

**КАРБОНАТИТЫ БУЛДЫМСКОГО МАССИВА
(МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ),
ИЛЬМЕНОГОРСКО - ВИШНЕВОГОРСКИЙ КОМПЛЕКС, Ю.УРАЛ**

И.Л. Недосекова

Карбонаты в Ильменогорско-Вишневогорском щелочном комплексе на Южном Урале известны с 50-х годов XX века. Они детально охарактеризованы Э.М. Бонштедт - Куплетской [1951], Е.С. Ильменевым [1958], А.Г. Жабиным [1959, 1962], Е.М. Еськовой [1964, 1976], Н.В. Свяжиным [1966], Б.М. Роненсоном [1966], В.Я. Левиным совместно с Б.М. Роненсоном [1978, 1980, 1983, 1997] и другими исследователями.

В качестве карбонатов карбонатные образования Ильменогорско-Вишневогорского комплекса были впервые выделены А.Г. Жабиным [1959] по аналогии их минерального состава и геохимических особенностей с платформенными карбонатами щелочно-ультраосновной формации пород. В настоящее время большинство исследователей выделяют карбонати-

ты Ильменогорско-Вишневогорского комплекса в самостоятельный формационный тип карбонатов, связанных с линейными зонами щелочных метасоматитов и нефелиновыми сиенитами [Бородин, 1966; Левин, Роненсон, 1978; Гинзбург, Самойлов, 1983].

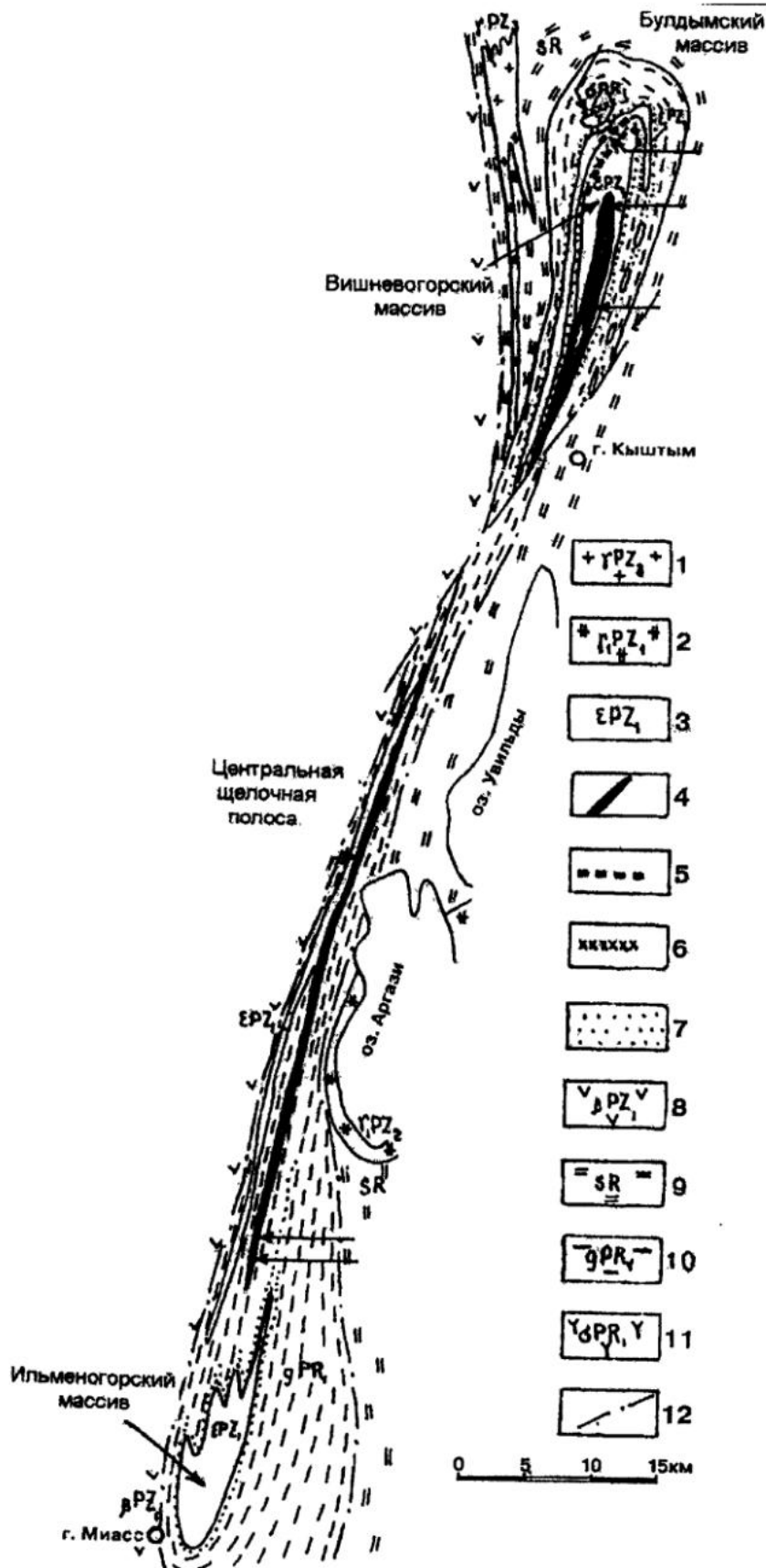
Согласно исследованиям В.Я. Левина и Б.М. Роненсона [1983, 1997], карбонаты являются составной частью Ильменогорско-Вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса, сформировавшегося путем метасоматоза и анатексиса на фронте мантийного потока карбонатитовых флюидов и интрузий миаскитового расплава. Домагматические карбонаты, предшествующие появлению выплавок миаскитовой магмы, залегают в корневых частях интрузий миаскитов среди нефелиновых мигматитов и фенитов («подинтрузивный субкомплекс»

Рис. 1. Схема геологического строения Ильмено-вишневогорского комплекса (по В.Я. Левину, Б.М. Роненсону и др. [1997], с изменениями автора).

1 – граниты Аракульского массива, 2 – граниты, монцитоны Аргазинского массива, 3 – миаскиты интрузивных тел, 4 – карбонатиты, автохтонные миаскиты, нефелин-полевошпатовые мигматиты, полевошпатовые породы, фениты Центральной щелочной полосы, 5 – карбонатиты Вишневогорского миаскитового массива, 6 – карбонатиты в Булдымском гипербазитовом массиве, 7 – фениты экзоконтактов миаскитовых интрузий, 8 – осадочно-вулканогенные образования Тагило-Магнитогорской зоны, 9 – плагиосланцы и кварциты сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива, 10 – кристаллические сланцы ядра срединного массива, 11 – метаморфизованные гипербазиты Булдымского массива, 12 – Кыштымский сбросо-сдвиг.

по В.Я. Левину [1997]), слагая Центральную щелочную полосу, располагающуюся между Ильменогорским и Вишневогорским массивами миаскигов (рис.1). Постмиаскиговые карбонатиты залегают внутри миаскитовых массивов Вишневогорского, Потанинского и др. («интрузивный субкомплекс») и в фенитовом ореоле Вишневогорского массива – в фенитизированных плагиогнейсах вишневогорской свиты и в метаморфизованных массивах гипербазитов («надинтрузивный субкомплекс»). Одним из

массивов гипербазитов, в котором широко проявлены процессы карбонатитообразования, является Булдымский массив.



Булдымский гипербазитовый массив находится в северной части Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса, в 100 метрах к северо-западу от Вишневогорского массива миаскитов, в котором разрабатывается Вишневогорское редкометальное месторождение (см. рис.1). Булдымский массив залегает в фенитизированных метаморфических породах вишневогорской свиты (PR₁), в ядре синклинальной складки, согласно с вмещающими породами. Он представляет собой линзовидное тело площадью около 1 кв. километра и мощностью до 250 метров. Сложен массив регенерированными (метаморфическими) оливиновыми, оливин-энстатитовыми породами и серпентинитами, а в периферической части энстатит-актинолитовым, актинолитовыми и актинолит-хлоритовыми породами. В породах массива проявлены процессы амфиболитизации, флогопитизации, доломитизации, хлоритизации и оталькования. Булдымский массив традиционно относился к альпинотипным гипербазитам раннего протерозоя [Варлаков, 1980, 1993]. В.Я. Левин, Б.М. Роненсон [1997] относят его к платформенным гипербазитам архейско-протерозойского возраста.

Доломитовые жилы с апатитом, монацитом, титаномagnetитом, ильменитом, цирконом в Булдымском гипербазитовом массиве были известны с 1937 года [Белов, 1937]. В 1966 году Н.В. Свяжин отнес их к карбонатитам, считая их, наряду с кальцитовыми карбонатитами

Вишневогорского миаскитового массива, продуктами единого постмагматического процесса карбонатизации [1966]. В 1981 году В.Я. Левиным в Булдымском гипербазитовом массиве были обнаружены новые разновидности редкометальных карбонатитов. При последующем изучении установлено их широкое развитие в породах массива.

Геологическая позиция и строение тел карбонатитов Булдымского массива

Карбонатиты в Булдымском массиве залегают в системе разломов северо-восточного простирания, погружающихся в северо-западном направлении. Они представляют собой линейные метасоматические зоны и жильные тела амфибол-флогопит-доломит-кальцитового состава, содержащие аксессуарную редкометальную и редкоземельную минерализацию. Протяженность зон составляет сотни метров, мощность до пятидесяти метров. Контакты тел с вмещающими гипербазитами неровные, извилистые.

В телах амфибол-флогопит-карбонатных метасоматитов часто проявлена зональность: центральные части сложены доломит-кальцитовыми породами, затем их сменяют доломит-кальцит-флогопитовые метасоматиты и далее доломит-кальцит-флогопит-рихтеритовые метасоматиты (рис.2). Краевые части зон сложены хлорит-карбонат-амфиболовыми метасоматитами, часто содержащими доломит, реже кальцит,

и реликтовые минералы гипербазитов – оливин и

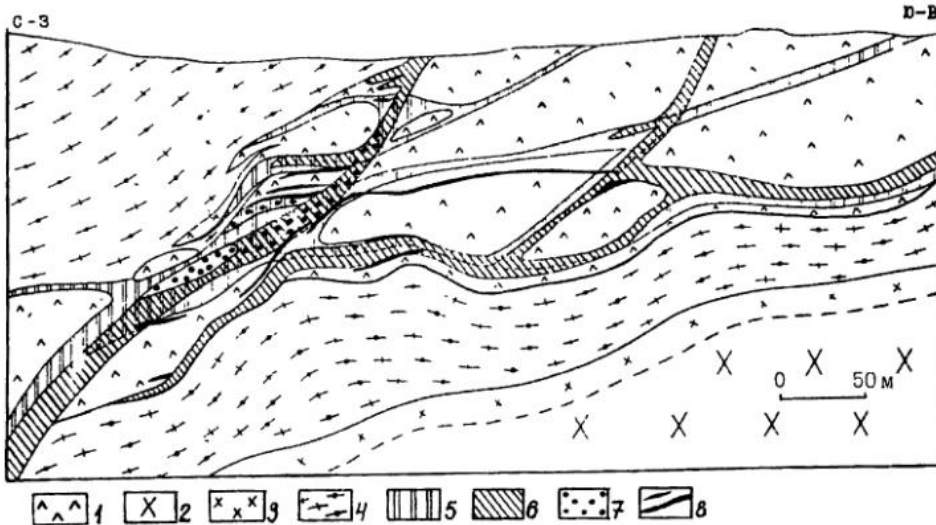


Рис. 2. Разрез Булдымского гипербазитового массива (составлен И.Л. Недосековой, 1985).
 1 – оливиновые, оливин-энстатитовые породы и серпентиниты, 2 – миаскиты, 3 – сиениты, 4 – фенитизированные породы вишневогорской свиты (PR₁), 5 – флогопит-рихтеритовые метасоматиты, 6 – флогопитовые метасоматиты, 7 – доломит-кальцитовые карбонатиты, 8 – доломитовые карбонатиты и хлорит-карбонат-амфиболовые метасоматиты.

энстатит (обычно серпентинизированные). Контакты между зонами как резкие, так и постепенные. Зональность тел обусловлена уменьшением числа минералов от зоны к зоне на единицу в направлении от периферических частей тел к центральным. Полная метасоматическая колонка процесса карбонатитообразования включает 5 минеральных ассоциаций, соответствующих зонам: исходные гипербазиты; амфибол – хлорит – доломит – кальцит; рихтерит – флогопит – доломит – кальцит; флогопит – доломит – кальцит; доломит – кальцит; кальцит. Мощность центральных доломит-кальцитовых зон не превышает десяти метров. Суммарная мощность зон карбонат-флогопитовых и карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов, слагающих периферические части, в 1,5 – 2 раза больше и достигает двадцати метров. Менее мощные тела метасоматитов представлены красивыми фациями флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитов с незначительным

количеством карбонатов, в составе которых преобладает доломит. Кроме того, в породах массива встречаются мелкие прожилки доломита с хлоритом, серпентином, монацитом, реже колумбитом и стронцианитом.

Породы карбонатитов и карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов из периферических частей зон имеют типичные метасоматические текстурно-структурные особенности – сланцевато-полосчатые и пятнисто-полосчатые текстуры, неравномернозернистое строение, неравномерное распределение слагающих их минералов в виде пятен, цепочек, полос и скоплений (рис. 3, 4, 5). Наряду с мелкозернистыми разностями (3-5 мм), встречаются гигантозернистые (пегматоидные) разновидности карбонатитов, в которых отдельные кристаллы амфиболов и слюд достигают двадцати сантиметров. Отмечены случаи, когда кристаллы флогопита ориентированы зонами роста в направлении от центра тел к их периферии, что

Рис. 3. Карбонат-флогопит-рихтеритовый метасоматит (ув. 0,6х, полировка штуфа).

Черное – флогопит, серое – рихтерит, белое – карбонаты.

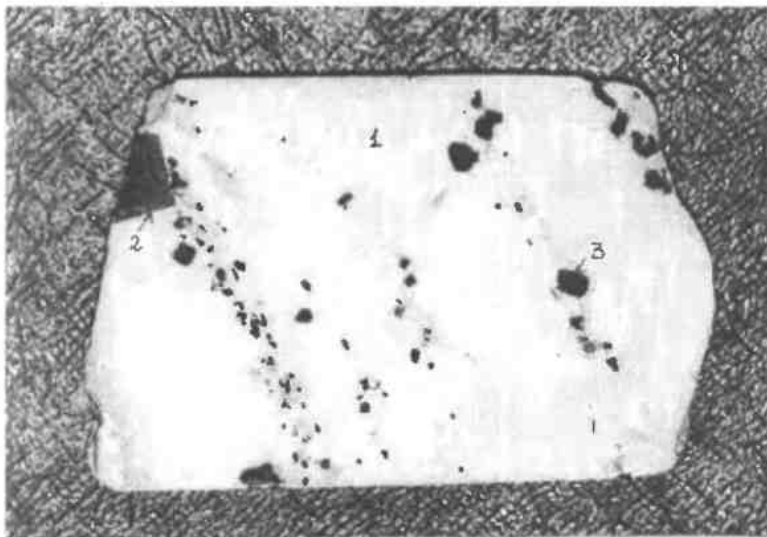
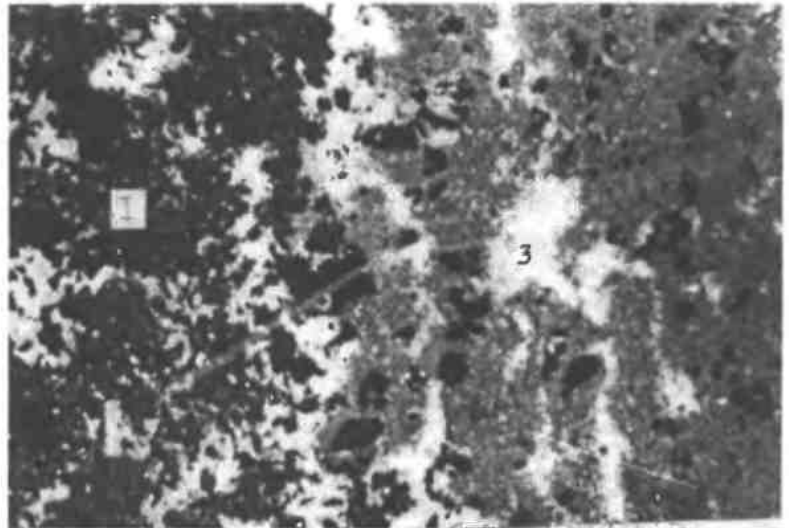


Рис. 4. Доломит-кальцитовый карбонатит с флогопитом и пирохлором (ув. 0,6х, полировка штуфа).

1 – карбонат, 2 – пирохлор, 3 – флогопит.

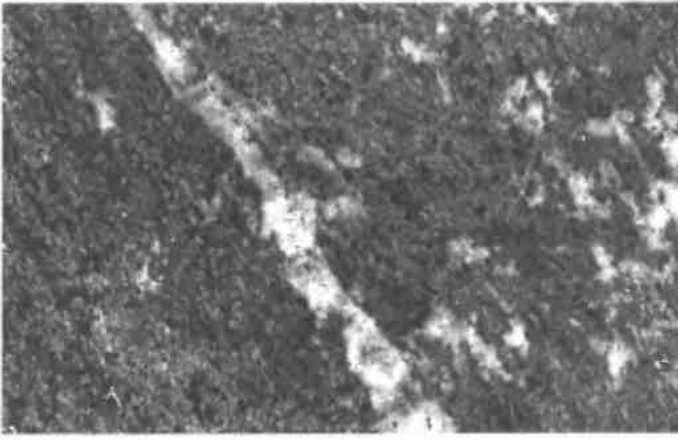


Рис. 5. Полосчатый флогопит-карбонат-рихтеритовый метасоматит (ув. 0,7 х, полировка штуфа).

Черное – флогопит, серое – рихтерит, белое – карбонаты.

Рис. 6. Доломит-кальцитовый прожилок во флогопит-рихтеритовом метасоматите (ув. 0,8х, полировка штуфа).

1 – карбонаты, 2 – флогопит-рихтеритовый метасоматит, 3 – магнетит.

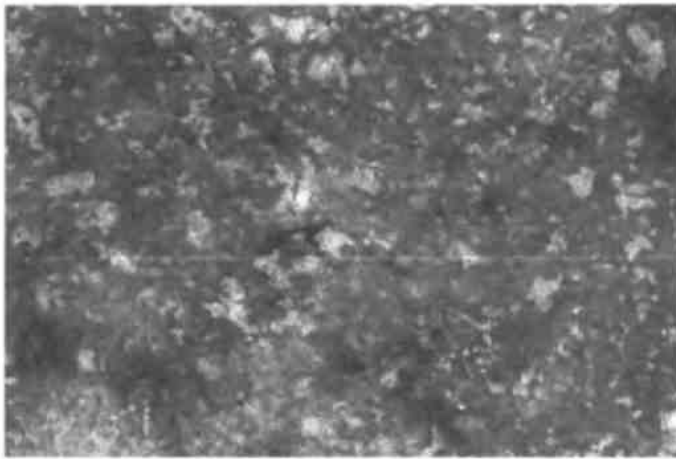
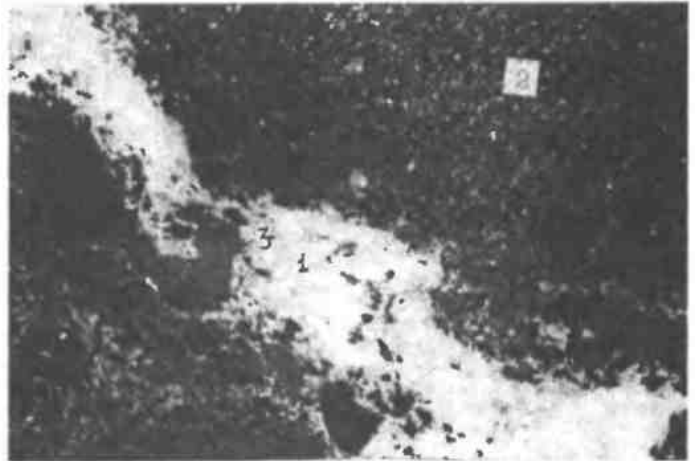


Рис. 7. Доломит-кальцитовый карбонатит (ув. 1,5х, образец окрашен раствором ализарина в соляной кислоте).

Светлый – доломит, серый – кальцит.

Рис. 8 Доломит-кальцитовый карбонатит с рихтеритом (ув. 1,5х, образец окрашен раствором ализарина в соляной кислоте).

Светлое – доломит, серое – кальцит, черное – рихтерит.



свидетельствует о росте кристаллов в твердой среде. Однако встречаются разновидности карбонатитов (обычно гигантозернистые), в которых кристаллы рихтерита и флогопита ориентированы параллельно контактам тел, раздроблены, перемещены и залечены карбонатным материалом. В целом, наряду с одновременным, отмечается более позднее по отношению к силикатам образование доломита и кальцита, которые часто образуют прожилки, секущие сланцеватость флогопит-рихтеритовых пород (рис.6).

Доломит-кальцитовые карбонатиты образуют характерные структуры в виде червеобразных выделений доломита на границах и внутри зерен кальцита (рис.7). Подобные структуры известны в карбонатитах альбит-кальцитовой фации Гулинского массива [Чернышева, 1981] и субвулканических карбонатитах месторождения Панда-Хилл (Мбея, Танганьика) [Veen, 1965] и интерпретируются этими исследователями как эксоллюзионные. Часто встречается и вторичный доломит, образующий округлые зерна и их скопления, тяготеющие к силикатным минералам (рис.8). Вторичная доломитизация карбонатитов подробно рассматривается Ю.Л. Капустиным [1983].

Акцессорные минералы карбонатитов Булдымского массива и закономерности их распределения

Акцессорные минералы карбонатитов и флогопит-рихтеритовых метасоматитов представлены пироксеном, гатчеттолитом, цирконом, ильменитом, монацитом, эшинитом, ортитом, чевкинитом, ферсмитом, колумбитом, магнезиоколумбитом, магнетитом, апатитом, пирротином, пиритом, пентландитом, халькопиритом. Реже встречаются стронцианит, молибденит, хондродит, хромит, гематит, миллерит, корунд, кварц, флюорит.

Необходимо отметить существование двух парагенезисов редкометалльных минералов в карбонатитах Булдымского массива. Пироксен встречается преимущественно в центральных частях зон – в доломит-кальцитовых карбонатитах и сопровождающих их метасоматитах. Редкоземельные, часто ниобийсодержащие, акцессорные минералы – монацит, ортит, чевкинит, эшинит, ферсмит, редкоземельный пироксен, и, кроме того, колумбит, магнезиоколум-

бит, стронцианит, молибденит встречаются в краевых частях зон – в хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитах. Этот набор акцессорных минералов характерен также для доломитовых карбонатитов и сопровождающих их менее мощных зон метасоматитов хлорит-амфиболового, флогопитового и флогопит-амфиболового состава, в которых карбонатная составляющая присутствует в виде доломита. Кроме того, здесь отмечаются хромит, хондродит, сфен, корунд, кварц, флюорит. Циркон, апатит, магнетит, ильменит, сульфиды встречаются в обоих парагенезисах (рис.9).

Редкометалльные минералы (пироксен, циркон, колумбит, эшинит, монацит) в карбонатитах образуют идиоморфные кристаллы, а во флогопит-рихтеритовых метасоматитах – зерна неправильной формы с реликтовыми включениями амфиболов и слюд. Для пироксенов характерны процессы замещения ферсмитом, эшинитом и позднее колумбитом, фиксирующие смену щелочных условий на более кислые [Гайдукова, 1960; Лебедева, Недосекова, 1993]. Эти процессы проявлены и в центральных частях тел – во флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитах и в доломит-кальцитовых карбонатитах. Новообразованные фазы эшинита и магнезиоколумбита в ассоциации с монацитом встречаются в доломитовых карбонатитах. Прожилки сульфидов (пирротина, пирита, халькопирита), секущие все минералы щелочных метасоматитов и карбонатитов, являются наиболее поздними образованиями.

Существование двух широко развитых парагенезисов акцессорных минералов в карбонатитах Булдымского массива (с минералами ниобия в доломит-кальцитовых карбонатитах и с редкоземельно-ниобиевыми минералами в доломитовых карбонатитах) фиксирует эволюцию карбонатитообразующих растворов от щелочных к более кислым и соответствуют различным температурным фациям карбонатитов по В.С. Самойлову – амфибол-доломит-кальцитовой и хлорит-серицит-доломитовой [Самойлов, 1977].

Данные детального изучения акцессорных редкометалльных минералов опубликованы ранее [Недосекова, Поляков, 1986; Недосекова, Лотова, 1986; Недосекова, Пospelова, 1988; Лебедева, Недосекова, 1993].

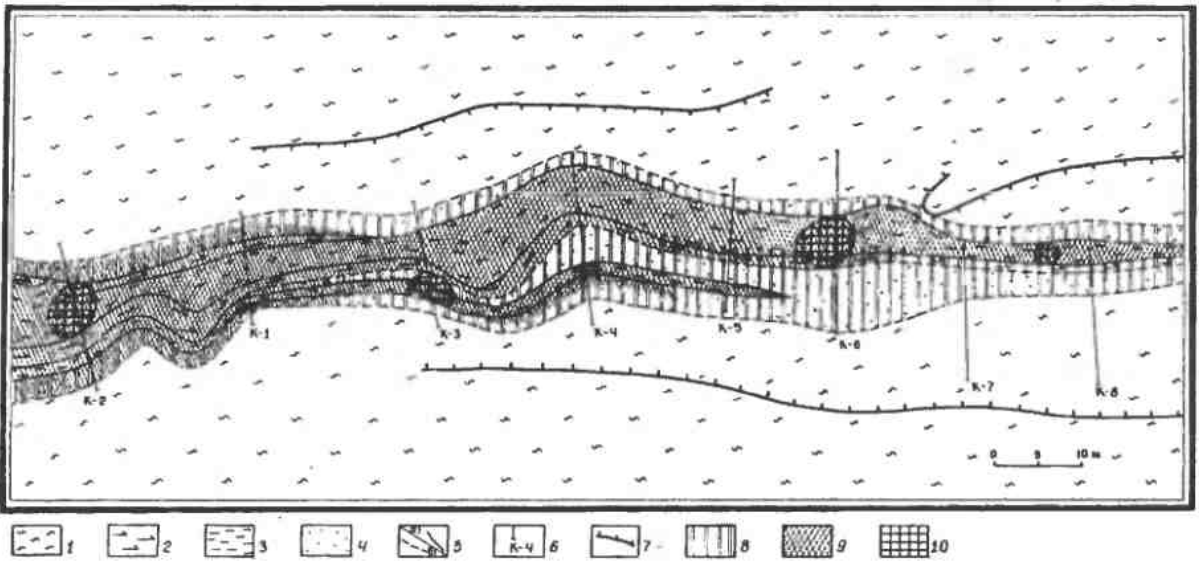


Рис. 9. Схема распределения аксессуарных минералов в зоне карбонат-амфибол-флогопитовых метасоматитов в Булдымском массиве (составлена И.Л. Недосековой, 1985).

1 – серпентиниты, 2 – флогопит-рихтеритовые метасоматиты, 3 – флогопитовые метасоматиты, 4 – хлорит-карбонат-амфиболовые метасоматиты, 5 – геологические границы, 6 – линии и номера каналов, по которым было проведено опробование, 7 – контур карьера, 8 – 10 – зоны распределения аксессуарных минералов: 8 – монацит, 9 – циркон, 10 – пирохлор.

Типоморфизм породообразующих минералов карбонатитов Булдымского массива

Породообразующие минералы карбонатитов Булдымского массива представлены карбонатами – кальцитом, доломитом, ферродоломитом, амфиболами ряда винчит-рихтерит-арфведсонит, слюдами ряда флогопит-тетраферрифлогопит.

Кальциты. Зерна кальцита часто содержат вытянутые ориентированные вроски доломита, представляющего собой продукты распада твердых растворов. Кальцит содержит значительные количества железа, марганца и магния (0,31-1,78% MgO, 0,6-1,54 % FeO, 1,3-1,6 % MnO) [Таланцев, 1991]. Содержание в нём минала (Mg, Fe, Mn) CO₃ составляет 4 - 9%. В кальцитах устанавливаются высокие содержания стронция (1,15-1,37% SrO) и редких земель (0,17-0,28% TR). Таких содержаний стронций обычно достигает в кальцитах высокотемпературной калишпат-кальцитовой фации (0,32-1,45% Sr), хотя высокостронциевые кальциты встречаются и в низкотемпературных фаци-

ях. Высокие содержания магния Mg (0,07-1,81%) также характерны для высокотемпературных кальцитов калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой фаций [Самойлов, 1977]. Содержания FeO (0,15-0,68%) и MnO (0,06-0,72%) в кальцитах этих фаций ниже. Обогащенность железом (до 5% FeO) и марганцем (до 6,05% MnO) более характерна для кальцитов хлорит-серицит - анкеритовой фации. Высокие содержания железа (0,95% FeO) и марганца (1,1% MnO) [Кононова, 1979] в высокотемпературных кальцитовых карбонатитах из миаскитов являются особенностью кальцитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Доломиты представлены разновидностями, относящимися к серии твердых растворов доломит-ферродоломит. Доломит из доломит-кальцитовых карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов содержит 12 - 13% ферродоломитового минала. Содержания FeO (4,55-5,3%), MnO (1,9-2,0%), TR (0,034-0,054%), SrO (0,06-0,30%). Доломиты из доломитовых карбонатитов представлены ещё более железистыми разновидностями (до 36% ферродоломитового минала) [Таланцев, Петрова, 1991], что по классификации У.А. Дира и др. [1966] соответствует анкеритам. Необхо-

димо отметить, что в названии хлорит-серицит-анкеритовой фации отражены именно такие составы «анкеритов», являющиеся, по более современным классификациям, ферродоломитами [Никель, 1992]. Содержание кутнагоритового минала в доломитах составляет 5%, что также характерно для пород этой фации.

Амфиболы. Согласно номенклатуре амфиболов Е. Лика [Е.В. Lick, 1978], амфиболы карбонатитов Булдымского массива относятся к группе натровых ($Nav > 1,32$ ф.ед.) и кальцево-натровых ($0,67 < Nav < 1,34$ ф.ед.) амфиболов и представлены рядом арфведсонит – рихтерит – винчит. Составы рихтерита характерны для доломит-кальцитовых карбонатитов, рихтерита и арфведсонита – для флогопит-амфиболовых метасоматитов, винчита – для хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов краевых частей зон. В амфиболах постоянно встречаются включения магнетита в виде октаэдрических кристаллов и игольчатые вростки магнетита, ориентированные в трех направлениях, представляющие собой продукты распада твердых растворов (рис.10). Эти вростки часто приурочены к центральным и средним зонам роста кристаллов рихтерита (рис.11).

Химические анализы амфиболов из различных зон карбонатитов и карбонатно-силикатных метасоматитов приведены в таблице 1. Амфиболы представлены существенно магниезальными разностями ($mg = 75,4 - 94 \%$) с низкими содержаниями алюминия ($0,15-0,22$ ф. ед. Al_{IV}) и титана ($0,07-0,24\%$ TiO_2). Следует отметить и наличие «тетраэдрического железа» ($0,03-0,48$ ф.ед. Fe_{IV}) в изученных амфиболах.

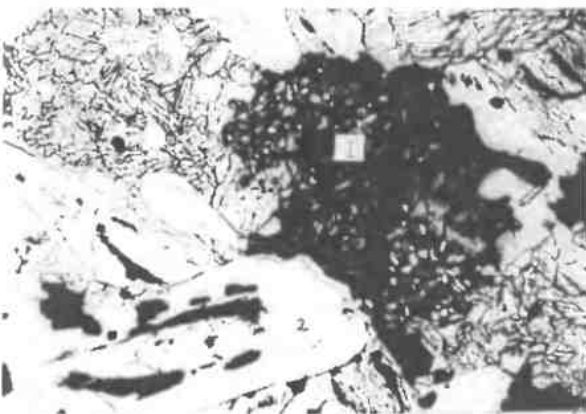


Рис. 11. Игольчатые включения железистых фаз в зоне роста рихтерита. Рядом зерно пироклора с включениями рихтерита.

Ув. 45х. 1 – пироклор, 2 – рихтерит, 3 – магнетит.



Рис. 10. Игольчатые включения железистых фаз в рихтеритах (без анализатора).

Ув. 100х. 1 – рихтерит, 2 – железистые фазы.

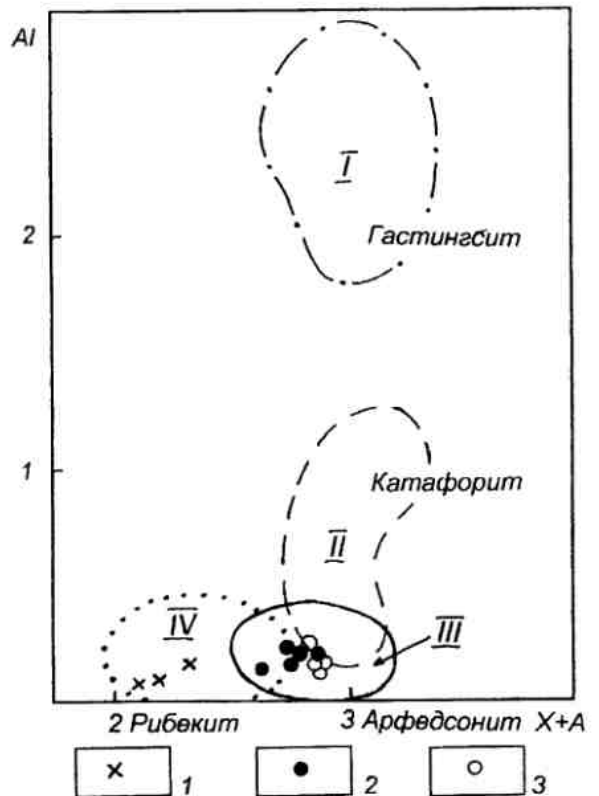


Рис.12. Диаграмма Al – (X + A). Зависимость состава амфиболов от температуры (по В.С. Самойлову [1977]).

Al – содержание алюминия в форм. ед. I – амфиболы из пород калишпаг-кальцитовой фации, II – амфиболы из карбонатитов альбит-кальцитовой фации, III – амфиболы из карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой фации, IV – амфиболы из карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации. 1 - 3 – амфиболы Булдымского массива: 1 – из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 2 – из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 3 – из доломит-кальцитовых карбонатитов.

Химические составы амфиболов из карбонатитов Булдымского массива (мас.%)

№ п/п № обр. Компонент	Винчиты			Магнезиоарфведсониты				Рихтериты					
	1 К - 74	2 427	3 K2-11	4 2 - 21	5 97-26	6 100-26	7 К - 15	8 13-17	9 86-26	10 309	11 33-11	12 5 - 1	13 5 - 2
SiO ₂	57,52	56,2	55,22	54	54,99	55,38	54,28	54,98	54,55	53,78	54,66	55,45	55,8
TiO ₂	0,15	0,07	0,16	0,12	0,24	0,18	0,2	0,21	0,19	0,19	0,18	0,2	0,22
Al ₂ O ₃	1,15	0,5	0,65	1,2	1,03	0,9	1,25	1,23	1,08	1,1	1,44	0,96	0,72
Fe ₂ O ₃	1,49	3,28	4,69	8,07	6	5,62	7,6	4,01	4,87	4,35	5,65	6,26	7,63
FeO	2,39	2,27	4,02	3,45	3,23	2,57	2,87	2,15	2,53	3,3	2,3	0,3	0
MnO	0,35	0,92	0,6	1,09	0,45	0,46	0,44	0,48	0,46	0,44	0,41	0,53	0,53
MgO	23,3	22,84	21,81	17,92	19,33	20,1	18,31	20,73	20,35	19,47	19,85	20,48	20,4
CaO	7,67	7,94	5,11	3,75	3,82	4,41	3,39	6,16	5,16	4,72	4,64	4,95	4,24
Na ₂ O	4,52	3,11	5	7,31	6,8	6,75	7,2	6,5	6,75	6,62	6,75	6,85	7,02
K ₂ O	0,24	0,52	0,79	1,7	1,42	1,35	1,26	0,89	1,25	1,45	1,35	1,26	1,55
H ₂ O	0,69	1,01	0,46	0,67	0,41	0,67	0,72	0,6	0,7	0,82	0,78	0,89	0,88
F	0,71	1,35	2,34	2,05	2,68	2,68	2,88	2,16	2,6	2,68	2,6	2,62	2,68
O = F ₂	-0,29	-0,57	-0,99	-0,86	-1,13	-1,13	-0,81	-0,91	-1,09	-1,13	-1,09	-1,1	-1,13
Сумма	99,92	99,64	99,86	100,17	99,27	98,28	97,99	98,28	99,4	97,79	99,5	99,66	100,6
Si	7,69	7,61	7,48	7,62	7,72	7,68	7,73	7,68	7,71	7,71	7,67	7,78	7,77
Al ^{iv}	0,22	0,08	0,1	0,2	0,17	0,2	0,21	0,15	0,18	0,19	0,27	0,16	0,12
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe ⁽⁺³⁾ _{iv}	0,08	0,31	0,4	0,17	0,09	0,1	0,04	0,16	0,09	0,08	0,04	0,04	0,09
Fe ⁽⁺³⁾ _{vi}	0,07	0,02	0,14	0,69	0,54	0,49	0,76	0,13	0,42	0,39	0,51	0,62	0,71
Fe ⁺²	0,27	0,26	0,46	0,41	0,38	0,3	0,34	0,25	0,29	0,4	0,27	0,04	0
Mg	4,65	4,61	4,4	3,77	4,04	4,2	3,89	4,33	4,23	4,16	4,16	4,28	4,23
Mn	0,04	0,1	0,07	0,13	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
Ca	1,1	1,15	0,74	0,57	0,59	0,66	0,52	0,85	0,77	0,72	0,7	0,74	0,63
Na	1,17	0,82	1,31	2	1,85	1,83	1,98	1,77	1,82	1,84	1,84	1,86	1,9
K	0,03	0,08	0,12	0,26	0,15	0,21	0,23	0,12	0,19	0,23	0,21	0,23	0,28
ОН	0,61	0,91	0,42	0,63	0,38	0,63	0,49	0,57	0,065	0,78	0,73	0,84	0,82
F	0,3	0,58	1	0,91	1,18	1,19	1,29	0,97	1,15	1,22	1,15	1,16	1,18
mg	93,1	92,4	88,2	75,4	80,9	83,6	76,5	90,9	85,1	83,5	83,3	84,9	83,1
Fe ⁺³ /Fe ⁺²	0,55	1,27	1,17	2,1	1,66	1,95	2,35	1,16	2,32	1,17	2,04	*	*

Примечание. mg = 100 Mg/ Mg + Fe_{общ.} + Mn. 1-3 – из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 4-8 – из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 9 - 13 – из доломит-кальцитовых карбонатитов. 1-11 – химические анализы, аналитик В.В. Семенова (ка федра геохимии ЛГУ), Т.К. Кримова (ИГЗ УНЦ АН), 12-13 – данные микрозондового анализа (Университет штата Юта, отделение геохимии, Солт-Лейк-Сити, США). * – соотношение Fe³⁺/Fe²⁺ не рассчитывалось, т.к. микрозондовым анализом определено Fe_{общ.}

По данным кристаллохимических пересчетов, Fe³⁺ может находиться как в октаэдрических (до 0,76 ф. ед.), так и в тетраэдрических (до 0,4 ф. ед.) позициях амфиболов. Хотя возможность вхождения Fe³⁺ в тетраэдрические позиции амфиболов пока не доказана ни структурными, ни спектроскопическими исследованиями, «тетраэдрическое» железо часто отмечается в амфиболах карбонатитов среднетемпературных фаций [Самойлов, 1977]. Низкие содержания алюминия и титана также характер-

ны для амфиболов среднетемпературных фаций карбонатитовобразования и отличают их от высокотемпературных амфиболов калишпат-кальцитовой фации (рис.12).

Необходимо отметить высокие содержания фтора в амфиболах карбонатитов и флогопит-рихтеритовых метасоматитов (2,16 - 2,88% F), наивысшие содержания которых позволили выделить новые минеральные виды амфиболов – фторрихтерит и фтормагнезиоарфведсонит [Баженов, Недосекова, 1993]. Более низкие содер-

жания фтора (0.71-1.35%) отмечаются в амфиболах из хлорит-амфиболовых метасоматитов краевых частей зон.

Эволюция составов амфиболов в процессе карбонатитообразования выражается в увеличении железистости от периферических зон к центральным (от 3,88% до 11,52% FeO+Fe₂O₃) и некотором её снижении в карбонатитах на заключительных стадиях процесса (7,65% FeO+Fe₂O₃). Снижение железистости амфиболов, вероятно, связано с обособлением железа из структуры амфиболов в самостоятельные фазы.

Эволюционные тренды изменения химизма амфиболов иллюстрируются на диаграмме Ca – Mg – Fe общ. [M.J. Le Bas and R.K. Srivastava, 1989] (рис. 13). Составы амфиболов Булдымского массива находятся в области тренда фенитизации богатых магнием пород и в области амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. В области G (область составов амфиболов, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой) амфиболов булдымских карбонатитов не установлено, хотя один анализ амфибола находится на границе с этой областью. Это может свидетельствовать о том, что амфиболы карбонатитов Булдымского мас-

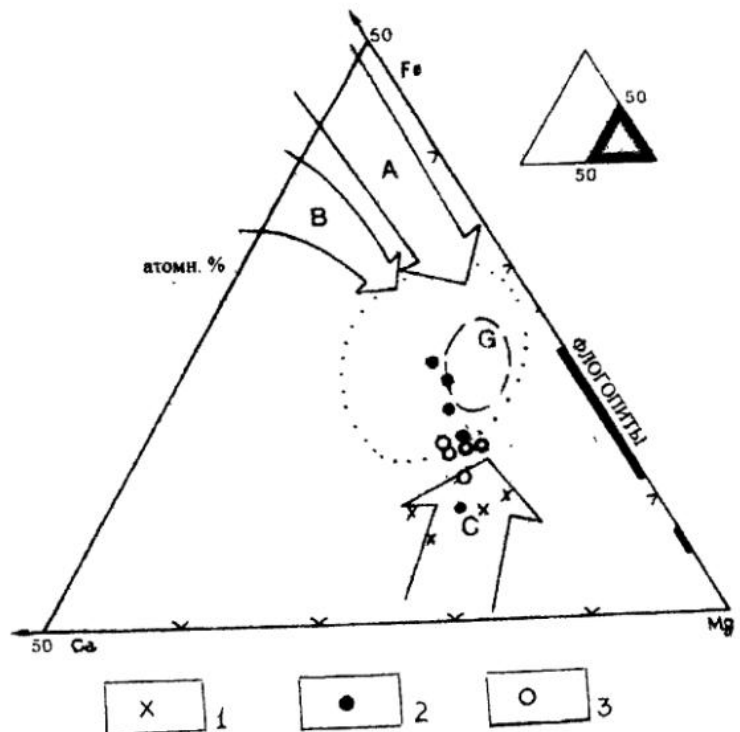
сива образовались при метасоматическом замещении гипербазитов.

Слюды представлены железисто-магнезиальными ($m = 78 - 95\%$), низкоглиноземистыми (0,8-1,05 ф. ед. Al_{IV}), низкотитанистыми (0,24-0,99% TiO₂) разновидностями ряда флогопит – тетраферрифлогопит (0 - 0,16 ф. ед. Fe_{IV}) (табл. 2). Бурые тетраферрифлогопиты с обратной схемой абсорбции характерны для доломит-кальцитовых карбонатитов и метасоматитов, зеленовато-бурые флогопиты с неявно выраженной схемой абсорбции – для флогопит-рихтеритовых метасоматитов, зеленые флогопиты с прямой схемой абсорбции – для флогопитовых метасоматитов. В доломит-кальцитовых карбонатитах в кристаллах тетраферрифлогопита встречаются реликтовые слои зеленого флогопита с прямой схемой абсорбции. Замещение флогопита тетраферрифлогопитом связывают с высокой щелочностью среды и повышенным потенциалом кислорода [Павлишин, 1978; Багдасаров, 1985].

По химизму изученные флогопиты и тетраферрифлогопиты близки между собой. В слюдах так же, как и в амфиболах, постоянно встречаются ориентированные включения игольчатого магнетита и гексагональные пластинки гематита, располагающиеся в плоскостях спайности слюды. Устанавливается закономерное уве-

Рис. 13. Ca – Mg – Fe общ. диаграмма для амфиболов из карбонатитов и фенитов (по M.J. Le Bas and R.K. Srivastava [1989]).

G – область амфиболов, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой (пунктир). Точками оконтурена область амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. Стрелками показаны эволюционные тренды изменения химизма амфиболов в фенитизированных гранитах, гнейсах и пелитах (A), амфиболитах (B) и богатых магнием породах (C). 1 - 3 – амфиболы Булдымского массива: 1 – из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 2 – из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 3 – из доломит-кальцитовых карбонатитов.



Химические составы слюдов из карбонатитов Булдымского массива (мас.%)

№ п/п	Зеленовато-бурые флогопиты				Зеленые флогопиты			Тетраферрифлогопиты			Бурые флогопиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	К-13	К-8	318	97-26	К-18	1-29	3311-1	3311-2	8a	92-26	3-95	К-17
SiO ₂	41,23	40,45	41,32	41,48	39,96	41,97	38,73	40,54	41,52	40,12	42,6	42,7
TiO ₂	0,5	0,76	0,57	0,69	0,62	0,6	0,99	0,69	0,6	0,5	0,12	0,24
Al ₂ O ₃	10,34	11,39	9,9	10,2	11,94	12,25	11,82	10,48	9,53	9,94	12,3	11,12
Fe ₂ O ₃	1,52	1,82	1,14	2,2	2,18	2,03	2,82	2,98	2,52	2,85	1,77	1,82
FeO	5,85	7,54	7,54	6,63	7,22	6,68	7,61	5,82	5,52	5,78	2,01	2,27
MnO	0,21	0,24	0,24	0,22	0,34	0,72	0,35	0,23	0,66	0,18	0,51	0,36
MgO	24,56	22,7	23,73	22,71	22,73	22,3	20,76	23,58	24,84	24,4	26,96	27,4
CaO	0,07	н.о.	н.о.	0,01	0,1	н.о.	0,26	н.о.	0,11	0,26	0	0
Na ₂ O	0,77	0,66	0,66	0,67	0,54	0,7	0,59	0,67	0,74	0,63	1,35	0,54
K ₂ O	10,5	10	10,5	10,75	10	10,25	10,5	10,15	11,05	10,63	9,6	10,62
H ₂ O	2,15	1,24	2,08	1,66	1,83	1,21	3,36	3,27	1,13	2,26	0,88	0,76
F	4,42	4,4	3,91	3,28	4,04	2,8	2,4	2,6	2,9	3,22	3,7	3,9
O = F ₂	-1,86	-1,85	-1,65	-1,38	-1,7	-1,17	-1,01	-1,09	-1,22	-1,36	-1,56	-1,64
Сумма	100,21	99,35	100	99,17	99,8	100,3	99,18	100,27	99,79	99,41	100,24	100,15
Si	2,99	2,94	3,02	3,05	2,89	3	2,91	2,96	2,99	2,93	2,96	2,97
Al	0,88	0,97	0,85	0,88	1,02	1,03	1,05	0,9	0,81	0,86	1,01	0,91
Ti	0,03	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04
Fe ⁽³⁺⁾ _{iv}	0,08	0,05	0,03	0,03	0,06	0	0	0,1	0,14	0,16	0,02	0,08
Fe ⁽³⁺⁾ _{vi}	0	0,05	0	0,09	0,06	0,11	0,16	0,06	0	0	0,07	0,02
Fe ²⁺	0,35	0,46	0,46	0,41	0,44	0,4	0,48	0,35	0,33	0,35	0,12	0,13
Mn	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02
Mg	2,65	2,46	2,57	2,49	2,47	2,38	2,32	2,56	2,66	2,66	2,8	2,85
Ca	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0,02	0	0	0,02	0	0
Na	0,11	0,09	0,09	0,09	0,08	0,1	0,08	0,09	0,1	0,09	0,18	0,07
K	0,97	0,93	1	1	0,92	0,93	1	0,94	1,01	0,99	0,85	0,94
ОН	1,04	0,6	1,01	0,81	0,89	0,6	1,68	1,59	0,54	1,11	0,41	0,35
F	1,01	1	0,88	0,76	0,93	0,63	0,57	0,6	0,67	0,75	0,81	0,86
mg	85,7	82,2	84,2	82,2	82,6	81,2	77,8	85,9	87,7	88,1	92,7	95
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,29	0,22	0,13	0,29	0,27	0,27	0,33	0,46	0,42	0,46	0,75	0,77

Примечание. m = 100 Mg/(Mg + Fe + Mn). 1-4 – из флогопит-рихтеритовых метасоматитов, 5 – из флогопитовых метасоматитов, 6-10 – из доломит-кальцитовых карбонатитов, 11-12 – из доломитовых карбонатитов. 7-8 – реликтовая зона зелёного флогопита (7) в кристалле бурого тетраферрифлогопита (8). Аналитики – В.В. Семенова (кафедра геохимии ЛГУ), Т.К. Кринова (ИГЗ УНЦ АН)

личение в слюдах окисного железа от периферических зон в телах метасоматитов к центральным, сложенным карбонатитами (от 0,13 до 0,46 Fe³⁺/Fe²⁺). Максимальное отношение Fe³⁺/Fe²⁺ (0,75 – 0,77) фиксируется в доломитовых карбонатитах (см. табл. 2). Известно, что обогащение окисным железом слюды

обычно происходит при снижении температуры минералообразования [Самойлов, 1977].

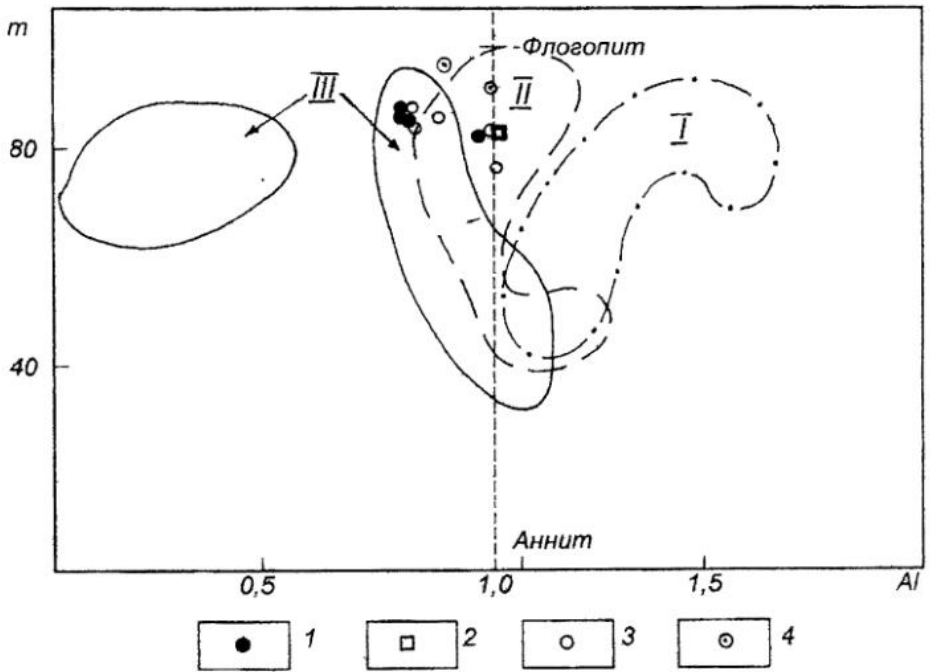
Содержания фтора в слюдах также очень высоки (2,4-4,42%). Максимальные содержания фтора устанавливаются в слюдах из флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитов (до 4,42% F). В слюдах доломитовых карбонатитов

Рис. 14. Изменение магнезиальности (m) и глинозёмистости (Al в форм. ед.) слюд из карбонатитов в зависимости от температуры (по В.С. Самойлову [1977]).

I – слюды из карбонатитов калишпат-кальцитовой фации, II – слюды из карбонатитов альбит-кальцитовой фации, III – слюды из карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой фации.

1-4 – слюды Булдымского массива:

1 – из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 2 – из флогопитовых метасоматитов, 3 – из доломит-кальцитовых карбонатитов, 4 – из доломитовых карбонатитов.



содержания фтора – 3,7 - 3,9%, в доломит-кальцитовых карбонатитах несколько ниже (2,4 - 3,22%).

Составы слюд Булдымских карбонатитов близки составам слюд альбит-кальцитовой и амфибол-доломит-кальцитовой фации (рис. 14) и отличаются от слюд высокотемпературных фаций с высокими содержаниями алюминия (1,93 ф. ед. Al_{IV}) и титана (2,28% TiO_2) [Самойлов, 1977].

Геохимические особенности карбонатитов Булдымского массива

Химические составы пород и содержания элементов-примесей в различных зонах метасоматической колонки процесса карбонатитообразования в Булдымском массиве приведены в таблицах 3, 4.

Карбонатиты Булдымского массива имеют редкометальную специфику, характерную для карбонатитов как горных пород – одновременную обогащённость стронцием (0,97%), редкими землями (0,20%), ванадием (0,0025%), а также ниобием (0,057%) и цирконием (0,0165%).

Содержания Sr, TR, Nb, Ti, V, Zr, Pb, Zn в

доломит-кальцитовых карбонатитах Булдымского массива близки классическим карбонатитам ультраосновных щелочных комплексов (табл.5), причем содержание Nb и Sr выше, а Ba, TR, Zr, Ti, V, Pb, Zn несколько ниже кларковых. Содержания Cr и Ni на порядок превышают кларковые содержания для карбонатитов, достигая 0,1% Ni и 0,2% Cr в доломитовых карбонатитах.

Относительно вмещающих гипербазитов карбонатиты Булдымского массива обогащены Ba, Sr, Nb, Zr, Be, Mo, Zn, Mn, Ti, Li, Rb. Некоторые разновидности метасоматитов обогащены La, Ce, Y, Pb, Cu и Cr. Карбонатиты и сопровождающие их карбонатно-силикатные метасоматиты обеднены относительно гипербазитов Ni и Co.

TR и Sr концентрируются в периферических частях зон (хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитах) и в карбонатитах (0,023 - 0,94% TR + Y и 0,65 - 1,16% Sr), превышая содержания в гипербазитах в десятки раз. Максимальные содержания редких земель (до нескольких %) установлены в доломитовых карбонатитах и связаны с присутствием в них монацита.

Содержания Nb, Zr, Ti, V сильно варьируют внутри каждой зоны, что связано с вхождением

Таблица 3

Химические составы пород Булдымского массива (масс.%)

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	S	H ₂ O
Карбонатиты														
Доломит - кальцитовые карбонатиты	6	7,28	0,06	1,02	3,3	1,68	9,78	41,13	0,67	0,52	0,01	33,87	0,02	0,03
Доломитовые карбонатиты	5	3,67	0,04	0,98	4,56	1,43	18,38	28,99	0,17	0,42	4,66	36,51	0,02	0,06
Карбонатно - силикатные метасоматиты														
Флогопитовые	6	45,51	0,5	8,36	10,94	0,38	21,77	1,73	1,66	7,57	0,01	1,58	0,09	0,06
Карбонат - флогопитовые	5	33,12	0,91	8,95	10,11	0,68	19,58	7,69	0,22	6,31	0,32	8,16	0,1	0,78
Флогопит - рихтеритовые	5	49,48	0,49	3,01	16	0,56	18,54	4,69	4,3	2,16	0,01	1,3	0,05	0,04
Карбонат - флогопит - рихтеритовые	5	31,64	0,41	3,02	12,07	1,14	15,94	21,35	3,25	1,7	0,01	10,76	0,22	0
Хлорит - амфиболовые	7	48,42	0,22	3,41	8,13	0,37	19,39	11,54	2,68	0,47	0,34	5,39	0,2	0,4
Хлорит - карбонат - амфиболовые	6	20,01	0,08	1,38	5,09	0,53	23,64	19,21	0,92	0,53	0,01	28,55	0,02	0,07
Гипербазиты														
Амфиболитовые гипербазиты	7	49,27	0,04	2,9	8,2	0,14	28,44	4,38	0,66	0,13	0,04	5,55	0,26	0,15
Оливин - энстатитовые породы	2	45,22	0,01	1,73	9,63	0,09	32,55	1,13	0,1	0,07	0,03	8,54	0,25	0,22
Оливиновые породы	2	40,42	0,03	2,3	10,42	0,09	34,62	0,31	0,14	0,03	0,01	10,12	0,92	0,2

Примечание. Рентгеноспектральный силикатный анализ выполнен в ЦЛ ПГО "Севзапгеология"

Таблица 4

Содержания редких элементов в карбонатитах, карбонатно-силикатных метасоматитах и гипербазитах Бульдымского массива (г/т)

Породы	Кол-во проб	Nb*	Zr*	Sr*	Ba**	V	Ti	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Y*	Ce**	La**
Карбонатиты															
Доломит - кальциевые карбонатиты	6	570	165	9750	210	25	600	35	30	260	10	80	150	1070	760
Доломитовые карбонатиты	5	35	60	2500	70	160	9100	11	380	1100	5	1900	250	350	120
Карбонатно - силикатные метасоматиты															
Флогопитовые	6	160	1030	660	280	105	5000	10	660	1600	50	1050	20	30	50
Карбонат - флогопитовые	5	965	10	40	70	15	400	20	40	210	10	70	250	1710	1020
Флогопит - рихтеритовые	5	130	110	310	60	130	4900	5	800	460	20	1280	10	50	50
Карбонат - флогопит - рихтеритовые	5	615	80	3870	110	80	4100	10	150	550	25	675	50	340	250
Хлорит - амфиболовые	7	65	50	40	70	80	2200	5	120	70	60	810	35	180	210
Хлорит - карбонат - амфиболовые	6	65	20	4180	40	25	750	10	70	400	25	50	35	220	170
Гипербазиты															
Амфиболизированные гипербазиты	7	30	15	185	40	30	400	5	5	1400	70	880	10	50	50
Оливин - энстатитовые породы	2	15	5	30	50	10	300	5	5	2000	100	800	5	50	50

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ПГО "Невская" и ЦД ПГО "Севзапгеология". * - данные рентгеноспектрального анализа, ** - данные рентгенорадиометрического анализа, остальные данные получены из спектрового анализа.

Таблица 5

Содержания ряда редких элементов (в г/т) в карбонатитах и щелочных породах Ильмено - Вишневогорского комплекса

Породы	Sr	Ba	Nb	Zr	Ti	V	TR+Y	Pb	Zn	Cr	Ni	Co
Ильменский гипербазитовый массив												
Хлорит - карбонат - амфиболовые метасоматиты*	4 180	40	65	50	2 200	80	430	10	120	814	400	25
Флогопит - рихтеритовые метасоматиты*	310	60	130	110	4 900	130	110	5	800	1 280	460	20
Флогопитовые метасоматиты*	660	280	160	1 030	5 000	105	90	10	660	1 050	1 600	50
Доломит - кальцитовые карбонатиты*	9 750	210	570	165	600	25	2 000	35	30	84	260	10
Доломитовые карбонатиты*	2 500	70	35	60	9 100	160	720	10	380	1 900	1 100	5
Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс												
<i>Породы анатектит - мигматитового уровня</i>												
Щелочные метасоматиты (фениты)	2 900	5 100	45	138	2 400	66	223	7	30	41	13	7
Щелочные мигматиты	2 800	4 380	114	393	3 530	75	162	6	27	12	10	5
Карбонатно-щелочные метасоматиты	2 850	3 500	208	314	19 800	225	620	76	145	103	42	23
Карбонатиты	8 200	2 500	41	66	4 070	128	1 118	10	81	18	12	8
<i>Породы магматического уровня</i>												
Мяскиты	2 500	2 300	246	547	2 700	80	261	9	40	17	6	3
Карбонатиты Вишневогорского массива	11 000	1 000	640	161	1 800	66	2 240	108	154	6	9	5
Карбонатиты ультраосновных щелочных комплексов (средние)	6 300	2 800	290	320	1 800	110	2 560	52	270	16	10	8

Примечание. * - данные автора, остальные данные по В.С. Самойлову [1984]

тих элементов в самостоятельные фазы – пироклор, циркон, титаномагнетит, ильменит. Содержания ниобия возрастают от периферических зон к центральным, достигая максимальных значений в доломит-кальцитовых карбонатитах (от 0,003 до 0,19% Nb). Цирконием обогащены зоны флогопитовых метасоматитов (0,1-0,25% Zr). Ванадий и титан концентрируется во флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитах (0,01% V и 0,5% Ti), заметно снижаясь в карбонатитах (0,0025% V и 0,06 % Ti).

Хромом, никелем и кобальтом обогащены, относительно других зон, флогопитовые метасоматиты (0,02-0,5% Cr, 0,05-0,16% Ni, 0,005% Co). В них также отмечаются более высокие относительно карбонатитов содержания Ii, Rb, Be, Zr.

Доломит-кальцитовые карбонатиты обогащены относительно доломитовых ниобием, цирконием, стронцием, свинцом, барием, церием, лантаном. Доломитовые карбонатиты относительно доломит-кальцитовых богаче титаном, ванадием, цинком, никелем, хромом, рубидием, литием, иттрием.

При сравнении геохимических особенностей карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского комплекса можно отметить, что по содержанию редких элементов карбонатиты Булдымского массива наиболее близки постмиаскитовым карбонатитам Вишневогорского массива, отличаясь от них лишь высокими содержаниями хрома и никеля (см. табл. 5).

Условия образования карбонатитов Булдымского массива

По данным доломит-кальцитовой термометрии [Таланцев, Петрова, 1991] образование карбонатитов Булдымского массива происходило в температурном интервале 575 - 230°C. Парагенезис доломит-кальцитовых карбонатитов с пироклором наиболее высокотемпературный 575 - 280°C, что соответствует калишпат-кальцитовой (730 - 530 °C), альбит-кальцитовой (530 - 420°C), и амфибол-доломит-кальцитовой (420 - 275°C) фациям карбонатитов по В.С. Самойлову [1977]. Для парагенезиса доломитовых карбонатитов с редкоземельной акцессорной минерализацией определены температуры 315 - 230 °C, что соответствует хлорит-серицит-анкеритовой фации карбонатитов (330 - 200°C) [Самойлов, 1977].

Температуры образования свыше 500°C для булдымских карбонатитов требуют подтверждения другими термометрическими методами, так как минеральные ассоциации доломит-кальцитовых карбонатитов (в частности, отсутствие форстерита и пироксенов, устойчивых в условиях высокотемпературных фаций) и химизм породообразующих минералов (см. рис. 10, 11) в большей мере соответствуют среднетемпературным фациям (500 - 300°C) карбонатитов. В то же время необходимо отметить широкое развитие структур распада твердых растворов в кальцитах, амфиболах и слюдах булдымских карбонатитов, высокие содержания в них некоторых микропримесных элементов, что характерно для высокотемпературных образований.

Выводы

1. Карбонатиты Булдымского массива являются продуктами процесса карбонатитообразования, связанного со становлением Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Они сформировались в результате щелочно-карбонатного метасоматоза гипербазитов. Об этом свидетельствуют текстурно-структурные особенности пород, наличие простой и фациальной зональности в телах карбонатитов, значительная роль силикатов (амфиболов и флогопитов) в составе карбонатитовых зон и жил, зависимость состава карбонатитов от вмещающих пород (их обогащенность микропримесными элементами гипербазитов – хромом и никелем), характер эволюции минеральных ассоциаций и составов минералов карбонатитов, соответствующий закономерностям развития гидротермально (флюидно)-метасоматического процесса.

2. Карбонатиты в Булдымском массиве представлены доломит-кальцитовыми и доломитовыми разновидностями, различающимися набором редкометалльных акцессорных минералов, составом породообразующих минералов и геохимическими особенностями. Доломит-кальцитовые карбонатиты с рихтеритом и тетраферрифлогопитом содержат редкометалльные акцессорные минералы (пироклор, циркон, псевдоморфозы ферсмита, эшинита, колумбита по пироклору) и обогащены стронцием, редкими землями, ниобием, цирконием. Доломитовые карбонатиты с флогопитом (или хлоритом) и амфиболом ряда винчит – рихтерит содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, ортит,

редкоземельный пироксид и обогащены титаном, ванадием, цинком, никелем, хромом, иттрием.

3. Карбонатиты сопровождаются мощными зонами флогопит-рихтеритовых и флогопитовых, часто карбонатсодержащих, метасоматитов. Ниобиевые акцессорные минералы (пироксид и др.) встречаются преимущественно в средних частях зон – в карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитах. Редкоземельные акцессорные минералы приурочены к периферическим частям зон. **Флогопитовые метасоматиты** обогащены относительно других зон цирконием, барием, никелем и кобальтом, **флогопит-рихтеритовые метасоматиты** – хромом и цинком. Содержания стронция, ниобия и редких земель в силикатных метасоматитах в десятки раз ниже, чем в карбонатитах.

4. **Доломит-кальцитовые карбонатиты** сформировались при температурах альбит-кальцитовой и амфибол-доломит-кальцитовой фации (500 - 300° С). Об этом свидетельствуют данные доломит - кальцитовой термометрии и особенности составов амфиболов и слюд – низкая глиноземистость и титанистость, обогащенность окисным железом, наличие в них «тетраэдрического» железа, высокие содержания фтора. Составы карбонатов (высокая магнезиальность кальцитов, значительные содержания в них стронция и редких земель, структуры распада твердого раствора доломита в кальцитах) также соответствуют особенностям этих фаций. **Доломитовые карбонатиты** формировались при более низких температурах хлорит-серицит-анкеритовой фации (300 - 200° С), что также подтверждается геохимическими особенностями минералов и пород.

5. Минеральные парагенезисы карбонатитов Булдымского массива, особенности состава слагающих их минералов, геохимические особенности пород сопоставимы с классическими карбонатитами ультраосновных щелочных комплексов. Они фиксируют эволюцию карбонатитообразующих растворов при образовании доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов от щелочных к более кислым и соответствуют среднетемпературным фациям карбонатитообразования. Таким образом, в отличие от карбонатитов высокотемпературных фаций Вишневогорского массива миаскитов, в Булдымском массиве более широко проявлены карбонатиты среднетемпературных фаций карбонатитообразования, ранее не известные в Ильменогорско-Вишневогорском щелочном комплексе.

Список литературы

Багдасаров Ю.А., Власова Е.В., Скосырева М.В. Типоморфизм слюд ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 78-92.

Баженов А.Г., Недосекова И.Л. Фторрихтерит – новый минеральный вид в группе амфиболов // Записки ВМО. 1993. Ч. СХХII. № 3. С. 98-102

Белов В.В. Монацит из района Вишневых гор // Записки ВМО. 1937. Серия 11. Ч. 66. Вып. 4. С. 648-650.

Бонштедт - Куплетская Э.М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: Наука, 1951. 105с.

Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. III. С. 215-256.

Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Муркин В.П. и др. Гипербазиты в геологическом строении Ильменогорского комплекса и его обрамления // Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 41-44.

Варлаков А.С. Петрография Булдымского гипербазитового массива Вишневогорского комплекса // Уральский минералогический сборник. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. № 1. С. 37-45.

Гайдукова В.С. Процессы изменения пироксидов в карбонатитовых месторождениях // Минеральное сырьё. 1960. Вып.1. С. 111 - 120.

Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // Записки ВМО. 1983. Вып. 2. Ч. 112. С. 164-176.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Наука, 1966. Т. 5. 406 с.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: НАУКА, 1964. 301с.

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.

Жабин А.Г., Самсонова Н.А. Карбонатные породы из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале // Труды ИМГРЭ. 1964. Вып. 9. С. 224-240.

Ильменев Е.С. Штокверковое редкометальное оруденение в нефелиновых сиенитах // Изв. Вузов. Сер. геология и разведка. № 11. 1958. С. 51-58.

Капустин Ю.Л. Соотношения карбонатов в зонах метасоматической доломитизации карбонатитов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 2. С. 397-401.

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.

Лебедева И.О., Недосекова И.Л. О процессе минерализации пирохлора из карбонатитов Булдымского массива (Вишневые горы, Урал) // Записки ВМО. 1993. № 2. С. 69-75.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 4. С. 930-933.

Левин В.Я., Роненсон Б.М. Карбонатиты Урала // Вопросы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 112-125.

Левин В.Я. Проблемы интрузивного щелочно-магматизма Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М.: наука, 1983. С. 100-110.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком. 1997. 272 с.

Недосекова И.Л., Поляков В.О., Баженова Л.Ф. Акцессорные редкометалльные минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов в Ильменогорско-Вишневогорском комплексе // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. С. 49-51.

Недосекова И.Л., Лотова Э.В. Находка стронцианита в Булдымском гипербазитовом массиве (Вишневые горы) // Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. С. 56-61.

Недосекова И.Л., Поспелова Л.Н., Поляков В.О. Магнезиальный колумбит из Булдымского массива (Вишневые горы) // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1988. С. 23.

Никель Е.Х. Твердые растворы в номенклатуре минералов // Записки ВМО. 1992. № 2. С. 91.

Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения // Геология месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Вып. 28. 174 с.

Павлишин В.И., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др. Слюды с железом в четверной координации // Записки ВМО. 1978. Ч. 107. Вып. 2. С. 165-180.

Самойлов В.С. Карбонатиты (фашии и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.

Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.

Свяжин Н.В. Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 65-72.

Таланцев А.С., Петрова Г.А. Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Свердловск: УрО РАН, 1991. 70с.

Чернышева Е.А. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск: Наука СО, 1981. 152 с.

Veen A.H. van der. Calcite - dolomite intergrowths in high - temperature carbonate rocks // Amer. Mineral. 1965. V 50. № 11-12. P. 2070.

Le Bas M.J. and Srivastava R.K. The mineralogy and geochemistry of the Mundwava carbonatite dykes, Sirohi District, Rajasthan, India // Neues Jahrbuch fur Mineralogie. Abhandlungtn. Stuttgart. 1989. Band 160. Helf 2. P. 207-227.

Leak E.B. Nomenclature of amphiboles // The canadian mineralogist. 1978. V.16. November. Part 4. P. 501-520.