

УДК 553.24 + 549.514.81 + 549.752.143 (470.5)

СИНГЕНЕТИЧНЫЕ ЦИРКОН, МОНАЦИТ, КСЕНОТИМ И ФТОРАПАТИТ АПОПИКРИТОВЫХ ФЛОГОПИТ-МАГНЕЗИТОВЫХ ГУМБЕЙТОВ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, УРАЛ

Э.М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, ernstspiridon@gmail.com

И.М. Куликова

ФГУП Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГУП ИМГРЭ), Москва, kulikova@imgre.ru

Ф.М. Нурмухаметов

Уральский геологический музей, Екатеринбург, museum@ustmga.ru

Н.В. Сидорова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва

Н.Н. Коротаева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва

Ю.А. Поленов

Уральская горная академия, геологический факультет, Екатеринбург, igggf@ursmu.ru

А.Н. Трошкина

Берёзовский рудник, Берёзовск, Свердловская область, info@oobru.ru

Листвентитоподобные флогопит-магнезитовые гумбеиты Берёзовского месторождения золота на Урале (новый тип гумбеитов) заместили деформированные пикриты с вариолитовой текстурой, обогащённые Ti, P, Ce, La, Nd, Y, U, Th, Nb, с цинкохромитом и ильменитом. Метасоматиты сложены бедным Mn и Ca магнезитом ($Mg_{83-91}Fe_{9-17}$), кварцем, фторфлогопитом, калишпатом ($K_{94-97}Na_{3-6}$), альбитом ($Na_{98.5}Ca_1K_{0.5}$), фтористым мусковитом, рутилом, хлоритом, турмалином (дравит), доломитом, фторапатитом, монацитом, цирконом, ксенотимом, герсдорфитом, зигенитом, миллеритом, Со-содержащим пиритом, галенитом. Тальк-магнезитовые метасоматиты внешней зоны содержат гематит, гидроксилфлогопит, гидроксилapatит, виоларит. К агрегатам рутила, замещившим деформированные пластины ильменита, приурочены скопления фторапатита, монацита, циркона, ксенотима; на кристаллах этих минералов развиты индукционные поверхности совместного роста с кварцем и магнезитом. Преобладающие зоны кристаллов циркона содержат 1.4–1.9 мас.% Hf, следы U, Th, Y; обогащённые ураном зоны – до 3.8 мас.% U, 2.4% Hf, 1.4% Y, 0.8% Th, U/Th = 3–9. Состав безуранового, бедного торием (0.8–2.2 мас.% Th) монацита отвечает формуле $(Ce_{0.40-0.43}La_{0.25-0.28}Nd_{0.16-0.18}Y_{0.02-0.03}Pr_{0.03}Sm_{0.02}Gd_{0.01}Eu_{0.01}Th_{0.01-0.02}Ca_{0.02})(P_{0.97-0.98}Si_{0.01-0.03})O_4$. Ядра кристаллов монацита обогащены Y, оценка температуры их формирования по геотермометру Гратца – Хейнриха (Gratz, Heinrich, 1997) – 450°C, для внешних зон оценка – 300°C. Состав безториевого, бедного ураном (0.1–0.8 мас.% U) ксенотима соответствует формуле $(Y_{0.71-0.74}Dy_{0.05-0.06}Gd_{0.04}Er_{0.03}Nd_{0.03}Yb_{0.02-0.03}Eu_{0.01}Tb_{0.01}Ho_{0.01}Lu_{0-0.01}Ca_{0-0.01})(P_{0.99-1}Si_{0.01})O_4$.

В парагенезе фторапатит – монацит – циркон – ксенотим уран сконцентрирован в цирконе, торий – в монаците и менее в цирконе, лёгкие лантаниды и большая часть иттрия – в монаците-(Ce), которого гораздо больше, чем ксенотима, в ксенотиме – тяжёлые лантаниды и часть иттрия, фторапатит почти лишён лантанидов и актинидов. Таким образом, на севере Берёзовского рудного поля впервые установлены гумбеиты высокотемпературной фации.

В статье 12 таблиц, 15 рисунков, список литературы из 58 названий.

Ключевые слова: апопикритовые флогопит-магнезитовые гумбеиты, циркон, монацит, ксенотим, апатит, турмалин, магнезиальный мусковит, цинкохромит.

Обзор гумбеитовой формации

Гумбеиты как особый тип гидротермальных метасоматитов выделил Д.С. Коржинский (Коржинский, 1953) на Гумбейских месторождениях шеелита Южного Урала, которые детально изучил К.К. Матвеев (Матвеев, 1928). Гумбеиты, как и березиты, продукты углекислого метасоматоза. Для гумбеитов характерен парагенез кварц – карбонат – калишпат (Коржинский, 1953) в отличие от

более низкотемпературных березитов и листвентитов с парагенезом кварц – карбонат – мусковит (Карпинский, 1887; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Сазонов, 1984; Спиридонов, Плетнёв, 2002; Spiridonov, 1991; и др.). В.Н. Сазонов считал, что с глубиной березиты постепенно переходят в гумбеиты (Сазонов, 1984). На Берёзовском месторождении апогранитоидные гумбеиты впервые выделили А.И. Грабежев и Р.С. Куруленко (Грабежев, 1981). Нами установлено, что в Берёзовском

месторождении гумбеиты и березиты развиты на одном уровне, постепенные переходы между ними отсутствуют, минеральный состав и изотопные характеристики метасоматов и руд гумбеитовой формации и более молодой золотоносной березитовой формации различны, минеральные ассоциации гумбеитов наложены на адамеллит-порфиры даек, на гумбеиты наложены минеральные ассоциации березитов, гумбеиты пересечены золото-кварцевыми жилами (Спиридонов и др., 1998₁; 2000).

В составе гумбеитовой формации Урала выделены шесть фаций по температуре формирования: 1 — биотит-кальцитовые гумбеиты и калишпат-кальцит-кварцевые жилы и тела с молибдошеелитом, апатитом, пиритом, вольфрамрутилом, монацитом (~450–400°); 2 — биотит-кальцит-доломитовые гумбеиты и калишпат-доломит-кварцевые жилы с обогащённым Мо шеелитом, пиритом, апатитом, обогащённым W рутилом (~400–370°); 3 — биотит-доломитовые гумбеиты и калишпат-доломит-кварцевые жилы с шеелитом, пиритом, молибденитом-3R, апатитом, халькопиритом (~370–330°); 4 — доломитовые гумбеиты и жилы с шеелитом, пиритом, халькопиритом, обогащённым Vi галенитом, блёклой рудой, сульфосолями Bi-Pb-Cu-Ag (~350–290°); 5 — пикрофенгитовые гумбеиты и жилы с пиритом, галенитом, сфалеритом, блёклой рудой, менегенитом, бурнонитом (~310–260°); 6 — феррофенгитовые гумбеиты и адуляр-кальцит-кварцевые жилы с пиритом, галенитом, клейофаном, блёклой рудой, айкинитом, алтаитом, тетрадимитом, гесситом, золотом, андоритом, поздними баритом, стронцианитом и виверитом (<200°) (Спиридонов и др., 1998₁). Гумбеитизация выражена в привносе CO₂ и K, а также S и As, частичном выносе SiO₂ и Na. Фосфор при образовании гумбеитов подвижен. Из тыловой зоны одних колонок фосфор выносится, в другие привносится. Подвижность фосфора при гумбеитизации была одной из причин появления шеелитовых руд, поскольку фосфор в сильной степени стабилизирует поливольфрамовые комплексы (вероятная форма переноса W).

Высокотемпературные образования гумбеитовой формации развиты в юго-западной части Берёзовского месторождения близ контакта с Шарташским интрузивом. Это кварцевые жилы с молибдошеелитом и турмалином, которые изучил П.И. Кутюхин (Кутюхин, 1948). В других частях месторождения развиты более низкотемпературные гумбеиты 3–6 фаций, включая тальк-карбонатные метасо-

матиты (Спиридонов и др., 2000), и карбонат-сульфидно-кварцевые жилы с шеелитовым оруденением (Штейнберг, 1939; Куруленко и др., 1984), с молибденитом (Кутюхин, 1937), апатитом (Авдонин, 1955), галенитом, блёклыми рудами и сфалеритом (Чесноков и др., 1975), гематит-кварцевые жилы без золотого оруденения (Спиридонов и др., 1998₁).

Шарташский гранодиорит-адамеллитовый интрузивный комплекс

Золотоносные гранодиоритовые интрузивные комплексы ранне-среднекаменноугольного возраста развиты на восточном склоне герцинского Урала (Соболев, 1966; Бушляков, Соболев, 1976; Ершова, Левитан, 1978; Левитан и др., 1979; Ферштатер, 1992; Ферштатер и др., 1994; Пучков, 2010). Эта формация обычно рассматривается как орогенная. Представляется, что это раннеорогенная, точнее, инверсионная формация, сопровождающая и завершающая главную инверсию в развитии складчатой области — переход от прогибания к воздыманию, завершение островодужной стадии и переход к орогенной стадии. Для гранодиоритовых формаций складчатых областей характерна петро-геохимическая зональность (Спиридонов, 1995; и др.): в прогибах (синклинорных и близкого типа структурах, в верхнем структурном этаже которых обычно крутое до вертикального залегание зеркала складчатости) развиты интрузивы гранитоидов Na-Ca типа тоналит-гранодиорит-плагиогранитного состава с золотым оруденением с ничтожными содержаниями висмута (в описываемом регионе это Верх-Исетский интрузив и ему подобные); в поднятиях (антиклинорных структурах, срединных массивах, микроконтинентах в пределах складчатых областей, в верхнем структурном этаже которых обычно пологое до горизонтального залегание зеркала складчатости) развиты интрузивы гранитоидов K-Na-Ca типа гранодиорит-адамеллитового состава с золотым оруденением с повышенными содержаниями висмута (в описываемом регионе это Шарташский интрузив и ему подобные). Гранитоиды K-Na-Ca, по сравнению с Na-Ca, заметно обогащены элементами, когерентными с калием — Rb, Pb, Ba..., заметно богаче фтором, содержат более фтористые биотит и апатит (Ферштатер и др., 1994; Холднов, Бушляков, 2002; и др.). Именно с интрузивами гранитоидов K-Na-Ca типа связана послегранитоидная гумбеитовая формация (Спиридонов и др., 1997₂; 1998₁).

Классическое Берёзовское месторождение золото-кварцевой березит-лиственитовой формации находится в удалённой надинтрузивной зоне Шарташского интрузива адамеллитов (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Иванов, 1948; Беллавин и др., 1970; Лайпанов, Михайлова, 1982; Бородаевский и др., 1984; Сазонов, 1984; и др.). Интрузив внедрился в дислоцированные осадочные и базальтоидные толщи $O-S_1$, прорванные долеритами, габбро, габбро-пироксенитами и прослоенные пластинами серпентинитов (Бородаевский и др., 1984; Рапопорт и др., 1994). Серпентинизированные гарцбургиты и иные ультрабазиты содержат продукты метаморфизма первичных алюмохромита и магнезиохромита — феррихромит, хроммагнетит, цинкохромит (Спиридонов и др., 1997; 1998₂). Приконтактные роговики гип-мезоабиссального Шарташского интрузива содержат андалузит и силлиманит. Шарташский pluton, по данным Н.А. Ершовой и Р.Л. Куруленко, сложен адамеллитами трёх интрузивных фаз. Среди адамеллитов масса жил и даек аплитов, микроадамеллитов, жильных гранитов, в том числе пегматоидных. Адамеллиты пересечены дайками гранитоид-порфиров, диорит-порфиров, микродиоритов, лампрофиров. Преобладают дайки гранодиорит-, адамеллит-, гранит- и плагιοгранит-порфиров. Для всех этих пород характерен акцессорный ортит (Спиридонов и др., 2013).

К-Аг возраст гранитоидов Шарташа составляет 315 ± 15 млн. лет, гранитоид-порфиров даек — 316 ± 12 и 306 ± 18 млн. лет (Овчинников и др., 1989), то есть близок к границе раннего и среднего карбона. Изохронный Rb/Sr возраст гранитоидов и гранитоид-порфиров даек Шарташа по породе составляет 328 ± 18 млн. лет

(Штейнберг и др., 1989), U/Pb возраст по циркону адамеллитов Шарташа 302 ± 3 млн. лет, по циркону гранитоид-порфиров 305 ± 7 млн. лет (Прибавкин и др., 2012).

В пределах Берёзовского месторождения развиты дозолоторудные гидротермалиты кварц-турмалиновой формации с содержащим Li мусковитом и убогой Sn минерализацией; калиевые пропилиты с Mo-Cu минерализацией; натровые пропилиты с эпидот-кварцевыми жилами и тальк-карбонатные метасоматиты; гумбеиты с шеелитовым оруденением (Кутюхин, 1937; 1948; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Грабежев, 1981; Куруленко и др., 1984; Спиридонов и др., 1998; 2000). Кварц-турмалиновая формация генетически связана с Шарташским интрузивом, это образование первого этапа, по В.С. Коптеву-Дворникову (1955). Пропилиты, гумбеиты и более поздние березиты и листвениты сопряжены с дайками адамеллит-порфиров, микроадамеллитов, диорит-порфиров, лампрофиров. Это дайки глубинного происхождения, дайки второго этапа, по Коптеву-Дворникову (1955). Они завершали шарташский гранодиорит-адамеллитовый комплекс. Связь этих даек и гидротермалитов с Шарташским интрузивом парагенетическая (Ершова, Левитан, 1978; Бородаевский и др., 1984). По нашим данным, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст мусковита из трёх образцов золотоносных березитов Берёзовского месторождения составляет 306.0 ± 3.6 млн. лет, 312.6 ± 3.8 млн. лет, 323.6 ± 3.7 млн. лет (аналитик А.В. Травин, ИГТ СО РАН). Таким образом, изотопный возраст послегранитоидных гидротермалитов практически не отличается от возраста адамеллитов и адамеллит-порфиров шарташского комплекса.

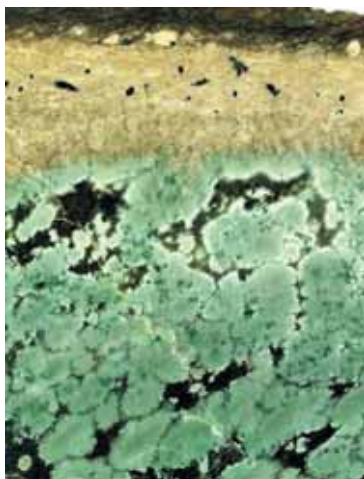
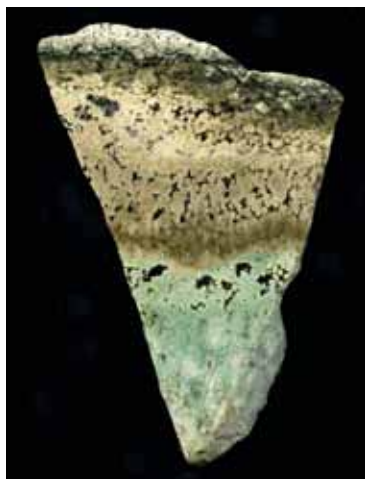


Рис. 1. Фрагменты зональной колонки апопикритовых гумбеитов: а — белая, серая, жёлтая и зелёная зоны, 168×117 мм; б — серая, жёлтая и зелёная зоны, 114×82 мм. Шахта Центральная, горизонт 4(412) м. Берёзовское месторождение.

Листвениноподобные апопикритовые метасоматиты гумбеитовой формации Берёзовского месторождения

Изученный материал. Авторы изучили новый тип гумбеитов — листвениноподобные флогопит-магнезитовые гумбеиты, развитые в центре Берёзовского месторождения (горизонт — 412 м шахты Центральная). Их протолит — пикриты с вариолитовой текстурой, которые слагают ветвящиеся субвулканические дайки мощностью 0.1–1.5 м, секущие рассланцованные апогарцбургитовые серпентиниты. Пикриты и серпентиниты пересечены дайками адамеллит-порфириров. Размер вариолей в пикритах 3–21 мм (рис. 1); в центре вариолей нередко находятся выделения хромшпинелида. Штуфы с поперечником до 30 см были распилены, приготовлены серии шлифов, аншлифов, полировок, материал для анализов. Наблюдения под микроскопом показали, что гумбеиты заместили деформированные пикриты.

Методы исследования. Стандартные химические анализы метасоматитов выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН. Содержания микроэлементов методом ISP-MS определены во ФГУП ИМГРЭ. Большую часть электронных фотографий и анализов минералов выполнила Н.Н. Коротаева с помощью электронного микроскопа с микрозондовой приставкой Jeol SM-6480 LV по стандартной методике (лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ). Анализы минералов с лантанидами и актинидами выполнила И.М. Куликова с помощью электронного микрозонда Camebax-microbeam (лаборатория микрозондового анализа ФГУП ИМГРЭ). Впервые полноценную методику рентгено-спектрального определения всех 14 лантанидов с учётом наложения линий, влияния селективного поглощения и возбуждения другими элементами разработал Р.Л. Баринский в ИМГРЭ в 1958 г. И.М. Куликова усовершенствовала эту методику применительно к современным приборам. Экспериментальные условия её работы: режим WDS, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка электронов 30 нА, режим стабилизации тока, определяются 14 лантанидов и Y, Th, U, Ca, P, Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Sr, Na, Ba, Ti; эталоны — синтетические фосфаты индивидуальных лантанидов и иттрия, диоксиды тория, урана и титана, барит, целестин и др.; экспозиция 10-60 секунд; измерения аналитических линий проводятся в два этапа — вначале измеряются относительные интенсивности чётных лантанидов и

Таблица 1. Химический состав апопикритовых метасоматитов гумбеитовой формации Берёзовского месторождения (мас.%)

Компонент	Бело-серая зона	Жёлтая зона	Зелёная зона
SiO ₂	43.25	42.64	41.34
TiO ₂	1.16	1.07	1.28
P ₂ O ₅	0.27	0.22	0.30
Cr ₂ O ₃	0.25	0.26	0.24
Al ₂ O ₃	6.65	7.69	6.26
Fe ₂ O ₃	3.02	3.44	3.31
MnO	0.24	0.15	0.32
MgO	21.01	20.16	21.93
NiO	0.21	0.17	0.26
CaO	1.84	2.01	2.34
Na ₂ O	0.30	0.19	0.16
K ₂ O	3.64	2.99	2.05
CO ₂	16.29	16.28	16.52
H ₂ O+	1.95	2.30	2.10
S	0.12	0.10	0.02
Сумма	100.20	99.67	99.43
As, г/т	970	740	170

Примечание: Химические анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН, мышьяк (г/т) определён количественным спектральным анализом.

Si, Y, Th, P, Ca, Sr, затем по аналогичной схеме в этих же точках определяются относительные интенсивности остальных химических элементов. Пределы обнаружения лантанидов (мас.%): La и Ce 0.03; Pr 0.06; Nd 0.04; Sm 0.07; Eu 0.08; Gd 0.07; Tb 0.05; Dy 0.04; Ho 0.10; Er 0.04; Tm 0.07; Yb 0.04; Lu 0.08. Расчёт концентраций 30 и более химических элементов одновременно проводится в программе calczaf.exe, метод коррекции ZAF или PAP. Между лабораторный контроль подтвердил надёжность данных методик определения лантанидов и актинидов.

Колонка метасоматитов. Протолит гумбеитов — пикриты содержат в среднем (n = 8), г/т: Cr 1090, Ni 1480, Co 54 (Ni/Co = 27), V 34, Cu 28, Zn 115, Pb 8.2; породы обогащены Ti, P, REE — La 29.5, Ce 38.5, Pr 6.2, Nd 21.9, Sm 3.1, Eu 0.6, Gd 2.2, Tb 0.26, Dy 1.2, Ho 0.23, Er 0.70, Tm 0.11, Yb 0.26, Lu 0.15, Y 6.5, Zr 178, Hf 6.8, Nb 47,

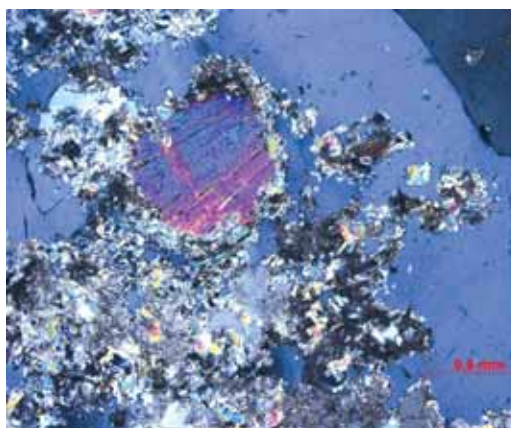
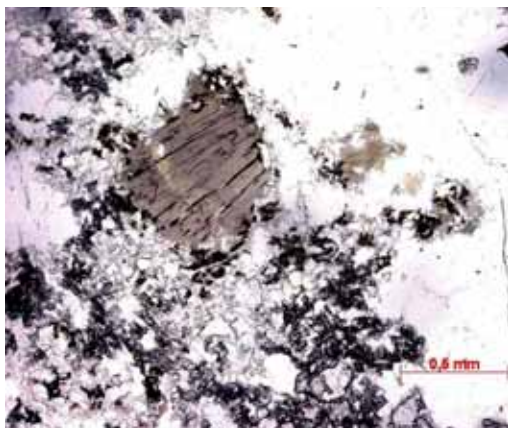
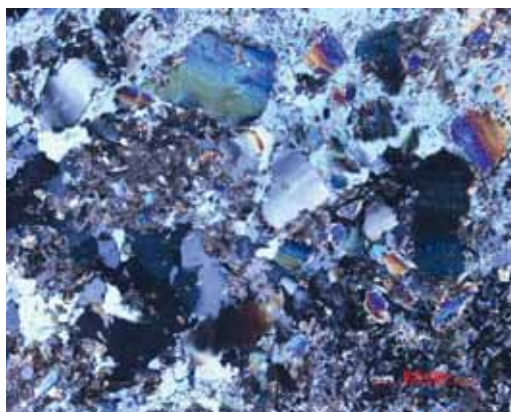
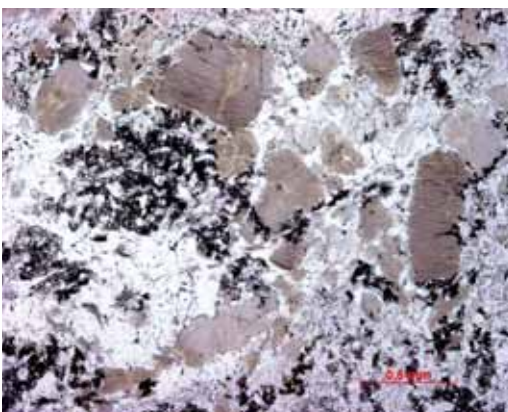


Рис. 2. Белая зона колонки апопикритовых гумбеитов. Гумбеиты магнезит-флогопит-кварцевого состава. В проходящем свете: а – при 1 николе, б – николи х.

Рис. 3. Серая зона колонки апопикритовых гумбеитов. Гумбеиты кварц-магнезит-флогопитового состава. В проходящем свете: а – при 1 николе, б – николи х.



U 13.4, Th 11.6, $LREE/HREE = 17$, Th/U = 0.9 (ISP-MS, аналитики Н.В. Васильев, Л.П. Юрченкова, ФГУП ИМГРЭ). Содержания хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди и цинка, соотношения никеля и кобальта типичны для пикритов; содержания циркония, ниобия, гафния, лантанидов и актининов – типичны для щелочных пикритов.

Химический состав гумбеитов различных зон метасоматической колонки (рис. 1) дан в таблице 1. Как видно, вариации состава от зоны к зоне не велики. Характерное для пикритов резкое преобладание магния над кальцием и железом сохраняется и в метасоматитах. Содержания кальция по направлению к тыловой зоне несколько снижаются, калия и натрия, серы и мышьяка – заметно повышаются (табл. 1).

Апопикритовые метасоматиты гумбеитовой формации сложены бедным марганцем

магнезитом, фтористым флогопитом, кварцем, калишпатом, альбитом, хлоритом, фтористым мусковитом и фенгитом, турмалином (дравит), рутилом (по ильмениту), менее доломитом, фторапатитом, монацитом-(Ce), цирконом, ксенотимом, герсдорфитом, зигенитом, миллеритом, кобальтсодержащим пиритом, галенитом. Внешнюю зону колонки слагают тальк-магнезитовые метасоматиты с гематитом и акцессорными гидроксилфлогопитом, гидроксиллапатитом, виоларитом.

С гумбеитизированными гранодиорит-порфирами или с калишпат-карбонат-кварцевой жилкой контактирует внутренняя (тыловая) – белая зона колонки апопикритовых гумбеитов, её мощность до 2 см (см. рис. 1а). Белая зона сложена разномасштабными агрегатами магнезита, кварца и фтористого флогопита (рис. 2), количественные соотношения минералов от участка к участку сильно ко-

леблются; текстуры обычно массивные, в отдельных участках директивные, где гумбеиты заместили полоски деформированных пикритов. Следующая серая зона мощностью до 2 см сложена обильным флогопитом, кварцем и магнезитом (рис. 3) с включениями редких крупных кристаллов альбита и сростаний альбита и нерешётчатого калишата (см. рис. 1b). В гумбеитах белой и серой зон утрачены макро- и микроскопические признаки исходных пород, в них полностью растворены хромшпинелиды и ильменит пикритов. За серой следует жёлтая зона мощностью от 3 до 11 см, где метасоматиты содержат турмалин и не содержат зелёные хлорит и хромистый мусковит и где к магнезиту присоединяется заметное количество доломита. Следующая зелёная зона мощностью 10–25 см с гнездами зелёного хлорита, с реликтами хромшпинелидов в агрегатах хромсодержащих мусковита и фенгита (рис. 1, 4). Внешнюю зону образуют тальк-магнезитовые метасоматиты с гематитом; текстура их обычно массивная, но нередко сланцеватая с преимущественной ориентировкой пластинок гематита, при этом кристаллы тёмно-серого магнезита не дефор-

мированы (догумбеитовое рассланцевание). Границы между зонами чёткие. Размер кристаллов магнезита от сотых долей до 10–14 мм, кварца до 3 мм, калишата и альбита до 4 мм, флогопита до 2 мм, распределены они весьма не равномерно, часто слагают гнезда.

Гумбеиты внутренних зон колонки – жёлтой, серой и белой – обогащены барием (среднее содержание 1138 г/т, местами до 3800 г/т), рубидием (219 г/т), содержат в среднем 123 г/т стронция, 2.99 г/т цезия, 437 мг/т серебра и 7.0 мг/т золота. Таким образом, в процессе гумбеитизации довольно интенсивно накапливались когерентные с калием барий и рубидий, а также серебро, но не золото. Содержание золота в апопикритовых гумбеитах близко к содержанию золота в пикритах.

Реликтовые минералы. В зелёной зоне апопикритовых гумбеитов в центре бывших вариолей частично сохранился цинкохромит (рис. 4). Размер его выделений до 2 мм. Хромшпинелид не содержит титан, беден алюминием и магнием, его состав отвечает формуле $(\text{Zn}_{0.7-0.8}\text{Fe}^{2+}_{0.2-0.3})_1(\text{Cr}_{1.3-1.4}\text{Fe}^{3+}_{0.4-0.6}\text{Al}_{0.1-0.2})_2\text{O}_4$ (табл. 2). Близкой формы и состава хром-

Таблица 2. Химический состав (мас.%) реликтового цинкохромита апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Берёзовского месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ZnO	27.46	27.01	26.26	26.54	26.68	26.26	26.41	26.04	26.01	25.52
FeO	6.48	6.89	6.68	6.48	7.47	6.98	7.28	7.32	7.00	8.39
MgO	0.30	0.32	0.46	0.62	0.30	0.55	0.28	0.62	0.81	0.56
NiO	0.34	0.19	0.26	0.28	0.22	0.49	0.25	0.19	нпо	нпо
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.43	нпо	0.37	нпо
Cr ₂ O ₃	43.25	43.10	42.14	41.83	44.12	41.99	43.02	41.44	46.08	46.36
Fe ₂ O ₃	18.53	18.12	18.33	19.46	19.07	20.65	19.85	20.89	13.31	13.32
Al ₂ O ₃	3.89	4.15	3.88	3.91	3.34	3.67	3.58	4.02	5.74	5.68
Сумма	100.34	99.78	98.01	99.12	101.20	100.69	101.10	99.92	99.32	99.83
Количество атомов в формуле										
Zn	0.77	0.76	0.75	0.75	0.74	0.73	0.73	0.73	0.72	0.71
Fe ²⁺	0.20	0.22	0.22	0.21	0.24	0.22	0.23	0.23	0.22	0.26
Mg	0.02	0.015	0.02	0.03	0.015	0.03	0.015	0.035	0.05	0.03
Ni	0.01	0.005	0.01	0.01	0.005	0.02	0.01	0.005	–	–
Mn	–	–	–	–	–	–	0.015	–	0.01	–
Сумма	1									
Cr	1.29	1.30	1.29	1.26	1.31	1.25	1.28	1.24	1.37	1.37
Fe ³⁺	0.53	0.52	0.53	0.56	0.54	0.59	0.56	0.58	0.38	0.38
Al	0.18	0.18	0.18	0.18	0.15	0.16	0.16	0.18	0.25	0.25
Сумма	2									

Примечание. Электронный микронзонд Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Коротаяева. Ti, Si – не обнаружены. FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии. Здесь и далее: нпо – ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Химический состав (мас.%) магнезита зелёной зоны апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Берёзовского месторождения

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
MgO	38.65	38.42	37.69	37.32	37.72	37.13	36.76	37.04	36.73	36.25
FeO	10.51	11.19	11.51	11.75	12.42	12.46	12.57	12.61	12.95	13.47
ZnO	0.18	0.17	нпо	0.19	0.24	0.23	0.19	0.25	0.31	0.21
MnO	0.10	0.12	нпо	0.12	0.13	0.13	0.14	0.08	0.11	0.17
CaO	0.10	0.12	нпо	0.10	нпо	0.09	0.15	0.09	0.10	0.14
SrO	нпо	нпо	нпо	0.10	нпо	нпо	нпо	нпо	0.09	нпо
Сумма	49.54	50.00	49.20	49.57	50.51	50.03	49.80	50.07	50.29	50.25
Количество атомов в формуле										
Mg	0.87	0.86	0.85	0.85	0.84	0.84	0.84	0.84	0.84	0.83
Fe	0.13	0.14	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17
Сумма	1									

Примечание. Электронный микрозонг Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Кортаева.

Таблица 4. Химический состав (мас.%) магнезита жёлтой зоны апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Берёзовского месторождения

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
MgO	41.51	41.06	38.40	38.86	37.87	38.41	38.40	37.64	37.86	
FeO	6.91	8.10	9.99	11.20	11.30	11.34	11.56	12.46	12.70	
MnO	0.16	0.13	0.16	0.12	0.12	0.13	0.13	0.28	0.13	
CaO	нпо	нпо	0.17	0.11	нпо	0.08	0.17	0.16	0.15	
SrO	нпо	нпо	нпо	нпо	0.10	нпо	нпо	нпо	0.10	
Сумма	48.58	49.28	48.72	50.28	49.39	49.96	50.27	50.55	50.94	
Количество атомов в формуле										
Mg	0.91	0.90	0.87	0.86	0.86	0.86	0.86	0.84	0.84	
Fe	0.09	0.10	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.16	0.16	
Сумма	1									

Примечание. Электронный микрозонг Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Кортаева.

шпинелиды развиты в пикритах и апопериодитовых серпентинитах вне ореолов гумбейтизации. Те и другие являются продуктами регионального метаморфизма погружения с флюидами повышенной щелочности и повышенным окислительным потенциалом, и когда совместно метаморфизуются гипербазиты и базиты, дефицит двухвалентного железа в хромшпинелидах компенсирует цинк из базитов (Спиридонов и др., 1997; 1998). Хромшпинелид брекчирован, его в значительной степени заместили хромистые мусковит, фенгит и флогопит.

Пикриты в межвариолевых участках содержали большое количество пластин ильменита размером до $2.5 \times 2.5 \times 0.5$ мм. В зелёной и жёлтой зонах колонки апопикритовых гумбеитов обильны агрегатные псевдоморфозы длиннопризматического рутила по дефор-

мированным, изогнутым, местами смятым и скрученным пластинам ильменита.

Кварц — один из главных минералов гумбеитов белой и серой зон, широко развит в жёлтой и зелёной зонах. Размер выделений кварца колеблется от сотых долей до 3 мм. Макроскопически кварц светло-серый, не прозрачный. Содержит массу мельчайших флюидных включений с жидкой углекислотой. Кварц образует сростания с флогопитом, магнезитом, калишпатом, их границы — индукционные поверхности совместного роста.

Карбонаты — главные минералы апопикритовых гумбеитов. Во всех зонах колонки гумбеитов из карбонатов значительно преобладает магнезит. В тальк-магнезитовых метасоматитах внешней зоны магнезит макроскопически чёрный, во флогопит-кварц-

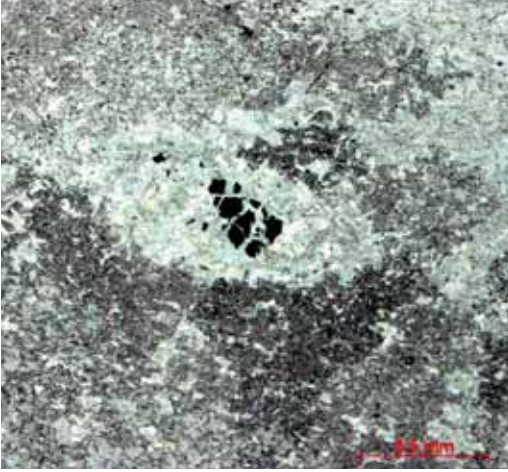
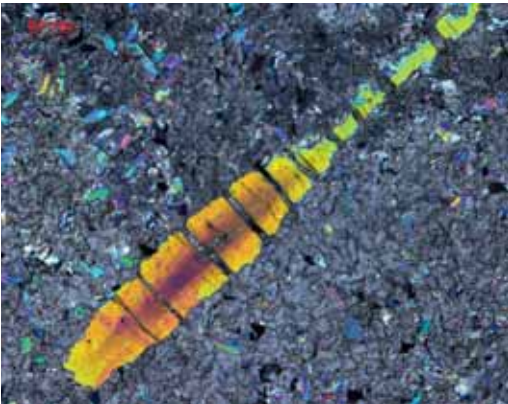


Рис. 4. Зелёная зона колонки апопикривых гумбеитов. Реликты цинкохромита (чёрный) в агрегате хромистого мусковита. Матрица – железистый магнезит, мусковит, флогопит, кварц, калишпат. В проходящем свете при 1 никеле.

Рис. 5. Длиннопризматический кристалл зонального турмалина – гравита в флогопит-магнезитовой матрице. Кристалл деформирован, трещины отдельности заполнил доломит. В проходящем свете: а – при 1 никеле, б – николи х.



магнезитовых метасоматитах внутренней зоны цвет магнезита от белого до светло-жёлтого. Размер выделений этого минерала от сотых долей до 14 мм. Довольно широко развиты агрегатные срастания магнезита. Их ядро образуют не зональные одиночные ромбоэдры размером до 7 мм или параллельные срастания таких ромбоэдров с каймами слабо зонального магнезита, которые окружены мелкими зональными ромбоэдрами железистого магнезита. Магнезит во всех зонах метасоматической колонки очень беден марганцем. Железистость минерала в тальк-магнезитовых метасоматитах внешней зоны составляет 6.1 – 12.3. Магнезит из зелёной зоны содержит следы кальция и марганца, до 0.3 мас.% цинка, его железистость 13 – 17 (табл. 3), из жёлтой зоны – следы кальция и марганца, его железистость 9 – 16 (табл. 4).

В жёлтой зоне в агрегатах магнезита развиты небольшие гнёзда более позднего доломита. Кроме того, доломит выполняет трещины в деформированных кристаллах турмалина (рис. 5). Состав доломита отвечает формуле $\text{Ca}_{0.98-1}\text{Mg}_{0.83-0.92}\text{Fe}_{0.09-0.15}\text{Mn}_{0-0.02}(\text{CO}_3)_2$.

Флогопит – один из главных минералов гумбеитов белой и особенно серой зон. Слагает пластинчатые и столбчатые кристаллы размером до 1 – 2 мм. В гумбеитах белой зоны нередко расщеплённые веерообразные кристаллы флогопита в кварце. В проходящем свете флогопит светло-коричневый до коричневого, обычно не зональный (рис. 2, 3). Анализы показали, что флогопит фтористый, мало титанистый.

Флогопит часто в той или иной, нередко в значительной, степени замещён мало-железистым бесцветным хлоритом или мусковитом.

Калишпат широко распространённый минерал гумбеитов серой, жёлтой и зелёной зон. Нерешётчатый микроклин слагает отдельные выделения в матрице магнезита и кварца (\pm слюды) и агрегатные срастания с альбитом. Калишпат содержит следы Ca и до 2% Ba, 3 – 6% минала альбита, 0 – 4% минала гиалофана (табл. 5). Для калишпата установлена положительная корреляция содержания бария и натрия, совместно замещающих калий.

Альбит относительно распространён в описываемых гумбеитах, его довольно много в серой зоне, где альбит и калишпат слагают композитные кристаллы размером до 3 мм, иногда расщеплённые. Кристаллы сдвойникованы преимущественно по альбитовому закону. Его химический состав (ан. 38, мас.%): SiO_2 68.26; Al_2O_3 19.60; CaO 0.20; Na_2O 11.46;

Таблица 5. Химический состав (мас.%) калиевого полевого шпата апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбейтов Берёзовского месторождения

Компонент	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	65.27	64.71	64.49	64.54	64.07	64.57	63.61	63.65
Al ₂ O ₃	18.62	18.59	18.50	18.53	18.57	18.77	18.84	18.89
Fe ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.15	нпо	нпо
CaO	нпо	нпо	нпо	нпо	0.11	нпо	нпо	0.16
Na ₂ O	0.40	0.37	0.52	0.65	0.73	0.45	0.74	0.71
K ₂ O	16.32	16.25	16.00	15.73	15.64	15.90	15.30	15.18
BaO	0.23	0.34	0.47	0.66	0.67	1.22	2.19	2.29
Сумма	100.85	100.27	99.98	100.10	99.78	101.06	100.68	100.88
Количество атомов в формуле								
K	0.96	0.96	0.94	0.93	0.93	0.94	0.90	0.90
Na	0.04	0.03	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	0.06
Ba	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04
Сумма	1							
Si	3.00	2.99	2.99	2.99	2.97	2.98	2.96	2.96
Al	1.00	1.01	1.01	1.01	1.03	1.01	1.04	1.04
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Сумма	4							

Примечание. Электронный микрозонд Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Кортаева.

Таблица 6. Химический состав (мас.%) Sr-содержащих мусковита (39-45) и фенгита (46) апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбейтов Берёзовского месторождения

Компонент	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	48.16	47.60	47.54	47.27	46.61	47.47	49.40	49.61
Al ₂ O ₃	26.38	26.65	25.13	26.11	24.96	26.67	30.83	29.43
Cr ₂ O ₃	2.98	2.68	2.58	2.36	2.16	1.47	0.41	0.39
Fe ₂ O ₃	1.26	1.58	1.13	1.76	1.82	1.19	0.27	0.36
MgO	5.52	3.99	7.10	5.57	8.71	6.19	3.66	3.85
Na ₂ O	0.18	0.12	0.15	0.17	0.25	0.18	0.21	0.22
K ₂ O	11.14	10.91	10.98	10.97	10.89	11.06	11.12	11.12
F	1.69	0.98	1.87	1.88	2.32	1.93	1.37	1.10
H ₂ O ⁺	5.14	6.66	4.36	4.94	2.43	4.68	6.75	7.05
Сумма - O = F ₂	101.74	100.76	100.05	100.24	99.17	100.03	103.44	102.67
Количество атомов в формуле								
K	0.93	0.95	0.94	0.94	0.91	0.94	0.93	0.94
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
□	0.05	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03
Сумма	1							
Al	1.24	1.38	1.11	1.23	0.96	1.25	1.61	1.59
Cr	0.16	0.14	0.13	0.13	0.11	0.08	0.02	0.02
Fe ³⁺	0.06	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.02	0.01
Mg	0.54	0.40	0.70	0.56	0.84	0.61	0.35	0.38
Сумма	2							
Si	3.18	3.24	3.15	3.17	3.04	3.16	3.23	3.29
Al	0.82	0.76	0.85	0.83	0.96	0.84	0.77	0.71
Сумма	4							
OH	1.20	1.60	1.02	1.17	0.56	1.10	1.56	1.65
F	0.39	0.21	0.39	0.40	0.48	0.41	0.28	0.23
Сумма	1.59	1.81	1.41	1.57	1.14	1.51	1.84	1.85

Примечание. Электронный микрозонд Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Кортаева. Са, Мп, Тi – не обнаружены. Количество H₂O⁺ рассчитано по стехиометрии.

Таблица 7. Химический состав (мас.%) мусковита (48, 50, 51), фенгита (47, 49), Ва-содержащего мусковита (52, 53) жёлтой зоны апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбейтов Берёзовского месторождения

Компонент	47	48	49	50	51	52	53
SiO ₂	48.84	48.84	49.95	48.05	47.92	46.04	46.18
TiO ₂	0.95	0.77	0.66	0.27	0.13	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	28.44	29.04	29.11	29.53	30.21	32.90	32.82
Fe ₂ O ₃	1.53	1.53	0.47	1.29	2.18	1.81	1.38
MgO	3.74	4.07	4.51	4.89	4.12	2.72	2.80
Na ₂ O	0.17	0.19	0.19	0.20	0.21	0.41	0.35
K ₂ O	11.09	11.18	11.18	11.23	11.18	10.63	10.44
BaO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	1.47	1.71
F	1.27	1.30	1.00	1.29	0.89	0.93	1.05
H ₂ O ⁺	6.94	6.64	6.76	5.99	6.81	6.89	6.80
Сумма – O = F ₂	102.44	103.01	103.41	102.23	103.27	103.41	103.19
Количество атомов в формуле							
K	0.95	0.94	0.93	0.94	0.94	0.90	0.89
Na	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.05
Ba	–	–	–	–	–	0.04	0.04
□	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02
Сумма	1						
Al	1.50	1.48	1.50	1.45	1.48	1.64	1.65
Fe ³⁺	0.08	0.08	0.03	0.06	0.11	0.09	0.07
Ti	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01	–	–
Mg	0.37	0.40	0.45	0.48	0.40	0.27	0.28
Сумма	2						
Si	3.26	3.22	3.26	3.16	3.15	3.06	3.08
Al	0.74	0.78	0.74	0.84	0.85	0.94	0.92
Сумма	4						
ОН	1.64	1.55	1.58	1.39	1.58	1.62	1.60
F	0.27	0.27	0.21	0.27	0.18	0.20	0.22
Сумма	1.91	1.82	1.79	1.66	1.76	1.82	1.82

Примечание. Электронный микроскоп Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Кортаева. Sr, Mn, Ca – не обнаружены. Количество H₂O⁺ рассчитано по стехиометрии.

Рис. 6. Выделения фторапатита (светло-серые), приуроченные к агрегатной псевдоморфозе игольчатого рутила, заместившей пластину шльменита. Мелкие ярко-белые кристаллы – монацит. Матрица – сростания магнезита, кварца, флогопита, калишпата, мусковита. В отражённых электронах.

Рис. 7. Сростание фторапатита (светло-серый) и рутила (белый) в агрегате магнезита, флогопита и мусковита. В отражённых электронах.

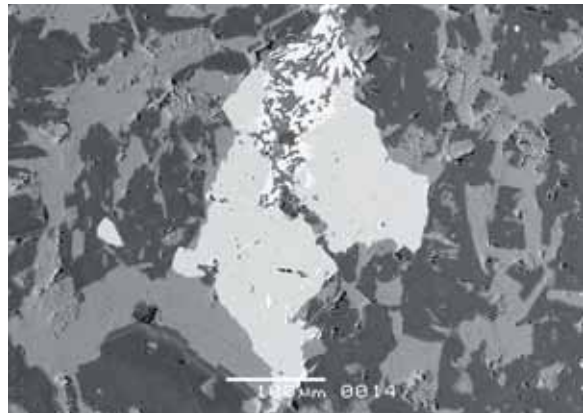
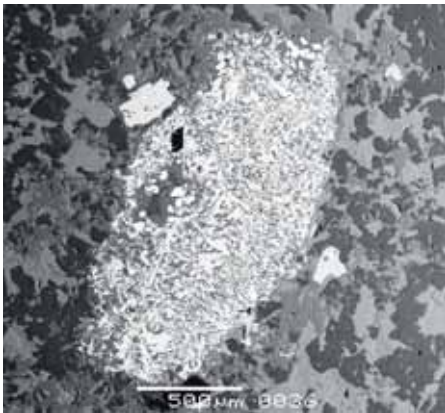


Таблица 8. Химический состав (мас.%) турмалина (дравита) апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбейтов Берёзовского месторождения

Компонент	55	56	57	58	59	60	61	62
SiO ₂	37.01	36.61	37.18	37.00	36.61	36.76	36.94	36.96
TiO ₂	нпо	0.11	0.26	0.33	0.17	0.28	нпо	0.10
Al ₂ O ₃	32.78	31.25	31.61	31.82	31.72	32.21	33.75	33.29
Fe ₂ O ₃		0.42	0.07		0.57			
FeO	2.11	3.64	4.20	3.93	3.94	3.76	1.95	3.18
MgO	10.13	9.81	9.96	9.91	9.83	9.83	9.68	9.60
CaO	0.13	0.24	0.15	0.48	0.10	0.44	0.10	0.17
Na ₂ O	2.41	2.51	2.84	2.59	2.85	2.73	2.56	2.62
K ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	0.10	нпо	нпо	нпо
Сумма	84.58	84.59	86.28	86.05	85.88	86.00	84.98	85.92
Количество атомов в формуле								
Na	0.76	0.80	0.89	0.81	0.90	0.85	0.80	0.82
K	–	–	–	–	0.02	–	–	–
Ca	0.02	0.04	0.03	0.08	0.02	0.08	0.02	0.03
□	0.22	0.16	0.08	0.11	0.06	0.07	0.18	0.15
Сумма	1							
Al	0.27	0.04	–	0.04	–	0.09	0.40	0.26
Fe ³⁺	–	0.05	0.01	–	0.07	–	–	–
Ti	–	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03	–	0.01
Fe ²⁺	0.28	0.50	0.57	0.53	0.53	0.51	0.27	0.43
Mg	2.45	2.40	2.39	2.39	2.38	2.37	2.33	2.30
Сумма	3							
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма	6							
Al	–	–	0.01	0.02	0.06	0.05	0.03	0.05
Si	6.00	6.00	5.99	5.98	5.94	5.95	5.97	5.95
Сумма	6							
O	0.07	–	–	0.08	–	0.11	0.21	0.10
ОН	3.93	4.00	4.00	3.92	4.00	3.89	3.79	3.90
Сумма	4							

Примечание. Электронный микрозонд Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Коротаева. Сг, Мп – не обнаружены.

K₂O 0.10; сумма 99.62 (аналитик Н.Н. Коротаева); формула – (Na_{0.975}Ca_{0.01}K_{0.005})_{0.99}[Al_{1.01}Si₃O₈], иначе Na_{98.5}Ca₁K_{0.5}.

Светлые слюды. Фторсодержащие (1 – 2.5 мас.% F) светлые слюды обильны в зелёной и жёлтой зонах колонки апопикритовых гумбейтов.

В зелёной зоне преобладают хромсодержащие фтористые мусковит и фенгит. Наиболее хромистые слюды слагают каймы замещения вокруг цинкохромита (рис. 4; табл. 6, ан. 39 – 44), малохромистые (табл. 6, ан. 45, 46) рассеяны в кварц-калишпат-флогопит-магнезитовой матрице. В этих слюдах отчётливо проявлен изоморфизм Al – Сг. Обогащённые хромом мусковит и мусковит-фенгит крайне богаты магнием, богаты пикрофенгитовым компонентом. Состав наиболее богатого магнием фтористого мусковита (табл. 6, ан. 43) специфичен – близок к KAlMg[(OH)_{0.5}F_{0.5}]/

AlSi₃O₁₀]. Слюды существенно калиевые, дефицит в позиции калия незначительный.

В жёлтой зоне развиты фтористые мусковит, мусковит-фенгит и фенгит с заметным содержанием титана, на которые выросли каёмки мусковита, обогащённого барием и натрием, их состав дан в таблице 7. Титан концентрируется в мусковите и фенгите, барий и натрий – в низко кремнезёмистом мусковите.

Рутил в основном слагает агрегатные псевдоморфозы по пластинам ильменита (рис. 6, 7). Состав рутила (ан. 54, мас.%): TiO₂ 98.52, Fe₂O₃ 0.51, WO₃ 0.13, ThO₂ 0.01; сумма 99.17 (аналитик И.М. Куликова); Y, Ce, La, Nd, U, Ca, Zr – не обнаружены.

Турмалин (дравит). В жёлтой зоне немало короткопризматических метакристаллов турмалина длиной до 4 мм (рис. 5). Кристаллы слабо зональные. В одних ядра несколько

Таблица 9. Химический состав (мас.%) фторапатита апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Березовского месторождения

Компонент	63	64	65	66	67	68	69	70	71
CaO	54.06	54.40	54.70	54.79	54.83	54.94	54.56	55.04	55.31
SrO	0.94	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Ce ₂ O ₃	нпо	0.25	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	0.14	0.21	0.19	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
MnO	нпо	нпо	0.15	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
P ₂ O ₅	41.47	41.23	41.19	41.38	40.89	41.29	40.61	40.83	42.18
SiO ₂	0.30	0.36	0.36	0.43	0.45	0.46	0.46	0.53	0.58
SO ₃	нпо	0.30	0.11	нпо	0.29	0.10	0.45	нпо	нпо
F	3.98	3.32	3.46	3.30	3.49	3.35	3.59	3.24	3.18
Сумма – O = F ₂	99.21	98.67	100.05	99.57	98.88	99.61	98.94	99.25	99.91
Количество атомов в формуле (сумма = 2)									
Ca	4.94	4.98	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Sr	0.05	–	–	–	–	–	–	–	–
Ce	–	0.01	–	–	–	–	–	–	–
Fe	0.01	0.01	0.01	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–
Сумма	5								
P	0.97	0.95	0.96	0.96	0.94	0.96	0.93	0.96	0.95
Si	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05
S	–	0.02	0.01	–	0.02	0.01	0.03	–	–
Сумма	1								
F	1.08	0.90	0.93	0.89	0.94	0.90	0.97	0.87	0.85

Примечание. Электронный микросонг Jeol SM-6480 LV, аналитик Н.Н. Коротаева.

более железистые ($f = 18 - 20$), коричневатозелёные в проходящем свете, внешние зоны менее железистые ($f = 10 - 16$), зеленоватые и желтовато-зеленоватые. В других кристаллах картина обратная. Турмалин апопикритовых гумбеитов – это без Sr, бедный Ti, Fe²⁺ и Fe³⁺ дравит (табл. 8). Заметный дефицит натрия (до 22%) свидетельствует о повышенной кислотности флюидов. Состав турмалина отвечает $(\text{Na}_{0.8-0.9}\text{Ca}_{0.1}\text{□}_{0.1-0.2})_1(\text{Mg}_{2.3-2.5}\text{Fe}^{2+}_{0.3-0.6}\text{Fe}^{3+}_{0-0.1}\text{Al}_{0-0.3})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3[(\text{Si}_{5.9-6}\text{Al}_{0-0.1})_6\text{O}_{18}](\text{OH}_{3.8-4}\text{O}_{0-0.2})_4$, $f = 10-20$, в среднем 16.

Дравит с реликтами пластин ильменита в проходящем свете зелёно-коричневый до бурого, содержит до 5 мас.% Fe и 1.5 мас.% Ti и включения иголок рутила.

Фторапатит распространён довольно широко. Скопления отдельных кристаллов и сростаний кристаллов фторапатита часто приурочены к агрегатным псевдоморфозам игольчатого рутила, замещившего деформированные пластины ильменита (рис. 6, 7). Размер кристаллов фторапатита до 0.5 мм. На них зачастую развиты индукционные поверхности совместного роста с рутилом, квар-

цем, магнезитом и калишпатом. Химические анализы фторапатита приведены в таблице 9 (ан. 63–71). Отдельный анализ апатита (№ 72) с определением всех 14 лантанидов и иных элементов выполнила И.М. Куликова (мас.%): CaO 56.06; SrO 0.24; Na₂O 0.05; Y₂O₃ 0.09; Ce₂O₃ 0.07; Nd₂O₃ 0.13; FeO 0.05; MnO 0.06; UO₂ 0.01; P₂O₅ 42.01; SiO₂ 0.44; SO₃ 0.28; F 3.67; сумма (–O = F₂) 101.61; Cl, La, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th – не обнаружены. Формула данного апатита $(\text{Ca}_{4.97}\text{Sr}_{0.01}\text{Na}_{0.01}\text{Y}_{0.01})_5(\text{P}_{2.94}\text{Si}_{0.04}\text{S}_{0.02})_3\text{O}_{12}\text{F}_{0.96}$. По составу это чисто фтористый апатит. Фосфор в гумбеитовом апатите в заметной степени замещён кремнием и сульфатной серой, что свидетельствует о повышенной температуре формирования и о повышенном окислительном потенциале (Peng *et al.*, 1997; Phosphates., 2003; и др.).

Циркон – член изоморфных серий Zr[SiO₄] (собственно циркон) – Hf[SiO₄] (гафнон) – Th[SiO₄] (торит) – U[SiO₄] (коффинит) – Y[PO₄] (ксенотим) (Хейнрих, 1962; Краснобаев, 1986; Frondel, Collette, 1957; Gratz, Heinrich, 1997; Strunz, Nickel, 2001; Zir-

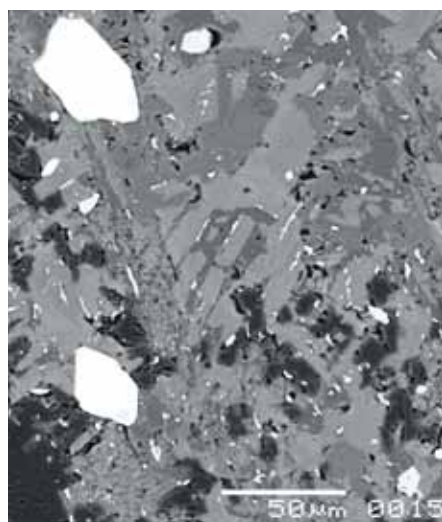
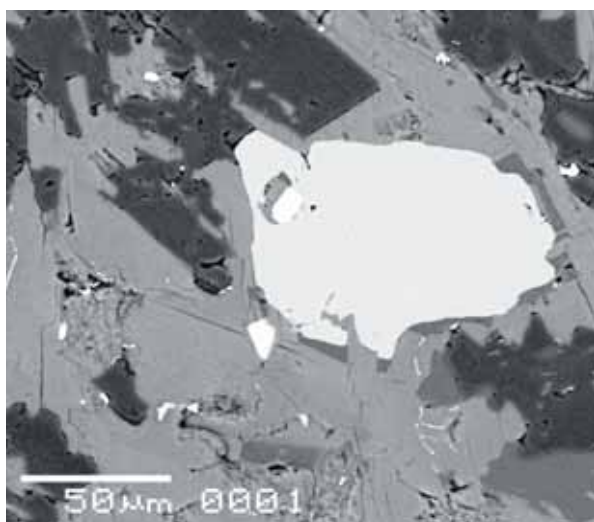
Таблица 10. Химический состав (мас.%) циркона апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Берёзовского месторождения

Компонент	73	74	75	76	77	78	79	80
ZrO ₂	65.93	65.71	64.93	63.63	63.51	63.66	63.29	60.34
HfO ₂	1.63	1.92	1.45	1.39	1.40	2.41	1.99	2.02
UO ₂	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.59	2.19	3.88
ThO ₂	нпо	нпо	нпо	0.65	0.48	0.20	0.80	0.60
Y ₂ O ₃	нпо	нпо	0.66	1.35	1.09	0.23	0.74	0.90
Ce ₂ O ₃	нпо	нпо	0.11	нпо	0.37	нпо	нпо	нпо
Nd ₂ O ₃	0.05	0.06	0.05	0.15	0.20	нпо	нпо	нпо
Gd ₂ O ₃	0.07	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Yb ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.05
SiO ₂	32.38	32.19	32.32	31.39	31.15	32.03	32.07	31.07
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.58	1.06	1.14	0.14	0.48	0.64
Сумма	100.20	100.05	100.01	99.64	99.38	99.26	101.56	99.50
Количество атомов в формуле								
Zr	0.99	0.99	0.98	0.96	0.96	0.97	0.95	0.93
Hf	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
U	–	–	–	–	–	0.01	0.02	0.03
Th	–	–	–	0.01	–	–	–	–
Y	–	–	0.01	0.02	0.02	–	0.01	0.02
Ce	–	–	–	–	0.01	–	–	–
Si	1.00	0.99	0.99	0.97	0.97	1.00	0.99	0.98
P	–	–	0.01	0.03	0.03	–	0.01	0.02

Примечание. Электронный микросонд Camebax-microbeam, аналитик И.М. Куликова. S, La, Pr, Sm, Er, Dy, Ho, Tm, Lu – не обнаружены.

Рис. 8. Срастание фторапатита (светлый) и циркона (белый) в матрице магнезита (тёмно-серый), флогопита, калишпата и мусковита (светло-серые), кварца (серый). В отражённых электронах.

Рис. 9. Скопление кристаллов циркона (белые), два из них более крупные. Матрица – срастания магнезита (тёмно-серый), кварца (серый), флогопита, калишпата и мусковита (светло-серые). В отражённых электронах.



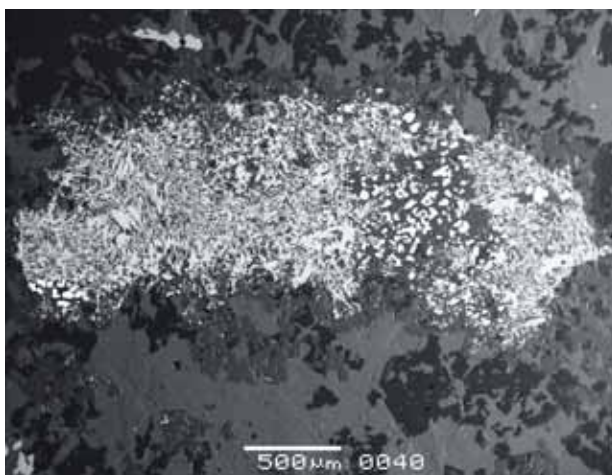


Рис. 10. Сложно зональный кристалл циркона. Цифрами показаны места анализов, приведенных в таблице 10. В отражённых электронах.

Рис. 11. Агрегатная псевдоморфоза глинопризматических кристаллов рутила по смятому (деформированному) и частично разорванному, крупному, плоскому кристаллу ильменита. Наиболее деформированные участки растворены, в них развиты гнезда кристаллов монацита (белый). Матрица — сростания магнетита (тёмно-серый), кварца (серый), калишпата и слюг. Выше пластины в матрице — удлиненный фторапатит (светло-серый). В отражённых электронах.

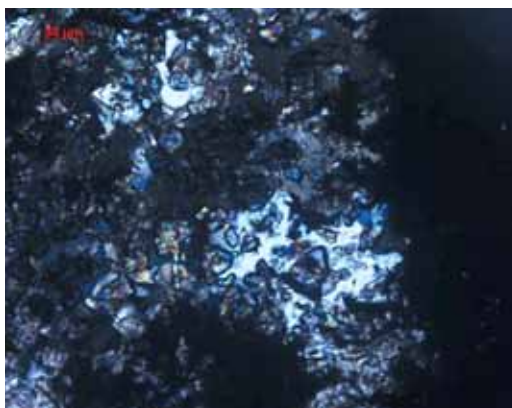
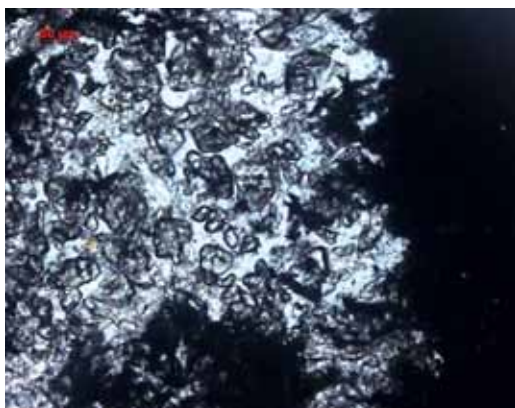


Рис. 12. Гнездо кристаллов монацита среди агрегатов игольчатого рутила. В проходящем свете: а — при 1 никеле, б — николи х.

con., 2004; Förster, 2006; и др.). Акцессорный циркон — характерный минерал магматических пород от гранитов, гранитных пегматитов, риолитов до габброидов и базальтоидов; в магматитах, недосыщенных кремнезёмом, вместо циркона образуется бадалейт. Особенности морфологии и состава циркона магматитов (и продуктов их выветривания) посвящена огромная литература, есть довольно полная сводка (Zircon., 2004) и сводки для Урала (Краснобаев, 1986; Вотяков и др., 2011). Известно, что в ходе магматической дифференциации в составе циркона накапливаются

Hf, U и Th, что высокотемпературные цирконы обогащены миналом ксенотима. Установлена подвижность циркония в щелочных гидротермальных растворах, обнаружены высокотемпературные метасоматиты, богатые новообразованным цирконом (альбититы — мариуполиты и иные) (Fronde!, Collette, 1957; Rubin *et al.*, 1993; Zircon., 2004; и др.).

Циркон в флогопит-магнетитовых гумбеитах слагает рассеянные призматические и короткопризматические кристаллы длиной до 90 микрон, часто ассоциирующие с фторапатитом (рис. 8—10). На кристаллах

циркона нередко развиты индукционные поверхности совместного роста с кварцем, магнетитом, фторапатитом. Преобладающие по объёму зоны кристаллов циркона содержат (мас.%): 1.4–1.9 Hf, 0.6–1.2 P₂O₅, следы U, Th, Y; обогащённые ураном зоны – до 3.8 мас.% U, 2.4 Hf, 1.4 Y, 0.8 Th (табл. 10). Гумбеитовый циркон содержит 1–2% минала гафнона, 0–3% минала коффинита, 0–1% минала торита, 0–3% минала ксенотима.

Монацит – член изоморфных серий (Ce,La,Nd...Sm)[PO₄] (собственно монацит) – CaTh[PO₄]₂ (брабантит) – CaCe₂Th[PO₄]₄ (чералит) – Th[SiO₄] (хатгонит) – гаспарит (Ce,La,Nd)[AsO₄], с небольшой примесью минала ксенотима Y[PO₄] (Хейнрих, 1962; Юшкин и др., 1986; Pabst, Hutton, 1951; Bowie, Horne, 1953; Graeser, Schwander, 1977; Rose, 1980; Strunz, Nickel, 2001; Phosphates., 2003). В составе монацита обычные соотношения Ce:La:Nd ~ 2:1:1, изредка преобладает лантан, ещё реже неодим. Монацит – типичный минерал бедных кальцием гранитов и сиенитов, гранито-гнейсов нормальной и повышенной щёлочности, в них это основной минерал-концентратор и носитель лёгких лантанидов и тория, содержания Th до 20 мас.% и более (Phosphates., 2003; Philpotts, Ague, 2009). В монаците некоторых гранитных пегматитов столь же высоки содержания урана (Gramascioli, Segalstad, 1978). Монацит, не содержащий Th или бедный им, развит в гидротермалитах (Юшкин и др., 1988; Phosphates., 2003). В присутствии ксенотима состав монацита – индикатор температуры и давления: при 2 кб с ростом температуры от 300 до 1000°C мольная доля иттрия возрастает от 3 до 16% (Gratz, Heinrich, 1997).

Монацит гумбеитов ранее не изучался. В берёзовских гумбеитах он слагает кристаллы стандартной формы размером до 45 микрон, их сростания и скопления кристаллов, обычно приуроченные к участкам деформации пластин ильменита, замещённых агрегатами игольчатого рутила (рис. 11, 12). Монацит вырос на рутил, выполняет промежутки между его кристаллами (рис. 13). Образует сростания с фторапатитом, их границы – индукционные поверхности совместного роста. Во флогопит-магнетитовых гумбеитах он почти не содержит уран и беден торием (0.8–2.2 мас.% Th); церия в нём примерно вдвое больше, чем лантана; неодима немного меньше, чем лантана; из иных лантанидов в заметном количестве содержатся празеодим, самарий и диспрозий; небольшая часть фосфора замещена кремни-

Таблица 11. Химический состав (мас.%) монацита апопикритовых флогопит-магнетитовых гумбеитов Берёзовского месторождения

Компонент	81	82	83	84	85
Y ₂ O ₃	2.40	1.41	1.33	1.18	1.04
La ₂ O ₃	16.87	15.92	15.58	15.96	17.41
Ce ₂ O ₃	29.58	30.73	30.36	29.43	30.60
Pr ₂ O ₃	2.68	2.88	2.49	3.21	2.25
Nd ₂ O ₃	11.64	12.59	13.39	12.38	12.09
Sm ₂ O ₃	1.46	1.29	1.81	1.82	1.79
Eu ₂ O ₃	0.36	0.23	0.27	0.10	0.16
Gd ₂ O ₃	0.79	0.96	0.90	0.82	1.21
Tb ₂ O ₃	нпо	0.16	0.06	0.16	0.11
Dy ₂ O ₃	0.21	0.36	нпо	0.30	0.49
Ho ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.16	нпо
Er ₂ O ₃	0.18	0.15	нпо	нпо	0.15
Yb ₂ O ₃	нпо	0.15	нпо	нпо	0.09
Lu ₂ O ₃	нпо	0.09	0.17	нпо	0.19
ThO ₂	2.20	1.41	1.41	2.23	0.83
TiO ₂	0.21	0.26	0.21	0.18	0.24
UO ₂	0.17	0.01	0.01	0.09	0.02
CaO	0.49	0.46	0.60	0.73	0.31
SrO	0.06	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	0.07	нпо	0.04	0.08	0.05
P ₂ O ₅	30.35	30.63	30.91	30.72	30.70
SiO ₂	0.66	0.37	0.50	0.48	0.34
Сумма	100.39	100.06	100.04	100.03	100.07
Количество атомов в формуле (сумма = 2)					
Y	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02
La	0.27	0.26	0.25	0.26	0.28
Ce	0.40	0.42	0.43	0.41	0.42
Pr	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03
Nd	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16
Sm	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Eu	0.01	–	–	–	–
Gd	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Dy	–	–	–	–	0.01
Th	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Ca	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
P	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98
Si	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01

Примечание. Электронный микрозонг Camebax-microbeam, аналитик И.М. Куликова. Na, Tm – не обнаружены.

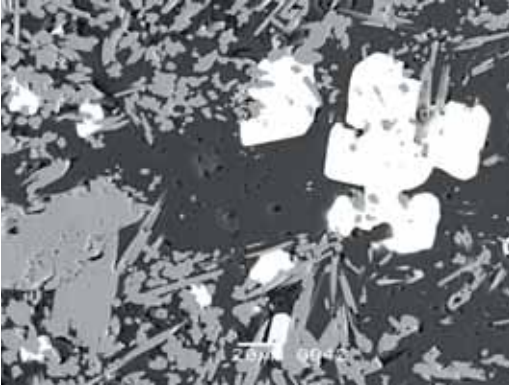


Рис. 13. Монацит (белый) в агрегате рутила (серый), кварца и слюд (тёмно-серые). В отражённых электронах.

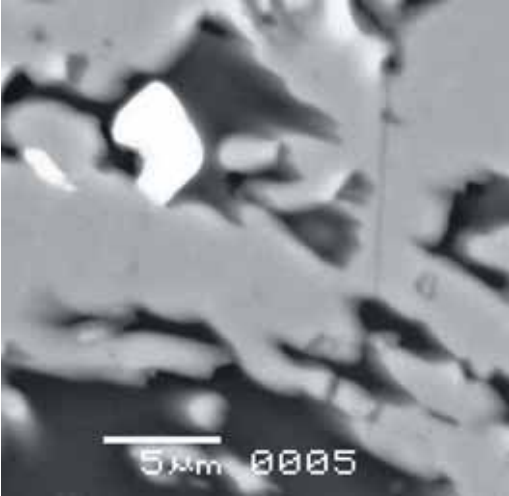
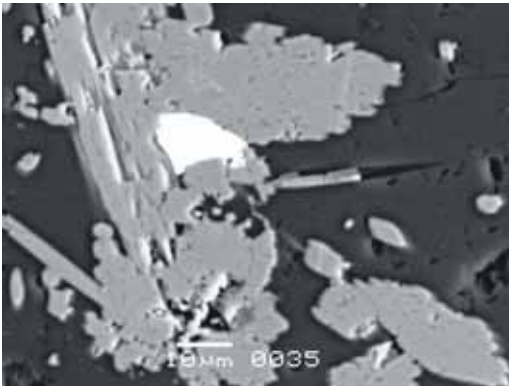


Рис. 14. Кристалл ксенотима (светлый) в агрегате кристаллов рутила (серые). В отражённых электронах.

Рис. 15. Ксеноморфный ксенотим (светлый) в агрегате кристаллов рутила (серые). В отражённых электронах.



ем, содержание минала хаттонита менее 2%. Состав пяти изученных кристаллов монацита близок и отвечает формуле $(\text{Ce}_{0.40-0.43}\text{La}_{0.25-0.28}\text{Nd}_{0.16-0.18}\text{Y}_{0.02-0.05}\text{Pr}_{0.03-0.04}\text{Sm}_{0.02}\text{Gd}_{0.01-0.02}\text{Eu}_{0.0-0.01}\text{Th}_{0.01-0.02}\text{Ca}_{0.02})_{1-1.01}(\text{P}_{0.97-0.98}\text{Si}_{0.01-0.03})_{0.99-1}\text{O}_4$ (табл. 11). Такой состав типичен для монацита высоко-среднетемпературных гидротермалитов (Phosphates., 2003).

Ядра кристаллов берёзовского монацита обогащены иттрием (табл. 11, ан. 81), оценка температуры их формирования по геотермометру Гратца – Хейнриха (Gratz, Heinrich, 1997) отвечает ~ 450°C, для внешних зон кристаллов монацита (ан. 84, 85) оценка ~ 300°C.

Ксенотим – член изоморфной серии $\text{Y}[\text{PO}_4]$ (собственно ксенотим) – $\text{HREE}[\text{PO}_4]$, в числе которых $\text{Yb}[\text{PO}_4]$ – ксенотим-(Yb). Содержание минала ксенотима-(Y) обычно составляет 70-80%, минала $\text{HREE}[\text{PO}_4]$ – 15–25%, изредка более 50%; в твёрдом растворе высокотемпературного ксенотима содержатся до 5-10% минала $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd} \dots \text{Sm})[\text{PO}_4]$ (монацит), до 5% минала $\text{CaTh}[\text{PO}_4]_2$ (брабантит) – $\text{CaCe}_2\text{Th}[\text{PO}_4]_4$ (чералит), до 5% минала $(\text{Th}, \text{U})[\text{SiO}_4]$ (торит – коффинит) (Хейнрих, 1962; Юшкин и др., 1986; Gratz, Heinrich, 1997; Strunz, Nickel, 2001; Phosphates., 2003; Förster, 2006). Ксенотим – типичный акцессорный минерал разнообразных гранитоидов нормальной и высокой щёлочности, в них это основной минерал-концентратор и носитель тяжёлых редкоземельных элементов. Он довольно широко развит в высоко- и среднетемпературных гидротермалитах (Юшкин и др., 1986; Phosphates., 2003).

Ксенотим гумбеитов ранее не изучался. В берёзовских гумбеитах он образует мелкие дипирамидальные кристаллы и ксеноморфные выделения размером до 20 микрон в скоплениях игольчатого рутила (рис. 14, 15). Ксенотим во флогопит-магнезитовых гумбеитах безториевый, беден ураном (0.1–0.8 мас.% U); в его составе иттрий значительно преобладает над тяжёлыми лантанидами, главные из которых чётные, при этом $\text{Dy} \geq \text{Gd} > \text{Er} > \text{Yb}$. Из лёгких лантанидов преобладают неодим и самарий, европия больше суммы церия и лантана; ничтожная часть фосфора замещена кремнием (табл. 12). Состав ксенотима соответствует формуле $(\text{Y}_{0.71-0.75}\text{Dy}_{0.05-0.06}\text{Gd}_{0.04-0.06}\text{Er}_{0.03}\text{Nd}_{0.03}\text{Yb}_{0.02-0.03}\text{Sm}_{0.02-0.03}\text{Eu}_{0.01}\text{Tb}_{0.01}\text{Ho}_{0.01}\text{Lu}_{0.0-0.01}\text{Ca}_{0.0-0.01})_{0.99-1}(\text{P}_{0.99-1}\text{Si}_{0.01})\text{O}_4$. Таким образом, ксенотим гумбеитов содержит 71-75% минала собственно ксенотима, 17-20% минала $\text{HREE}[\text{PO}_4]$, 6-7% минала монацита, 1% минала коффинита.

Итак, в парагенезе фторапатит — монацит — циркон — ксенотим уран сконцентрирован в цирконе, торий — в монаците и менее в цирконе, лёгкие лантаниды и большая часть иттрия — в монаците, которого гораздо больше, чем ксенотима, в ксенотиме — тяжёлые лантаниды и часть иттрия, фторапатит почти лишен лантанидов и актинидов.

Тальк характерен для метасоматитов внешней зоны колонки. Это маложелезистый тальк с заметным содержанием Ni, его состав (ан. 90, мас.%): SiO₂ 62.51; MgO 30.88; FeO 0.81; MnO 0.02; NiO 0.38; сумма 94.91 (аналитик Н.Н. Коротаяева). Формула (Mg_{2.94}Fe_{0.04}Ni_{0.02})₃[(OH)₂/Si₄O₁₀].

Герсдорфит — характерный акцессорный минерал флогопит-магнезитовых гумбеитов. В зелёной зоне состав герсдорфита отвечает формуле Ni_{0.98}Fe_{0.02}AsS, в жёлтой зоне герсдорфит кобальтистый — Ni_{0.87-0.93}Co_{0.07-0.12}Fe_{0.01}AsS.

Сравнение апопикритовых и иных типов гумбеитов

Описанные высокотемпературные гумбеиты, заместившие пикриты, содержат парагенез магнезит — флогопит — кварц, в отличие от высокотемпературных апогранитоидных гумбеитов с парагенезом кальцит — биотит — кварц. Гумбеиты, заместившие пикриты, содержат турмалин, отсутствующий в апогранитоидных гумбеитах.

Сравнение апопикритовых гумбеитов и иных типов метасоматитов

Апопикритовые гумбеиты, в отличие от листовитов, содержат парагенезы магнезит — флогопит — кварц и магнезит — калишпат — кварц, а также монацит-(Ce), ксенотим, циркон, фторапатит, турмалин, фтористый и барийсодержащий мусковит. Тальк-магнезитовые метасоматиты гумбеитовой формации содержат флогопит, в отличие от подобных пород листовитовой формации.

Апопикритовые гумбеиты, в отличие от метасоматитов медно-порфировой формации, содержат совершенно не характерные для последней сингенетичные монацит, циркон, ксенотим и не содержат столь характерный для неё магнетит (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, 2009). Кроме того, описанные метасоматиты сопровождаются калишпат-карбонат-кварцевыми жилами с шеелитом или с гематитом (без магнетита и молибденита), что также вовсе не типично для медно-порфировой формации.

Таблица 12. Химический состав (мас.%) ксенотима апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Берёзовского месторождения

Компонент	86	87	88	89
Y ₂ O ₃	42.87	41.42	39.78	39.24
La ₂ O ₃	0.06	0.06	нпо	0.06
Ce ₂ O ₃	0.45	0.44	0.29	0.30
Nd ₂ O ₃	2.42	2.40	2.67	2.71
Sm ₂ O ₃	2.07	2.05	2.51	2.55
Eu ₂ O ₃	0.87	0.86	0.87	0.88
Gd ₂ O ₃	3.56	3.52	5.45	3.54
Tb ₂ O ₃	0.62	0.61	0.66	0.66
Dy ₂ O ₃	4.45	4.43	5.09	5.17
Ho ₂ O ₃	1.07	1.06	0.51	0.52
Er ₂ O ₃	3.05	3.02	3.06	3.10
Tm ₂ O ₃	0.24	0.24	0.27	0.27
Yb ₂ O ₃	2.58	2.55	2.31	2.34
Lu ₂ O ₃	0.40	0.40	0.54	0.55
TiO ₂	0.18	0.25	0.14	0.14
UO ₂	0.07	0.08	0.74	0.80
CaO	0.24	0.24	0.14	0.13
P ₂ O ₅	35.53	35.33	34.94	34.07
SiO ₂	0.24	0.22	0.31	0.22
Сумма	100.97	99.19	99.98	99.50
Количество атомов в формуле (сумма = 2)				
Y	0.75	0.74	0.71	0.71
Ce	0.01	0.01	-	-
Nd	0.03	0.03	0.03	0.03
Sm	0.02	0.02	0.03	0.03
Eu	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.04	0.04	0.06	0.06
Tb	0.01	0.01	0.01	0.01
Dy	0.05	0.05	0.06	0.06
Ho	0.01	0.01	0.01	0.01
Er	0.03	0.03	0.03	0.03
Yb	0.03	0.03	0.02	0.02
Lu	-	-	0.01	0.01
U	-	-	0.01	0.01
Ca	0.01	0.01	0.01	-
P	0.99	1.00	0.99	0.99
Si	0.01	0.01	0.01	0.01

Примечание. Электронный микросонг Camebax-microbeam, аналитик И.М. Куликова. Fe, Na, Sr, Pr, Th — не обнаружены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00839).

Литература

- Авгонин В.Н. Апатит из сульфидно-кварцевых жил Берёзовского месторождения // Тр. ГГИ УФАН СССР. **1955**. Вып. 26. С. 107–109.
- Беллавин О.В., Ваншаль Д.С., Ниренштейн В.А. Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1970**. № 6. С. 86–90.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Берёзовское рудное поле. М.: Металлургиздат. **1947**. 247 с.
- Бородаевский Н.И., Ершова Н.А., Егорова Н.А., Казимировский Н.Ф., Левитан Г.М., Михайлова Л.В., Самарцев И.Т. Берёзовское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. Т. I. М.: ЦНИГРИ. **1984**. С. 7–53.
- Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верх-Исетского массива на Урале. М.: Наука. **1976**. 340 с.
- Вотьяков С.А., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург: Уро РАН. **2011**. 336 с.
- Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитоидный магматизм. М.: Наука. **1981**. 137 с.
- Ершова Н.А., Левитан Г.М. О связи золотого оруденения с гранитоидами на примере Шарташского массива (Средний Урал) // Тр. ЦНИГРИ. **1978**. Вып. 136. С. 76–92.
- Иванов А.А. Геология коренных месторождений золота на Урале // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Металлургиздат. **1948**. С. 127–168.
- Карпинский А.П. Главнейшие типические горные породы, заключающие жильные месторождения золота в Берёзовском горном округе // Изв. Геол. Комитета. **1887**. Т. VI. № 12. С. 475–478.
- Коптев-Дворников В.С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: АН СССР. **1955**. С. 22–44.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР. **1953**. С. 334–456.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. **1986**. 152 с.
- Куруленко Р.С., Траянова М.В., Кобузов А.С., Яблонская Л.В. Шеелитовая минерализация кварцевых жил Шарташского массива // Ежегодник-1983 ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР. **1984**. С. 104–105.
- Кутюхин П.И. Вещественный состав руд Берёзовского золоторудного месторождения и типы кварцевых жил. Свердловск: СГИ. **1937**. 93 с.
- Кутюхин П.И. Условия локализации оруденения в жилах Берёзовского месторождения // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Металлургиздат. **1948**. С. 249–275.
- Лайпанов Х.Х., Михайлова Л.В. Минерало-геохимические особенности листовитов, березитов и золото-сульфидно-кварцевых жил // Тр. ЦНИГРИ. **1982**. № 167. С. 49–54.
- Левитан Г.М., Ершова Н.А., Рапопорт М.С., Вигорова В.Г., Грабежев А.И., Чашухина В.А. Гранитоидные формации восточного склона Среднего и Южного Урала // Сов. геология. **1979**. № 12. С. 42–56.
- Матвеев К.К. Гумбейские вольфрамовые месторождения // Докл. АН СССР. Сер. А. **1928**. № 8. С. 128–132.
- Овчинников А.Н., Вороновский С.Н., Малярова Г.В. Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Недра. **1976**. С. 17–26.
- Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштейтер Г.Б. U-Pb возраст пород и оруденения Берёзовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник-2011 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. **2012**. С. 213–217.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УФНЦ РАН. **2010**. 280 с.
- Рапопорт М.С., Бабенко В.В., Болтыров В.Б. Берёзовское золоторудное месторождение // Изв. ВУЗов. Горный журнал. **1994**. № 6. С. 86–96.
- Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на

- примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР. **1984**. 208 с.
- Соболев И.Д.* Краткий обзор геологического строения района Верх-Исетского, Шарташского, Адуйского и Шилово-Коновского гранитоидных массивов. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. **1966**. 97 с.
- Спиридонов Э.М.* Инверсионная плутогенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геол. рудн. месторожд. **1995**. Т. 37. № 3. С. 179 – 207.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Серёдкин М.В., Куруленко Р.Г., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Филимонов С.В.* Гумбейты Урала и сопряженная рудная минерализация, параметры их образования // Геол. рудн. месторожд. **1998**, Т. 39. № 2. С. 171 – 190.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Перельгина Е.В., Плетнёв П.А.* Процессы преобразований первичных хромшпинелидов гипербазитов Нуралинского, Баженовского, Карабашского массивов, мелких тел Берёзовского и Гумбейского месторождений Урала // Урал. летняя минерал. школа-97. Екатеринбург: УГГГА. **1997**, С. 23 – 27.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Плетнёв П.А.* Цинкистые хромшпинелиды // Минералогия Урала. Т. II. Миасс. **1998**, С. 127 – 129.
- Спиридонов Э.М., Жернаков В.И., Бакшеев И.А., Савина Д.Н.* Типоморфизм талька апогипербазитовых тальк-карбонатных метасоматитов Урала // Докл. РАН. **2000**. Т. 372. № 3. С. 1 – 3.
- Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Соколова Н.Ф., Шалаев Ю.С.* Состав и эволюция инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монцонитовых комплексов Казахстана и Урала и сопряженных метасоматитов и рудных концентраций (Mg скарны, Са скарны, К пропилиты, кварц-серицитовые, Na пропициты, гумбейты, березиты и листвениты, аргиллизиты) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 2. Екатеринбург: ИГиГ УНЦ АН СССР. **1997**, С. 208 – 211.
- Спиридонов Э.М., Нурмухаметов Ф.М., Коротяева Н.Н., Куликова И.М., Сидорова Н.В.* Позднемагматический оргит-(Ce) в золотоносных гранитоидах Шарташского интрузива, Средний Урал // Уральский геол. журнал. **2013**. № 3. С. 46 – 55.
- Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А.* Метасоматиты березит-лиственитовой формации Золотой Горы (гора Карабаш) // Уральский геол. журнал. **2002**. № 3. С. 37 – 47.
- Ферштатер Г.Б.* Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. **1992**. № 6. С. 3 – 17.
- Ферштатер Г.Б., Борогина Н.С., Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я.* Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГТ УрО РАН. **1994**. 250 с.
- Хейнрих Э.У.* Минералогия и геохимия радиоактивного минерального сырья. М.: ИЛ. **1962**. 605 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н.* Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. **2002**. 395 с.
- Чесноков Б.В., Котыбаева Н.Н., Бушмакин А.Ф.* Эндогенные минералы висмута и никеля Берёзовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Тр. ГТИ УФАИ СССР. **1975**. Вып. 106. С. 123 – 126.
- Штейнберг Д.С.* Кедровское месторождение шеелита на Урале // Сов. геология. **1939**. № 2. С. 85 – 89.
- Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.А., Куруленко Р.С., Лепёхина О.П., Берсенева Н.П.* Rb/Sr возраст шарташского интрузивно-дайкового комплекса // Ежегодник-1988 ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР. **1989**. С. 110 – 112.
- Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А.* Введение в топоминералогию Урала. М.: Наука. **1986**. 294 с.
- Bowie S.H.U., Horne J.E.T.* Cheralite, a new mineral of the monazite group // Mineral. Mag. **1953**. Vol. 30. P. 93 – 99.
- Förster H.-J.* Composition and origin of intermediate solid solution in the system thorite – xenotime – zircon – coffinite // Lithos. **2006**. Vol. 88. P. 35 – 55.
- Fronzel C., Collette R.L.* Hydrothermal synthesis of zircon, thorite and hattonite // Amer. Mineral. **1957**. Vol. 42. P. 759 – 765.
- Graeser S., Schwander H.* Gasparite-(Ce) and monazite-(Nd): Two new minerals to the monazite group from the Alps // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **1977**. Bd. 67. S. 103 – 113.
- Gramaccioli C.M., Segalstad T.V.* A uranium- and thorium-rich monazite from a south-alpine pegmatite at Piona, Italy // Amer. Mineral. **1978**. Vol. 63. P. 757-761.
- Gratz R., Heinrich W.* Monazite – xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system $CePO_4 - YPO_4$ // Amer. Mineral. **1997**. Vol. 82. P. 772 – 780.

- Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geol.* **1970**. Vol. 65. P. 373–408.
- Pabst A., Hutton C.O.* Huttonite, a new monoclinic thorium silicate with an account on its occurrence, analysis, and properties // *Amer. Mineral.* **1951**. Vol. 36. P. 60–69.
- Peng G., Lurh J.F., McGee J.J.* Factor controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // *Amer. Mineral.* **1997**. Vol. 82. P. 1210–1224.
- Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge: Cambridge University Press. **2009**. 667 p.
- Phosphates: Geochemical, geobiological and materials importance / Eds. *Kohn M.L., Rakovan J., Hughes J.M.* // *Rev. Mineralogy Geochemistry.* **2003**. Vol. 48. 742 p.
- Rose D.* Brabantite, $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$, a new mineral of the monazite group // *Neues Jahrb. Mineral. Monat.* **1980**. S. 247–257.
- Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G.* Mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration // *Chem. Geol.* **1993**. Bd. 110. S. 29–47.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* **2009**. Vol. 104. P. 3–41.
- Spiridonov E.M.* Listvenites and zoidites // *Internal. Geol. Rev.* **1991**. Vol. 33. № 4. P. 397–407.
- Strunz H., Nickel E.H.* Strunz mineralogical tables. Chemical structural mineral classification system. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. **2001**. 870 s.
- Zircon / Eds. *Hancler J.M., Hoskin P.W.O.* // *Rev. Mineral. Geochem.* **2004**. Vol. 53. 500 p.