

УДК 553.24:553.065.2

ГУМБЕЙТЫ УРАЛА И СОПРЯЖЕННАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

© 1998 г. Э. М. Спиридонов*, И. А. Бакшеев*, М. В. Середкин*,
В. Ю. Прокофьев**, В. И. Устинов***, С. В. Филимонов*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119899, Москва ГСП-3, Воробьевы горы

**Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А

***Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского
117975, Москва ГСП-1, ул. Косыгина, 19

Поступила в редакцию 15.09.97 г.

Описаны 5 минеральных типов гумбейтов шеелитовых месторождений Урала: ранние – кальцит-биотитовые (450–390°C) и кальцит-доломит-биотитовые (400–360°C), поздние – биотит-доломитовые (360–330°C) и доломитовые (340–280°C) и наиболее поздние – фенгитовые (305–250°C). Охарактеризованы сопутствующие гумбейтам калишпат-карбонат-кварцевые жилы, содержащие молибдошеелит, шеелит, вольфрамрутил, апатит, Те-Ві-тетраэдрит, купропавонит, бенжаминит и Ag-Cu-Pb-Bi-, Cu-Pb-Bi- и Pb-Sb-сульфосоли, небольшие количества теллуридов Bi, Ag и Pb, самородного золота; изучены химические составы этих минералов.

Приведены результаты термобарогеохимического исследования флюидных включений в кварце и шеелите.

Установлена подвижность фосфора при образовании гумбейтов, возможно, служащей одной из причин появления шеелитовых руд. Представлены изотопные составы O и C рудообразующих минералов, свидетельствующие, что источник рудоносных флюидов – глубинный и что рудоотложение произошло при взаимодействии глубинных флюидов с карбонатным веществом рудовмещающих толщ.

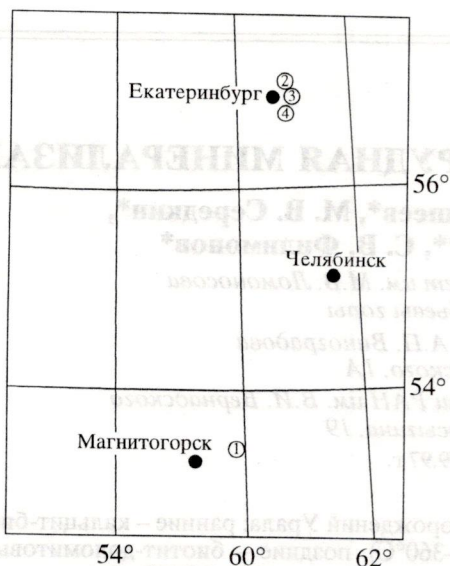
ВВЕДЕНИЕ

Первооткрыватель южноуральских Гумбейских шеелитовых месторождений К.К. Матвеев (1928) отметил, что они представляют новый тип, резко отличающийся от грейзеновых и скарных вольфрамовых месторождений. Специфичные для этого типа W-месторождений кварц-карбонат-микроклиновые метасоматиты Д.С. Коржинский (1955) выделил как гумбейты. Их изучал также А.Ф. Коржинский (1959). Гумбейты описаны также на Кедровском месторождении шеелита (Средний Урал) (Грабежев, 1981), на ряде W (шеелитовых)-, Bi- и As (арсенопиритовых)-месторождений Средней Азии и др. Гумбейты, как и березиты, грейзены, – плутоногенные метасоматиты кислотного выщелачивания; их классифицируют по типу силиката Al, устойчивого в тыловой зоне колонки метасоматитов (Жариков, Омеляненко, 1978); в гумбейтах с карбонатами ассоциирует калишпат, в березитах – серицит (гидроксилмусковит). Гумбейты, как и березиты, – продукты углекислого метасоматоза. Д.С. Коржинский показал, что главные факторы развития гумбейтов вместо березитов – высокая активность калия во флюидах и более высокая температура, что экспериментально подтвердил Г.П. Зарайский (1989). Метасоматиты и сопутствующие рудные образования гумбейтовой формации Урала

были слабо исследованы современными методами: 1) практически не изучены вариации состава метасоматитов гумбейтовой формации и их взаимоотношения, как и состав минералов метасоматитов; 2) слабо изучен минеральный состав и состав минералов рудных жил гумбейтовой формации, а также газожидкие включения (ГЖВ) и изотопный состав главных минералов руд – кварца и шеелита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГУМБЕЙТОВ

В складчатых областях развиты гранитоидные комплексы двух типов: 1) низкофтористые с Au, Cu, Fe, W (шеелитовым)-оруденением – инверсионные (соскладчатые) тоналит-гранодиоритовые (γδ) и раннеорогенные монцонитовые (m); 2) фтористые и высокофтористые с редкометальным оруденением – орогенные и позднеорогенные лейкогранитные, аляскитовые, щелочногранитные, монцонитовые. Месторождения Гумбейского рудного поля (Бурановское и др.) сопряжены с интрузивами раннеорогенного монцонитового гумбейского комплекса; Кедровское месторождение, месторождение Шеелитовый рудник, Шарташское и Кузнецовское рудопроявления – с интрузивами гранодиоритового шарташского комплекса (Орогенный..., 1994). Несмотря на различия в составе



Фиг. 1. Местонахождение объектов гумбейтовой формации Урала.

1 – Гумбейское месторождение; 2 – Кедровское месторождение; 3 – месторождение Шеелитовый рудник и Шарташское рудопроявление; 4 – Кузнецовское рудопроявление.

гранитоидных комплексов, те и другие сопровождаются однотипными метасоматическими и рудными образованиями.

Установлено, что последовательность формирования метасоматитов и рудных концентраций тоналит-гранодиоритовых (шарташский, пластовский...) и монцонитовых комплексов (магнитогорский, гумбейский...) одинакова (в скобках дана степень проявления: “+” – менее значительная, “++” – значительная): Mg-скарны с гидроксилфлогопитовым и Fe(Cu)-оруденением (+); Ca-скарны с Fe(Co-Cu-W)-оруденением (++); кварц-гидроксилмусковитовые (+); K-пропилиты и кварц-серицитовые метасоматиты с Mo-Cu-оруденением (+); Na-пропилиты и тальк-карбонатные метасоматиты (++); гумбеиты с W-оруденением ($\gamma\delta$ – +, m – ++); березиты и листовениты с Au-оруденением ($\gamma\delta$ – ++, m – +); аргиллизиты (+) (Спиридонов и др., 1997). Каждый последующий тип метасоматитов и рудных образований порожден более низкотемпературными и обычно менее солеными флюидами и обладает индивидуальными минеральными, геохимическими и изотопными характеристиками, т.е. является производным особого импульса гидротермальной деятельности.

Скарновые магнетитовые месторождения связаны с интрузивами гранодиоритовой и монцонитовой формаций, породы которых крайне бедны фтором (магнитогорский комплекс и др.). Шеелитовые месторождения и проявления гумбейтовой формации связаны с интрузивами монцонитовой и гранодиоритовой формаций, породы которых в

небольшой степени обогащены фтором и сопровождаются метасоматитами с фторсодержащими амфиболами и биотитом (гумбейский и шарташский комплексы).

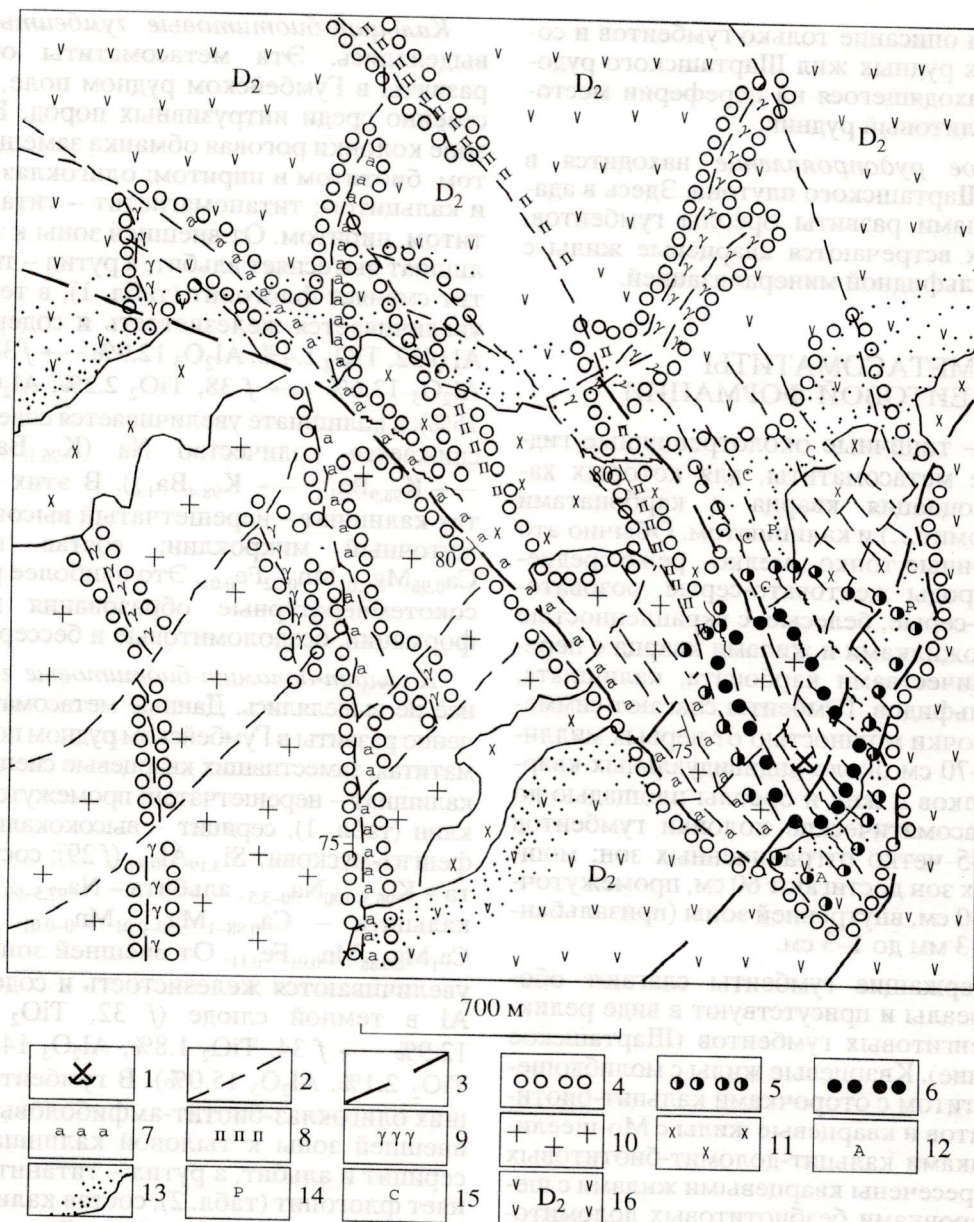
ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ГУМБЕЙТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Основные объекты гумбейтовой формации Урала расположены к востоку от г. Магнитогорска (Гумбейское рудное поле) и около г. Екатеринбург (Кедровское месторождение, Шеелитовый рудник и рудопроявления) (фиг. 1).

Гумбейское рудное поле, расположенное в восточной части Магнитогорского мегасинклинория, описано А.Ф. Коржинским (1959), А.П. Смолиным (1975), С.В. Беловым и А.А. Фроловым (1984) и др. Месторождения шеелита – Бурановское, Балканское, Требиятское – контролируются небольшими до 10 км² многофазными штоками монцонитоидов С₂ (Геология СССР, 1969); U-Pb-возраст монцонитов по циркону 305 млн. лет, по данным Л.В. Овчинникова и др. (1971 г.). Бурановское месторождение размещено в одноименном штоке и частично в породах его рамы среди метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллитовой фации и сложно дислоцированных базальтоидов с линзами алевролитов, кремнистых пород и известняков и телами метагипербазитов с метабазами (серпентиниты с родингитами...) (фиг. 2). Обильные эпидот-гранатовые родингиты с гидрогроссуляр-андрадитом с 7–10% TiO₂ часто принимались за скарны. Зональные ореолы гумбеитизации и шеелитоносные жилы и штоки размещены дискордантно по отношению к рудоносным интрузивам и контролируются разрывами северо-западного и северо-восточного простирания (фиг. 2). Гумбеитизация особенно интенсивно проявлена в зонах дробления в дайках алитовидных гранитоидов и гранитоид-порфиоров. Гумбеиты сопровождаются несколькими поколениями кварцевых жил. Более молодые золотоносные кварцевые жилы с оторочками березитов развиты по периферии месторождений шеелита.

Кедровское месторождение находится в Восточноуральском антиклинории и приурочено к Кедровскому интрузиву гранодиоритов-адамеллитов площадью 9 км² на периферии Березовского золоторудного поля. Интрузив пересечен свитой даек гранодиорит- и плагиогранит-порфиоров северо-западного простирания, вдоль которых проявлена гумбеитизация и развиты кварц-шеелитовые жилы (Штейнберг, 1939; Грабежев, 1981).

Месторождение Шеелитовый рудник и Шарташское рудопроявление расположены на периферии Березовского золоторудного поля в центре трехфазного Шарташского плутона гранодиори-



Фиг. 2. Схема геологического строения Бурановского месторождения, составленная Э.М. Спиридоновым по материалам А.П. Смолина, С.В. Белова и М.В. Середкина.

1 – Центральная шахта; 2 – разрывы с небольшой амплитудой смещения; 3 – разрывы со значительной амплитудой смещения; 4–11 – гумбейский интрузивный комплекс: 4 – доломит-биотитовые и доломитовые гумбеиты и сопутствующие кварцевые жилы с шеелитом (контуры развития), 5 – кальцит-доломит-биотитовые гумбеиты и сопутствующие кварцевые жилы с Мо-шеелитом (контур развития), 6 – кальцит-биотитовые гумбеиты и сопутствующие кварцевые жилы с биотитом и молибдошеелитом (контур развития), 7 – дайки аплитовидных гранитов и граносиенитов, 8 – дайки резкопорфировидных граносиенитов; 9 – дайки резкопорфировидных гранитов и гранит-порфиров, 10 – биотит-роговообманкониты до сиенитов, I интрузивная фаза, 11 – биотит-авгит-роговообманковские мондлы; 12 – амфиболитизированные породы; 13 – роговики и ороговокованные породы; 14–16 – вмещающие толщи: 14 – родиниты, 15 – серпентиниты, 16 – метавулканиты (метабаазальты, метатифы...) с линзами кремнистых пород и известняков.

тов-адамеллитов С₁; их Rb-Sr-возраст 318 млн. лет (Штейнберг и др., 1989). Среди адамеллитов I, II и III фаз обычно вдоль широтных разрывов развиты гумбеиты, которые наложены и на дайки гранитоид-порфиров, микродиоритов и спессарти-тов, Мо-Cu-порфировые образования, пропили-

ты эпидот-актинолитовой фации. Гумбеиты сопровождаются рядом поколений кварцевых жил, часть из них содержит шеелит. Шеелитовый рудник был полностью отработан в 40–50-х годах, и в настоящее время мы не имеем никакой документации и каменного материала. Поэтому

ниже приводим описание только гумбеитов и сопровождающих рудных жил Шарташского рудопроявления, находящегося на периферии месторождения Шеелитовый рудник.

Кузнецовское рудопроявление находится в южной части Шарташского плутона. Здесь в адмеллитах пятнами развиты ореолы гумбеитов, среди которых встречаются кварцевые жилы с шеелитом и сульфидной минерализацией.

МЕТАСОМАТИТЫ ГУМБЕИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Гумбеиты – типичные околотрещинные гидротермальные метасоматиты, для которых характерна ассоциация кварца с карбонатами (кальцит, доломит...) и калишпатом. Обычно это светлоокрашенные тонко-, мелко-, реже среднерзистые породы желтовато-серые, розовато-серые, светло-серые, белесые, с вкрапленностью пирита и с прожилками и жилами кварца с переменными количествами карбоната, калишпата, шеелита и сульфидов. Гумбеиты слагают симметричные оторочки мощностью от первых миллиметров до 50–70 см около индивидуальных кварцевых прожилков и жил и ореолы площадью до 0.5 км². Метасоматические колонки гумбеитов состоят из 4–5 четко отграниченных зон; мощность внешних зон достигают 60 см, промежуточных зон – до 40 см, внутренней зоны (призальбандовой) – от 2–3 мм до 1–3 см.

Биотитсодержащие гумбеиты слагают обособленные ареалы и присутствуют в виде реликтов среди фенгитовых гумбеитов (Шарташское рудопроявление). Кварцевые жилы с молибдошеелитом и биотитом с оторочками кальцит-биотитовых гумбеитов и кварцевые жилы с Мо-шеелитом с оторочками кальцит-доломит-биотитовых гумбеитов пересечены кварцевыми жилами с шеелитом с оторочками безбиотитовых доломитовых гумбеитов; в участках пересечения молибдошеелит и Мо-шеелит частично или полностью замещены шеелитом без Мо, по соседству с которым или в сростании с ним развиты агрегаты пластинок молибденита (Бурановское месторождение, наблюдения М.В. Середкина). Доломитовые гумбеиты (прототип гумбеитов, по Д.С. Коржинскому) слагают обособленные ареалы и наблюдаются в виде реликтов в участках развития фенгитовых гумбеитов. Полосы фенгитовых гумбеитов пересекают биотитсодержащие и доломитовые гумбеиты (Бурановское месторождение, Шарташское рудопроявление).

Итак, выделяются ранние биотитсодержащие гумбеиты, которые по минеральному составу разделены на кальцит-биотитовые, кальцит-доломит-биотитовые и доломит-биотитовые, поздние – доломитовые гумбеиты и наиболее поздние – фенгитовые гумбеиты.

Кальцит-биотитовые гумбеиты ранее не выделялись. Эти метасоматиты ограниченно развиты в Гумбейском рудном поле, преимущественно среди интрузивных пород. Во внешней зоне колонки роговая обманка замещена кальцитом, биотитом и пиритом; олигоклаз – альбитом и кальцитом; титаномагнетит – титанитом, биотитом, пиритом. От внешней зоны к тыловой калишпат вытесняет альбит, а рутил – титанит, биотит сменяет флогопит (табл. 1), в темной слюде увеличивается железистость и содержания Ti и Al (f 32, TiO₂ 1.4%, Al₂O₃ 12.9% → f 34, TiO₂ 1.8%, Al₂O₃ 13.6% → f 38, TiO₂ 2.3%, Al₂O₃ 13.9%, до 15%), в калишпате увеличивается содержание Ba и снижается количество Na (K_{96.1}Va_{0.7}Na_{3.2} → → K_{98.9}Va_{1.1} → K_{98.4}Va_{1.6}). В этих метасоматитах калишпат – нерешетчатый высокий и промежуточный микроклин; состав – кальцита – Ca_{0.96}Mg_{0.01}Mn_{0.02}Fe_{0.01}. Это наиболее ранние и высокотемпературные образования гумбеитовой формации, бездоломитовые и бессерцитовые.

Кальцит-доломит-биотитовые гумбеиты ранее не выделялись. Данные метасоматиты ограниченно развиты в Гумбейском рудном поле. В метасоматитах, заместивших кварцевые сиенито-диориты, калишпат – нерешетчатый промежуточный микроклин (табл. 1), серицит – высококалиевый пикрофенгит-мусковит Si_{3.19}Al_{0.81} (f 29); состав калишпата – K_{96.5–100}Na_{0–3.5}, альбита – Na_{97.5–99.5}Ca_{0–2.0}K_{0.5–0.9}, кальцита – Ca_{0.98–1}Mg_{0–0.01}Mn_{0–0.01}, доломита – Ca₁Mg_{0.88}Mn_{0.01}Fe_{0.11}. От внешней зоны к тыловой увеличиваются железистость и содержания Ti и Al в темной слюде (f 32, TiO₂ 1.4%, Al₂O₃ 12.9% → f 34, TiO₂ 1.8%, Al₂O₃ 14.7% → f 40, TiO₂ 2.1%, Al₂O₃ 15.0%). В гумбеитах, заместивших олигоклаз-биотит-амфиболовые породы, от внешней зоны к тыловой калишпат вытесняет серицит и альбит, а рутил – титанит, биотит сменяет флогопит (табл. 2), состав калишпата – K₁₀₀, кальцита – Ca_{0.97}Mg_{0.01}Mn_{0.01}Fe_{0.01}, доломита – Ca_{0.98}Mg_{0.83}Mn_{0.02}Fe_{0.17}, биотита (f 40, TiO₂ 2.1%, Al₂O₃ 15.7%); серицит – высококалиевый пикрофенгит-мусковит Si_{3.23}Al_{0.77} (f 22).

В ряде разновидностей кальцит-доломит-биотитовых гумбеитов во внешних зонах вместо ассоциации биотит + кальцит (до 50 об. % слюды) (большая часть Mg содержится в биотите) развита ассоциация доломит + биотит (10–15 об. % слюды) (большая часть Mg содержится в доломите).

Доломит-биотитовые гумбеиты развиты в Гумбейском рудном поле, менее – в Шарташском рудопроявлении. Колонки этой фации гумбеитов даны в табл. 2. В гумбеитах, заместивших монциты Гумбейского рудного поля, калишпат – нерешетчатый промежуточный микроклин. В гумбеитах, заместивших метабазальты Гумбейского рудного поля (с альбитом – Na_{93.5–95.4}Ca_{4.1–5.7}K_{0.5–0.8}), от

Таблица 1. Алогранитоидные метасоматические колонки гумбейтовой формации Урала

Зоны метасоматических колонок	Минеральные типы (фации) гумбейтов				фенитовые
	кальцит-биотитовые	кальцит-доломит-биотитовые	доломитовые	Средне-крупнозернистые адемантиты Шарташского рудопроявления	
Протолиты	Среднезернистые кварцевые сиенито-диориты Гумбейского рудного поля				Микроадемантиты Шарташского рудопроявления
Внешняя зона	Калишпат (40–50 об. %), альбит (15–20 об. %), флогопит зелено-бурый (20–30 об. %), кальцит (10–15 об. %), кварц (10 об. %); пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.01–0.2 мм	Калишпат, альбит, флогопит буро-зеленый (10–20 об. %), кальцит (10–20 об. %), кварц (10 об. %), серицит (20 об. %), апатит. Зернистость 0.01–0.2 мм	Калишпат (30–40 об. %), доломит (20–25 об. %), серицит (15–20 об. %), альбит (15–20 об. %), кварц (10 об. %), флогопит зеленый (1–2 об. %); пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.01–0.05 мм, изредка до 0.5 мм	Альбит (40–50 об. %), кварц (20–25 об. %), микроклин (10–20 об. %), доломит (5–15 об. %), серицит; пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.01–0.1 мм	(состав пород – анализ 5а, табл. 3)
Промежуточная зона (зоны)	Калишпат (50–60 об. %), биотит зелено-бурый (20–30 об. %), кальцит (10–15 об. %), кварц (10 об. %), пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.01–0.2 мм	Калишпат, альбит, биотит (10–20 об. %), кальцит (10–20 об. %), кварц (20 об. %), пирит, титанит, апатит	Калишпат (до 40–70 об. %), доломит (20–25 об. %), альбит (15–20 об. %), кварц (5 об. %), биотит зеленый (1–2 об. %); пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.1–0.5 мм	Альбит (40–50 об. %), кварц (20–25 об. %), микроклин (15–25 об. %), серицит (5–10 об. %), кальцит и доломит (до 15 об. %); пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.01–0.1 мм	Альбит, микроклин, кварц, серицит, кальцит; апатит, пирит, титанит
Внутренняя зона	Калишпат (до 70 об. %), биотит темно-зеленый и буро-зеленый (20–30 об. %), кварц (10 об. %); пирит, апатит, рутил. Зернистость 0.3–5 мм	Калишпат, доломит, кварц; рутил, пирит, апатит	Калишпат (до 70 об. %), доломит (20–25 об. %), кварц (5 об. %); пирит, титанит, апатит. Зернистость 0.1–0.05 мм	Альбит (40–50 об. %), кварц (20–25 об. %), микроклин (15–25 об. %), серицит (5–10 об. %), кальцит и доломит (до 15 об. %); пирит, титанит, рутил. Зернистость 0.01–0.2 мм (состав пород – анализ 5б, табл. 3)	Альбит, микроклин, кварц, серицит, кальцит; апатит, пирит, титанит
Тыловая зона (жила)	Кварцевая жила с биотитом, калишпатом, молибдошешелитом	Кварцевая жила с доломитом, калишпатом, шешелитом	Кварцевая жила с доломитом, калишпатом, шешелитом и сульфидами	Микроклин (до 40 об. %), серицит (до 30 об. %), кварц (15–20 об. %), кальцит и доломит (5–10 об. %); пирит, рутил. Зернистость 0.4–4 мм	Кварцевая жила с карбонатами, микроклином, пиритом, апатитом

Таблица 2. Апобазитовые и апогипербазитовые метасоматические колонки гумбеитовой формации Урала

Зоны метасоматических колонок	Минеральные типы (фазии) гумбеитов					
	кальцит-доломит-биотитовые	доломит-биотитовые			доломитовые	
Протолиты	Олигоклаз-биотит-амфиболовые породы Гумбейского рудного поля (состав пород – анализ 2а, табл. 3)	Монзониты Гумбейского рудного поля Амфибол, клинопироксен, биотит, титаномагнетит, андезин, К-Na-полевой шпат (состав пород – анализ 1а, табл. 3)	Микродиориты-спессартиты Шарташского рудопроявления Олигоклаз, амфибол, биотит, титаномагнетит, титанит, апатит	Метабазальты Гумбейского рудного поля Альбит, хлорит, эпидот, титанит	Серпентиниты Гумбейского рудного поля Серпентин, хромшпинелиды	Амфиболизированные родингиты Гумбейского рудного поля Ti-гроссуляр-андрадит, эпидот, паргасит, магнетит (состав пород – анализ 3а, табл. 3)
Внешняя зона	Флогопит зелено-бурый (до 50 об. %), кальцит, альбит, калишпат, серицит, кварц; титанит, пирит, апатит, гематит	Флогопит зелено-бурый, доломит, альбит, калишпат, серицит; титанит, пирит, апатит	Флогопит зелено-бурый, доломит, серицит, альбит, микроклин, кварц; титанит, пирит, апатит	Альбит, калишпат, биотит, зелено-бурый, серицит; титанит, пирит	Магнезит, тальк; реликтовый хроммагнетит	Серицит, биотит, зелено-бурый, доломит, альбит, калишпат, кальцит; пирит, гематит, титанит, апатит
Промежуточная зона (зоны)	Флогопит зелено-бурый, кальцит, калишпат, альбит, кварц; титанит, апатит, гематит Биотит бледно-зеленый, кальцит, доломит, калишпат, кварц; титанит, пирит, апатит, гематит (состав пород – ан. 2б, табл. 3)	Биотит, доломит, калишпат, альбит; титанит, пирит, апатит (состав пород – анализ 1б, табл. 3)	Флогопит зелено-бурый, доломит, микроклин, кварц; титанит, пирит, апатит Биотит зелено-бурый, доломит, микроклин, кварц; титанит, пирит, апатит	Альбит, калишпат, биотит, зелено-бурый, доломит; титанит, пирит	Магнезит, доломит, тальк, Sr-флогопит бледно-зеленый	Серицит, калишпат, доломит, кальцит, альбит; титанит, апатит, гематит
Внутренняя зона	Калишпат, доломит, кварц; рутил, пирит, апатит, гематит	Доломит, калишпат, кварц; рутил, пирит, апатит	Доломит, микроклин, решетчатый, кварц; рутил, пирит, апатит	Калишпат, доломит, кварц; рутил, пирит	Доломит, тальк, Sr-флогопит; кварц, пирротин	Доломит, кальцит, калишпат, кварц, рутил, пирит, апатит, гематит (состав пород – анализ 3б, табл. 3)
Тыловая зона	Кварцевая жила с доломитом, калишпатом, шеелитом, гематитом	Кварцевая жила с доломитом, калишпатом, рутилом, шеелитом	Кварцевая жила с доломитом, микроклином, шеелитом, пиритом	Кварцевая жила с калишпатом, доломитом, шеелитом	Кварц-доломитовая жила с тальком и шеелитом	Кварцевая жила с доломитом, кальцитом, калишпатом, шеелитом, пиритом, гематитом

внешней зоны к тыловой калишпат вытесняет серицит и альбит, рутил – титанит, биотит сменяет флогопит, увеличивается железистость и содержание Al в биотите (f_{35} , TiO_2 0.2%, Al_2O_3 13.5% → f_{42} , TiO_2 0.2%, Al_2O_3 15.3%); состав калишпа-

та – $K_{94.5}Ba_{1.0}Na_{4.5}$, альбита – $Na_{96.9-99.2}Ca_{0.8-3.1}$, доломита – $Ca_{0.98-0.99}Mg_{0.86-0.88}Mn_{0.01-0.02}Fe_{0.13-0.13}$.

Вероятно, к этому же типу гумбеитов относятся метасоматиты, заместившие серпентиниты в Гумбейском рудном поле (табл. 2); в них от внеш-

Таблица 3. Химический состав (мас. %) протолитов (а) и гумбеитов (б)

Компо- ненты	1а	1б	2а	2б	3а	3б	4а	4б	5а	5б	6а	6б
SiO ₂	51.70	45.30	44.68	28.64	38.47	36.03	72.48	70.82	70.12	65.00	67.45	62.99
TiO ₂	0.83	0.84	0.71	0.64	2.98	2.79	0.24	0.18	0.28	0.30	0.46	0.47
P ₂ O ₅	0.70	0.51	He опр.	He опр.	0.56	4.14	He опр.	He опр.	0.10	1.51	0.25	0.18
Al ₂ O ₃	14.72	13.47	11.49	8.87	14.02	13.48	15.00	14.52	15.08	15.66	15.78	15.67
Fe ₂ O ₃	2.32	1.19	7.90	5.28	10.98	4.32	0.26	0.21	0.92	1.01	2.17	0.11
FeO	5.20	5.14	7.15	3.57	2.86	7.88	2.47	1.41	2.10	0.64	1.19	0.87
FeS ₂ *	0.19	0.36	0.86	11.82	0.67	0.84	Следы	0.66	—	1.93	Следы	3.80
MnO	0.09	0.09	0.17	0.15	0.25	0.28	0.04	0.03	0.04	0.05	0.12	0.11
MgO	7.24	6.14	9.60	6.84	3.45	3.68	0.10	0.20	0.93	0.60	1.44	1.57
CaO	6.74	6.60	10.64	11.68	20.63	16.99	1.65	1.71	2.14	2.72	2.79	2.78
Na ₂ O	3.45	2.23	2.29	1.60	1.15	1.65	4.26	2.40	5.22	1.60	4.87	0.34
K ₂ O	3.24	3.72	2.47	4.62	1.51	3.87	2.76	4.82	3.18	6.18	2.96	7.98
H ₂ O ⁺	1.70	1.64	1.26	1.26	2.17	1.69	He опр.	2.05	0.18	4.10	1.22	1.55
CO ₂	1.64	12.30	1.16	15.70	0.58	2.80	Следы	0.65	He опр.	He опр.	0.18	2.03
Сумма	99.76	99.53	100.38	100.67	100.28	100.44	99.26	99.66	100.29	101.30	100.88	100.45
d, г/см ³	2.86	2.84	He опр.	He опр.	3.35	3.23	2.66	2.65	2.66	2.65	2.68	2.70

Примечание. 1–3 – Гумбейское рудное поле, 4–6 – Шарташское рудопроявление. Протолиты: 1а – монзониты, 2а – олигоклаз-биотит-амфиболовые породы, 3а – амфиболизированные родингиты, 4а, 5а – адамеллиты, 6а – микроадамеллиты. Гумбеиты: 1б – доломит-биотитовые, 2б – кальцит-доломит-биотитовые, 3б, 4б – доломитовые, 5б, 6б – фенгитовые. 1, 2 – данные Д.С. Коржинского; 4, 5 – данные А.И. Грабежева; 3, 6 – данные авторов.
* – количество пирита рассчитано по количеству серы; соответственно откорректировано содержание Fe₂O₃ в анализах.

ней зоны к тыловой доломит и Ст-флогопит вытесняют магнетит (Mg_{0.90}Fe_{0.10}), увеличивается железистость талька (f 3.9 → 6.5) и доломита (Ca_{0.99}Mg_{0.96}Mn_{0.01}Fe_{0.04} → Ca₁Mg_{0.89}Mn_{0.01}Fe_{0.10}), а также увеличивается содержание Al во флогопите (f 14; Cr₂O₃ 0.9–1.3%; Al₂O₃ 13.0% → 15.3%).

Доломитовые гумбеиты – наиболее распространенная фация гумбеитов Урала (табл. 1 и 2). В метасоматитах, замещивших кварцевые сиенито-диориты Гумбейского рудного поля, калишпат (K_{97.3}Na_{2.7}) – адуляровидный промежуточный микроклин; серицит – высококалийевый пикрофенгит – Si_{3.28–3.30}Al_{0.70–0.72} (f 19–21); состав доломита – Ca_{0.99–1.02}Mg_{0.87–0.88}Mn_{0.01–0.02}Fe_{0.10–0.12}, альбита – Na_{99.5}K_{0.5}. В гумбеитах, замещивших адамеллиты Шарташского рудопроявления, калишпат – решетчатый максимальный микроклин, серицит – высококалийевый пикрофенгит-мусковит (f 14–16). В гумбеитах, замещивших амфиболизированные родингиты Гумбейского рудного поля, от внешней зоны к тыловой калишпат вытесняет альбит и серицит, рутил – титанит; в этих метасоматитах калишпат (K_{94.7}Va_{1.5}Na_{3.8}) – нерешетчатый промежуточный микроклин, состав доломита – Ca_{0.97–0.98}Mg_{0.73–0.76}Mn_{0.01–0.01}Fe_{0.25–0.27}.

В отличие от описанных выше минеральных типов (фаций) гумбеитов более поздние содержат

Mg-серицит во всех зонах метасоматической колонки; вероятно, поэтому такие породы ранее описывались как калишпатсодержащие березиты (Грабежев, 1981 и др.).

Фенгитовые гумбеиты широко развиты на Шарташском рудопроявлении (вскрыты карьерами Шарташский и Изоплит), отчасти на Кузнецовском рудопроявлении шеелита, незначительно в Гумбейском рудном поле. Колонки метасоматитов даны в табл. 1. В этих метасоматитах калишпат – решетчатый микроклин. В гумбеитах, замещивших адамеллиты Шарташского рудопроявления, от внешней зоны к тыловой калишпат и рутил вытесняют альбит и титанит, в составе калишпата снижаются содержания Na и Va (K_{92.1–93.9}Va_{2.7–2.8}Na_{3.3–5.9} → K_{94.4–95.2}Va_{1.2–1.6}Na_{3.6–4.8} → K_{94.9–98.4}Va_{0.9–1.0}Na_{0.7–4.2}), увеличивается железистость серицита – от высококалийевого Mg-мусковита до пикрофенгита (f 0–16, Si_{3.13–3.18}Al_{0.82–0.87} → f 10–17, Si_{3.24}Al_{0.76} → f 23–45, Si_{3.21–3.26}Al_{0.74–0.79}); состав альбита – Na_{99.0–99.5}Ca_{0–0.5}K_{0.5–1.0}, кальцита – Ca_{0.93–0.97}Mg_{0–0.04}Mn_{0.01–0.04}Fe_{0–0.01}. В гумбеитах, замещивших микроадамеллиты Шарташского рудопроявления, от внешней зоны к тыловой калишпат и рутил вытесняют альбит и титанит, в составе калишпата снижаются содержания Na и Va

Таблица 4. Геохимические характеристики шеелита мезоабиссального Гумбейского месторождения (1–3) в сравнении с шеелитом мезоабиссальных месторождений золота березитовой формации

Элементы, г/т	1	2	3	4**
	молибдошеелит I	Мо-шеелит II	шеелит IV	шеелит
Mo	43000	6300	580	150
Sr	1400	3100	2500	3200
Y	120	290	310	350
ΣREE*	2190	1180	830	620
La	430	87	97	36
Ce	930	370	290	88
Nd	470	280	150	205
Sm	70	79	43	136
Eu	11	37	32	85
Tb	5.7	14	6.7	36
Yb	3.5	15	8.0	13
Lu	0.47	1.5	1	0.9
La/Tb	75	6	14	1
Ce/Eu	85	10	9	1

Примечание. Нейтронно-активационный анализ, аналитик – В.Б. Ермолаев (ИМГРЭ).

* – химический анализ из отдельной навески.

** – данные авторов по Степнякскому (Северный Казахстан) и Березовскому (Урал) месторождениям.

$(K_{91.1}Ba_{2.9}Na_{6.0} \rightarrow K_{94.1}Ba_{1.4}Na_{4.5} \rightarrow K_{95.5}Ba_{0.6}Na_{3.9})$, увеличиваются железистость серицита – высококалиевый пикрофенгит-мусковит ($f \sim 0$, $Si_{3.20}Al_{0.80} \rightarrow f 15$, $Si_{3.22}Al_{0.78} \rightarrow f 23$, $Si_{3.12}Al_{0.88}$) и количество Sr в кальците ($0.9 \rightarrow 1.2 \rightarrow 1.3-1.5\% SrO$); состав альбита – Na_{100} , состав кальцита – $Ca_{0.95-0.96}Mg_{0.02}Mn_{0.02}Fe_{0-0.01}$.

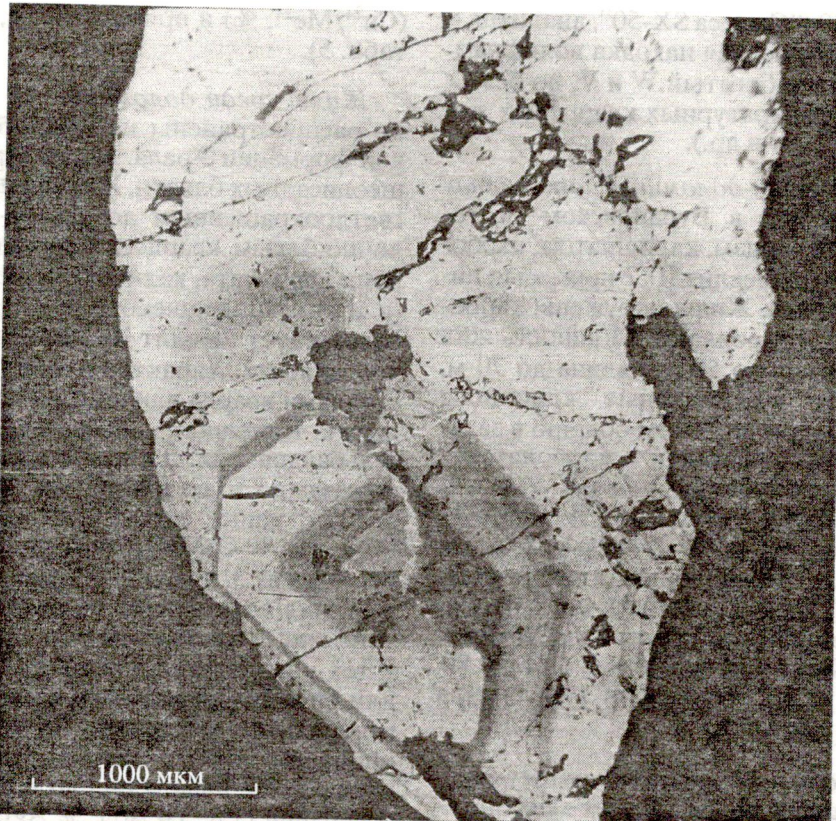
Для гумбеитов всех типов характерен парагенезис калишпата и карбонатов: в ранних – это кальцит, в других – доломит или кальцит с доломитом. Калишпат в гумбеитах беден Na, альбит – Ca. Калишпат в гумбеитах – нерешетчатый высокий или промежуточный микроклин, когда гумбеиты формировались в небольших мезоабиссальных интрузивах (Гумбейское рудное поле). Когда же гумбеиты формируются в более крупных мезоабиссальных – абиссальных плутонах (Шартапское рудопроявление), то калишпат – решетчатый максимальный микроклин. Калишпат и карбонаты обычно ассоциируют со слюдами: в более ранних гумбеитах – это флогопит и биотит, в более поздних – серицит-мусковит и серицит-пикрофенгит. В метасоматических колонках гумбеитов от внешних зон к тыловым биотит обогащается титаном, что свидетельствует о более высоких температурах образования метасоматитов тыловых зон.

Следовательно, гумбеитизирующие растворы попадали в среду остывших пород и нагревали их. Сходный эффект установлен и для березитов (Спиридонов, 1995). Светлые слюды гумбеитов бедны Fe и Mg, $FeO + MgO = 1.3-3.7$ мас. %.

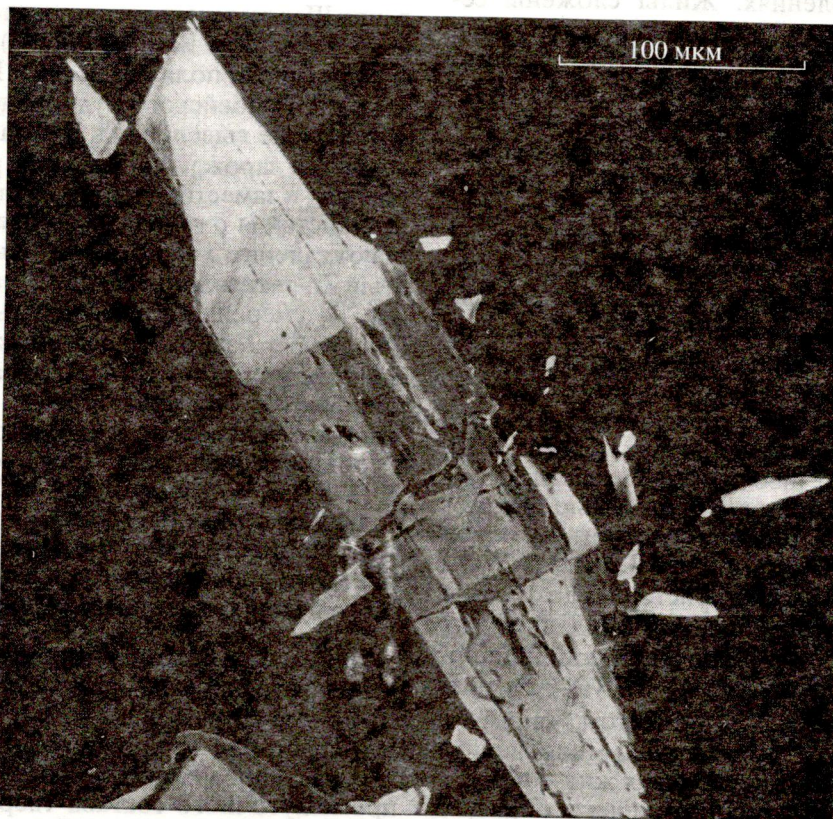
Плотности протолитов и гумбеитов достаточно близки (табл. 3), что позволяет относительно легко судить о процессах привноса и выноса. При гумбеитизации произошел существенный привнос CO_2 и S, а также K, и вынос Si и Na, остальные элементы (кроме P) более или менее инертны. Фосфор в одних колонках метасоматитов выносится, в других концентрируется – до 4 мас. % P_2O_5 (анализ 3б, табл. 3) и до 5 мас. % (Коржинский, 1959). Величина K/Na растет от протолитов (0.4–0.9) до гумбеитов (1.1–15). Разница в содержании SiO_2 между протолитами и гумбеитами составляет от 1.5–2 до 5–6 мас. %, изредка до 16 мас. %; очевидно, это источник кремнезема для образования шеелит-кварцевых жил. В большинстве изученных колонок отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в гумбеитах несколько ниже, чем в их протолитах, в ряде случаев соотношения обратные. Итак, гумбеитизация происходила в слабо восстановительной обстановке, изредка в слабо окислительной обстановке; т.е. для этого процесса характерны вариации окислительно-восстановительного потенциала.

ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГУМБЕЙСКОЙ ФОРМАЦИИ

Жилы среди кальцит-биотитовых гумбеитов установлены в пределах Бурановского месторождения. Сложены сливным кварцем темно-серого цвета с биотитом, калишпатом, кальцитом, молибдошеелитом (шеелит I), апатитом, пиритом, вольфрамрутилом, монацитом. В зальбандах жил развиты биотит-калишпатовые оторочки. Мощность жил от первых сантиметров до 30 см, длина до 70 м. Молибдошеелит слагает идиоморфные зеленовато-желтые кристаллы длиной до 4 см обычно в зальбандах жил, имеет границы совместного роста с биотитом. Кристаллы молибдошеелита сложно ритмично-зональные, ширина зон разного состава обычно 0.3–1 мм; кроме того, наблюдается тонкая зональность с шириной зон несколько микрон (фиг. 3). Ядра кристаллов содержат 20–27 мол. % $CaMoO_4$, промежуточные зоны 7–19, чаще 15–18, внешние зоны 6–15, чаще 6–10 мол. % $CaMoO_4$. Молибдошеелит обогащен REE, особенно Ce, Nd, La; легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (анализ 1, табл. 4). Зональность призматических кристаллов вольфрамрутила сходна с молибдошеелитом (фиг. 4). Химический состав ядерной, промежуточной и внешней зон кристаллов рутила, мас. %: TiO_2 – 84.05, 88.76 и 98.18, WO_3 – 10.23, 7.30 и 0.10, Cr_2O_3 – 2.94, 1.51 и 0.37, V_2O_5 – 1.41, 1.45 и 0.41, FeO – 1.48, 1.75 и 0.22, MnO – 0.06, следы и следы; сумма



Фиг. 3. Кристалл молибдошеелита с ритмично-зональным строением. Снимок в отраженных электронах.



Фиг. 4. Кристаллы вольфрамрутила с ритмично-зональным строением. Светлые зоны обогащены вольфрамом. Снимок в отраженных электронах.

100.28, 100.76 и 99.30 ("Самеса SX-50", аналитик – Н.Н. Кононова). Это первая находка вольфрам-рутила в России. Рутил богатый W и V, но без Cr известен в высокотемпературных кварцевых жилах (Baksheev *et al.*, 1994 и др.).

Жилы среди кальцит-доломит-биотитовых гумбеитов установлены в Бурановском месторождении, сложены кварцем, калишпатом, карбонатами, Мо-шеелитом (шеелит II), с примесью пирита, апатита, W-рутила. Жилы окружены карбонат-калишпатовыми оторочками. Мощность жил от первых сантиметров до 50 см, длина до 70 м. Мо-шеелит слагает идиоморфные кристаллы желтого цвета размером до 2–3 см обычно в зальбандах жил, образует срастания с карбонатами; кристаллы зональны по составу; центр 3–5 мол. % CaMoO_4 , внешняя зона 0.5–1 мол. % CaMoO_4 . Прожилки шеелита такого же состава местами развиты в кристаллах молибдошеелита. Мо-шеелит обогащен Sr, Y, Ce, Nd (анализ 2, табл. 4). Состав ядерной и внешней зон кристаллов W-рутила, мас. %: TiO_2 – 96.87 и 97.96, WO_3 – 1.14 и 0.86, Cr_2O_3 – 1.10 и 0.12, V_2O_5 – 0.80 и 0.75, FeO – 0.06 и 0.88, сумма 99.97 и 100.57%.

Жилы среди доломит-биотитовых гумбеитов широко распространены на всех месторождениях Гумбейского рудного поля, Кедровском месторождении, частью в Шарташском и Кузнецовском рудопроявлениях. Жилы сложены серым и молочно-белым кварцем с переменными количествами калишпата, доломита, шеелита (шеелит III) (в Кедровском месторождении, Шарташском и Кузнецовском рудопроявлениях ему соответствует шеелит I), в подчиненном количестве встречаются пирит, молибденит, апатит, халькопирит, теннантит, пирротин. Мощность жил от первых сантиметров до 1 м, в раздувах – до 3 м; их длина до 600 м. Нередко это не жилы, а линейные пгтокверки, длина их достигает 2 км. Для них характерно наличие полостей с кристаллами дымчатого кварца длиной до 30–40 см, кристаллами калишпата и шеелита размером до 10 см и друзами шеелита до 30 см (Кедровское месторождение). Содержание шеелита в жилах обычно 5–10, иногда до 60%. Цвет шеелита от красно-оранжевого до медового, обусловлен примесью битумидов (Матвеев, 1947). Шеелит содержит от следов до 1.5 мол. % CaMoO_4 , рутил – до 0.2 мас. % WO_3 . Пирит слагает кубические кристаллы до 10 мм и срастания с доломитом и шеелитом в зальбандах жил. В пирите находятся включения моноклинного пирротина Fe_6S_7 с 0.5 мас. % Ni. Молибденит-3R образует срастания с шеелитом, пиритом, халькопиритом; размер выделений молибденита в центре жил до 3 мм, в зальбандах жил <0.05 мм. Блеклая руда замещает халькопирит и образует ксеноморфные выделения в доломите; это железистый Sb-теннантит с повышенной медистостью

($\text{Cu}^{2+}/\text{Me}^{2+}$, %) и примесями Te, Hg, Cd (анализ 1, табл. 5).

Жилы среди доломитовых гумбеитов широко распространены на всех объектах гумбеитовой формации Урала. Параметры этих жил и вышеописанных близки. Жилы и прожилки сложены светлоокрашенным до светло-дымчатого и молочно-белым кварцем с переменными количествами карбоната, калишпата, шеелита (шеелит IV) (в жилах Шарташского рудопроявления ему соответствует шеелит II), пирита и других сульфидов, апатита. Характерно обилие полостей с кристаллами кварца длиной 1–30 см, шеелита и калишпата. Калишпат нередко слагает полосы вдоль зальбандов жил. Шеелит образует вкрапленность и гнезда до 50 см в раздувах жил, его содержания 3–70%, чаще около 10%. Шеелит содержит ~0.1 мол. % CaMoO_4 , заметное количество Y, Ce, Nd (анализ 3, табл. 4). Пирит и молибденит данных жил аналогичны описанным в предыдущем типе жил. Молибденит обычно концентрируется в тех кварцевых прожилках, где мало шеелита или он отсутствует. Халькопирит слагает ксеноморфные выделения до 10 см, он развит по трещинкам в пирите. Ag-Bi-галенит образует ксеноморфные выделения до 6 см. Галенит ранней генерации (1.8–3.4 мол. % AgBiS_2) образует срастания с халькопиритом, галенит поздней генерации (1.2–2.3 мол. % AgBiS_2) – с тетраэдритом. Галенит Шарташского рудопроявления обогащен Ag (до 1.5 мас. %) и Bi (до 3 мас. %), галенит Гумбейского рудного поля беден Ag и Bi. Блеклые руды в жилах Гумбейского рудного поля слагают ксеноморфные выделения и гнезда до 5 см. Установлены три зарождения блеклых руд: более ранние обросли и заместили пирит и халькопирит, образуют срастания с галенитом, более поздние – замещают галенит. 1 зарождение – высокомышьяковистый Zn-тетраэдрит (анализ 2, табл. 5); 2 зарождение – умеренномышьяковистый Zn-тетраэдрит (анализ 3); 3 зарождение – низкомышьяковистый Zn-тетраэдрит (анализ 4). От 1 зарождения к 3 увеличиваются сурьмянистость и цинкистость, снижаются медистость и железистость тетраэдритов; их общие особенности – повышенные содержания Bi (3–5 мас. %), Te (~1 мас. %), Cd (~0.5 мас. %), небольшие количества Ag и Se. Умеренномышьяковистый Zn-тетраэдрит, обогащенный Bi (анализ 5, табл. 5), широко распространен в жилах Кузнецовского рудопроявления и ассоциирует с галенитом.

В кварцевых жилах Шарташского рудопроявления встречены агрегаты сложных сульфидов Bi-Pb-Ag-Cu размером до 3–6 мм. Более ранние – это срастания микронного размера зерен твердых растворов купропавонит – Си-бенжаминит и промежуточного состава твердых растворов селени висмутин-айкинит. Эти тончайшие срастания замещаются мелкозернистыми агрегатами

Таблица 5. Эволюция состава блеклых руд (мас. %) калишпат-карбонат-кварцевых жил, связанных с гумбеитами

№ п. п.	Зарождение (число анализов)	Cu	Ag	Zn	Fe	Cd	Hg	Pb	As	Sb	Bi	Te	S	Se	Сумма	Sb/(As + Sb), %	Cu ²⁺ /Me ²⁺ , %
Жилы в доломит-биотитовых гумбеитах																	
1	(n = 2)	44.38	Следы	1.60	3.88	0.15	0.36	Следы	14.66	7.79	Следы	0.43	27.35	Не обн.	100.60	25	29
Жилы в доломитовых гумбеитах																	
2	1 (n = 2)	40.42	0.06	4.50	1.70	0.51	0.30	Следы	7.20	14.56	4.45	0.88	24.85	0.17	99.60	55	21
3	2 (n = 4)	39.67	0.22	4.66	1.45	0.49	0.23	0.21	4.82	17.59	4.30	1.01	25.13	0.28	100.06	69	17
4	3 (n = 1)	39.17	0.16	5.24	1.18	0.44	Следы	Следы	1.70	22.65	3.71	0.74	25.06	–	100.05	89	15
5	(n = 2)	38.44	0.30	7.57	0.36	0.09	0.55	»	4.39	20.69	2.79	Следы	24.95	0.20	100.13	74	2
Ранние жилы в фенгитовых гумбеитах																	
6	1 (n = 1)	42.02	0.18	6.49	1.37	0.26	Не обн.	0.05	12.45	11.97	0.32	Не обн.	26.76	–	101.87	37	9
7	2 (n = 3)	39.57	0.43	7.37	0.61	0.22	»	0.10	6.93	18.64	0.93	0.07	25.79	–	100.66	62	2
8	3 (n = 7)	38.28	0.90	7.18	0.56	0.26	0.10	0.09	2.54	25.15	0.91	Следы	25.41	–	101.41	86	0
Поздние жилы в фенгитовых гумбеитах																	
9	1 (n = 25)	39.02	0.41	7.16	0.58	0.23	0.10	0.10	3.95	23.30	0.07	Следы	25.61	Не обн.	100.53	78	2
10	2 (n = 37)	38.96	1.09	7.25	0.68	0.23	0.08	0.05	4.53	22.79	Следы	»	25.69	»	101.30	76	2
11	3 (n = 6)	37.02	2.64	7.63	0.37	0.31	0.09	0.06	1.35	26.99	0.15	»	25.17	0.17	101.95	92	0
12	4 (n = 2)	36.23	3.11	7.62	0.09	0.41	0.12	Следы	Не обн.	29.08	Не обн.	»	24.98	–	101.62	100	0

Примечание. Рентгеновский микроанализатор "Сатеса SX-50"; анализик – Н.Н. Корогаева. Au, Mп – не обнаружены. 1–4 – Гумбейское месторождение, 5 – Кузнецовское, 6–12 – Шарташское рудопроявления шешлита.



Фиг. 5. Структуры распада твердого раствора: матрица – Cu-бенжаминит, ламелли (темное) – купропавонит. Зерно справа – линдстремит.

бенжаминита (матрица с ламеллями распада купропавонита), линдстремита и хаммарита (фиг. 5). На данные образования выросли гомогенные по составу зерна купропавонита, Cu-бенжаминита, бенжаминита и ходрушита размером до 0.5 мм.

Состав шарташских сульфосолей: купропавонит – $\text{AgCu}_2\text{PbBi}_5\text{S}_{10}$ (анализы 1, 2, табл. 6), Cu-бенжаминит – $(\text{Cu,Ag})_3(\text{Bi,Pb})_7\text{S}_{12}$ (анализы 3, 4, табл. 6), бенжаминит – $(\text{Ag,Cu})_3(\text{Bi,Pb})_7\text{S}_{12}$ (анализы 5, 6, табл. 6) и ходрушит – $\text{Cu}_8\text{Bi}_{12}\text{S}_{22}$ (анализы 7, 8,

Таблица 6. Химический состав сложных сульфидов Bi–Pb–Cu–Ag из ранних кварцевых жил, связанных с калишпат-доломитовыми гумбеитами Шарташского рудопроявления шеелита, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	купропавонит		Cu-бенжаминит		бенжаминит		ходрушит	
	(n = 2)*	(n = 4)**	(n = 2)*	(n = 3)**	(n = 2)	(n = 2)	(n = 6)	(n = 2)
Ag	4.11	4.08	4.98	5.81	10.68	12.48	1.72	1.89
Cu	8.65	8.79	5.84	5.24	2.72	2.70	12.99	12.74
Bi	61.00	62.71	69.36	67.73	52.11	53.56	66.67	62.66
Sb	0.15	Не обн.	0.14	Не обн.	Следы	–	Следы	0.03
Pb	8.35	7.51	1.33	1.37	16.62	14.07	Не обн.	4.57
S	18.44	18.28	18.12	18.39	17.98	18.68	19.11	19.15
Se	Не обн.	Следы	Следы	Следы	0.23	0.20	0.02	0.07
Te	0.56	0.31	0.80	0.72	Следы	Не обн.	0.18	0.21
Сумма	101.26	101.40	100.57	99.26	100.34	101.69	100.69	101.32

Примечание. Рентгеновский микроанализатор "Самса SX-50", аналитик – Н.Н. Кононкова.

* – в структурах распада купропавонит–Cu-бенжаминит.

** – гомогенные обособленные выделения.

Таблица 7. Химический состав минералов серии висмутин-айкинит, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	висмутин (n = 4)	линдстремит (n = 7)	хаммарит (n = 3)	айкинит		
				(n = 7)	(n = 5)	(n = 2)
Cu	0.71	6.88	8.29	10.78	11.28	11.25
Ag	0.28	0.02	0.04	Следы	Следы	Следы
Pb	0.97	23.01	25.79	34.89	35.19	35.49
Hg	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.14	0.15
Bi	78.02	54.02	49.76	35.63	35.73	35.43
Sb	0.04	0.04	н.о.	0.25	0.63	0.04
S	18.27	17.49	16.96	16.53	16.52	16.37
Se	0.09	Следы	0.03	0.07	Следы	Следы
Te	0.07	0.11	0.08	0.07	0.03	Следы
Сумма	98.45	101.57	100.95	98.22	99.52	98.73

Примечание. Рентгеновский микроанализатор "Сатеса SX-50", аналитик – Н.Н. Кононова. Fe, Mn – не обнаружены. 1–3 – калишпат-карбонат-кварцевые жилы, связанные с доломитовыми гумбеитами, 4–6 – калишпат-карбонат-кварцевые жилы, связанные с фенгитовыми гумбеитами. 1–4 – Шарташское, 5 – Кузнецовское рудопроявления, 6 – Гумбейское месторождение шеелита.

табл. 6) – близок к стехиометричному; они содержат примесь Te. Одни зерна бенжаминита и ходрушита обогащены Bi (анализы 5 и 7), другие – Pb (анализы 6 и 8). Срастания с Cu-бенжаминитом и ходрушитом образует висмутин с массой мельчайших включений самородного висмута; возможно, это продукты распада иконолита ($Bi_4S_3 \rightarrow Bi_2S_3 + 2Bi$). Висмутин без включений (анализ 1, табл. 7) обростаёт и замещает бенжаминит, ходрушит и купропавонит. Висмутин известен и в Кедровском месторождении (Штейнберг, 1939).

Тела замещения в карбонатных породах. В Балканском месторождении в интрузиве монцонитов содержатся ксенолиты – блоки мраморизованных известняков, среди которых развиты прихотливой формы тела замещения. Более ранние из них представлены средне-крупнозернистыми кальцитовыми агрегатами с вкрапленностью шеелита и прожилками кварца + шеелит, галенит, теннантит; содержания шеелита ~1%. Более поздние – кварц-карбонатные метасоматиты с шеелитом, в которых доломит преобладает над кальцитом; в них содержания кварца, доломита и шеелита увеличиваются примерно параллельно. Наиболее поздние образования – кварц-шеелитовые гнезда (до 60% шеелита); размер скоплений таких гнезд до 800 м³. В Бурановском месторождении сходные процессы прошли в тальк-доломитовых породах, где появилась вкрапленность шеелита и прожилки доломит + тальк + кварц + шеелит. Шеелит беден Mo. Судя по минеральному составу, данные тела замещения синхронны жилам среди доломит-биотитовых и доломитовых гумбеитов.

Карбонат-кварц-адуляровые жилы с шеелитом и апатитом довольно широко распростра-

нены в Гумбейском рудном поле и секут все описанные выше образования. Жилы сложены среднезернистыми агрегатами, часто друзовыми, белого адуляра, молочно-белого кварца, карбоната, темно-бурого и серого шеелита (шеелит V). Шеелит часто образует щетки псевдооктаэдрических кристаллов (1–2 см). Бурая окраска шеелита обусловлена органическими веществами. Этот шеелит не люминесцирует, беден Mo и REE.

Жилы среди фенгитовых гумбеитов широко распространены в Шарташском и Кузнецовском рудопроявлениях и представлены двумя поколениями. Ранние жилы мощностью до 1–2 м и длиной 30 м слагают белый и светло-дымчатый кварц (агрегаты зернистой или друзовой структуры), а также микроклин, серицит, карбонаты, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, менегинит, бурнонит I, айкинит. Кристаллы кварца по зонам роста содержат кальцит, пирит, блеклые руды, сфалерит, реже менегинит. Кристаллы пирита эволюционируют от куба к пентагондодекаэдру. В полостях жил с кристаллами кварца и карбонатов развиты друзы пирита размером 1–5 см. Галенит широко распространен в виде зернистых агрегатов и мелких кубооктаэдрических кристаллов (в полостях), содержит 0, n% Ag, Bi, Sb. Сфалерит – клейофан – зеленоватого-желтого цвета образует ксеноморфные выделения до 15 × 15 × 1 см и кристаллы – тетраэдры до 2 см в полостях жил. Содержания примесей в клейофане, мас. %: Cd до 1, Fe до 0.4, Se 0.3, Hg 0.2, Cu 0.1, Mn 0.05. Блеклые руды слагают ксеноморфные выделения до 3–5 см. Наиболее ранний из них и редкий Sb-цинкистый теннантит образует небольшие включения в пирите; отличается

Таблица 8. Химический состав сурьмяных сульфосолей свинца и теллуридов, ассоциирующих с айкинитом и золотом в калишпат-карбонат-кварцевых жилах, связанных с фенгитовыми гумбеитами, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	менегинит	бурнонит				тетрадимит		гессит	алтаит
	n = 2	n = 2	n = 6	n = 3	n = 3	n = 13	n = 2	n = 3	n = 1
Cu	1,44	12,91	13,23	13,31	12,95	0,10	Следы	0,66	н.о.
Ag	Следы	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	0,14	61,39	0,20
Pb	31,12	41,97	41,52	41,95	41,66	Следы	Следы	Следы	59,23
Fe	0,18	Следы	0,03	0,04	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Следы
Cd(Zn)	Следы	—	(0,03)	0,06	0,06	»	»	»	—
Hg	0,15	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	0,12	0,19	0,16
Sb	17,59	20,17	21,87	22,75	23,89	0,22	0,23	0,24	0,21
Bi	0,89	1,11	0,34	0,15	0,06	56,76	58,79	Следы	0,83
As	1,07	2,27	2,15	1,98	0,36	—	—	Не обн.	Не обн.
S	17,36	19,47	19,49	19,68	19,42	4,62	4,55	0,11	0,05
Se	—	—	—	0,11	0,08	0,11	0,28	0,09	—
Te	—	0,12	0,13	0,08	0,17	36,43	35,73	36,09	38,10
Сумма	99,80	98,06	98,79	100,11	98,68	98,35	99,86	98,77	98,78

Примечание. Рентгеновский микроанализатор "Самеса SX-50", аналитик – Н.Н. Кононкова. Au, Mn – не обнаружены. 1–7, 10 – Шарташское рудопоявление, 8, 9 – Гумбейское месторождение шеллита.

небольшими содержаниями Bi и Ag (анализ 6, табл. 5). Более поздние цинкистые As-тетраэдрит и тетраэдрит обрастают и замещают пирит, имеют границы совместного роста с галенитом и айкинитом и содержит ~1 мас. % Bi (анализы 7 и 8, табл. 5). От 1 зарождения к 3 постепенно растут содержание Ag, сурьмянистость и цинкистость блеклых руд, снижаются их железистость и медистость. Менегинит слагает пучки игольчатых кристаллов длиной до 15 мм при толщине 0,0n – 0,1 мм, содержит заметную примесь Bi (анализ 1, табл. 8), ассоциирует с бурнонитом. Бурнонит I слагает включения в массе галенита, рассеянную вкрапленность в кварце, зернистые массы, призматические кристаллы длиной до 1 см в полостях; содержит около 2 мас. % As и 1 мас. % Bi (анализ 2, табл. 8).

Поздние жилы в фенгитовых гумбеитах имеют мощность до 30 см, длину до 40 м. Их слагают: молочно-белый кварц, карбонаты, серицит, калишпат, пирит, галенит, блеклые руды, бурнонит II и III, менее айкинит, тетрадимит, гессит, алтаит, самородное золото. Аналогичная минерализация иногда развита в более ранних жилах. Около тех участков ранних кварцевых жил, где развита поздняя минерализация (галенит + бурнонит + айкинит + теллуриды + золото), и в различных зонах фенгитовых, доломитовых и биотит-доломитовых гумбеитов Шарташского и Кузнецовского рудопоявлений и Гумбейского рудного поля содержатся наложенные образования: гнезда и про-

сечки от мелко- до крупночешуйчатой светлой слюды – феррофенгита (*f* 54–70 в метасоматитах Шарташского рудопоявления, *f* 65 Гумбейского рудного поля); эта поздняя слюда обогащена Fe и Mg, FeO + MgO = 4,8–9,2 мас. %, обычно >6 мас. %. Иногда феррофенгит развит на плоскостях мелкоамплитудных разрывов, пересекающих фенгитовые и иные гумбеиты и заключенные в них калишпат-карбонат-кварцевые жилы с пиритом, галенитом, клейофаном... Феррофенгит ассоциирует с низкоалюминиевым и высокожелезистым хлоритом. Галенит поздних жил содержит только следы Ag и Bi. Бурнонит II беден Bi (анализ 3, табл. 8). Обильные блеклые руды образуют ксеноморфные выделения и гнезда до 7–12 см в центральных частях жил и в зальбандах, часто они окружают и замещают пирит и халькопирит. Псевдографические сростания тетраэдрита и галенита представляют продукты замещения бурнонита. По соотношениям с галенитом, халькопиритом, бурнонитом выделено четыре зарождения тетраэдрита. Наиболее распространены умеренномышьяковистые Zn-тетраэдриты 1 и 2, бедные Bi, Te, Ag (анализы 9, 10, табл. 5). Низкомышьяковистые Zn-тетраэдриты 3 несколько обогащены Ag (анализ 11). Не содержащие мышьяка цинкистые тетраэдриты 4 с 2,5–3,5 мас. % Ag (анализ 12) образуют отдельные мелкие и редкие выделения и каемки на тетраэдрите 3, изредка мелкие кристаллы в полостях в ассоциации с кристаллами бурнонита III. Особенности тетраэдри-

Таблица 9. Химический состав самородного золота гумбейтовой формации Урала, мас. %

№ п. п.	Зоны золотин	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Пробность
1	Центр	95.41	4.74	Следы	Следы	100.15	953
2	Промежуточная	94.93	4.85	0.15	»	99.83	951
3	Край	94.82	4.67	0.32	»	99.81	950
4	Центр	94.13	4.97	0.08	0.07	99.25	948
5	Край	95.13	4.87	0.27	0.23	100.50	947
6		95.7	5.6	0.2	0.2	101.7	941
7	Центр	90.89	8.19	Следы	Следы	99.08	917
8	Край	89.19	8.39	0.06	0.04	97.68	913
9	Центр	89.20	10.06	0.05	0.04	99.35	898
10	Промежуточная	88.48	10.39	0.06	0.12	99.05	893
11	Край	86.19	12.21	0.19	0.18	98.77	873
12	Центр	92.30	7.50	Следы	0.06	99.86	924
13	Край	85.33	14.03	»	0.21	99.57	857

Примечание. Рентгеновский микроанализатор "Самеса SX-50", аналитик – Н.Н. Кононкова. Pt, Pd, Fe, Bi, Te – не обнаружены. 1–11 – Шарташское, 12–13 – Кузнецовское рудопроявления шеелита.

тов поздних жил – несколько повышенные содержания Ag, низкие медистость и содержания Bi, Cd, Hg, Se. От 1 к 4 зарождению систематически растут содержания Ag и Cd, повышаются сурьмянистость и цинкистость, снижается диапазон сурьмянистости. Кристаллы бурнонита III по составу зональны, их ядра относительно обогащены As (анализ 4, табл. 8), края бедны As и Bi (анализ 5, табл. 8).

Айкинит в небольших ксеноморфных выделениях широко распространен в гнездах галенита, обычно ассоциирует с бурнонитом и тетраэдритом. Состав айкинита близок к стехиометричному, кузнецовский айкинит несколько обогащен Sb (анализы 4–6, табл. 7). Тетрадимит образует мелкие до 0.1 мм пластинчатые выделения в агрегатах галенита и тетраэдрита вдоль их границ; содержит немного Ag и Se (анализы 6, 7, табл. 8). Гессит образует мелкие (~0.1 мм) редкие выделения в жилах Гумбейского рудного поля, развит вдоль границ галенита и тетраэдрита в ассоциации с тетрадимитом; количество примесей в гессите незначительно (анализ 8, табл. 8). Алтаит – редкий минерал золото-теллуридной минерализации, установлен только в Шарташском рудопроявлении, образует мелкие выделения в агрегате галенита, тетраэдрита, бурнонита, айкинита, содержит заметное количество Bi (анализ 9, табл. 8). Самородное золото – наиболее поздний минерал описываемых жил. В Шарташском рудопроявлении золото слагает мелкие до 0.15 мм округлые выделения в агрегатах тетраэдрита, в ассоциации с тетрадимитом и алтаитом; большая часть золотин высокопробные и слабо зональные по составу (анализы 1–6, табл. 9), некоторые золотины

менее высокопробные и их внешние зоны обогащены Ag (анализы 7–11, табл. 9). Близкого состава золото находится в кузнецовских жилах (анализы 12, 13, табл. 9). В жилах Гумбейского рудного поля самородное золото слагает мельчайшие вроски в гессите, оно относительно низкопробное.

Послерудная минерализация довольно широко развита в виде отдельных гнезд, агрегатов и крустификационных корок кальцита, стронцианита, барита, витерита, выполняющих пустоты выщелачивания ранних карбонатов и калишпата. Стронцианит – $Sr_{0.85}Ca_{0.15}(CO_3)$ описан в Гумбейском рудном поле (Коржинский, 1959), образует скопления до 10 см и сростания с кальцитом $Ca_{0.95}Sr_{0.01}Mg_{0.03}Mn_{0.01}$. Барит редок на Гумбейском рудном поле и нередок в Шарташском рудопроявлении, где его брусковидные кристаллы длиной до 1.5 см иногда покрыты корками замещения мелкозернистого витерита, тот и другой обросли прозрачными кристаллами кальцита. Низкотемпературная Sr-Ba-минерализация, очевидно, возникла за счет вещества ранних карбонатов со Sr и ранних калишпатов с Ba.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И PT-ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ

Индивидуальные первичные флюидные включения изучены в кварце и шеелите (табл. 10). Большинство включений имеют субмикронные и микронные размеры, обычно <10 мкм. Обилие их обуславливает преобладающий молочно-белый цвет жильного кварца. Как правило, включения многофазные, состоят из соленого водного раствора, насыщенного углекислотой и менее

Таблица 10. Результаты исследования первичных флюидных включений в сосуществующих кварце и шеелите

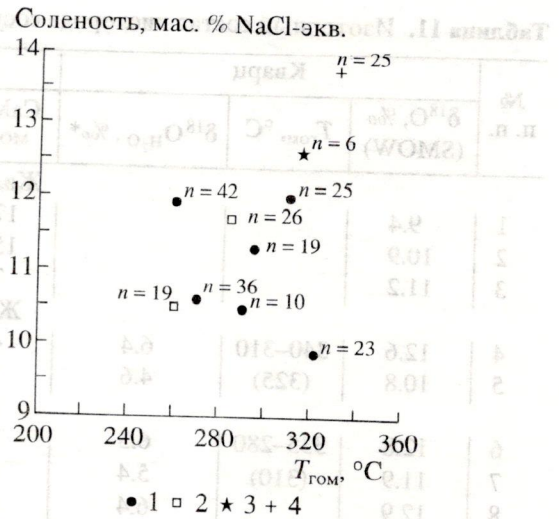
№ п. п.	Минералы	n	Температура, °С					Концентрация					d _{p-ра} , г/см ³	P, бар
			гомогенизации	эвтектики	плавления льда	плавления CO ₂	гомогенизации CO ₂	плавления гидратов	солей, мас. % экв.-NaCl	газов, моль/кг р-ра	CO ₂	CH ₄		
1	Кварц	19*	310–280	–32...–31	–7.9...–7.3	–56.7	28.4...30.1[ж]	7.3–6.5	11.6–10.9	4.0–3.8	0.5	7.6–7.3	1.03–1.01	1530–1035
	8 газ	–	–	–	–	–56.8...–56.7	20.0...26.3	–	–	–	–	0.78–0.68	–	
	Шеелит	22*	335–280	–32...–31	–9.1...–8.1	–56.9...–56.6	26.1...29.6[ж]	8.8–7.7	13.0–11.8	5.1–4.7	0.7–0.6	7.3–6.7	1.02–0.98	1415–1020
	9 газ	–	–	–	–	–57.3	23.8...26.9[ж]	–	–	–	–	0.73–0.68	–	
2	Кварц	23*	340–305	–32...–31	–7.2...–6.2	–56.8...–56.7	29.7[ж]...26.6[г]	8.1–6.4	10.7–9.3	4.2–2.1	0.6	7.4–3.5	0.99–0.93	1370–1065
3	»	25*	335–280	–32...–31	–9.1...–7.5	–56.9...–56.6	26.6...30.0[ж]	7.6–7.5	13.0–11.1	5.0–4.1	0.7–0.6	7.6–6.7	1.02–0.96	2425–980
	46 газ	–	–	–	–	–56.7...–56.6	2.2...28.0[ж]	–	–	–	–	0.92–0.66	–	
4	»	36*	285–250	–32	–7.5...–7.6	–57.0	24.3...27.4[ж]	10.1–6.9	11.1–10.1	4.0–3.5	0.5	8.5–6.5	1.04	1960–1075
	15 газ	–	–	–	–	–57.2...–56.9	3.2...24.6[ж]	–	–	–	–	0.91–0.72	–	
5	»	42*	280–245	–32...–31	–8.9...–7.7	–57.4...–57.3	24.7...29.6[ж]	7.2–6.3	12.8–11.4	4.7–3.5	0.6–0.5	8.0–7.5	1.03–1.01	2600–1435
	54 газ	–	–	–	–	–57.6...–57.0	–12.0...23.2[ж]	–	–	–	–	0.99–0.74	–	
6	»	10*	310–270	–32...–31	–7.6...–6.4	–57.0...–56.8	29.6...30.2	7.6–6.5	11.2–9.7	4.7–4.1	0.7–0.6	7.4–5.7	0.98–0.94	1385–1115
	22 газ	–	–	–	–	–57.0...–56.6	21.4...26.2[ж]	–	–	–	–	0.76–0.69	–	
7	»	26*	330–245	–32...–31	–8.1...–7.8	–56.6	27.4...30.1[ж]	8.7–7.4	11.8–11.5	4.9–3.3	0.7–0.5	7.6–6.1	1.03–0.97	1830–1045
	13 газ	–	–	–	–	–56.6	14.3...24.9[ж]	–	–	–	–	0.82–0.73	–	
	Шеелит	39*	330–280	–30	–7.2	–56.6	29.7[г]	8.2	10.7	2.7	0.7	4	0.93	1470–1210
	19 газ	–	–	–	–	–56.7	22.5[ж]	–	–	–	–	0.76	–	
8	Кварц	19*	260–255	–30	–7.2	–56.6	30.1	7.8	10.7	4.2–3.5	0.7–0.5	6.5	1.01–0.98	990–535
	15 газ	–	–	–	–	–56.6	25.6...30.1[ж]	–	–	–	–	0.7–0.48	–	
	Шеелит	13*	305–290	–32	–8.6	–56.8	29.9[ж]	7.9	12.4	4.5–3.9	0.7–0.6	6.6–6.5	1.01–0.98	1075–1065
	4 газ	–	–	–	–	–56.9	26.9[ж]	–	–	–	–	0.68	–	
9	Кварц	25*	360–295	–32...–30	–11.9...–8.3	–56.6	–4.7...5.4[ж]	8.0–5.9	15.9–12.1	6.1–6.0	0.6–0.5	11.0–9.8	1.10–1.06	3375–2080
	63 газ	–	–	–	–	–56.6	–13.9...14.8[ж]	–	–	–	–	1.00–0.90	–	
10	Кварц	6*	335–295	–28	–9.2...–8.2	–56.6	–7.2...16.9[ж]	8.3–5.0	13.1–12.0	5.4–5.2	0.6–0.4	13.5–8.7	1.09–1.05	2490–1655
	31 газ	–	–	–	–	–56.7...–56.6	0.6...13.9[ж]	–	–	–	–	0.93–0.83	–	

Примечание. Термобарогеохимические анализы выполнены Ю.В. Прокофьевым (ГЕОХИ СО РАН).

* – гетерогенное состояние флюида; [ж], [г] – гомогенизация в жидкость и газ соответственно, n – число замеров. 1–8 – Гумбейское месторождение, 9–10 – Шарташское рудопроявление шеелита.

метаном, жидкой углекислоты, газовой фазы. Кроме того, повсеместно наблюдаются мелкие включения жидкой углекислоты, обычно с небольшой примесью метана. Соленость растворов составляет 9–16, чаще 10–13 мас. % NaCl-экв.; она ниже у более низкотемпературных флюидов (фиг. 6); главные компоненты – KCl, NaCl и MgCl₂, второстепенный – CaCl₂. Растворы содержат значительные концентрации углекислоты 2.7–6.1, обычно 3.5–5.5 моль/кг. Концентрации метана и соотношения CH₄/CO₂ выше в минералах Гумбейского рудного поля, где месторождения размещены в контактовых зонах интрузивов и частью в осадочно-вулканогенных толщах, чем в минералах Шарташского рудопоявления в центре интрузива. Максимальные оценки давления по ГЖВ с жидкой CO₂ для Гумбейского рудного поля – 2.6 кб, для Шарташского рудопоявления – 3.4 кб; вариации давления для первого – 2.6–0.5, для второго – 3.4–1.7 кб. Эти данные – свидетельство мезоабиссальных условий формирования гумбейтовой формации Урала, а также значительной роли гетерогенизации флюидов в процессах рудообразования. О повышенном давлении при образовании гумбейтов свидетельствует повышенное содержание Al в титаните – 3.6 мас. % Al₂O₃.

Ранние кальцит-биотитовые гумбейты – наиболее высокотемпературные образования, они сопровождаются кварцевыми жилами с биотитом и молибдошеелитом, ядра которого содержат 20–27 мол. % CaMoO₄. Молибдошеелит такого состава, по экспериментальным данным (Граменицкий и др., 1980) образуется при $T > 400^\circ\text{C}$. Эта оценка близка с $T_{\text{гом}}$ ГЖВ в молибдошеелите – 450–390°C. Кальцит-доломит-биотитовые гумбейты, вероятно, возникли при несколько более низкой температуре: $T_{\text{гом}}$ ГЖВ в Мо-шеелите сопутствующих жил составляет 400–360°C. При еще более низких температурах возникли доломит-биотитовые гумбейты, сопровождающиеся жилами с $T_{\text{гом}}$ ГЖВ в шеелите – 360–330°C и в кварце – 335–280°C (Гумбейское рудное поле), в шеелите – 360–330°C и в кварце – 360–295°C (Шарташское рудопоявление). Близкие оценки получены для рудных жил с оторочками доломитовых гумбейтов: $T_{\text{гом}}$ ГЖВ в кварце 340–280°C и в шеелите – 335–285°C (Гумбейское рудное поле), в кварце – 335–295°C и в шеелите – 335–285°C (Шарташское рудопоявление). С этими оценками коррелируются данные по сульфидам: в ранней ассоциации представлены неупорядоченные твердые растворы серии висмутин – айкинит, которые образуются при $T > 300^\circ\text{C}$ (Vente, 1980); в поздней ассоциации представлены упорядоченные сверхструктуры – линдстремит, хаммарит..., которые образуются ниже 300°C. Близкие оценки получены для наиболее поздних карбонат-кварц-адуляровых жил с шеелитом: $T_{\text{гом}}$ ГЖВ в шеелите – 330–280°C и в кварце – 330–260°C.



Фиг. 6. Параметры образования рудных жил гумбейтовой формации Урала.

1, 2 – кварц из жил Гумбейского месторождения: 1 – жилы с шеелитом IV, 2 – жилы с шеелитом V; 3, 4 – кварц из жил Шарташского рудопоявления: 3 – жилы с шеелитом I, 4 – жилы с шеелитом II, n – количество измеренных включений.

Более низкотемпературные параметры образования фенгитовых гумбейтов, которым сопутствуют кварц-сульфидные жилы с $T_{\text{гом}}$ ГЖВ в кварце – 305–250°C. Наиболее поздняя сульфидная минерализация этих жил с теллуридами и золотом сопровождается развитием феррофенгита и низкоглиноземистого и высокожелезистого хлорита; температура их образования по хлорит-мусковитовому геотермометру Н.В. Котова, разработанному в 1975 г., – 190–170°C.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ФЛЮИДОВ

Изотопный состав кислорода жильного кварца и шеелита дан в табл. 11 и на фиг. 7 и 8. Изотопный состав кислорода шеелита колеблется в узких пределах, его значения коррелируются с температурой формирования. Изотопный состав кислорода кварца также колеблется в узких пределах, но слабо коррелируется с температурой образования. Оценкой изотопного равновесия кварц-шеелит может служить близость рассчитанной по изотопным данным температуры (последняя колонка в табл. 11) и $T_{\text{гом}}$ ГЖВ. В Гумбейском рудном поле изотопное равновесие шеелита и кварца установлено для жил с молибдошеелитом I, Мо-шеелитом II, шеелитом IV; в Шарташском рудопоявлении – для жил с шеелитом II. Возможно, что отсутствие изотопного равновесия кварц-шеелит в жилах иного типа вызвано частичной перекристаллизацией кварца под воздействием поздних порций гидротерм.

Таблица 11. Изотопный состав кислорода сосуществующих кварца и шеелита

№ п. п.	Кварц			Шеелит				$\Delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$T_{\text{расч}}, \text{°C}$
	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ (SMOW)	$T_{\text{гом}}, \text{°C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}, \text{‰}^*$	CaMoO_4 , мол. %	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ (SMOW)	$T_{\text{гом}}, \text{°C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}, \text{‰}^{**}$		
Жилы с молибдошеелитом I									
1	9.4			17.8	5.9	450–390	9.1		
2	10.9			15.0	6.5	(420)	9.6		
3	11.2			7.5	5.0		8.0	6.2	468
Жилы с Мо шеелитом II									
4	12.6	340–310	6.4	4.4	5.5	400–360	8.2	7.6	387
5	10.8	(325)	4.6	1.8	4.2	(380)	6.8	6.6	424
Жилы с шеелитом III									
6	12.8	335–280	6.3	0.5	3.4	360–330	5.6	9.4	261
7	11.9	(310)	5.4	0.2	3.1	(345)	5.3	8.8	286
8	12.9		6.4	0.2	3.0		5.2	9.9	243
Жилы с шеелитом IV									
9	9.0	340–280	2.5	0.1	1.3	335–285	3.1	7.6	343
		(310)				(310)			
10	10.5	335–295	4.1	0.1	2.2	335–285	3.9	8.3	310
		(315)				(310)			
Жилы с шеелитом V									
11	11.7	330–260	4.6	<0.1	2.5	330–280	4.1	9.2	269
		(295)				(300)			
Жилы с шеелитом I									
12	12.5	360–295	6.6	0.1	5.8	360–330	8.0	6.7	413
		(330)				(345)			
Жилы с шеелитом II									
13	11.0	335–295	4.6	0.1	2.7	335–285	4.1	8.3	310
		(315)				(310)			
14	12.6	330–260	5.6	<0.1	2.1	330–280	3.7	10.5	223
		(295)				(300)			

Примечание. Изотопный анализ выполнен В.И. Устиновым (ГЕОХИ РАН).

* Рассчитано по модели (Matsuhisa *et al.*, 1979).

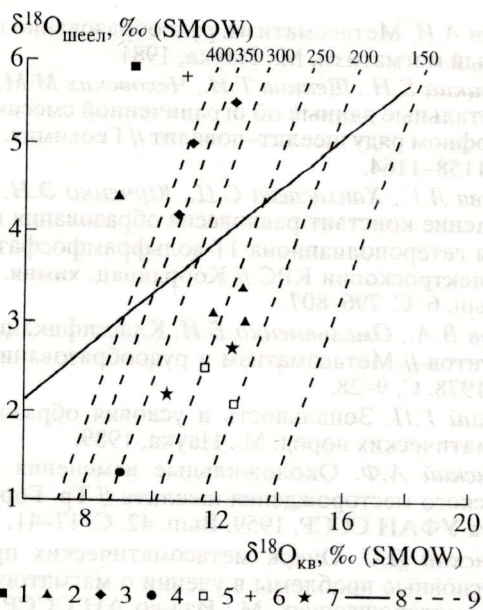
** Рассчитано по модели (Wesolowski, Ohmoto, 1986); в скобках – средние значения температуры. 1–11 – Гумбейское месторождение, 12–14 – Шарташское рудопроявление шеелита.

Изотопный состав углерода карбонатов из кварц-шеелитовых руд характеризуется низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и колеблется от -4.4 до -9.1‰ (фиг. 9). Изотопный состав углерода карбонатов гумбеитов свидетельствует, что рудоотложение произошло при взаимодействии глубинных флюидов с карбонатным веществом рудовмещающих толщ. Это отчетливо проявлено на Балканском месторождении.

Расчетные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ кварца, шеелита (табл. 11, фиг. 9) и мусковита ($\delta^{18}\text{O} = 7.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.2\text{‰}$) свидетельствуют о глубинном, вероятно, метаморфогенном и/или магматогенном источнике флюидов, породивших гумбеитовую формацию Урала.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ГУМБЕЙСКОЙ ФОРМАЦИИ

Гумбеиты и сопутствующие шеелитоносные калишпат-карбонат-кварцевые жилы и тела замещения развиты в пределах интрузивов и в ближнем экзоконтакте. Это – производные среднетемпературного ($450\text{--}260\text{°C}$, главным образом $390\text{--}330\text{°C}$) углекислого гидротермального метасоматоза. Геологический возраст гумбеитов идентичен возрасту родственных даек глубинного происхождения гранодиоритового шарташского и монзонитового гумбейского интрузивных комплексов. Гумбеиты и кварц-шеелитовые жилы формировались в мезоабиссальных условиях ($P_{\text{пл}} = 3.4\text{--}2.6$ кб) под действием водно-углекислых растворов KCl-NaCl-MgCl_2 (и менее CaCl_2) умеренной $9\text{--}16\%$ солености глубинного (метаморфогенного) генезиса. Растворы попадали в среду остывших пород, – внутренние зоны метасомати-



Фиг. 7. Соотношение изотопного состава кислорода сосуществующих кварца и шеелита рудных жил гумбеитовой формации Урала.

1-5 – кварцевые жилы Гумбейского месторождения с: 1 – молибдошеелитом I, 2 – Мо-шеелитом II, 3 – шеелитом III, 4 – шеелитом IV, 5 – шеелитом V; 6, 7 – кварцевые жилы Шарташского рудопроявления с: 6 – шеелитом I, 7 – шеелитом II; 8 – линия регрессии для месторождений березитовой формации; 9 – изотермы, °С.

ческих колонок слагают более высокотемпературные минеральные агрегаты (более высокотитанистый биотит), внешние зоны – более низкотемпературные минеральные агрегаты (менее титанистый биотит и флогопит). Гумбеитизация выражена в привносе CO₂, S и K, частичном выносе SiO₂ и Na. Фосфор при образовании гумбеитов подвижен, из тыловой зоны одних колонок он выносится, в другие привносится; апатит развит во

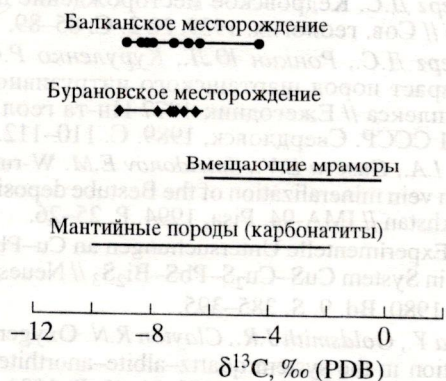
всех жилах гумбеитовой формации. Подвижность фосфора при гумбеитизации, возможно, была одной из причин появления шеелитовых руд, поскольку фосфор в сильной степени стабилизирует поливольфрамовые комплексы (вероятная форма переноса W) (Детушева и др., 1990).

По мере снижения T от 450 до 305°С изменялись минеральные типы гумбеитов: кальцит-биотитовые → кальцит-доломит-биотитовые → доломит-биотитовые → доломитовые → фенгитовые. Более высокотемпературные жилы содержат молибдошеелит, вольфрамрутил, монацит; более низкотемпературные – шеелит, рутил, молибденит, Ag-Vi-галенит, купропавонит, бенжаминит и другие; наиболее низкотемпературные – Cu-Pb-Sb-сульфосоли и слабо проявленную Au-Te-минерализацию с айкинитом. Характерно наличие многочисленных генераций шеелита, который по мере снижения температуры образования содержит все меньше Mo, Ce, La, Nd. Большая часть Fe связана в пирите, гематите и карбонатах. Вероятно поэтому, блеклые руды гумбеитовой формации – существенно цинкистые.

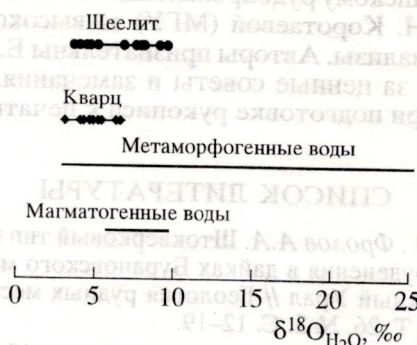
Повышенные содержания повеллитового минала в шеелите, наличие гематита и богатых Cu²⁺ блеклых руд свидетельствуют о повышенном окислительном потенциале при образовании гумбеитовой формации. В ходе рудоотложения окислительный потенциал снижался, а величина CH₄/CO₂ во флюидах увеличивалась.

СРАВНЕНИЕ ГУМБЕИТОВОЙ И ИНЫХ ШЕЕЛИТОНОСНЫХ ПЛУТОНОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Гумбеитовая и скарновые формации. Шеелит и молибдошеелит скарновых формаций обычно ассоциируют с пироксенами, амфиболами, плагио-



Фиг. 8. Изотопный состав углерода карбонатов рудных жил гумбеитовой формации Урала, данные авторов и А.Ф. Коржинского (1959). Изотопный состав углерода мантийных пород (карбонатитов) по данным (Wilson, 1989).



Фиг. 9. Изотопный состав кислорода флюидов, породивших шеелит и кварц рудных жил гумбеитовой формации Урала. Изотопный состав кислорода магматогенных и метаморфогенных флюидов по данным (Фор, 1989).

клазами, гранатами; в гумбеитовой формации – из силикатов только с калишпатом и слюдами. Шеелиты скарновых формаций отличаются низкими содержаниями REE (в среднем 260 г/т) и Eu (~1 г/т), большой величиной LREE/HREE > 30 (Гетманская и др., 1984). Шеелит гумбеитовой формации Урала содержит 830–2190 г/т REE, 11–32 г/т Eu, LREE/HREE = 5–20. Блеклые руды скарновых формаций содержат до 20–50% Ag (Чвилева и др., 1988), в гумбеитовой – менее 4% Ag.

Гумбеитовая и грейзеновая формация. Шеелит грейзеновых формаций часто ассоциирует с флюоритом, обычно беден Mo, так как образуется из весьма кислых флюидов, содержат небольшие количества Eu (до 2 г/т), величина LREE/HREE в среднем 26 (Гетманская и др., 1984 и др.). В отличие от гумбеитовой типичные минералы Вi грейзеновой формации – висмутин, висмут, козалиит, галеновисмутит, жозеиты, ингодит, хедлиит (Чвилева и др., 1988).

Гумбеитовая и березитовая формации. Шеелит березитовой формации ассоциирует с кварцем, карбонатами и серицитом, но не с калишпатом и биотитом. Шеелит Au-месторождений обогащен Eu, Sm и Tb, LREE/HREE ≈ 1, беден Mo (табл. 2). В месторождениях березитовой формации блеклые руды обычно обогащены Ag, отсутствуют гематит и апатит, а также сложные сульфиды Bi–Pb–Cu–Ag, менегинит, обогащенный As и Bi бурнонит и блеклые руды с Bi, Te и Se, характерные для гумбеитовой формации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-65607).

Авторы благодарны О.В. Кононову (МГУ) за ряд образцов руд Гумбейских месторождений, Р.С. Куруленко и С.В. Прибавкину (ИГГ УрО РАН) за предоставленные каменные материалы по Шарташскому рудопроявлению, Н.Н. Кононковой и Н.Н. Коротаевой (МГУ) за высококачественные анализы. Авторы признательны Б.И. Омеляненко за ценные советы и замечания, высказанные при подготовке рукописи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов С.В., Фролов А.А. Штокверковый тип вольфрамового оруденения в дайках Бурановского месторождения, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 1984. Т. 26. № 2. С. 12–19.

Геология СССР. Т. XII (Урал). М.: Недра, 1969.

Гетманская Т.И., Щербакова М.Я., Могилевкин С.Б. и др. Типоморфные особенности шеелитов Забайкалья по данным ЭПР, люминесценции и нейтронно-активационного анализа // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. № 4. С. 464–474.

Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитоидный магматизм. М.: Наука, 1981.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Чеховских М.М. Экспериментальные данные об ограниченной смесимости в изоморфном ряду шеелит–повелит // Геохимия. 1980. № 8. С. 1158–1164.

Детушева Л.Г., Ханхасаева С.Ц., Юрченко Э.Н. и др. Определение констант равновесия образования и разложения гетерополианиона 11-вольфрамфосфата методом спектроскопии КРС // Координац. химия. 1990. Т. 16. Вып. 6. С. 796–807.

Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9–28.

Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989.

Коржинский А.Ф. Околожилльные изменения пород Гумбейского месторождения шеелита // Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР. 1959. Вып. 42. С. 17–41.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 334–456.

Матвеев К.К. Гумбейские вольфрамовые месторождения // Докл. АН СССР. 1928. Сер. А. № 8. С. 128–132.

Матвеев К.К. О нахождении битумов в минералах // Зап. ВМО. 1947. Ч. 76. № 2. С. 129–138.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Под ред. Ферштатера Г.Б. Миасс, 1994.

Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975.

Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид Северного Казахстана // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37. № 3. С. 179–207.

Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Соколова Н.Ф. и др. Состав и эволюция состава магматитов и метасоматитов инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монзонитовых комплексов Казахстана и Урала // Ломоносовские чтения. М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 24–27.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989.

Чвилева Т.Н., Безмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник – определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988.

Штейнберг Д.С. Кедровское месторождение шеелита на Урале // Сов. геология. 1939. № 2. С. 85–89.

Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. Rb/Sr возраст пород шарташского интрузивно-дайкового комплекса // Ежегодник-1977 Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 110–112.

Bakshiev I.A., Guseva E.V., Spiridonov E.M. W-rutile from post-skarn vein mineralization of the Bestube deposit, Northern Kazakhstan // IMA-94. Pisa, 1994. P. 25–26.

Bente K. Experimentelle Untersuchungen an Cu–Pb–Bi Sulfosaltzen in System CuS–Cu₂S–PbS–Bi₂S₃ // Neues Jb. Mineral. Mh. 1980. Bd. 9. S. 385–395.

Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. V. 42. P. 1131–1140.

Weselowski D., Ohmoto H. Calculated oxygen isotope fraction between water and the minerals scheelite–powellite // Econ. Geol. 1986. V. 81. P. 471–477.

Wilson A.F. The use of isotopes in exploration for gemstones // Austral. Gemm. 1989. V. 17. № 4. P. 142–146.