

# МИНЕРАЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В. Н. Огородников, С. Г. Суставов, Д. А. Ханин, Е. С. Шагалов, Ю. А. Поленов

## Mineralogy of carbonatites of the Ufaleysky metamorphic complex

V. N. Ogorodnikov, S. G. Sustavov, D. A. Khanin, E. S. Shagalov, Yu. A. Polenov

The first findings of carbonatites in the Ufaleysky complex happened in the late 1980s. Separate bodies of carbonatites are confined to linear fissured zones. According to the structural-textural and mineralogical characteristics, the studied carbonatites belong to one of three types: carbonatite-I – calcite, carbonatite-II – calcite-dolomite, and carbonatite-III (nelsonite). Carbonatites of the last type occupy a transversal position relative to the other carbonatites and are represented by dolomite-ankerite carbonates with amphibole, apatite, and microcline. In contrast to the Il'meno-Vishnevogorsky complex, where rare-earth mineralization has cerium specialization, the Ufaleysky carbonatites are associated with subalkaline granitoids and have a distinct yttrium specialization. The authors study in detail the carbonatites and nelsonites in quartz vein deposits of the Ufaleysky metamorphic complex of the Precambrian age, associated with the formation of quartz veins of extremely pure quartz of the Ufaleysky and Yeghustinsky types. The authors established their genetic interrelation with albitites. The article contains the stages of development of carbonatites and nelsonites and their mineralogical composition. For the study of the morphology of crystals and the chemical composition of phlogopite, amphibole, diopside, epidote, magnetite, xenotime, composing carbonatites and nelsonites, the authors used an electron probe microanalyzer, electron microscope, and X-ray diffraction analysis. The carbonatites and nelsonites have a high concentration of rare earths, yttrium, uranium-thorium, tantalum-niobates, strontium, which is of practical interest as a complex mineralization.

**Keywords:** Ufaleysky metamorphic complex; carbonatites; nelsonites; rare earths; tantalum-niobates; xenotime.

Карбонатиты в Уфалейском блоке впервые были установлены в конце 1980-х годов. Отдельные тела карбонатитов приурочены к линейным трещинным зонам. По структурно-текстурным и минералогическим особенностям изученные карбонатиты подразделяются на три типа: карбонатит-I – кальцитовые, карбонатит-II – кальцит-доломитовые, карбонатит-III (нелсониты) занимают секущее положение относительно предыдущих карбонатитов и представлены доломит-анкеритовыми карбонатами с амфиболом, апатитом, микроклином. В отличие от Ильмено-Вишневогорского комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию. Детально изучены карбонатиты и нелсониты на кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса докембрийского возраста, с которыми связано образование кварцевых жил особо чистого кварца уфалейского и егустинского типов. Установлена их генетическая связь с албититами. Выявлена стадийность развития карбонатитов и нелсонитов, изучен их минеральный состав. С помощью электронно-зондового микроанализатора, электронного микроскопа и рентгеноструктурного анализа изучены морфология кристаллов и химический состав флогопита, амфибола, диопсида, эпидота, магнетита, ксенотима, слагающих карбонатиты и нелсониты. Выявлена высокая концентрация в карбонатитах и нелсонитах редких земель, иттрия, урана-тория, тантало-ниобатов, стронция, что представляет практический интерес в качестве комплексного оруденения.

**Ключевые слова:** Уфалейский метаморфический комплекс; карбонатиты; нелсониты; редкие земли; тантало-ниобаты; ксенотим.

**В**ведение  
В середине 1970-х гг. в России появились материалы, подтверждающие правомочность выделения отдельной формации нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В Ильмено-Вишневогорском комплексе Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены карбонатиты в ассоциации с широко развитыми нефелиновыми сиенитами и фенитами без участия щелочно-ультраосновных пород [1, 2]. Тогда была впервые выделена на Урале карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю. А. Багдасаровым [3] формацией карбонатитов линейно-трещинных зон.

Карбонатиты в Уфалейском блоке впервые были установлены в конце 1980-х гг. в карьерах юго-западнее пос. Слюдорудник, в районе кварцевой жилы № 175 [4–6], позднее выявлены на протяжении нескольких километров вдоль Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны в карьерах по отработке кварцевых жил № 2136, 179, 170, Беркутинская, в кварцево-жильных телах ряда мусковитовых месторождений (№ 3, 4 и др.), а также в рудных телах магнетитовых месторождений (Маукское, Теплогорское, Уфимское и др.) [7–9]. Отдельные тела карбонатитов приурочены к линейным

трещинным зонам переменной мощности от 0,1–1,2 м до 3–4 м. По простирацию они прослеживаются на 20–40 м, реже 150–200 м. В отличие от Ильмено-Вишневогорского комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию [10], уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию [7, 11].

### Методы исследования

Химический состав минералов карбонатита изучен на кафедре МГУ на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax SX 50 при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе накала 30 нА (аналитик Д. А. Ханин). При определении состава минералов-карбонатитов использовались следующие стандарты: для натрия и кремния – чкаловит; для магния и кальция – HBL (роговая обманка); для алюминия и калия – адуляр (ADL); для бария – барит; для никеля – NiO; Cr, Fe – SPL (шпинель); ванадия – VAN (ванадинит); для магния и титана – MnTiO<sub>3</sub>.

Количественное определение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в минералах карбонатитов было проведено методом ICP-MS на масс-спектрометрах ELAN-6000 и ELAN-9000 в лаборатории физических и химических методов исследования Института геологии и геохимии УрО РАН. Рентгенометрическое изучение минералов проведено в рентгеновской лаборатории кафедры минералогии, петрографии и геохимии УГГУ. Морфология кристаллов минералов карбонатитов изучена на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН.

Изучению подверглись образцы карбонатитов, отобранные из забоев карьера по отработке кварцевой жилы № 175.

### Результаты исследования

Формирование Уфалейского и других гнейсово-амфиболитовых комплексов Урала началось с заложения в среднем рифее серии рифтовых структур, которое сопровождалось развитием регионального метаморфизма алданской фации глубинности (гранулитовый) и завершилось ультраметаморфизмом [7, 12] с образованием небольших тел щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, гранитных мигматитов – анортоклазовых гранитов чувсовского комплекса. Возраст по микроклину, биотиту 1100–1215 млн лет [13]; по цирконам из гнейсов – 990–1180 млн лет [14], различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией (иттрозидот) – 1100–1200 млн лет [15].

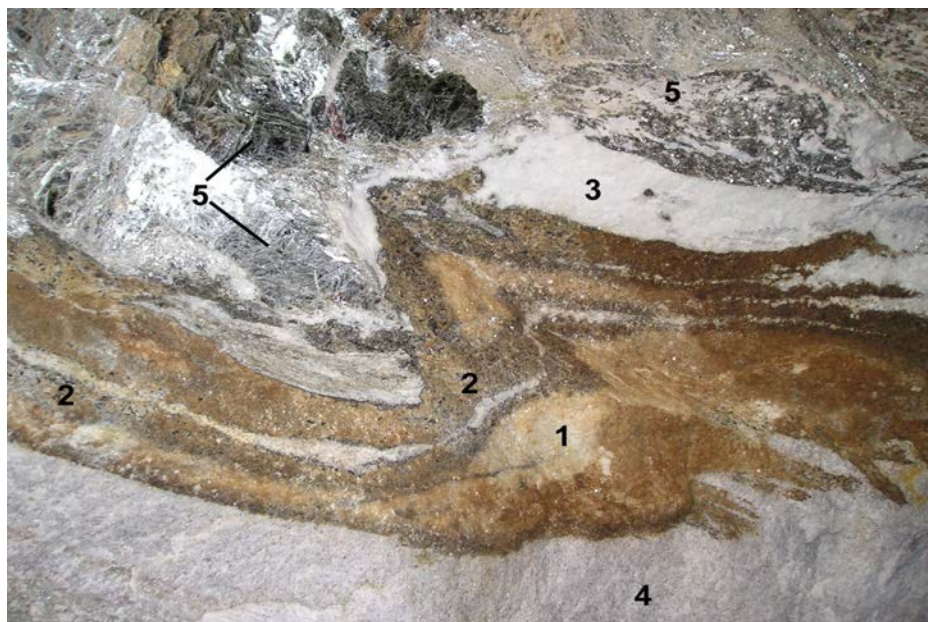


Рисунок 1. Ранний (рифейский) кальцитовый карбонатит желтого, белого цветов (1) замещается кальцитом и доломитом серого цвета с флогопитом и магнетитом (2) совместно с альбитом (3); оба карбоната смяты в складки и замещены во время ранней коллизии метасоматическим мелкозернистым кварцем (4) и кварц-мусковитовым комплексом с крупными кристаллами мусковита (5). Уменьшено в 10 раз. Кровля штольни по отработке жилы мусковита № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита.

Гранитизированные и мигматизированные амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы и гранитоиды чувовского комплекса сложены преимущественно К–Na полевыми шпатами – анортоклазом и высоким альбитом с характерной веерообразной, гигантозернистой структурой, с радиальным расположением лейст анортоклаза размером до 10 см длиной и «лунной» иризацией на плоскостях спайности [7]. Существует общепринятая точка зрения на высокотемпературную природу анортоклаза, к которому относятся К–Na полевые шпаты с содержанием ортоклазового компонента от 5 до 40 % с параметрами кристаллической решетки:  $a_0 = 8,25\text{--}8,30 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 12,95 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 7,15 \text{ \AA}$ ,  $2V = 40^\circ$ . С этими метасоматитами связано редкоземельное оруденение – иттрийсодержащий эпидот [7, 12, 16].

В венде становление субщелочных гранитоидов битимского комплекса (579–533 млн лет) сопровождалось образованием многочисленных тел альбититов (Sm–Nd возраст  $525 \pm 11$  млн лет), сложенных мелкозернистым, «сахаровидным» альбитом и окварцеванием, с формированием протяженных тел магматических карбонатитов существенно кальцитового состава (рис. 1), характеризующихся повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы [8]. С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов – фергюссонита и иттроколумбита [17].

Ранняя стадия карбонатизации – образование крупнозернистых «пегматоидного» облика кальцитовых карбонатитов (карбонатит-I) и сопряженных с ними альбититов – является характерным явлением для карбонатитов Восточной Сибири, Енисейского кряжа и др. [18, 19]. Крупнокристаллические ранние кальцитовые карбонатиты Уфалейского комплекса не содержат собственных редкоземельных минералов, но концентрируют редкоземельные элементы в самом кальците – содержание TR = 1500–2900 г/т, в том числе 200–750 г/т Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава, тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300–400 г/т, в том числе 80–90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в том числе 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенные содержания Sr = 6700; Nb до 410; Mn = 6900 г/т. Повышенные количества SrO, MnO в высокотемпературных кальцитах являются характерным признаком высокотемператур-

ных магматогенных карбонатитов. Изотопный состав (Sr, Nd, С, O) карбонатитов Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [11].

На постмагматической стадии под действием гидротермальных растворов субщелочных гранитов битимского комплекса наблюдается перекристаллизация раннего кальцита белого, желтого цвета с образованием прозрачных полигонально зернистых агрегатов кальцита и доломита серого цвета (карбонатит-II). Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией флогопита, имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с карбонатом.

Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочисленные мелкие новообразованные кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Что касается редкометаллической и редкоземельной минерализации, то появление ее связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатитах метасоматического этапа формирования этих тел. Поздние карбонатиты анкерит-доломитовой стадии (карбонатиты-III) и нельсониты содержат в большом количестве апатит, титаномagnetит, рутил, титанит, ксенотим, пиррохлор, колумбит, новообразованный иттроэпидот (рис. 2), содержащие в повышенных количествах: Y = 400,7–4729,6; Nb = 1387,6–2920,2; Ta = 10,2–86,3; P = 21,5–2362,4; Mn = 1529,6–6393,7; U = 4,1–50,4; U/Th = 10,9–37,0; Zr = 7,2–20,1; Sr = 178,8–1396,9; Ba = 33,3–803,6 г/т.

По структурно-текстурным и минералогическим особенностям изученные карбонатиты подразделяются на три типа: карбонатит-I – кальцитовые, массивные, гиганто-, крупнозернистые с размером зерен 3,0–10 см; карбонатит-II – кальцит-доломитовые, массивные и грубополосчатые, крупно-среднезернистые с размером зерен 0,5–1,0 см и тонкополосчатые с размером зерен 0,2–0,5 см. По минеральному составу большинство карбонатитов-II сложены кальцитом с пироксенами (эгирин-авгитом), амфиболами (гастингситом) и слюдами (биотитом, тетраферрибиотитом). Карбонатит-III (нельсониты) занимает секущее положение относительно предыдущих карбонатитов и кварцевожильных тел, представлен доломит-анкеритовыми карбонатами

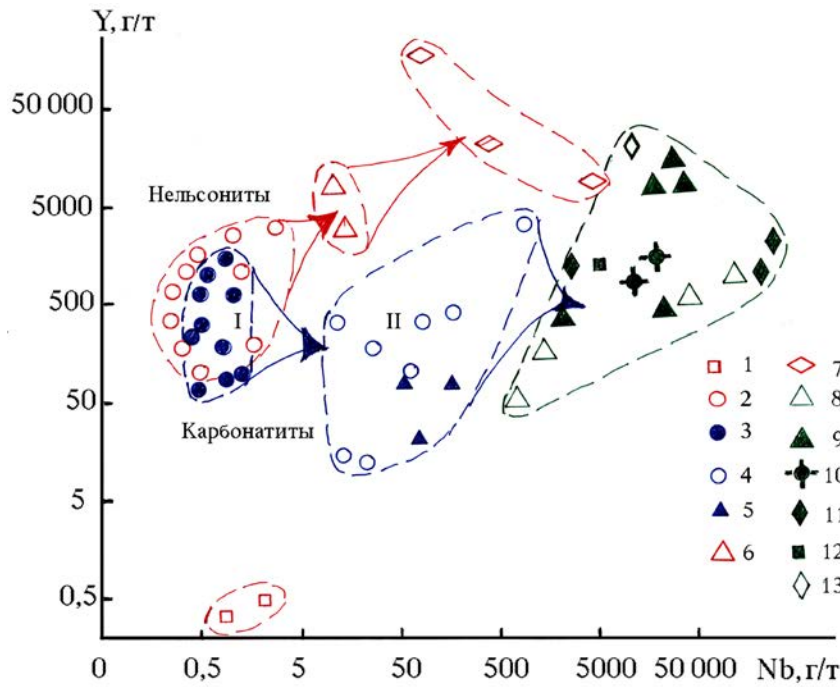


Рисунок 2. Поведение Y–Nb (г/т) в карбонатах (I–II) и нельсонитах (карбонаты-III) Уфалейского комплекса [6]:

1 – альбиты; 2 – апатиты из нельсонитов; 3 – ранний магматический кальцит-I; 4 – карбонат-II кальцит-доломитового состава; 5 – биотит из карбонатов-II; 6 – новообразованный иттроэпидот в кварцевой жиле; 7 – ксенотим; 8 – ильменорутит; 9 – титанит; 10 – Y-колумбит; 11 – пирохлор; 12 – лучистый циркон; 13 – фергюссонит.

с амфиболом, апатитом, микроклином. В качестве акцессорных минералов в них встречаются ильменит-(Nb), титанит-(Nb), циркон, рутил-(Nb), магнетит, пирротин, пирит, пентландит, марказит, молибденит-3R [3, 4, 6].

При изучении минералогии карбонатов было установлено, что карбонаты-II обладают большим разнообразием минералов, чем карбонаты-I. В обоих карбонатах сквозными минералами являются высокожелезистый флогопит, железистый тремолит (актинолит), магнетит и пирит.

**Флогопит** по телу карбоната распределяется неравномерно, в карбонатах-II встречается в виде чешуйчатых сростков, образуя линзовидные скопления мощностью 0,5 см и протяженностью 2 см, отдельные крупные кристаллы могут достигать раз-

меров 0,3–0,5 м [7]. Данные по химическому составу флогопита приведены в табл. 1.

В скоплениях совместно со слюдой нередко присутствуют сростки с кристаллами магнетита, амфибола, диоксида, пирита, зернами эпидота и кальцита. Между чешуйками слюды и кристаллами магнетита и зернами кальцита наблюдаются индукционные поверхности, свидетельствующие об одновременном росте слюды с этими минералами. Эпидот образуется раньше слюды и образует отпечатки от граней кристаллов на поверхности чешуек слюды. Кристаллы пирита более поздние и обычно нарастают на пластинчатые кристаллы слюды.

По соотношению магния и железа в формуле видно, что изученная слюда отвечает промежуточному члену ряда флого-

Таблица 1. Химический состав флогопита.

Окислы	1	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	0,83	0	0,82	0,33	0,33	0,11
K <sub>2</sub> O	9,81	9,74	9,66	9,85	9,87	9,71
MgO	12,76	13,28	12,05	12,24	12,66	12,42
FeO	19,42	19,71	20,04	19,52	20,01	20,12
MnO	0,30	0,27	0,30	0,30	0,27	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,77	13,82	13,61	13,53	14,07	13,68
SiO <sub>2</sub>	37,69	37,24	36,20	36,92	37,82	37,54
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,41	0,89	0,95	0,88	0,85

Эмпирические формулы:

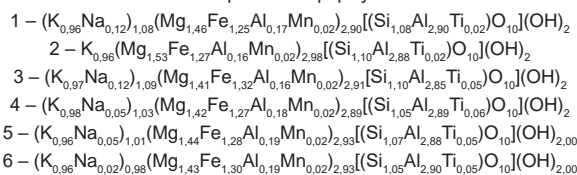


Таблица 2. Микроэлементный состав железистого флогопита, г/т.

Li	60,319	Ge	1,24	Cs	4,93	Er	2,37	Mn	619,49	Mo	1,03	Sm	0,54	W	1,32
Be	2,637	Rb	497,10	Ba	2075,15	Tm	0,36	Co	26,44	Ag	3,73	Eu	0,43	Tl	0,82
Sc	9,777	Sr	23,22	La	1,06	Yb	2,62	Ni	23,95	Cd	H/o	Gd	1,37	Pb	6,00
Ti	3221,10	Y	20,62	Ce	2,32	Lu	0,41	Cu	1180,68	Sn	6,11	Tb	0,26	Bi	0,18
V	46,12	Zr	5,83	Pr	0,29	Hf	H/o	Zn	248,32	Sb	1,03	Dy	2,32	Th	1,24
Cr	77,02	Nb	53,62	Nd	1,34	Ta	112,08	Ga	41,75	Te	0,02	Ho	0,71	U	19,00

H/o – не определено.

Таблица 3. Рентгенограмма флогопита.

Зеленая слюда		Флогопит 2M <sub>1</sub> (Bailey, 1980)			l	d <sub>sin</sub>	d (Å)	l	hkl
					9	2,45*	2,439	40	133
l	d <sub>sin</sub>	d (Å)	l	hkl	–	–	2,361	16	117
10	10,20	10,129	100	200	1	2,31	2,304	9	040
–	–	5,056	18	004	–	–	2,270	9	13 $\bar{5}$
3	4,70	4,612	19	020	5	2,18*	2,180	45	135
–	–	4,515	7	021	–	–	2,039	21	224
2	4,03	4,079	5	112	3	2,02*	2,017	66	0.0.10
5	3,70	3,814	18	023	–	–	2,000	20	13 $\bar{7}$
–	–	3,540	33	11 $\bar{4}$	–	–	1,914	5	137
9дв	3,35	3,362	100	006	–	–	1,751	3	139
–	–	3,283	38	114	–	–	1,737	5	227
3дв	3,16	3,156	9	11 $\bar{5}$	4	1,677*	1,677	47	153
–	–	3,040	40	025	9	1,545*	1,538	50	060,330
–	–	2,926	8	115	2	1,525*	1,521	10	062
6	2,90	2,818	22	11 $\bar{6}$	a <sub>0</sub> = 5,41(2) b <sub>0</sub> = 9,251(6) c <sub>0</sub> = 20,29(8) β = 95,4(1)°		a <sub>0</sub> = 5,347 b <sub>0</sub> = 9,227 c <sub>0</sub> = 20,252 β = 95,02°		
–	–	2,651	22	13 $\bar{1}$					
10	2,63*	2,624	100	116					
–	–	2,522	28	008					

Условия съемки: аппарат УРС-55, камера РКД 57,3 мм; Fe<sub>Kα</sub>, t = 2 ч; \*линии, по которым рассчитаны параметры элементарной ячейки.

пит-аннит, близкому к средней части. Кроме этого, в эту позицию попадает заметное количество алюминия, присутствие его в некотором избытке в тетраэдрических позициях свидетельствует о присутствии в составе слюды сидерофиллитового минала. Специфической особенностью высокожелезистого флогопита является постоянное присутствие в нем первых десятых процента закиси марганца и до одного процента окиси титана. Повышенное содержание титана во флогопите более 1 % характерно для глубинных ультраосновных и основных жильных пород [20].

Из редких и рассеянных элементов флогопит обладает повышенным содержанием бария до 0,2 % (табл. 2), что в целом характерно для аналогичных карбонатных пород Алдана и Слюдянки. Содержание щелочных элементов лития и рубидия сопоставимо с содержанием этих элементов во флогопите из щелочных пегматитов Ловозерского массива [19]. Обращает на себя внимание повышенное содержание во флогопите тантала и ниобия, что также типично для карбонатитов. Повышенные концентрации меди и цинка, по-видимому, связаны с механическими включениями сульфидов.

Рентгенометрическое изучение дифракционной картины, проведенное в рентгеновской лаборатории кафедры минералогии, петрографии и геохимии, показало, что слюда является три-

октаэдрической и относится к ряду флогопит-аннит (табл. 3).

Анализ расположения рефлексов на рентгенограмме показывает, что слюда представлена редким для триоктаэдрических слюд политипом 2M<sub>1</sub>.

**Амфибол** является вторым по распространенности силикатным минералом карбонатитов. Наиболее широко он представлен в доломит-анкеритовых разностях (карбонатит-II) и нельсонитах (карбонатит-III). В последних он слагает радиально-лучистые агрегаты и короткопризматические идиоморфные кристаллики, нередко образуя оторочки кварцево-жильных тел. Грани призматического пояса обычно зеркальные, наибольшим развитием пользуются грани ромбической призмы *m* {110}, в меньшей мере пинакоида *b* {010} и еще менее развиты в виде полосок грани пинакоида *a* {100}.

Морфология кристаллов минералов карбонатитов изучена на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV. Грани головок имеют меньшую степень совершенства, поверхность их мелкошероховатая, содержащая каверны пирамидальной формы или щелевидные полости (рис. 3, а). Поверхность подобных каверн нередко имеет занозистое строение. Простые формы, участвующие в ограничении головок, не могут быть идентифицированы с достаточной надежностью.

Таблица 4. Химический состав амфибола.

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	0,74	0,84	1,20	0,74	0,58	1,71	0,36	1,10	1,04
K <sub>2</sub> O	0,43	0,42	0,35	0,29	0,30	0,45	0,44	0,55	0,41
CaO	10,99	10,92	10,82	10,99	10,91	10,91	10,84	10,81	10,90
MgO	15,47	15,28	15,53	15,45	15,86	16,28	15,73	15,11	15,47
FeO	13,81	14,03	13,54	13,68	13,40	13,35	13,08	13,49	13,59
MnO	0,38	0,45	0,33	0,30	0,40	0,29	0,27	0,36	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	1,60	1,51	1,35	1,18	1,73	1,83	2,20	2,12
SiO <sub>2</sub>	52,21	52,43	53,22	53,27	54,04	53,31	52,92	51,90	53,06
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	–	0,02	–	0,05	–	–	0,01	0,04
NiO	0,02	0,03	0,06	0,05	0,01	–	–	–	0,08
Сумма	95,32	95,18	95,51	95,43	96,17	96,34	95,14	94,44	95,96

Примечание: вода рассчитана исходя из стехиометрической формулы тремолита.

Эмпирические формулы:

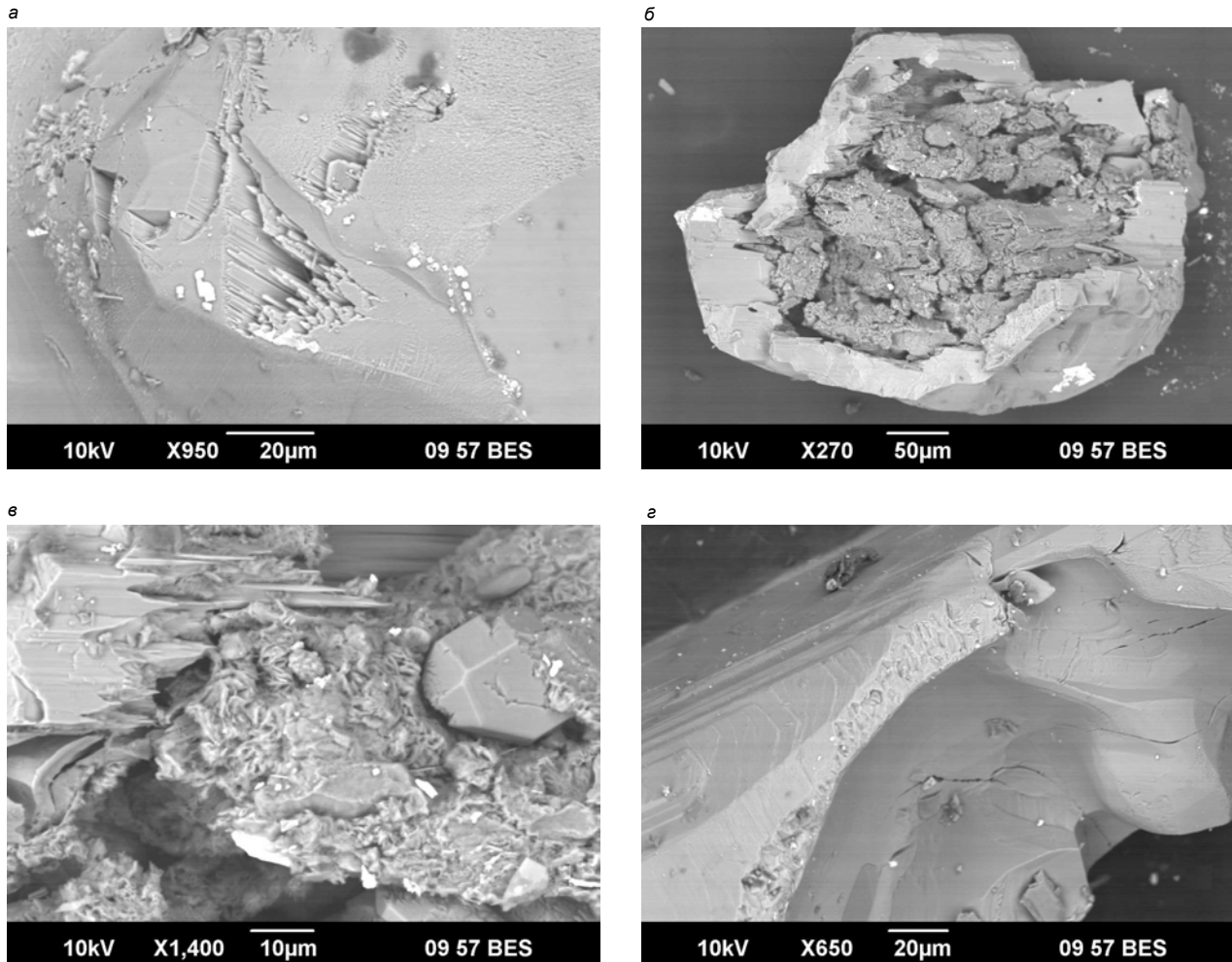
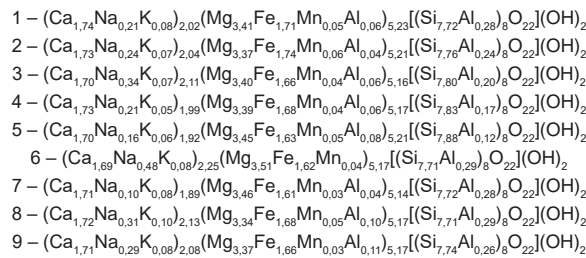


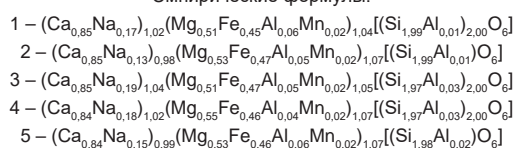
Рисунок 3. Строение граней кристаллов амфибола: а – пирамидальные и щелевидные полости; б – футляровидное строение кристалла; в – метасоматическое разъедание грани с новообразованием кварца; г – индукционные поверхности от контакта с кальцитом.

Таблица 5. Химический состав диопсида.

Окислы	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	2,31	1,71	2,50	2,39	2,06
CaO	20,24	20,50	20,58	20,28	20,41
MgO	8,75	9,28	8,83	9,60	9,20
FeO	13,82	14,51	14,44	14,19	14,27
MnO	0,63	0,60	0,65	0,57	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	1,42	1,70	1,47	1,74
SiO <sub>2</sub>	51,10	51,66	51,10	51,30	51,47
TiO <sub>2</sub>	–	0,01	0,05	0,01	0,03
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,06	0,13	0,05	0,04
NiO	0,08	0,06	0,03	–	–
Сумма	98,38	99,83	100,00	99,85	99,87

Прочерк в таблице означает, что содержание компонента ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом.

Эмпирические формулы:



Наряду с короткопризматическими кристаллами встречаются и длиннопризматические индивиды, не имеющие концевых ограничений, размером до 0,8 × 0,2 мм. Вдоль удлинения они покрыты комбинационной штриховкой. На гранях первого пинакоида иногда наблюдаются вицинальные поверхности. Идиоморфизм граней подобных кристаллов может быть нарушен появлением чашеобразных углублений с индукционными гранями от гранул карбоната (рис. 3, з). Иногда отмечаются линзовидные выделения размером 20 × 6 мм. Амфибол в серых карбонатитах обычно не несет видимых изменений, но иногда наблюдается сильное метасоматическое изменение с образованием футляровидных кристаллов (рис. 3, б, в). На поверхности и внутри кристаллов часто встречаются кристаллы магнетита, которые были захвачены во время роста. На поверхность индивидов амфибола иногда нарастают кристаллы пирита. Кристаллы амфибола группируются в индивидуализированные полосы в карбонатите.

Изучение химического состава амфибола показало, что он обладает специфическими особенностями (табл. 4). По составу

он отвечает промежуточной разности между тремолитом и ферроактинолитом. В амфиболе отмечается постоянное присутствие в тетраэдрических лентах наряду с кремнием алюминия, количество которого колеблется от 0,12 до 0,29, формульной единицы (ф. е.). Избыток алюминия переходит в октаэдрические позиции свидетельствует о появлении в составе магнезио- и феррогорнблендитовых миналов. В позиции кальция постоянно присутствуют щелочи, суммарное содержание которых колеблется от 0,18 до 0,56 ф. е. Содержание K<sub>2</sub>O может достигать 0,55 масс. %, а Na<sub>2</sub>O – 1,71 масс. %. В целом состав амфибола из карбонатитов близок к составу актинолита из кристаллических сланцев.

Что касается содержания редких и рассеянных элементов, амфибол содержит их в тысячных и десятитысячных долях процента. Исключением является Sr, Y ~ 0,01 % и Sc в ранних карбонатитах-I.

**Диопсид** представлен в виде реликтов зёрен из вмещающих метаморфических пород, поэтому это редкий минерал карбонатитов и при визуальном изучении остатков от растворения был не обнаружен. Это связано, по-видимому, с тем, что он имеет ограниченное распространение, и окраска его аналогична окраске железистого флогопита, вместе с которым он был установлен. Химический состав диопсида представлен в табл. 5.

Как видно из табл. 5, состав диопсида достаточно сложный. По соотношению магния и железа он находится близко к среднему члену ряда диопсид–геденбергит. Состав диопсида осложнен примесями Na<sub>2</sub>O в позиции M(2) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в позиции M(1), что свидетельствует о присутствии в нем жадеитового минала. Кроме этого, в нем наблюдается постоянная примесь MnO, содержание которой варьирует от 0,57 до 0,65, составляя в среднем 0,62 мас. %. Сравнивая его состав с химическим составом диопсида других месторождений, можно отметить, что он наиболее близок к таковым из высокометаморфизованных пород гнейсов и гранулитов.

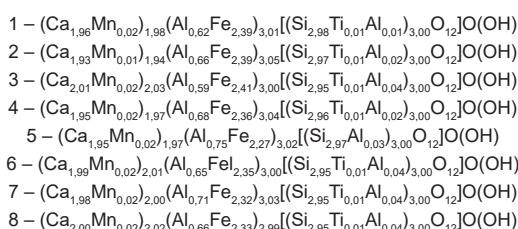
**Эпидот** встречается в виде плохо образованных уплотненно-призматических кристаллов, размером 1,0 × 0,4 мм. Он также образует единичные выделения округлой формы, размером 10 × 7 мм, состоящие из изометрично-зернистого агрегата эпидота и кварца. Окраска минерала светлая оливково-желтая. Прозрачен. В приповерхностной зоне некоторых кристаллов видны мелкие пластинчатые включения флогопита. Состав эпидота представлен в табл. 6.

Таблица 6. Химический состав эпидота.

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	22,13	21,68	22,61	21,84	21,38	21,96	22,07	22,52
MnO	0,23	0,11	0,23	0,24	0,24	0,22	0,27	0,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,95	10,61	9,43	10,88	11,77	10,26	11,22	10,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,73	24,50	25,07	24,25	22,93	24,02	23,92	24,26
SiO <sub>2</sub>	37,78	37,42	37,27	37,34	36,59	36,70	37,05	37,45
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,11	0,10	0,05	0,14	0,10	0,20
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,04	–	0,03	0,02	0,04	–	0,06
NiO	0,02	0,02	0,01	–	–	0,09	0,01	–
H <sub>2</sub> O	1,81	1,80	1,80	1,80	1,80	1,78	1,80	1,81
Сумма	96,79	96,30	96,54	96,49	94,78	95,20	96,43	97,21

Примечание: H<sub>2</sub>O рассчитывалась из стехиометрической формулы.

Эмпирические формулы:



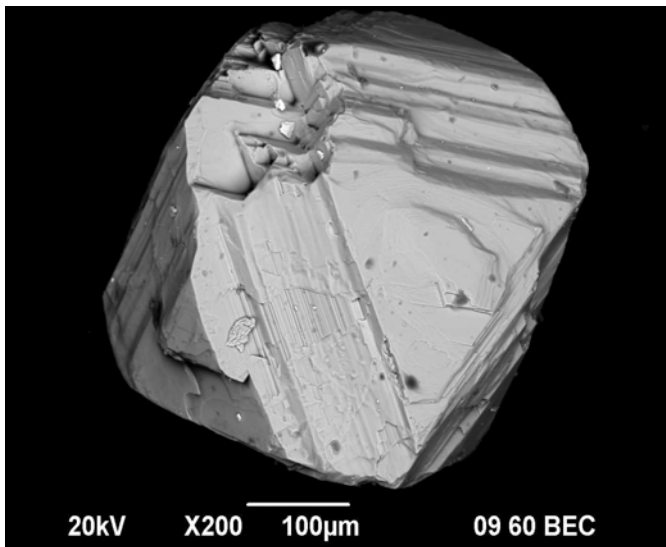


Рисунок 4. Форма кристалла магнетита.

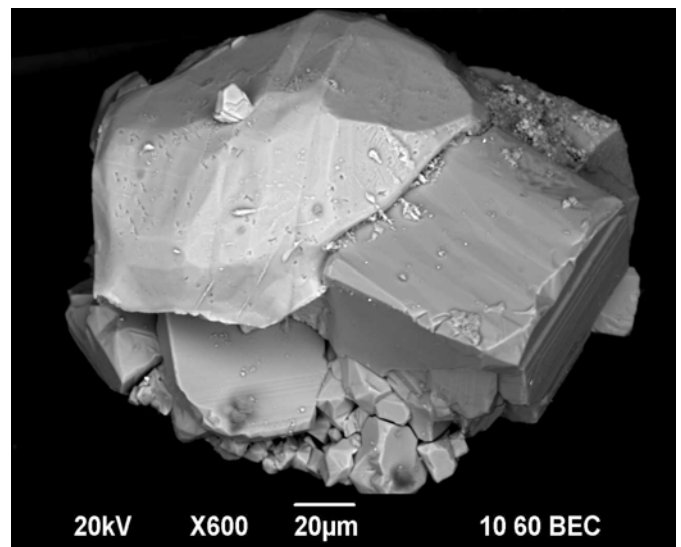


Рисунок 6. Нарастание кристалла халькопирита (более светлый) на сросток кристаллов пирита.

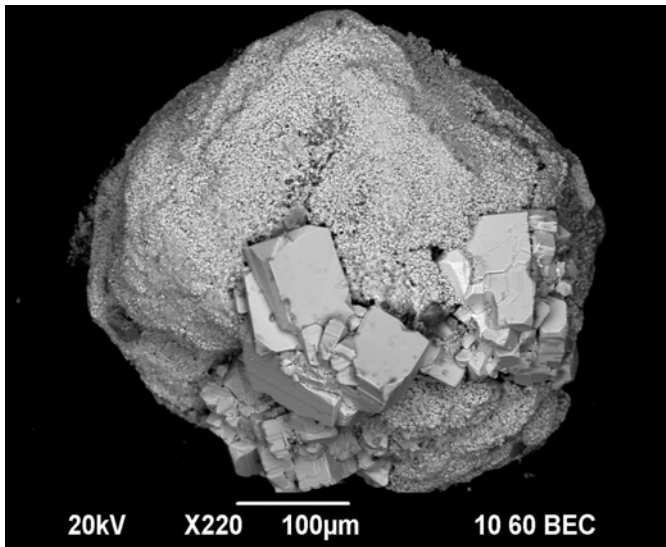


Рисунок 5. Псевдоморфоза тонкозернистого агрегата пирита по кристаллу магнетита, сростшегося с более мелкими кристаллами пирита.

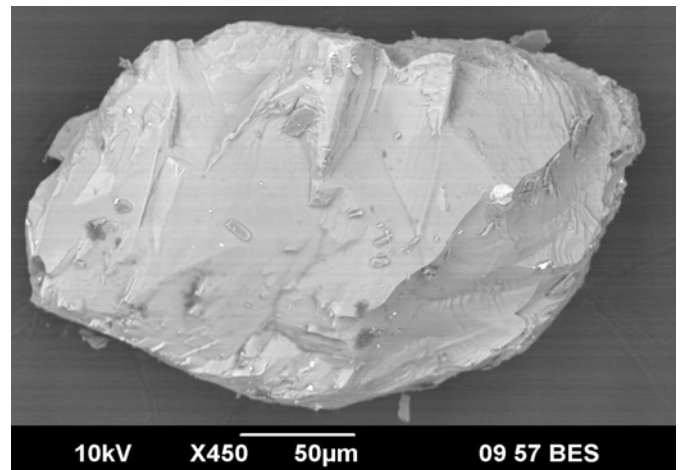


Рисунок 7. Внешний вид зерна кварца из серых карбонатов. На поверхности видны многочисленные сколы, пленки и уплощенно-призматические частицы.

Изучение химического состава эпидота показывает следующие специфические особенности. Октаэдрические позиции в структуре эпидота преимущественно заполнены алюминием. Содержание железа в них заметно меньше одной формульной единицы (0,59–0,75), что приближает состав минерала к клиноцоизиту и свидетельствует об уровне метаморфизма выше фации зеленых сланцев. Состав минерала постоянно осложнен присутствием в составе примесей MnO 0,11–0,27 среднее 0,22 мас. %, TiO<sub>2</sub> 0,05–0,20 среднее 0,12 мас. %. В ряде анализов в сотых долях процента установлены закись V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и окись NiO.

**Магнетит** – обычный минерал карбонатитов-I и карбонатитов-II, где встречается в виде октаэдрических кристаллов размером около 1–2 мм, в ряде случаев до 4–5 мм. Форма кристаллов октаэдрическая, но быстрый рост граней октаэдра приводит к появлению грубых треугольных вициналей. На ребрах октаэдра появляются плохо оформленные грани ромбододекаэдра в виде череды параллельных ребер (рис. 4). В некоторых случаях встречаются параллельные сростки мелких кристалликов магнетита. В других частях Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны картируются карбонатиты с высоким содержанием магнетита, образующие рудопроявления и месторождения магнетита, – Ма-

укское, Теплогорское, Уфимское и др. [6, 7, 9, 12, 21].

При развитии последующих коллизионных процессов с образованием колчеданных месторождений в пределах Магнитогорского погружения за пределами Уфалейского комплекса появляется сульфидная минерализация и в породах кварцевожильных образований Кыштымского месторождения, в том числе и в карбонатитах.

Пирит замещает магнетит карбонатитов и представлен тонкозернистым агрегатом, где отдельные индивиды имеют размер менее 1 мк, а ранее образованный – идиоморфными кристалликами размером до 1 мм (рис. 5).

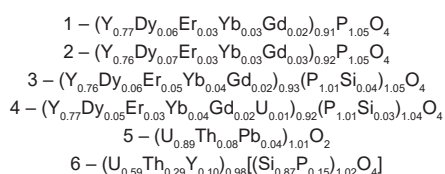
Кроме того, на поверхности кристаллов магнетита наблюдается нарастание пластинчатых гексагональных кристаллов пирротина. Размер кристаллов составляет 6 мкм в поперечнике. На поверхность кристалла пирротина в свою очередь нарастает уплощенно-призматический кристалл барита. Размер кристалла по удлинению 3 мкм.

**Пирит** в целом является редким минералом для карбонатитов и встречается в карбонатитах I–II. Находится он в виде идиоморфных кристаллов и их сростков (рис. 6). Размер отдельных кристаллов обычно не превышает 1 мм. Основной формой, встречающейся в огранении кристаллов, является куб  $a\{100\}$ , вершины которого притуплены мелкими гранями октаэдра о

Таблица 7. Химический состав ксенотима с минералами-примесями.

Окислы	1	2	3	4	5	6
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,21	45,04	43,18	44,49	3,72	2,95
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	2,98	1,54	1,86	0	0
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,94	6,52	5,20	4,70	0	0
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	3,15	4,54	2,95	0	0
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,56	3,15	4,12	4,02	0	0
PbO	0	0	0,30	0,33	2,74	0
UO <sub>2</sub>	0	0	0,30	1,21	78,55	40,92
ThO <sub>2</sub>	0	0	0,38	0,45	6,74	19,52
SiO <sub>2</sub>	0	0	1,12	1,05	0	13,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	38,45	38,96	36,45	36,65	1,81	2,70
Сумма	98,13	99,80	97,13	97,70	93,56	79,55

Эмпирические формулы:



{111}. На некоторых кристаллах наблюдаются узкие, несимметрично развитые грани пентагондодекаэдра  $e$  {210}, иногда отмечаются мелкие грани тетрагонтриоктаэдра  $n$  {211}. Некоторые кристаллы вытянуты по одной из осей второго порядка и приобретают псевдопризматический облик. На гранях куба слабо проявлена комбинационная штриховка, вызванная появлением граней пентагондодекаэдра.

В качестве наростов на гранях кристаллов пирита установлены изометричные зерна сульфида серебра, по-видимому, акантита и иттриевого карбоната. Размер выделений обоих составляет 7–8 мкм. На некоторых гранях кристаллов пирита фиксируются зерна размером 3–4 мкм монацита и хлорида свинца

и сурьмы. Качественно в составе пирита фиксируются примеси никеля и кобальта.

Наряду с пиритом и пирротинном в карбонатитах встречаются плохо образованные кристаллы халькопирита (рис. 6). Под бинокулярным микроскопом они не выявляются, а фиксируются после изучения материала под электронным микроскопом.

На рис. 6 видно, что округлый кристалл имеет не типичную для халькопирита форму, по-видимому это связано с полисинтетическим двойникованием. Размер кристалла составляет 135 мкм. На поверхности одной из граней видны узкие щелевидные ориентированные полости.

В карбонатитах-II, наряду с линзами гранулированного кварца, встречаются его отдельные зерна среди карбонатной массы. Форма их короткопризматическая. Размер составляет 0,2–0,3 мм в длину. Плоскости, наблюдающиеся на поверхности зерен, больше напоминают поверхности скола, чем идиоморфные грани или индукционные поверхности (рис. 7). Кроме этого, на поверхности отдельных гранул наблюдаются пленки и уплощенно-призматические частицы, оставшиеся после растворения карбоната. В белой пленке, наблюдаемой на поверхности кварца, отмечаются повышенные содержания стронция, титана, железа и марганца. Минерал предположительно может быть отнесен к таусониту. В большинстве своем зерна кварца водяно-прозрачные. В некоторых случаях они содержат включения чешуек слюды или кристалликов эпидота.

**Ксенотим** в карбонатитах-II образует единичные прозрачные, призматические кристаллы, имеющие коричнево-желтую окраску. Размер кристаллов достигает 3 мм в длину и 1 мм в поперечнике. Кристаллы ксенотима приурочены к линзовидным скоплениям эпидота с железистым флогопитом и находятся на границе этих выделений с карбонатным матриксом. Внутри кристаллов встречаются включения мелких пластинок железистого флогопита.

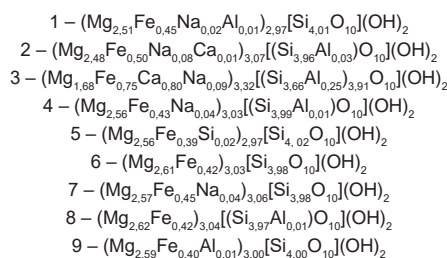
При исследовании химического состава ксенотима было установлено присутствие в нем элементов примесей как среди катионов, так и среди анионов (табл. 7). Иттрий в ксенотиме замещается тяжелыми редкими землями: диспрозием – содержание Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 4,70 до 6,52, составляя в среднем 5,59 мас. %; иттербием Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,15–4,12/3,71; эрбием Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,95–4,54/3,49; гадолинием Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,54–2,98/2,02. В некоторых анализах в ксено-

Таблица 8. Химический состав талька.

Окислы	1	2	3*	4	5	6	7	8	9
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,63	0,62	0,29	–	–	0,34	0,14	–
K <sub>2</sub> O	–	0,04	0,40	0,03	–	–	–	–	–
CaO	0,06	0,17	10,56	0,02	–	–	0	–	0,02
MgO	26,12	24,95	15,88	25,77	26,12	27,00	25,63	26,48	26,07
FeO	7,22	8,97	12,61	7,80	7,22	7,77	7,93	7,58	7,20
MnO	–	0,08	0,16	0,08	0,07	–	0,08	0,03	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,36	2,98	0,12	0,01	0,04	0,02	0,16	0,11
SiO <sub>2</sub>	61,19	59,27	51,62	59,92	61,19	61,18	59,23	59,73	59,96
H <sub>2</sub> O	4,55	4,50	4,23	4,50	4,55	4,60	4,45	4,5	4,50
Сумма	99,29	98,97	99,07	98,53	99,16	100,59	97,68	98,62	97,87

Примечание: количество воды в формуле рассчитывалось исходя из стехиометрических отношений;  
\*анализ, по всей видимости, соответствует тремолиту.

Эмпирические формулы:





тимере присутствуют примеси кремния, урана, тория и свинца. Кремний может изоморфно замещать фосфор в ксенотиме, если для компенсации валентности в составе присутствуют четырехвалентные уран или торий. Примесь свинца, по-видимому, имеет радиогенную природу.

Наряду с этим в качестве механических примесей в составе ксенотима были обнаружены микровключения **уранинита и коффинита**. Низкая сумма анализов и присутствие в них примесей иттрия и фосфора свидетельствуют о том, что минералы, возможно, гидратированы и размер зонда сопоставим с размером зерен этих минералов. В составе уранинита присутствуют значительные примеси тория и радиогенного свинца. В коффините треть состава представлена торитом и не менее 10 ат. % содержится ксенотимового минала.

Анализируя тренд примесей редких земель в ксенотиме из карбонатитов разных месторождений Томтора, Канганкуде и Слюдорудника, можно отметить их различие [20]. Для томтоских карбонатитов последовательность по содержанию в ксенотиме редких земель имеет вид: Er→Yb→Dy→Gd, для канганкудинских – Dy→Gd→Tb→Er, для слюдорудника – Dy→Yb→Er→Gd. В то же время последний тренд соответствует среднему по ксенотиму всех генетических типов месторождений.

Кроме пирита среди сульфидов встречаются халькопирит и пластинчатые кристаллы пирротина. В виде микронных кристаллов и тонких пленок в карбонатитах встречаются акантит, монацит, карбонат иттрия и пленки свинца и сурьмы, которые при растворении карбонатита перешли в хлорид этих металлов. На гранулах кварца зафиксированы пленки минерала, предположительно отнесенные к таунсону – сложному титанату стронция из группы перовскита. В ксенотиме наряду с существенной примесью тяжелых лантаноидов встречены микровключения уранинита и коффинита. В уранините присутствует примесь радиогенного свинца, косвенно указывающая на древний возраст образования ксенотима.

**Тальк** приурочен к кристаллам железистого тремолита и находится только в тех кристаллах, которые располагаются в карбонатите-I. Взаимоотношение талька с железистым тремолитом не всегда однозначно.

Результаты изучения химического состава талька сведены в табл. 8. Первое, на что обращают внимание приведенные составы, – это высокая железистость талька. Количество FeO в минерале варьирует от 7,22 до 8,97 мас. %.

Результаты третьего анализа, который резко отличается от остальных, относятся к тремолиту. Образование талька и тремолита в карбонатитах может наблюдаться при метаморфизме на уровне фации зеленых сланцев, когда за счет тремолита образуется тальк и доломит [20].

**Выводы**

Все изложенные факты позволяют интерпретировать последовательность событий следующим образом. В среднем рифее в рифтогенных условиях становление субщелочных гранитоидов битимского комплекса сопровождалось формированием гигантомигматитов, держащих редкоземельную минерализацию (иттроэпидот). В венде со становлением щелочных гранитоидов битимского комплекса связано появление многочисленных тел альбититов и карбонатитов. Наиболее ранними являются белые кальцитовые карбонатиты-I, имеющими магматогенное происхождение.

Серые кальцит-доломитовые карбонатиты-II, имеющие гидротермальное происхождение, сопровождаются новообразованиями флогопита и магнетита, имеющими с карбонатами индукционные грани роста. В альбититах встречены фергюссонит, самарскит, иттроколумбит, ксенотим и другие минералы. Сульфидная минерализация наложена на обе разности карбонатитов позднее. С ней связано появление в карбонатите не характерных

для ранней минерализации халькофильных элементов. Карбонатиты содержат редкие земли, тантало-ниобаты, иттрий, стронций, уран, торий в количествах, которые имеют практическую значимость, что позволяет говорить о комплексном оруденении на кварцево-жильном месторождении.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Левин В. Я., Роненсон Б. М., Левина И. А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских–Вишневых гор // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 4. С. 930–933.
2. Левин В. Я. Щелочной и карбонатитовый магматизм Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск, 1987. С. 30–32.
3. Багдасаров Ю. А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 2. С. 412–415.
4. Свяжин Н. В., Левин В. Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала: тр. Ин-та геологии УФАИ СССР. 1965. Вып. 70. С. 91–95.
5. Левин В. Я. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997. 271 с.
6. Белковский А. И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 2011. 234 с.
7. Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минералогия шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсо-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, УГГУ, 2007. 187 с.
8. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А.Н. Редкоземельные пегматиты и карбонатиты Уфалейского метаморфического комплекса // Изв. УГГУ. 2014. Вып. 2 (34). С. 5–10.
9. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Недосекова И. Л. и др. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, УГГУ, 2016. 283 с.
10. 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 // The Journal of Geology. 1983. Vol. 91, no. 4. P. 427–435.
11. Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В. Sr–Nd–C–O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2005. С. 198–206.
12. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
13. Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. 1963. Т. 1. С. 57–83.
14. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
15. Минеев Д. А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // ДАН АН СССР. 1959. Т. 127, № 4. С. 865–868.
16. Попов В. А. О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // XIII Всерос. науч. чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 2012. С. 18–23.
17. Суставов С. Г., Огородников В. Н. Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал) // Вестник Урал. отд. Рос. минералог. о-ва. 2008. № 5. С. 106–112.
18. Пожарицкая Л. К.О генезисе карбонатитов // Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 121–147.
19. Самойлов В. С. Редкоземельные элементы в редкоземельных карбонатитах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 66–97.
20. Минералы: справочник. Т. IV. Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой. Вып. 1. Слоистые силикаты / гл. ред. акад. Ф. В. Чухров. М.: Наука, 1992. 598 с.
21. Лукошков В. И. Гондиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 60 с.

**REFERENCES**

1. Levin V. Ya., Ronenson B. M., Levina I. A. 1978, *Karbonatity shchelochnoy provintsiy Ilmenskiykh–Vishnevyykh gor* [Carbonatites of the alkaline province of the Ilmeny-Vishnev Mountains]. *Dokl. AN SSSR* [Doklady Earth Sciences], vol. 240, no. 4, pp. 930–933.
2. Levin V. Ya. 1987, *Shchelochnoy i karbonatitovyy magmatizm Urala* [Alkaline and carbonatite magmatism of the Urals]. *Tipy magmatizma Urala* [Types of magmatism in the Urals], Sverdlovsk, pp. 30–32.
3. Bagdasarov Yu. A. 1979, *Lineynno-treshchinnye tela karbonatitov – novaya subformatsiya ul'traosnovnykh-shchelochnykh karbonatitovykh kompleksov* [Linear-fissured carbonatite bodies – a new subformation of ultrabasic-alkaline carbonatite complexes]. *Dokl. AN SSSR* [Doklady Earth Sciences], vol. 248, no. 2, pp. 412–415.
4. Svyazhin N. V., Levin V. Ya. 1965, *Nelsonit iz rayona g. Kyshtyma na Urale* [Nelsonite from Kyshtym mountain area in the Urals]. *Mineraly rudnykh mestorozhdeniy i pegmatitov Urala: tr. In-ta geologii UFAN SSSR* [Works of the Institute of Geology of the USSR UAS], vol. 70, pp. 91–95.
5. Levin V. Ya. 1997, *Shchelochno-karbonatitovyye komplekсы Urala* [Alkaline-carbonatite complexes of the Urals], Ekaterinburg, 271 p.
6. Belkovskiy A. I. 2011, *Geologiya i mineralogiya kvartsevyykh zhil Kyshtym'skogo*

- mestorozhdeniya (Sredniy Ural)* [Geology and mineralogy of quartz veins of the Kyshtymsky deposit (Middle Urals)], Miass, 234 p.
7. Ogorodnikov V. N., Sazonov V. N., Polenov Yu. A. 2007, *Mineralogiya shovnykh zon Urala. Ch. 3. Ufaleyskiy gneyso-amfibolitovyy kompleks (Yuzhnyy Ural)* [Inertia of the suture zones of the Urals. Part 3. Ufaleysky gneiss-amphibolite complex (South Urals)], Ekaterinburg, 187 p.
8. Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Savichev A. N. 2014, *Redkozemel'nye pegmatity i karbonatity Ufaleyskogo metamorficheskogo kompleksa* [Rare-earth pegmatites and carbonatites of the Ufa metamorphic complex]. *Izv. UGGU* [News of the Ural State Mining University], vol. 2(34), pp. 5–10.
9. Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Nedosekova I. L. et al. 2016, *Granitnye pegmatity, karbonatity i gidrotermal'nyye Ufaleyskogo metamorficheskogo kompleksa* [Granite pegmatites, carbonatites and hydrothermalites of the Ufa metamorphic complex], Ekaterinburg, 283 p.
10. Kramm U., Blaxland A. B., Kononova V. A., Grauert B. 1983, 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. *The Journal of Geology*, vol. 91, no. 4, pp. 427–435.
11. Nedosekova I. L., Pribavkin S. V., Pushkarev E. V. 2005, *Sr–Nd–C–O izotopnye dannye i geokhimiya karbonatitov Il'meno-Vishnevogorskogo shcheloch'nogo kompleksa i Kurtinskoy zony (Yu. Ural)* [Sr–Nd–S–O isotope data and geochemistry of carbonatites of the Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex and the Kurtinsky zone (Ural)]. *Ezhegodnik-2004. In-t geologii i geokhimii UrO RAN* [Yearbook-2004. Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS], Ekaterinburg, pp. 198–206.
12. Keyl'man G. A. 1974, *Migmatitovye komplekсы podvizhnykh pojasov* [Migmatitic complexes of mobile belts], Moscow, 200 p.
13. Ovchinnikov L. N. 1963, *Obzor dannykh po absolyutnomu vozrastu geologicheskikh obrazovaniy Urala* [Review of data on the absolute age of geological formations in the Urals]. *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala* [Magmatism, metamorphism, metallogeny of the Urals], vol. 1, pp. 57–83.
14. Krasnobaev A. A. 1986, *Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov* [Zircon as an indicator of geological processes], Moscow, 147 p.
15. Mineev D. A. 1959, *Redkozemel'nyy epidot iz pegmatitov Srednego Urala* [Rare-earth epidote from the pegmatites of the Middle Urals]. *Dokl. AN SSSR* [Doklady Earth Sciences], vol. 127, no. 4, pp. 865–868.
16. Popov V. A. 2012, *O nashumevshem ural'skom «itroepidote» iz Slyudorudnika* [About sensational Urals "itroepidot" from Slyudorodnik]. *XIII Vseros. nauch. chteniya pamyati il'menskogo mineraloga V. O. Polyakova* [XIII All-Russian scientific readings in memory of the Ilmen mineralogist V. O. Polyakov], Miass, pp. 18–23.
17. Sustavov S. G., Ogorodnikov V. N. 2008, *Itrokolumbit-(Y) v muskovitovykh pegmatitakh Slyudyanogorskogo mestorozhdeniya (Yuzhnyy Ural)* [Itrocolumbite-(Y) in the muscovite pegmatites of the Slyudyanogorskoye deposit (South Urals)]. *Vestnik Ural. otd. Ros. mineralog. o-va* [A bulletin of the Ural branch of the Russian Mineralogical Society], no. 5, pp. 106–112.
18. Pozharitskaya L. K. 1966, *O genezise karbonatitov* [On the Genesis of Carbonatites]. *Osobennosti petrologii, mineralogii i geokhimii karbonatitov Vostochnoy Sibiri* [Peculiarities of petrology, mineralogy and geochemistry of carbonatites of Eastern Siberia], Moscow, pp. 121–147.
19. Samoylov V. S. 1982, *Redkozemel'nye elementy v redkozemel'nykh karbonatitakh* [Rare-earth elements in rare-earth carbonatites]. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov v endogennykh protsessakh* [Geochemistry of rare-earth elements in endogenous processes], Novosibirsk, pp. 66–97.
20. Chukhrov F. V. 1992, *Mineraly: spravochnik* [Minerals: A Handbook], Moscow, vol. 4, no. 1, 598 p.
21. Lukoshkov V. I. 1983, *Gondity Urala* [Gondits of the Urals], Sverdlovsk, 60 p.

*Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований Президиума УрО РАН № 15-11-5-17, руководитель – доктор геол.-минерал. наук А. Ю. Кисин. Кроме того, исследования частично финансировались по госзаданию ФАНО по теме 0393-2014-0022 «Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей», руководитель – доктор геол.-минерал. наук В. В. Мурзин.*

**Виталий Николаевич Огородников,**

fgg.gl@ursmu.ru

**Сергей Геннадьевич Сустанов,**

sustavov.s@ursmu.ru

**Юрий Алексеевич Поленов**

fgg.gl@ursmu.ru

Уральский государственный горный университет  
Россия, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

**Дмитрий Александрович Ханин**

mamontenok49@yandex.ru

Институт экспериментальной минералогии РАН

Россия, Московская обл., Ногинский район, Черноголовка, ул. акад. Осипьяна, 4

**Евгений Сергеевич Шагалов**

shagalov@igg.uran.ru

Институт геологии и геохимии УрО РАН

им. академика А. Н. Заварицкого

Россия, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

**Vitaliy Nikolaevich Ogorodnikov,**

fgg.gl@ursmu.ru

**Sergey Gennad'evich Sustavov,**

sustavov.s@ursmu.ru

**Yuriy Alekseevich Polenov**

fgg.gl@ursmu.ru

Ural State Mining University  
Ekaterinburg, Russia

**Dmitriy Aleksandrovich Khanin**

mamontenok49@yandex.ru

Institute of Experimental Mineralogy RAS

Chernogolovka, Noginsk district, Moscow region, Russia

**Evgeniy Sergeevich Shagalov**

shagalov@igg.uran.ru

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

Ekaterinburg, Russia