбонатитов обусловлена сегрегационными включениями и ксенолитами миаскитов и их минералов, имеющих округлую форму, в мелкозернистой альбит-биотит-карбонатной основной массе. Поздние кальцитовые карбонатиты (севиты II) – крупнозернистые, лейкократовые, образуют гнезда и жилы в телах ранних карбонатитов и в миаскитах, иногда пересекают ранние карбонатиты, а также образуют штокверки и жилные тела выполнения в экзоконтактовых фенитовых ореолах миаскитовых интрузивов. Севиты II содержат: биотит, апатит, красный пироклор, циркон, ильменит, пирротин, пирит.

В южной части ИВК процесс карбонатитообразования проявлен менее интенсивно. В Ильменогорском массиве миаскитов известны лишь отдельные жилы карбонатитов, а в его обрамлении открыты рудопроявления редкометалльно-редкоземельных карбонатитов в ультрабазитах восточного экзоконтакта (Ильменское рудопроявление, копь 97) [12].

Кроме того, редкоземельно-редкометалльные карбонатиты установлены в гипербазитовых массивах, обрамляющих с севера и запада Вишневогорский и Ильменогорский интрузивы – Булдымском, Спирихинском, Халдихинском. Особенно широко развиты карбонатиты в Булдымском мас-

сиве, залегающем в 100 м к северу от седловидной залежи миаскитов (см. рис. 1). Карбонатиты в Булдымском массиве образуют линейные тела мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров и сопровождаются мощными зонами карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов. Суммарная мощность зон карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов достигает 50 м. Ранние карбонатиты доломит-кальцитового состава (севиты III) – массивные, крупнозернистые, содержат тетраферрифлогопит, рихтерит и рудные акцессорные пиррохлор, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит. Поздние доломитовые карбонатиты (бефорситы IV) образуют менее мощные жилы и содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, редкоземельный пиррохлор, ферсмит, а также флогопит (замещающийся хлоритом), винчит, апатит, магнетит, ильменит, циркон, иногда стронцианит.

Карбонатные жильные породы, содержащие редкоземельную минерализацию, установлены в Каганском гипербазитовом массиве и в гипербазитовых массивах Силачского комплекса [9] – Уфалейском и Сугомакском, залегающих в 2 км к западу от Вишневогорского массива миаскитов (см. рис. 1).

В Каганском массиве карбонатные породы слагают несколько протяженных (до 80 м) маломощных субмеридиональных жильных тел. Жилы доломитового и доломит-кальцитового состава крупнозернистые, массивные, содержат акцессорные ильменит, магнетит, гематит, монацит, апатит, актинолит, эпидот и флогопит [9, 16].

В Уфалейском и Сугомакском массивах установлена серия проявлений карбонатных и хлоритовых метасоматитов с редкоземельной минерализацией [9]. В Сугомакском массиве это субмеридиональные доломитовые тела протяженностью 25–30 м (до 100 м) и мощностью 1–1.5 м. В Уфалейском массиве известны Маукский и Силачский участки с проявлениями карбонатных и хлоритовых пород. На Силачском участке развиты тела хлоритов с порфириобластами магнезиального кальцита [9]. На Маукском участке карбонатные породы образуют небольшое субизометричное в плане тело (5 × 3 м), сложенное светло-серым доломитом с обильной вкрапленностью гематита и магнетита. Акцессорные минералы – апатит, рутил, ильменит, монацит, циркон, самородное золото. Карбонатиты здесь находятся в тесной ассоциации с хлоритолитами – хлоритовыми и эпидот-хлоритовыми породами с аналогичной акцессорной минерализацией.

Нами проведено изучение содержаний петрогенных и редких элементов в карбонатах, а также изучение изотопного состава Sr, Nd, C и O в карбонатах ИВК – из карбонатитов Вишневогорского и Ильменогорского миаскитовых массивов; из карбонатитов, залегающих в фенитовом ореоле этих массивов; из карбонатитов Булдымского ультрабазито-

вого массива; из карбонатитов Потанинского месторождения ЦЩП, а также карбонаты из кальцифиоров вмещающих ИВК толщ фирсовской свиты (копь 15). Кроме того, изучены карбонаты из карбонатных жил Каганского и Уфалейского ультрабазитовых массивов (Маукский участок).

Анализы карбонатитов выполнены в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) с помощью электронно-зондового микроанализатора “САМЕСА SX100”. Ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 15 нА, размер пучка 20 мкм. Использовались стандартные образцы: апатит (F), жадеит (Na), CaMg[CO₃]₂ (Mg), Blank* (Si), SrSO₄ (Sr, S), CaCO₃ (Ca), FeCO₃ (Fe), родонит (Mn), BaSO₄ (Ba), CsLaP₄O₁₂ (La), CsCeP₄O₁₂ (Ce), REE1* (Pr, Y), REE3 (Sm, Gd), REE4 (Nd). *REE1, REE2, REE3, REE4, REE5, REE6 являются синтетическими алюмосиликатными стеклами с РЗЭ.

Определение концентраций элементов-примесей в карбонатах (всего 35 элементов) осуществлялось с помощью кислотного разложения проб и последующего масс-спектрометрического окончания на тандемном анализаторе высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме “HR/ICP-MS Element 2”. Погрешность мультиэлементного анализа не более ±(8–10% отн.) при содержании элемента больше 10–20% предела его обнаружения.

Определение изотопного состава и концентраций Sr и Nd в карбонатах было выполнено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Исходные навески разлагались с помощью 3% CH₃COOH 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 суммы РЗЭ (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). Измерение изотопного состава осуществлялось с помощью мультиколлекторного твердофазного прецизионного масс-спектрометра “Finnigan MAT-262” в статическом режиме. Измеренные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормировались к величинам ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 и ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 соответственно. Внешний контроль погрешностей регистрируемых отношений выполнялся путем измерения аттестованных стандартов МТИ и LaJolla. Холостые содержания Sr и Nd не превышали 70 и 90 пг соответственно.

Определение изотопного состава C и O в карбонатах было проведено в аналитическом центре ДВГИ РАН (г. Владивосток) и Коми РАН (г. Сыктывкар). Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу O и C (г. Владивосток) проведена по методике J.M. McCrea. Для получения CO₂

из карбонатов использована 100% фосфорная кислота. Реакция проведена в вакууме при температуре 50°C. Полученный CO₂ очищают от остальных продуктов реакции на криогенной ловушке. Измерение изотопных соотношений С и О проведено на изотопном масс-спектрометре "Finnigan MAT-252" с использованием двойной системы напуска. Вес анализируемых образцов составляет 2–5 мг. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (1 σ) образцов составляет соответственно 0.1‰ и 0.05‰, $n = 5$. Калибровка метода проведена по лабораторным и международным стандартам: NBS-18, NBS-19, IAEA-CO-8. Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода и кислорода (г. Сыктывкар) производились в режиме непрерывного потока на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Finnigan. Прибор был откалиброван по стандартам МАГАТЭ NBS18 и NBS19. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не превышает ± 0.15 ‰ (1 σ).

Карбонаты карбонатитов ИВК представлены кальцитом, доломитом, ферродоломитом, анкеритом, магнезитом, стронцианитом. Кроме того, в кальцитах карбонатитов Вишневогорского массива нами установлены неизвестные здесь ранее редкоземельные карбонаты – карбоцернаит и Се-анкилит.

Кальцитом сложены все разновидности карбонатитов (ранних – сецитов I и поздних – сецитов II) Вишневогорского массива, ЦЦП и жилы 125. Кальцитом и доломитом сложены ранние карбонатиты (сециты III) Булдымского массива, копи 97 и Байдашевского рудопоявления (ЦЦП). В поздних карбонатитах Булдымского массива (бефорситы IV) карбонат представлен доломитом. В бефорситах IV

Булдымского массива известна единичная находка стронцианита [10]. В Маукском проявлении в Уфалейском массиве карбонатные жилы и метасоматиты сложены доломитом.

Составы карбонатов ИВК (по данным электронно-зондового микроанализа) приведены в табл. 1, 2. Составы карбонатов из карбонатных жил Уфалейского массивов представлены в табл. 3.

Кальциты ИВК. В кальцитах карбонатитов ИВК устанавливаются высокие концентрации Sr и REE (0.62–3.37 мас. % SrO, 0.25–1.15 мас. % REE) (данные микрозондового анализа, см. табл. 1; данные ICP MS, табл. 4). Чуть менее высокое содержание Sr характерно для кальцитов высокотемпературной калишпат-кальцитовой фации (0.32–1.45% Sr), хотя стронциевые кальциты встречаются и в более низкотемпературных фациях ультраосновных щелочных комплексов (УЩК). Кальциты ИВК содержат также значительные количества железа, магния и марганца (0.3–1.54 мас. % FeO; 0.18–2.35 мас. % MgO; 0.48–1.86 мас. % MnO; см. табл. 1, а также [9, 17]). Высокие содержания Mg (0.07–1.81 мас. % MgO) характерны для высокотемпературных кальцитов калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой фаций УЩК [13]. Содержания FeO (0.15–0.68 мас. %) и MnO (0.06–0.72 мас. %) в кальцитах этих фаций УЩК – обычно ниже. Обогащенность железом (до 5 мас. % FeO) и марганцем (до 6.05 мас. % MnO) более характерна для кальцитов хлорит-серицит-анкеритовой фации. Очень высокие содержания стронция, железа и марганца в высокотемпературных кальцитах из карбонатитов являются особенностью кальцитов ИВК.

Доломиты и анкериты ИВК представлены разновидностями, относящимися к серии твердых растворов доломит-ферродоломит-анкерит. Доломит из доломит-кальцитовых карбонатитов (сецитов III) и сопровождающих их метасоматитов содержит 12–13%

Таблица 1. Составы кальцитов из карбонатитов ИВК, мас. %

№ п.п	Сециты I (Вишневогорский массив)			Сециты II (Вишневогорский массив)					Сециты III (Булдымский массив)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10*	11*
№ обр.	329	329	354	Дол-11-2	331	331	331	331	6-22	50/1а	50/3а
Точки анализа	1-1	1-3	1-8		1-2	1-2-5	1-2-2	1-2-4	2-5		
Na ₂ O	0.04	0.01	0.05	0.02	0.07	0.03	0.05	0.01	0.02		
MgO	0.31	0.48	0.27	0.18	0.31	0.28	0.22	0.18	2.35	1.78	0.98
CaO	52.43	52.08	53.35	52.35	51.36	50.04	52.41	53.18	48.65	51.0	52.5
MnO	1.26	1.3	0.51	1.26	1.03	1.09	1.15	1.12	1.86	1.56	1.37
FeO*	0.74	1.0	0.52	0.92	0.66	0.87	0.79	0.68	1.22	1.54	1.07
SrO	0.85	0.89	1.88	1.67	3.33	2.95	0.72	0.14	1.9		
BaO	н.о.	н.о.	0.12	0.02	0.15	н.о.	0.01	н.о.	0.35		
CO ₂ **	43.08	43.08	43.64	43.33	43.01	42.04	43.00	43.1	43.48	43.88	43.78
Сумма	98.80	99.10	100.5	99.80	100.02	97.45	98.31	98.47	99.85	99.70	99.76

Примечание. * все Fe вычислено как FeO, ** – CO₂ вычислено к 1 (CO₃)²⁻. 1–3 – кальциты из сецитов I; 1, 2 – Вишневогорский массив (зона 147), 3 – корневая часть Вишневогорского массива; 4–8 – кальциты из сецитов II, Вишневогорский массив; 9–11 – кальциты из сецитов III, Булдымский массив; 10–11 – данные А.С. Таланцева, Г.А. Петровой [17].

Таблица 2. Составы доломитов и REE-карбонатов из карбонатитов ИВК, мас. %

№ п.п	1	2	3	4	5	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*
№ обр.	331	331	6-22	6-22	6-22	50/1a	50/2a	31-1	31-2	33-1	27-5	27-4
Точки анализа	(1-2-1)		(1-2)	(1-8)	(2-2)							
Na ₂ O	3.21	0	0.05	0.3	0.02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	н.о.	1.17	17.35	17.5	17.4	17.3	17.1	9.4	8.8	7.0	10.9	14.2
CaO	13.38	0.28	28.51	28.5	28.6	29.0	29.3	31.4	31.2	31.7	27.8	29.8
MnO	0.08	0.68	2.34	2.26	2.21	2.0	2.0	1.8	2.0	3.7	0.47	0.64
FeO*	н.о.	17.57	3.38	3.31	3.19	5.3	5.0	12.5	12.9	13.1	16.4	9.75
SrO	21.99	0.2	0.75	0.75	0.87							
BaO	0.47	17.60	0.01	н.о.	0.19							
La ₂ O ₃	9.98	25.55	0.1	0.05	0.1							
Ce ₂ O ₃	14.67	1.51	0.3	0.04	0.2							
Pr ₂ O ₃	0.68	4.08	н.о.	0.04	0.2							
Nd ₂ O ₃	2.53	0.13	0.1	0.03	0.04							
F	0.14											
CO ₂ **	33.36	22.3	45.34	45.5	45.63	45.94	46.0	43.7	43.2	42.9	44.38	45.23
Сумма	100.5	91.27	98.29	98.46	99.17	99.36	99.4	98.80	98.10	98.40	99.95	99.63

Примечание. * все Fe вычислено как FeO, ** – CO₂ вычислено к 1 (CO₃)²⁻. 1 – карбоцернаит из сецитов II (Вишневогорский массив), 2 – Се-анкилит из сецитов II (Вишневогорский массив), 3–7 – доломиты из сецитов III (Булдымский массив); 8–10 – анкериты из бефорситов IV (Булдымский массив); 11–12 – анкериты из сецитов I (ЦЩП, Ишкульский участок); 6*–12* – данные А.С. Таланцева, Г.А. Петровой [17].

Таблица 3. Состав доломита из карбонатных жил Уфалейского массива (Маукское проявление), мас. %

№ анализа	№ образца	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма
1	1549	31.90	21.20	1.00	0.48	54.58
2		32.68	20.95	1.37	0.48	55.47
3		31.16	19.86	1.37	0.45	52.85
4		31.71	20.45	1.40	0.51	54.07
5	1555	31.44	19.77	1.49	0.46	53.17
6	1558	31.11	18.48	3.73	1.03	54.35
7		30.94	18.26	3.67	0.94	53.82
8		31.41	18.99	3.17	0.8	54.37
9	1557	31.98	20.76	1.01	0.49	54.23
10		31.08	20.82	0.85	0.6	53.35

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе Самсеса SX 100, аналитик В.В. Хиллер. 1549 – доломит с гематитом на контакте с хлоритолитами; 1555 – доломит с гематитом, магнетитом и апатитом полосчатой текстуры; 1558, 1557 – доломит с хлоритом и тальком.

ферродоломитового минала. Содержания (мас. %) FeO (3.19–5.3%), MnO (2.0–2.34%), TR (0.034–0.054%), SrO (0.06–0.80%) (табл. 2, 4). Карбонаты из бефорситов (IV) представлены еще более железистыми разновидностями – ферродоломитами и анкеритами (до 36% ферродоломитового минала) [17]. Граница между доломитом и анкеритом по [1] соответствует $Fe/Mg = 0.25$. Необходимо отметить, что в названии хлорит-серицит-анкеритовой фации карбонатитов отражены именно такие составы “анкеритов”, являющиеся, по современным классификациям, ферродоломитами [11]. Содержание кутнагоритового минала в доломитах ИВК составляет 5%, что также характерно для пород этой фации.

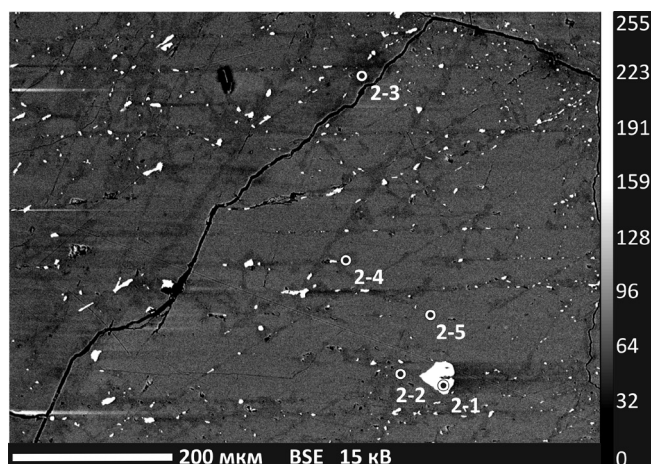


Рис. 2. Кальцит из карбонатитов ИВК (обр. 331).

Изображение в обратно-рассеянных электронах, “САМЕСА SX100”. Мелкие выделения карбоцернаита (белое) – $(Ca_{0.66} Na_{0.28})_{0.94} Sr_{0.58} Ce_{0.25} La_{0.17} Nd_{0.04} Pr_{0.01} Ba_{0.01})_{1.06} (CO_3)_2$, приуроченные к трещинным зонкам низкостронциевого кальцита (темно-серое) в зерне высокостронциевого кальцита ранней генерации (светло-серое). Точки анализа: 2-1 – карбоцернаит, 2-5 – кальцит (2.95% SrO), 2-4 – кальцит (0.12% SrO).

REE-карбонаты ИВК. В карбонатитах ИВК с помощью электронно-зондового микроанализа нами установлены неизвестные здесь ранее редкоземельно-стронциевые карбонаты – карбоцернаит и Се-анкилит (рис. 2, табл. 2). Они представляют собой мелкие выделения размером от нескольких до 50 мкм, которые приурочены к трещинным зонкам рекристаллизованного кальцита с низким 0.14% SrO (ан. 8, табл. 1),

Таблица 4. Содержание редких элементов в карбонатах ИВК, Каганского и Уфалейского массивов (г/т)

№ п/п	Севиты I, ИВК		Севиты II, ИВК			Севиты III, ИВК			Бефорситы IV, ИВК		Кальцифи-ры, ИВК	Каган-ский мас-сив	Силачский комплекс	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			11	12
№ обр.	329К	Рус2К	331К	140-1К	ОТ3К	К97-8	3311К	3311Д	154Д	1021Д	Мо1К	Ка-2	Зр1559	Зр1558
Sr	8905	7317	32012	9435	21218	6758	9723	8373	9097	5334	873	229	383	322
Ba	11	342	177	73	945	209	226	39	25	96	21	8	17	11
Sc	0.8	0.5	2.9	2.6	1.0	0.5	1.3	1.7	1.3	1.1	2.6	2.4	9	9
Ti	2	3	10	2	16	1	1	74	41	23	28	68	12	20
V	0.1	0.1	0.3	0.03	0.4	0.25	0.0	3.3	1.5	1.0	0.9	25	1.7	1
Cr	1	н/о	2	н/о	3	0.7	н/о	17	7	8	1	1000	92	27
Mn	6068	1306	10398	8063	11350	6346	11282	18655	13760	2502	447	432	2000	3000
Ni	20	11	8	10	46	14	16	128	204	123	15	368	260	102
Co	0.2	2	1	1	1	2	4	16	22	11	1.4	38	26	35
Cu	12	н/о	2	н/о	1	н/о	н/о	3	4	2	н/о	12	6	24
Zn	6	8	7	5	36	8	22	82	960	25	2	40	16	18
Y	48	101	237	126	282	542	140	36	111	71	10	6	6	9
Zr	0.0	н/о	0.2	н/о	0.5	н/о	н/о	1.3	1.3	1.1	0.04	2.1	0.54	0.4
Nb	2.55	0.1	1.32	8.0	0.34	0.03	0.05	3.62	45	5	1.1	4.2	0.02	0.02
Hf	0.01	0.15	0.09	0.24	0.09	0.71	0.25	0.05	0.07	0.04	0.02	0.06	0.02	0.02
Ta	0.01	0.07	0.03	0.16	0.03	0.67	0.17	0.03	0.02	0.02	н/о	0.01	0.02	0.02
Pb	2	14	17	42	118	45	52	12	29	24	9	1.21	5.3	7.6
Th	0.09	0.8	0.07	0.3	0.1	0.02	0.03	0.26	42	15	0.2	0.10	0.14	0.2
La	78	444	1083	603	1149	904	598	191	320	181	54	2.63	5.7	3.7
Ce	131	706	1758	1083	1533	1920	1131	325	569	310	72	2.70	14.8	11.7
Pr	14	64	172	101	171	190	104	32	61	31	8	0.53	1.6	1.6
Nd	47	267	533	392	509	652	410	91	181	93	25	2.29	6.1	8.4
Sm	8	36	61	51	53	119	54	12	24	13	3	0.46	1.2	2.3
Eu	3	11	17	14	13	31	15	3	6	3	1	0.10	0.35	0.56
Gd	8	37	57	51	48	124	54	10	21	12	3	0.49	1.1	2.56
Tb	1.0	4.0	6.5	6.0	5.9	16.5	6.3	1.1	2.6	1.5	0.4	0.08	0.2	0.3
Dy	5.9	21	34	34	33.3	103	37	5.9	14.5	8.4	2.1	0.50	1.0	2
Ho	1.3	4.2	7.4	7.1	7.6	23.2	7.6	1.3	3.2	2.0	0.4	0.11	0.2	0.36
Er	3.6	11.7	20.2	20.8	21.8	74.7	22.6	3.6	9.3	5.7	1.2	0.30	0.6	0.84
Tm	0.5	1.7	2.8	3.2	3.4	11.9	3.5	0.5	1.4	0.8	0.2	0.04	0.1	0.1
Yb	3.6	11.3	18.7	22.7	23.6	82	24.7	3.7	9.4	5.6	1.1	0.24	0.5	0.5
Lu	0.6	1.9	3.1	3.7	4.1	11.4	3.9	0.6	1.5	0.9	0.2	0.03	0.1	0.1
ΣTR+Y	352	1722	4011	2520	3857	4805	2611	718	1337	738	182	16	40	45
LREE	280	1528	3625	2245	3427	3816	2312	655	1163	630	163	9	30	28
HREE	72	194	386	275	430	989	299	63	174	108	19	7	9.8	16
LREE/HREE	3.9	7.9	9.4	8.2	8.0	4	7.7	10.4	6.7	5.8	8.8	1.2	3	1.8
La/Yb	22	39	58	27	49	11	24	52	34	32	50	11	10	7
*Eu/Eu	0.97	0.88	0.87	0.83	0.78	0.78	0.82	0.79	0.82	0.84	0.81	0.63	0.93	0.70
Sr/Ba	813	21	181	129	22	32	43	215	358	56	41	28	23	28

Примечание. 1–7 – кальциты ИВК: 1–2 из севитов I: 1 – Вишневогорский массив 2 – ЦШП; 3–5 – из севитов II: 3 – Вишневогорский массив, 4 – зона 140, 5 – жила 125; 6–8 – из севитов III: 6 – копь 97. 7 – Булдымский массив; 8–10 – доломиты ИВК (Булдымский массив): 8 – из севитов III. 9–10 – из бефорситов IV; 11 – из кальцифиров фирсовской толщи (копь 15); 12 – из карбонатных жил Каганского массива; 13–14 – Маукское проявление (Уфалейский массив). н/о – не обнаружено.

LREE = La + Ce + ... + Eu; HREE = Gd + ... + Yb + Y; *Eu/Eu = $K_{Eu} / 0.5(K_{Sm} + K_{Gd})$, где K_i – коэффициент концентрации редкоземельного элемента относительно его содержания в хондрите. Анализы выполнены методом ICP-MS. ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, 2006 и 2009 гг.

сформировавшегося при замещении высоко-стронциевого кальцита ранних генераций с содержанием 2.95% SrO (ан. 6, табл. 1) (рис. 2). По данным микрозондового анализа рассчитаны эмпирические формулы карбоцернита ($Ca_{0.66}Na_{0.28}O_{0.94}(Sr_{0.58}Ce_{0.25}La_{0.17}Nd_{0.04}Pr_{0.01}Ba_{0.01})_{1.06}$

$(CO_3)_2$ и анкилита – $(Sr_{0.93}Ca_{0.11}Fe_{0.05}Mn_{0.05}Mg_{0.04})_{1.19}(Ce_{0.43}La_{0.29}Nd_{0.07}Pr_{0.03})_{0.81}(CO_3)_2(OH) \cdot H_2O$.

Доломиты карбонатных проявлений Уфалейского массива более магниезальны по сравнению с доломитами ИВК и содержат примеси Fe (0.8–3.7 мас. % FeO) и Mn (0.5–1.0 мас. % MnO)

в меньших количествах, чем доломиты карбонатитов ИВК (см. табл. 3).

Химические составы карбонатов из карбонатитов ИВК иллюстрируются на классификационной диаграмме карбонатитов по [31] (рис. 3). Кальциты из карбонатитов Вишневогорского массива и ЦЩП (Вишневогорское, Потанинское, Увильдинское месторождения) находятся в поле кальциокарбонатитов (или севитов) и формируют тренд изменения составов от ранних (севиты I) к поздним (севиты II) карбонатитам. В поле севитов II попадают и поздние карбонатные прожилки, залегающие в амфиболитах и фенитизированных плагиогнейсах. От ранних к поздним севитам увеличивается содержание Fe и Mn и соотношение $(Fe + Fe_2O_3 + MnO)/MgO$. Кальциты карбонатитов Булдымского массива и Байдашевского рудопроявления (севиты III) образуют отдельное поле в области кальциокарбонатитов и близки по составу кальцитам из севитов I Вишневогорского массива и ЦЩП, отличаясь более высоким содержанием Mg. Доломиты также формируют тренд увеличения железистости от ранних к поздним карбонатитам. Доломиты из севитов III Булдымского массива находятся в поле магнезиокарбонатитов. Доломиты из поздних карбонатитов Булдымского массива (бефорситов IV) часто более железисты и находятся в поле феррокарбонатитов.

Доломиты Уфалейского массива (Маукский участок) и Каганского массива отличаются от карбонатов карбонатитов ИВК (Булдымского массива) более низкими содержаниями Fe и Mn, формируя на диаграмме отдельные поля. При этом отдельные образцы доломитов Уфалейского массива имеют более высокую железистость и приближаются по составам к доломитам карбонатитов Булдымского массива. Кальциты кальцифиров вишневогорской толщи и карбонатных жил Каганского массива [9] также отличаются от карбонатов карбонатитов ИВК низкими содержаниями Fe и Mn.

Состав редких элементов в кальцитах и доломитах из карбонатитов ИВК, а также в доломитах Каганского и Уфалейского массива приведен в табл. 4 и иллюстрируется рис. 4.

Кальциты карбонатитов ИВК широко варьируют по содержанию микропримесей. Кальциты севитов I содержат Sr (7317–9435 г/т), Ba (11–342 г/т), $\Sigma TR + Y$ (352–2519 г/т), что иногда на порядок меньше, чем в севитах II. Для них характерны минимальные отношения $La/Yb = 22–39$. Содержания Sr в них близки кальцитам ранних карбонатитов УЩК [6, 14, 30]. В целом, для карбонатов севитов I характерна обедненность микропримесными элементами относительно пород карбонатитов, что предполагает наличие в карбонатитах этих стадий значительных количеств минеральных фаз, концентрирующих эти элементы (апатита и пиррохлора). Кроме того, необходимо отметить высокое значение $*Eu/Eu = 0.97–0.92$ в кальцитах севитов I Вишневогорского массива, близкое к $*Eu/Eu$ миаскитов этого массива, что подтверждает их принадлежность к ранним высокотемпературным дифференциатам миаскитовых магм.

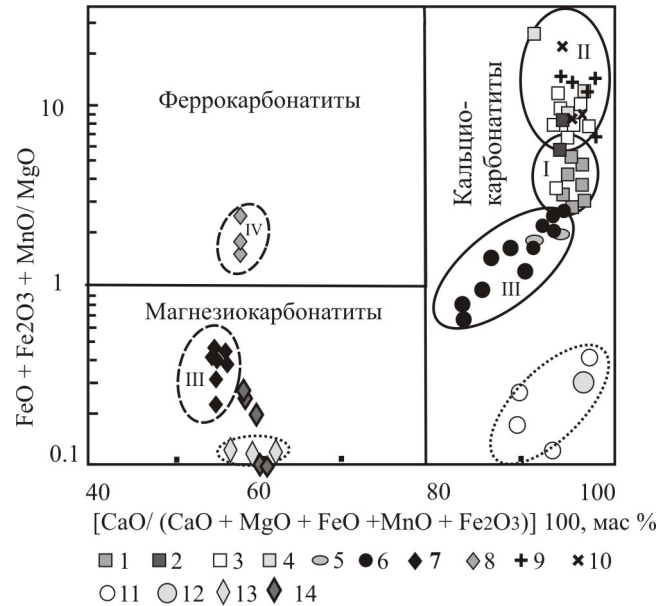


Рис. 3. Составы кальцитов и доломитов из карбонатитов ИВК, Каганского и Уфалейского массивов (мас.%) на классификационной диаграмме по [31].

На диаграмму нанесены анализы карбонатов, полученные авторами и опубликованные в монографиях [9, 17]. Кальциты: 1–2 – из севитов I: 1 – ЦЩП (Потанинское и Увильдинское месторождения), 2 – Вишневогорский массив (зона 140); 3–4 – из севитов II: 3 – ЦЩП (Потанинское месторождение), 4 – Вишневогорский массив (зона 147); 5–6 – из севитов III: 5 – Байдашевское рудопроявление, 6 – Булдымский массив; 9–10 – из поздних кальцитовых прожилков: 9 – в фенитах, 10 – в амфиболитах; 11 – из кальцифиров вишневогорской свиты; 12 – из карбонатных жил Каганского массива.

Доломиты: 7 – из севитов III (Булдымский массив), 8 – из бефорситов IV (Булдымский массив); 13 – из карбонатных жил (Каганский массив), 14 – из Маукского участка (Сугомакский массив).

Кальциты севитов II имеют максимальные содержания $\Sigma TR + Y$ (3800–4011 г/т), Sr (21200–32000 г/т), значительные вариации Ba (177–945 г/т), несколько превышающие содержания в породах карбонатитов, что свидетельствует о преимущественном вхождении этих элементов в кальциты на поздних стадиях карбонатитообразования. Характерно снижение $*Eu/Eu = 0.87–0.78$ в кальцитах севитов II по сравнению с севитами I как Вишневогорского массива, так и ЦЩП.

Кальциты севитов III (Булдымский массив и копь 97) характеризуются близкими содержаниями Sr, Ba, REE и более высокими содержаниями Mn относительно севитов I Вишневогорского массива и ЦЩП. Они имеют несколько отличный от севитов I, II хондрит-нормализованный спектр распределе-

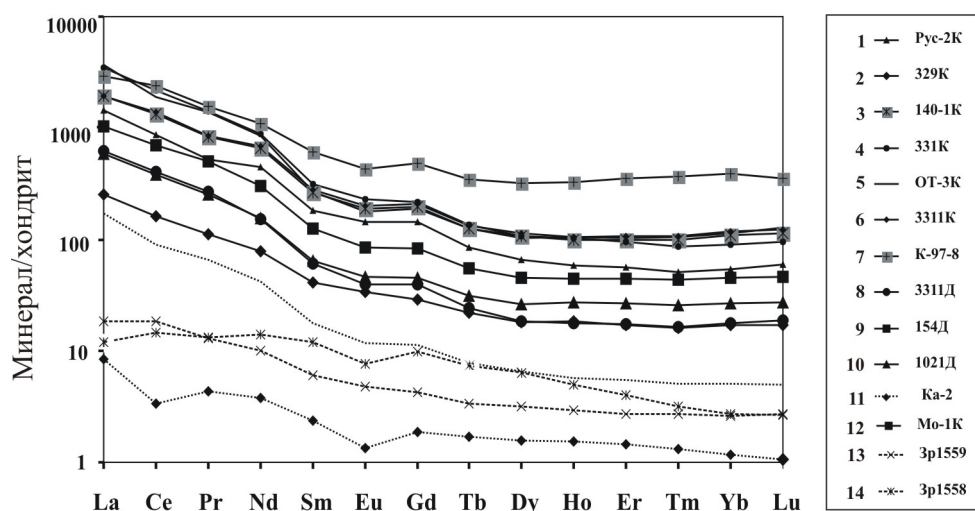


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в карбонатах карбонатитов ИВК и карбонатных жил Уфалейского и Каганского ультрабазитовых массивов.

В кальцитах: 1–2 – севитов I (Вишневогорский массив, зона 140); 3–5 – севитов II (Вишневогорский массив и жила 125); 6–7 – севитов III: 6 – Булдымский массив, 7 – копь 97; 12 – кальцифиры фирсовской толщи (копь 15). В доломитах: 9–10 – из бекфорситов IV (Булдымский массив) 11 – из карбонатных жил Каганского массива; 13–14 – из карбонат-хлоритовых пород Уфалейского массива (Маукское проявление).

ния редких земель (см. рис. 4), отличаясь повышенным содержанием HREE и, соответственно, низким отношением $La/Yb = 24-35$.

Доломиты бекфорситов IV Булдымского массива по сравнению с кальцитами содержат меньше $\Sigma TR + Y$ (738–1336 г/т), Sr (5330–9097 г/т), Ba (25–96 г/т) и больше Th (15–41 г/т), Ti, V, Cr, Ni, иногда Mn (см. табл. 1). Меньшая изоморфная емкость доломитов по сравнению с кальцитами способствует образованию собственных минералов TR (монацита и эшинита) в бекфорситах IV. Для доломитов IV характерно некоторое обогащение HREE по сравнению с кальцитами ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 5.8-6.7$), тогда как для доломитов из севитов III соотношения легких и тяжелых REE близки кальцитовым ($TR_{Ce}/TR_{Y} = 10$).

Кальциты из карбонатных жил Каганского массива и кальцифиров фирсовской толщи отличаются от кальцитов ИВК прежде всего низкими содержаниями (г/т) Sr (229–873), Ba (8–21), REE (16–181), Mn (432–447) и высокими – Ti (28–67), а кальциты Каганского массива, кроме того, – высокими содержаниями Cr (1000) и V (25) (см. табл. 4, рис. 4). Доломит из Маукского участка Уфалейского массива также характеризуется низким содержанием (г/т) Sr (320–380), Ba (11–16), $\Sigma TR + Y$ (39–45) и по составу микропримесей близок к карбонатам Каганского массива. Спектры REE кальцитов и доломитов Каганского и Уфалейского массивов (точечный пунктир, рис. 4) в отличие от карбонатов карбонатитов ИВК имеют пологую форму (и соответственно низкие La/Yb и $LREE/HREE$ отношения) и характеризуются отчетливым тетраэдрическим эффектом [19], что свидетельствует в пользу их гидротермально-метасоматического образования.

Составы изотопов C и O в карбонатах ИВК приведены в табл. 5. Изотопный состав карбонатов Маукского проявления и Каганского массива – в табл. 6.

Составы изотопов C и O в карбонатах из карбонатитов ранних стадий ИВК имеют низкие значения $\delta^{13}C$ (–5.3...–8.2 ‰) и $\delta^{18}O$ (7.5–7.9 ‰), размещаясь в пределах мантийного квадрата [33] и первичных магматогенных карбонатитов [26] (рис. 5).

Состав изотопов C и O для кальцитов из карбонатитов Ильменогорского и Вишневогорского массивов идентичен, что подтверждает единый источник их вещества. Карбонатиты ЦЦП (Потанинское месторождение) отличаются более высокими значениями $\delta^{13}C$ (–5.3...–5.6 ‰) от карбонатитов вышеупомянутых массивов (–6.3...–7.1 ‰). Наиболее значительные колебания изотопного состава C и O в пределах одного месторождения характерны для брекчиевидных карбонатитов, что может быть связано с потерей тяжелого C и легкого кислорода при дегазации [23]. Изотопный состав $\delta^{18}O$ (7.5–8.2‰) в брекчиевидных карбонатитах обычно более тяжелый, а $\delta^{13}C$ (–7.1...–7.7‰) более легкий по сравнению с массивными карбонатитами. В меланократовых карбонатитах отмечается утяжеление изотопного состава $\delta^{18}O$ (8.3–8.5‰). Еще более тяжелый изотопный состав $\delta^{18}O$ (9.1–9.6‰) имеют меланократовые кальцит-полевошпат-биотитовые породы, что может быть связано с влиянием вмещающих пород [8].

Доломит-кальцитовые карбонатиты Булдымского массива, а также карбонатиты фенитового ореола (зона 140 и жилы 135, 125) образуют единое поле изотопных составов C и O, отличаясь от карбонатитов ЦЦП и Вишневогорского массива наиболее лег-

Таблица 5. Изотопный состав С и О в карбонатах Ильмено-Вишневогорского комплекса

№ п/п	№ обр	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Минерал	Порода	Месторождение
1	По-2б	-5.6	8.0	кальцит	севит I	Потанино, ЦЩП
2	По-3к	-5.3	7.8	кальцит	севит I	Потанино, ЦЩП
3	По-3-2	-6.1	7.7	кальцит	севит I	Потанино, ЦЩП
4	По-6	-6.5	7.9	кальцит	севит I	Потанино, ЦЩП
5	Сав-2	-6.6	7.7	кальцит	севит I	Ильменогорский м-в
6	Пс-354к	-6.3	7.7	кальцит	севит I	Вишневогорский м-в
7	Пс-329к	-7.1	7.9	кальцит	севит I (брекчиевидный)	Вишневогорский м-в
8	По-32	-5.8	8.8	кальцит	севит I (брекчиевидный)	Потанино, ЦЩП
9	По-34	-7.7	8.3	кальцит	севит I (брекчиевидный)	Потанино, ЦЩП
10	Пс-331к	-7.0	7.6	кальцит	севит II	Вишневогорский м-в
11	Дол-8	-6.8	7.4	кальцит	севит II	Вишневогорский м-в
12	Дол-11-3	-6.9	8.0	кальцит	севит II	Вишневогорский м-в
13	140-1	-7.7	8.1	кальцит	севит II	зона 140, седл. залежь
14	От-3к	-8.5	7.5	кальцит	севит II	зона 125 (в фенитах)
15	Пург-8	-7.0	7.7	кальцит	меланокарбонатит	Пургино, ЦЩП
16	По-7	-5.9	8.3	кальцит	меланокарбонатит	Потанино, ЦЩП
17	По-23	-6.9	8.5	кальцит	меланокарбонатит	Потанино, ЦЩП
18	Пург-7	-6.5	9.1	кальцит	карб-ПШ-Вт жила	Пургино, ЦЩП
19	Дол-26	-7.0	9.6	кальцит	карб-ПШ-Вт жила	Вишневогорский м-в
20	3311к	-7.8	8.0	кальцит	севит III	Булдымский массив
21	43-915к	-8.2	8.2	кальцит	севит III	Булдымский массив
22	Пс-344	-7.9	8.1	кальцит	кальцитовая жилка	вишневогорская толща (амфиболиты)
23	10-21д	-8.2	10.4	доломит	бефорсит IV	Булдымский массив
24	1-54д	-7.4	9.2	доломит	бефорсит IV	Булдымский массив
25	К 97-7	-7.6	10.7	доломит	бефорсит IV	копь 97, Ильмены

Примечание. Анализы 1–2, 5–7, 10, 13–14, 20–25 выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), 2006 г. Воспроизводимость результатов: $\delta^{18}\text{O} \pm 0.1\%$ и $\delta^{13}\text{C} \pm 0.05\%$. Анализы 3, 4, 8–9, 11–12, 15–19 выполнены в Изотопной лаборатории ИГ Коми УрО РАН (г. Сыктывкар), 2011 г. Аналитик И.В. Смолева. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не превышает $\pm 0.15\%$ (1σ).

Таблица 6. Изотопный состав доломита Маукского проявления

№ обр.	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Порода
Зр-1549	доломит	0.6	13.5	карбонатная порода в контакте с хлоритолитом
Зр-1550	доломит	0.5	13.4	мономинеральная карбонатная порода
Зр-1555	доломит	0.2	13.3	полосчатая карбонатная порода с прослоями рудных минералов
Зр-1558	доломит	-0.4	13.3	карбонатная порода с выделениями талька
Зр-1559	доломит	1.0	13.5	прожилков карбоната из тонкозернистой карбонат-хлоритовой породы

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Веливецкая). Воспроизводимость результатов: $\delta^{18}\text{O} \pm 0.2\%$, $\delta^{13}\text{C} \pm 0.1\%$.

ким изотопным составом углерода ($-7.8 \dots -8.2\%$). В поздних доломитовых карбонатитах Булдымского массива (бефорситах IV) значения $\delta^{18}\text{O}$ ($9.2 \dots 10.4\%$) и $\delta^{13}\text{C}$ ($-7.4 \dots -8.2\%$) смещаются в область повышенных значений относительно ранних доломит-кальцитовых (севитов III), что соответствует тренду релеевского изотопного фракционирования [28]. Карбонатиты из гипербазитов Ильменских гор (копь 97) имеют наиболее тяжелый изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (10.7%) и близки доломитовым карбонатитам Булдымского массива.

Составы изотопов С и О в карбонатах из кальцифиров фирсовской толщи, а также из карбонатных жил Каганского и Уфалейского массивов значительно отличаются от карбонатов ИВК более тяжелым изотопным составом С и О. Кальциты карбонатных жил Каганского массива ($\delta^{18}\text{O} = 13.8 \dots 20.3\%$, $\delta^{13}\text{C} = -0.4 \dots -1.3\%$) близки по изотопному составу углерода и кислорода морским нормально-осадочным карбонатам [29]. Доломит Маукского проявления показывает сходный изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = 13.3 \dots 13.5\%$, $\delta^{13}\text{C} = -0.4 \dots -1.0\%$). Кальци-

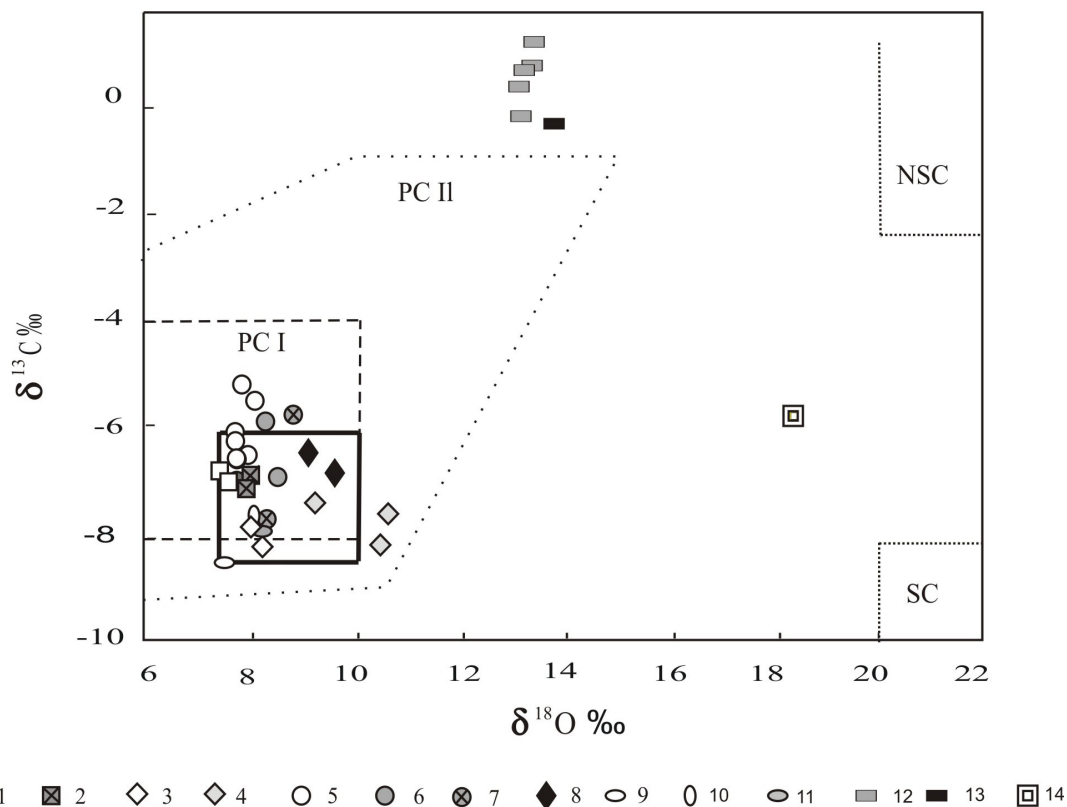


Рис. 5. Соотношение изотопов С и О в карбонатах из карбонатитов ИВК и карбонатных жил Уфалейского (Маукское проявление) и Каганского ультрабазитовых массивов.

Поля составов: PC I – первичных карбонатитов [26], PC II – первичных карбонатитов [28], NSC – морских нормально-осадочных карбонатов, SC – почвенных карбонатов [29]. Сплошной жирной линией обозначен мантийный квадрат с линиями трендов дифференциации карбонатитовых магм [33].

1–2 – карбонатиты Вишневогорского массива: 1 – лейкократовые, 2 – брекчиевидные; 3–4 – карбонатиты Булдымского массива: 3 – карбонатиты III, 4 – доломитовые карбонатиты IV; 5–6 – карбонатиты ЦЦП (Потанино): 5 – лейкократовые, 6 – меланократовые; 7 – брекчиевидные; 8 – меланократовые кальцит-полевошпат-биотитовые породы; 9 – карбонатиты в фенитах (жила 125); 10 – карбонатиты зоны 140; 11 – карбонатиты в амфиболитах (Зона 135); 12 – карбонатные жилы Маукского проявления (Уфалейский массив); 13 – карбонатные жилы Каганского массива; 14 – кальцифир Ильменогорской толщи (копь 15).

фирсы фирсовской толщи имеют тяжелый изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ (18.3‰), но довольно легкий $\delta^{13}\text{C}$ (5.9‰), занимая промежуточное положение между морскими осадочными и почвенными карбонатами.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в карбонатах карбонатитов ИВК находятся в интервале, типичном для пород с мантийным источником. При этом необходимо отметить, что первичные изотопные отношения стронция в кальцитах Вишневогорского миаскитового массива ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70356\text{--}0.70361$) ниже по сравнению с карбонатитами Булдымского массива, а также зоны 140 и Ж.125 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70440\text{--}0.70470$), которые находятся в фенитовом ореоле Вишневогорского массива. И, соответственно, первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51222–0.51224, $\epsilon_{\text{Nd}}(440) = 2.9\text{--}3.4$) в кальцитах Вишневогорского массива выше, чем в кальцитах (0.51189–0.51194, $\epsilon_{\text{Nd}}(440) = -2.6\text{--}-3.4$) и доломитах (0.512105–0.512057, $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.65\text{--}-0.28$) Булдымского массива,

а также 140 и 125 зоны. Еще более значительно отличаются от деплетированных значений карбонатитов Вишневогорского массива кальцитовые прожилки в амфиболитах Вишневогорской толщи (зона 135) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7059$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -5.3$. Достаточно вероятно, что карбонатиты Булдымского массива и вышеперечисленных зон представлены контаминированными разностями. Различие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношений в карбонатитах Вишневогорского массива и в карбонатитах, находящихся за его пределами, может быть связано с процессами контаминации при миграции карбонатитовых расплавов-флюидов за пределы материнского массива миаскитов.

В кальцитах Каганского массива, а также в кальцифирах фирсовской толщи установлены высокие первичные отношения изотопов – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7077$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.708$, что свидетельствует о значительной коровой составляющей в источнике их вещества.

ВЫВОДЫ

1. В карбонатитах ИВК нами установлены неизвестные здесь ранее редкоземельно-стронциевые карбонаты – карбоцернаит и Се-анкилит. Эти минералы образуются в карбонатитах средних стадий карбонатитообразования (севитах II) ИВК при замещении высокостронциевого кальцита ранних генераций низкостронциевым кальцитом и обособлении Sr и REE в виде самостоятельных карбонатных фаз. Необходимо отметить, что карбоцернаит и анкилит известны в высоко- и среднетемпературных карбонатитах во многих карбонатитовых комплексах УЩК (в частности, в карбонатитах Карело-Кольской провинции [30]).

2. Пороодообразующие карбонаты карбонатитов Вишневогорского и Ильменогорского миаскитовых массивов, а также ЦЩП и карбонатитов фенитового ореола (зона 125) представлены преимущественно кальцитами, содержащими значительные количества Sr (до 3.77% SrO), REE (до 4800 г/т), Fe (0.5–1.5% FeO), **Mn (0.5–1.86% MnO)**. Кальциты и доломиты из карбонатитов Булдымского гипербазитового массива имеют близкие карбонатам из миаскитовых массивов ИВК составы, что свидетельствует об их генетическом родстве. Вышеперечисленные геохимические особенности характерны и для высокотемпературных кальцитов ранних стадий карбонатитовых комплексов УЩК. При этом необходимо отметить, что содержание Sr в кальцитах ИВК (6760–32000 г/т) несколько выше, чем в кальцитах карбонатитов ранних стадий карбонатитообразования УЩК (1400–1700 г/т Sr). Кроме того, для кальцитов ИВК характерна обогащенность редкими землями ($\Sigma TR+Y = 350\text{--}4000$ г/т) и особенно HREE (LREE/HREE = 4–11) относительно карбонатитов УЩК ($\Sigma TR+Y = 440\text{--}2100$ г/т и LREE/HREE = 8–32) [15]. Эти особенности геохимии карбонатов отражают общую специфику Ильмено-Вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса относительно карбонатитовых комплексов УЩК, вероятно, связанную с особенностями процессов генерации и дифференциации миаскитовых магм.

3. Составы изотопов С и О в карбонатах из карбонатитов ИВК имеют мантийные значения $\delta^{13}C$ (–5.3...–8.5‰) и $\delta^{18}O$ (7.5–10.7‰) и довольно однородный состав, соответствующий значениям первично-магматогенных карбонатитов УЩК. При этом можно отметить, что тренды поведения изотопных систем С и О в ИВК несколько отличаются по сравнению с УЩК, в которых карбонаты поздних стадий карбонатитообразования формируют тренды со значительными вариациями и утяжелением изотопного состава С и О (Сокли, Салланлатви, Хибини), в целом соответствующие температурному тренду фракционирования изотопов С и О при эволюции карбонатных мантийных систем [25]. Изотопные составы С карбонатов ИВК формируют тренд с уменьшением $\delta^{13}C$ от кальци-

тов карбонатитов ЦЩП к кальцитам карбонатитов Вишневогорского массива и далее к карбонатитам “надинтрузивного комплекса” по [9] – карбонатитам Булдымского массива, зоны 140 и зоны 125, находящихся в фенитовом ореоле Вишневогорского интрузива. При этом состав изотопов О варьирует незначительно и практически одинаков на всем протяжении ИВК. В пределах одного месторождения состав изотопов О в карбонатах варьирует значительно лишь в брекчиевидных разностях карбонатитов, что может быть связано с дегазацией. Кроме того, увеличение тяжелого ^{18}O наблюдается в меланократовых разностях карбонатитов всех вышеперечисленных месторождений (что, вероятно, связано с влиянием состава вмещающих пород и процессами контаминации [8]), а также в поздних низкотемпературных доломитовых карбонатитах Булдымского массива.

4. Изотопные составы Sr и Nd карбонатов ИВК – ϵSr (–6...–10), ϵNd (+3...+6) умеренно деплетированы и соответствуют изотопным составам карбонатитов рифтогенных карбонатитовых комплексов УЩК, происхождение которых связывается с глубинным мантийным источником [21, 22, 30, 32]. Достаточно вероятно, что ИВК имеет аналогичный комплексам УЩК источник магмообразования. Эти изотопные данные не исключают возможности генерации щелочных магм ИВК при процессах плавления пород нижней или океанической коры, а также участия в качестве субстрата плавления пород УЩК комплексов, которые имеют идентичные геохимические и изотопные характеристики. Существующие отличия в изотопном составе Sr и Nd между карбонатами миаскит-карбонатитового комплекса и карбонатами карбонатитов Булдымского массива могут быть обусловлены либо неодинаковой степенью смешения плюмового компонента с обогащенным компонентом типа EM1, либо процессами коровой контаминации при эволюции карбонатитовых расплавов-флюидов ИВК.

5. Карбонаты Силачского карбонат-хлоритолитового комплекса и Каганского массива представлены доломитами и кальцитами с низкими содержаниями Sr (230–380 г/т), REE (16–45 г/т), Fe (0.85–1.5%, реже до 3.7%) FeO, Mn (0.45–1.0% MnO), и более высокими содержаниями Ti (20–68 г/т) и Sr (30–1000 г/т), заметно отличающимися их от карбонатов карбонатитов ИВК. Для них характерны низкие La/Yb и LREE/HREE отношения и отчетливый тетраэдрический эффект в спектрах распределения REE [19], что свидетельствует в пользу их гидротермально-метасоматического образования. Изотопные составы $\delta^{13}C$ (–0.4–1‰), $\delta^{18}O$ (13.3–13.5‰) в карбонатах Силачского комплекса и Каганского массива – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.707), $\delta^{13}C$ (–0.4–1.3‰), $\delta^{18}O$ (13.3–20.8‰) свидетельствуют о коровом источнике их вещества.

Авторы выражают глубокую признательность коллективам ФХМИ ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург)

и ИГ КОМИ РАН (г. Сыктывкар) за помощь в проведении изотопно-геохимических исследований.

Работа выполнена по программе проектов УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-103 и программы Президиума РАН № 12-П-5-2015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Наука, 1966. Т. 5. С. 406.
2. Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // ЗВМО. 1983. Вып. 2, Ч. 112. С. 164–176.
3. Егоров Л.С. Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатитов // ЗВМО. 1990. Вып. 3, Ч. 119. С. 99–111.
4. Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Ильменских-Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 5. С. 1020–1022.
5. Золов К.К., Левин В.Я., Мормилль С.И. и др. Минералогия и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., 2004.
6. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 285 с.
7. Карбонатиты / под ред. О. Таттла, Д. Гиттинса. М.: Мир, 1969. 485 с.
8. 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.
9. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 272 с.
10. Недосекова И.Л., Лотова Э.В. Находка стронцианита в Булдымском гипербазитовом массиве (Вишневые горы) // Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск. 1986. С. 56–61.
11. Никель Е. Х. Твердые растворы в номенклатуре минералов // ЗВМО. 1992. № 2. С. 91.
12. Поляков В.О., Недосекова И.Л. Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 24–35.
13. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
14. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.
15. Самойлов В. С., Смирнова Е. А. Поведение редкоземельных элементов в процессе карбонатитообразования и некоторые аспекты генезиса карбонатитов // Геохимия. 1980. №12. С. 1844–1858.
16. Свяжгин Н.В. Долomitовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Известия АН СССР. 1966. № 5. С. 65–72.
17. Таланцев А.С., Петрова Г.А. Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Свердловск: УрО РАН, 1991. 70 с.
18. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
19. 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.
20. Bell K. Glimpses into the crystallization history of carbonatitic melts – an isotopic approach. EUG XI, Strasburg, 2001. Abstract volume. P. 810.
21. Bell K. Carbonatites: relationships to mantle plume activity // Ernst R, Buchan KL (eds) Mantle plumes: their identification through time. Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2001. 352: 267–290.
22. Bell K., Blenkinsop J., Cole T.J.S., Menagh D.P. Evidence from Sr isotopes for long-lived heterogeneities in the upper mantle // Nature. 1982. 298. P. 251–253.
23. Hay R., O'Neil I.R. Carbonatite tuffs in the beds of Tanzania and the Kaiserstuhl in Germany // Contrib. Mineral. And Petrol. 1983. V. 82. P. 403–406.
24. Carbonatites: Genesis and Evolution // (K. Bell, ed). Union Hyman, London. 1989. P. 599.
25. Demeny A., Sitnikova M.A., Karchevsky P.I. Stable C and O isotope composition of carbonatites complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions // Wall F. and Zaitsev A.N. (eds) Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. 2004. P. 407–431.
26. Keller I., Hoefs I. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites, 1995. Proc. Vulcanol. V. 4. P. 113–123.
27. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // J. Geol. 1983. V. 91. P. 427–435.
28. Ray I.S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. № 64. P. 299–306.
29. 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.
30. Wall F., Zaitsev A.N. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. London. 2004. 498 p.
31. Wooley A. R., Kempe D. R. C. Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions, and element distributions // Bell K. (ed) Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London. 1989. P. 1–14.
32. 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 massif, Kola peninsula, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. № 121. P. 324–335.
33. Yavoy M., Pineau F. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 41–62.