

ЭНДОГЕННЫЕ МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ УРАЛА

© 2009 г. В. А. Елохин

Уральский государственный горный университет
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 24.09.2008 г.

Рассмотрены месторождения редкометалльных альбититов, пегматитов, грейзенов, карбонатитов. Установлено, что молибденовая минерализация в пегматитах, альбититах и карбонатитах развита в связи с проявлением грейзеновых фаций. На объектах редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации молибденовая минерализация формировалась в менее глубоких условиях, а месторождения относятся к полистадийным. Месторождения редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации являются более древними по отношению к месторождениям вольфрам-молибденовой грейзеновой формации и характеризуются относительно более высокими температурами образования.

Ключевые слова: молибден, альбитит, карбонатит, пегматит, грейзен, формация, редкие металлы.

На Урале имеются серьезные предпосылки создания долгосрочной минерально-сырьевой базы молибдена и вольфрама. Так, геологами Уральской ГСЭ открыты и в разной мере изучены: Южно-Шамейское месторождение молибдена; Партизанское – вольфрама и молибдена; Талицкое медно-молибденовое месторождение; комплексное редкометалльное месторождение Сибирка. Геологами Курганской геологоразведочной экспедиции выявлено и предварительно изучено крупное Кокляновское месторождение вольфрам-молибденовых руд, к югу от которого протягивается широкая полоса геохимических аномалий молибдена, вольфрама и бериллия, заканчивающаяся на юге месторождением Восток и позволяющая прогнозировать выявление других подобных месторождений. Кроме того, на Урале известны средние по запасам молибденово-медные месторождения порфирового семейства, активно подготавливаемые к промышленному освоению [8]. В связи с этим, автором предпринята попытка обобщить опубликованные материалы по геологии редкометалльных месторождений на предмет их молибденоносности.

Среди эндогенных молибденосодержащих редкометалльных формаций на Урале выделяются следующие: редкометалльная альбититовая, редкометалльно-вольфрамовая грейзеновая, редкометалльная пегматитовая и редкометалльная карбонатитовая [7].

ФОРМАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АЛЬБИТИТОВ

Изучению гранитного магматизма и связанного с ним редкометалльного оруденения на Урале посвящены работы Ф.Р. Апельцина, В.Г. Вигоро-

вой, Б.А. Голдина, А.И. Грабежева, О.Н. Грязнова, В.А. Душина, К.К. Золоева, А.В. Калиновского, С.Г. Караченцева, А.А. Краснобаева, В.Я. Левина, И.Л. Лучинина, Б.К. Львова, С.И. Мормиля, В.Н. Охотникова, М.С. Рапопорта, Г.И. Самаркина, В.Д. Старкова, Г.Б. Ферштатера, В.А. Чашухиной, Д.С. Штейнберга, Н.П. Юшкина и других геологов.

Редкометалльные апогранитные альбититы установлены в Полярно-Уральском и Ляпинско-Кутином мегаблоках Центрально-Уральской мегазоны, Сысертско-Ильменогорском, Сосьвинско-Коневском и Адамовско-Мугоджарском мегаблоках Восточно-Уральской мегазоны. Гранитные массивы, в пределах которых зафиксирована редкометалльная альбититовая минерализация относятся к гранитной и адалит-гранитной формациям позднепалеозойского возраста коллизионной стадии развития. Перечислим основные гранитные массивы, в связи с которыми проявлены редкометалльные альбититы. Это Тайкеуский, Маньхамовский, Ильяизский, Малопатокский на Севере Урала, Шамейский, Кварцегорский, Галочьегорский, Зенковский на Среднем Урале, Борлинский на Южном Урале.

Метасоматические образования альбититовой формации Полярного Урала приурочены к западному крылу Харбейского антиклинория, осложненного поперечной структурой северо-западного (Пайхойского) направления и ограниченной разломами глубинного заложения. Вмещающие породы представлены эпидот-хлоритовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами и метаэффузивами с прослоями известняков и гравелитов няровейской свиты (R_{2-3}) [5], претерпевших региональный зеленокаменный (пренит-пумпеллеитовая субфация) и зеленосланцевый (биотит-эпидот-актинолитовая

Таблица 1. Среднее содержание, коэффициенты вариации и кларки концентрации редких элементов в редкометалльных гранитах

Массив	Параметры	Be	Ta	Nb	Sn	Mo	Sr
Тайкеуский (n = 14)	X	5.4	3.8	50	3	0.94	115
	Vx	46.8	52.6	63.2	133	57.4	44
	KK	1.54	1.52	2.5	0.6	0.63	0.43
Перевальный (n = 14)	X	12.7	3.4	27.1	1.6	0.64	<100
	Vx	51.2	52.9	32.2	95.6	20.3	–
	KK	3.6	1.36	1.36	0.32	0.43	–
Зенковский (n = 5) [3]	X	4.1	3.0	31.0	3.7	3.0	152
	Vx	–	–	–	–	–	–
	KK	1.17	1.2	1.55	0.74	2.0	0.56
Кварцевогорский (n = 10) [3]	X	4.2	1.8	19.4	1.4	1.7	45
	Vx	17	34	18	54	52	–
	KK	1.2	0.48	0.97	0.28	1.13	0.17
Шамейский (n = 18) [3]	X	5.3	2.6	27.7	3.6	4.1	166
	Vx	35	96	79	32	40	–
	KK	1.5	1.04	1.39	0.72	2.73	0.61
Шиловский (n = 10) [3]	X	5.0	–	38.5	2.8	2.8	–
	Vx	–	–	–	–	–	–
	KK	1.43	–	1.93	0.56	1.87	–

Примечание. X – среднее содержание, г/т; Vx – коэффициент вариации, %; KK – кларк концентрации; n – количество проб.

и эпидот-хлоритовая субфации) метаморфизм. Интрузивные образования площади по [5] относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой (R_3), гранит-лейкогранитной (V-С) и гранитной (C_3 -P) формациям. Последняя представлена телами микроклин-пертитовых гранитов и гранитогнейсов. Для гранитоидов гранитной формации свойственны повышенные глиноземистость и щелочность калиево-натриевого типа. Их геохимический спектр характеризуется повышенными (надкларковыми) содержаниями Nb, Ta, Be, Y, Yb. Содержания Mo, Sn, Sr находятся в количествах ниже кларковых (табл. 1).

Граниты и гранитогнейсы практически во всем объеме массивов в той или иной степени альбитизированы. Альбититы образуют зональный ореол, в котором выделяются внешняя (кварц-альбит-микроклиновая), промежуточная (кварц-альбитовая) и внутренняя (альбитовая) зоны. Наименее измененные граниты массивной или гнейсовой текстуры сложены микроклин-пертитом (47%), плагиоклазом (15%), кварцем (35%), в меньших количествах отмечаются биотит (2%) и магнетит (1%). Внешняя зона представлена кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами, занимающими основной объем массивов. Минеральный состав зоны: микроклин решетчатый (46%), кварц (30%), альбит (22%), эгирин (1%), биотит (<1%). Следует отметить, что количественные соотношения между основными минералами непостоянны и варьируют в широких пределах.

Кварц-альбитовые метасоматиты и альбититы проявлены локально и слагают линейно вытянутые тела в центральных и эндоконтактных частях массивов. Дальнейшее изменение PT -условий и кислотности-щелочности гидротермальных растворов обусловило формирование мусковит-кварцевых, флюорит-мусковитовых и кварцевых метасоматитов, представляющих собой грейзеновые фации формации апогранитных редкометалльных альбититов. Метасоматиты образуют линейно вытянутые зоны, контролирующиеся тектоническими нарушениями, имеющие различное физическое выражение, и развиты в эндо и экзоконтактах гранитных массивов. В зависимости от состава исходной породы возникают различные метасоматические колонки:

1) кварц-альбит-микроклиновый метасоматит (микроклин решетчатый + кварц + альбит + эгирин | альбит + кварц + мусковит | кварц + мусковит | кварц;

2) кварц-альбит-амфибол-биотитовый сланец с магнетитом | кварц + альбит + мусковит + сфен | кварц + мусковит + флюорит | мусковит + флюорит | мусковит;

3) кварц-альбит-амфибол-биотитовый сланец | амфибол + мусковит + альбит + кварц + сфен | мусковит + кварц + флюорит | мусковит + флюорит | мусковит.

Формирование редкометалльных альбититов сопровождалось изменением химического состава исходных пород. По данным [4], для кварц-альбит-

микроклиновых метасоматитов характерно незначительное перераспределение химических элементов в объеме измененных пород за исключением трехвалентного железа и титана. Привнос в зону реакций натрия, трехвалентного железа, в меньшей степени алюминия, вынос калия и незначительного количества кремния обусловили образование кварц-альбитовых метасоматитов. Развитие альбититов связано с дальнейшим поступлением натрия, алюминия, трехвалентного железа при некотором выносе калия и кремния. Формирование всех зон метасоматической колонки сопровождалось привносом фтора. Дальнейший процесс кислотного выщелачивания происходил при существенном привносе фтора, кальция, углерода, магния, водорода, марганца, отчасти кремния и трехвалентного железа и привел к образованию мусковит-кварцевых и флюорит-мусковитовых метасоматитов.

Геохимические спектры всех фаций альбититов качественно близки, что может свидетельствовать о принадлежности их к единой метасоматической формации. В направлении от кварц-альбит-микроклиновых к слюдястым метасоматитам идет последовательное увеличение концентраций рудных элементов. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов представлена малаконом, самарскитом, ксенотимом, колумбитом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, галениитом, фергусонитом, висмутином, халькопиритом, сфалеритом и др. Геохимический спектр руд кроме редких металлов характеризуется относительно высокими концентрациями свинца, молибдена, меди, титана, цинка. Молибден в редкометалльных альбититах образует линейные ореолы, развитые как в телах гранитов и гранито-гнейсов, так и за их пределами, в сланцевом обрамлении. Наиболее интенсивные ореолы молибдена фиксируются в зонах развития грейзеновой фации альбититовой формации.

На Среднем Урале тела метасоматитов альбититовой формации по [1, 2] распространены в пределах Шамейского, Зенковского, Кварцеговского, Галочьегогорского массивов. Шамейский массив сложен розовыми биотитовыми гранодиоритами, гранитами, аляскитами и представляет собой типичный трещинный массив с резкими контактами [14]. Граниты Шамейского массива характеризуются повышенными содержаниями бериллия и молибдена. Максимальные концентрации молибдена в минералах Шамейского массива фиксируются в наложенных грейзеновых фациях. Количество молибденита в гранитах варьирует от 10 г/т до 1400 г/т. Наиболее ранним процессом метасоматического преобразования гранитоидов на Шамейском проявлении является формирование тел микроклин-альбитовых метасоматитов мощностью от 0,3 до 40 м, развитых в эндоконтах массива. Среди микроклин-альбитовых пород отмечаются участки мощностью до 1 м, обогащенные биотитом. Тогда минеральный

состав метасоматитов имеет вид: альбит – 66,5%, микроклин – 20%, кварц – 2,5%, биотит – 6%, флюорит – 5%. Меньшим развитием пользуются кварц-альбитовые, мусковит-альбитовые метасоматиты и собственно альбититы. Метасоматитам свойственны высокие концентрации фтора, лития, бериллия и ниобия. Альбитизация гранитов Шамейского массива приводит к развитию следующей метасоматической колонки: кварц + плагиоклаз + микроклин + мусковит + биотит | кварц + альбит + микроклин + мусковит | кварц + альбит + мусковит | альбит + мусковит [2]. Альбитизация гранитов обусловлена поступлением натрия в зоны реакций при выносе калия и кремния. Метасоматическое изменение пород на стадии кислотного выщелачивания в альбититовых объектах Среднего Урала проявлены слабо, будучи зафиксированными в Шамейском и Галочьегогорском массивах. Для грейзеновых фаций характерны мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые метасоматиты. Геохимическая специализация редкометалльных альбититов Среднего Урала определяется повышенными содержаниями (в кларках концентрации) F (6,37), Mo (4,27), Nb (3,12), Be (2,89), Ta (2,12), Cs (2,52). Грейзеновым фациям альбититовой формации свойственны повышенные концентрации Mo (10,87), F (4,82), Sn (3,62), Be (3,26), Cs (2,6), Li (2,23), B (2,14), Rb (1,8), Nb (1,56), Pb (1,18).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВАЯ ГРЕЙЗЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В пределах Уральского региона месторождения редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации формировались в две металлогенические эпохи: раннепалеозойскую и позднепалеозойскую. Раннепалеозойские объекты формировались в условиях рифтогенеза, в связи с проявлением магматизма граносиенит-габбро-гранитной формации [5], а позднепалеозойские – в связи с проявлением коллизионного магматизма гранитной формации.

Месторождения редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации раннепалеозойской металлогенической эпохи развиты в Ляпинском антиклинории Центрально-Уральского поднятия (мегазоны) и сосредоточены в Торговском рудном узле, включающем более 79 проявлений, связанных с Торговским, Кефталыкским, Хартесским, Малопа-токским гранитными массивами и окружающими их кислыми эффузивами. Наиболее крупным и изученным объектом рудного узла является Торговское редкометалльно-вольфрамовое грейзеновое месторождение.

Жильное поле Торговского месторождения приурочено к блоку сильно дислоцированных и метаморфизованных рифейско-кембрийских пород, зажатому между крупными гранитными массивами. Осадочно-эффузивные породы смяты в крутую

субмеридиональную Торговскую синклинальную складку с невыдержанными углами падения крыльев. Складка разбита рядом крупных дизъюнктивных нарушений типа сбросо-сдвигов, представленных мощными зонами дробления и расщепления. Крылья складки сложены гравелитами, кварцитами и кварц-серицитовыми сланцами хобеинской свиты. В ядре обнажаются кварц-серицит-хлоритовые сланцы маньинской свиты с прослоями мраморов, известковистых сланцев и пластообразными телами кислых и основных эффузивов [20].

В экзоконтактовой зоне гранитных массивов в эффузивно-осадочных породах широко развиты кварцевые жилы нескольких генераций. Жильное поле представлено системой параллельных кулисообразных кварцевых жил меридионального простирания, образующих несколько сближенных серий. Жилы имеют сложное строение с частыми перерывами и раздувами, и прослеживаются по простиранию на 300–400 м. Основным морфологическим типом являются линзовидно-четкообразные жилы.

Вольфрамовая и сопутствующая ей минерализация по [20] контролируется зоной разлома, в пределах которой жильные образования и вмещающие породы в той или иной степени минерализованы (рудным телом является вся зона разлома, вмещающая кварцевые жилы). На месторождении выделяют два этапа формирования жил – дорудный и рудный. Дорудный этап характеризуется образованием четковидных жил, сложенных кварцем, с мелкочешуйчатым хлоритом и пластинчатым ильменитом в зальбандах. Жилы дорудного этапа широко развиты по всей площади рудного поля и характеризуются перекристаллизацией и переотложением кварца, интенсивными деформациями и замещением ильменита. Основным процессом изменения вмещающих пород в дорудный этап является альбитизация, в меньшей степени – мусковитизация.

Рудный этап, начавшийся с заложения долгоживущей тектонической зоны, наложился как на жилы дорудного этапа, так и на вмещающие их породы. Он отчетливо разделяется на четыре стадии минерализации. Наиболее характерными элементами берилл-шеелитовой стадии являются W, Be, Y, La, Ce, P, Ga, Ge, V, Ti, Ba, Zr; касситерит-пиритовой и молибденит-халькопиритовой – Sn, Si, As, Ni, Co, Mn, Ba, Mo; айкинитовой – Bi, Pb, Cu, Ag, Sb, La. Изменения вмещающих пород, синхронные рудной стадии, выражаются в их незначительной альбитизации, сменившейся во времени интенсивной мусковитизацией, хлоритизацией и окварцеванием.

Молибденит приурочен преимущественно к зонам перекристаллизации кварца, трещинкам и зальбандам жил. Время его кристаллизации определяется как более позднее по сравнению с шеелитом, пиритом, касситеритом, но более раннее по сравнению с айкинитом. Основная масса халькопирита выделилась позже молибденита, так как

халькопирит выполняет трещинки в кристаллах молибденита и цементирует их обломки. Удельный вес молибденита – 4.96 г/см³. Для аксессуарных примесей характерно повышенное содержание Pb, Si, Cu и Ag. Пластинки молибденита интенсивно деформированы без нарушения сплошности: изогнуты, гофрированы, часто свернуты в трубочки вокруг кристаллов пирита или кварца. В отдельных скоплениях кристаллы изогнуты в одном направлении, указывающем на направление тектонических подвижек. Гипергенные изменения характеризуются замещением молибденита молибдитом и кёхлинитом, последний образует псевдоморфозы по молибдениту.

Шеелит является одним из наиболее распространенных минералов месторождения и характеризуется разнообразием форм выделения. Наиболее часто он образует неправильной формы гнезда в жильном кварце, реже встречается в виде отдельных кристаллов. Во вмещающих породах шеелит находится в виде мелкозернистой вкрапленности и налетов по стенкам трещин. Основная масса шеелита представлена продуктами замещения вольфрамита. Широкое развитие псевдоморфоз шеелита по вольфрамиту свидетельствует о том, что на ранних стадиях основная масса вольфрама кристаллизовалась в виде вольфрамита. Шеелит кристаллизовался несколько позже берилла, апатита, рутила, но раньше основной массы сульфидов, которые его обрастают. В кристаллах шеелита содержатся включения кварца, мусковита, хлорита. Шеелит характеризуется низкими содержаниями молибдена, что свидетельствует о поступлении W и Mo в разные стадии формирования месторождения.

На месторождении широко проявлены процессы гидротермального изменения пород, выразившиеся в окварцевании и мусковитизации. Наиболее сильно измененными породами являются слюдистые сланцы, развитые по кварц-хлоритовым сланцам и порфиловым риолитам. В слюдистые сланцы, образовавшиеся за счет кварц-хлоритовых сланцев в результате метасоматических процессов, привносятся Ti, Al, Fe³⁺, Mn, Na, K, P, выносятся Si, Fe²⁺, Mg, Ca, CO₂, причем для них характерно преобладание выноса над привносом. Состав аксессуарных минералов почти не изменяется, несколько варьирует лишь их содержание. В измененных сланцах незначительно увеличивается содержание молибденита, пирита, шеелита, апатита, появляются айкинит, турмалин. Для слюдистых сланцев, образовавшихся за счет порфировых риолитов, характерен привнос Ti, Al, Mn, Ca и вынос Si, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Na, K, P, CO₂ с общим преобладанием выноса. Состав аксессуарных минералов также сходен с составом их в исходных породах; несколько уменьшается содержание рудных минералов, циркона, апатита. К ореолу слюдистых сланцев примыкает зона измененных (окварцеванных и мусковитизированных) порфировых риолитов, являющаяся внешней зоной метасоматической колонки. К ней приурочена основная

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и содержание аксессуарных элементов (г/т) в породах и метасоматитах Торговского месторождения [20]

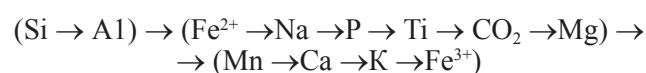
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	62.71	60.36	75.52	52.22	52.78	75.96	75.97	75.15	76.39
TiO ₂	0.76	1.17	0.25	0.49	0.06	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	14.20	15.40	12.69	24.43	23.43	11.67	11.94	12.34	11.74
Fe ₂ O ₃	0.70	3.57	1.23	3.94	3.84	2.15	1.32	1.25	1.36
FeO	5.33	5.34	0.63	0.98	1.29	0.78	0.68	0.95	0.54
MnO	0.14	0.15	0.02	0.08	0.05	Сл.	0.01	Сл.	0.02
MgO	6.67	4.12	0.15	2.55	2.20	1.09	0.62	0.41	0.72
CaO	0.88	0.36	1.73	0.11	0.16	0.16	0.22	0.31	0.17
Na ₂ O	3.19	3.58	0.16	0.27	0.23	0.45	1.13	1.60	0.90
K ₂ O	1.01	2.80	4.88	9.54	10.99	4.84	6.25	6.59	6.12
H ₂ O ⁻	0.14	0.42	0.32	0.46	0.22	0.14	0.16	0.04	0.22
H ₂ O ⁺	0.50	2.40	1.02	3.48	3.19	1.50	0.91	0.28	0.23
CO ₂	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	0.004	0.003	0.01
P ₂ O ₅	0.26	0.29	0.01	0.26	Сл.	—	0.08	—	0.12
П.п.п.	4.26	3.50	2.32	4.42	4.09	2.36	1.50	1.14	1.68
Σ	100.11	100.35	99.57	99.03	99.12	99.48	99.76	99.74	99.76
W	Сл.	5	Сл.	150	20	10	20	5	30
Mo	—	—	Сл.	100	500	1000	20	—	25
Be	8	3	10	20	20	10	7	3	9
Sc	5	10	—	20	10	—	3	—	Сл.
Pb	15	30	Сл.	300	100	300	10	Сл.	15
Ga	5	10	Сл.	180	100	10	3	Сл.	5
Bi	1	—	50	20	Сл.	300	5	5	5
V	35	100	10	20	30	10	10	Сл.	10
Cu	45	10	10	70	50	30	20	10	260
Ag	Сл.	—	1	Сл.	—	Сл.	Сл.	Сл.	1
Zn	50	50	—	Сл.	Сл.	—	—	—	—
Zr	290	50	100	700	700	400	170	100	200
Ba	250	300	500	1000	1000	500	500	500	500
Y	65	50	50	30	100	50	65	100	75
Sn	Сл.	—	40	300	400	100	3	—	5

Примечание. 1 – кварц-хлоритовый сланец (2 ан.), 2 – кварц-хлорит-слюдавый сланец (1 ан.), 3 – кварцево-слюдавый сланец (1 ан.), 4, 5 – оторочка кварцевой жилы (по 1 ан.), 6 – штокверковая зона в порфиловом риолите (1 ан.), 7 – порфиловый риолит (3 ан.), 8 – слабоизмененный порфиловый риолит (1 ан.), 9 – сильно измененный порфиловый риолит (2 ан.).

масса кварцевых жил с рудной минерализацией. В процессе переработки порфиловых риолитов привносятся Si, Mn, Mg, P, выносятся, мигрируя в другие зоны, Al, Mn, P, выносятся за пределы месторождения – K, Na, Mg. Однако количество мигрирующих веществ невелико. Весьма характерен привнос большого количества аксессуарных рудных элементов: W, Mo, Be, Sc, Pb, Ga, V, Ag, Cu, Zr, Sn (табл. 2). Образование кварцевых штокверковых зон, представляющих собой густое переплетение тонких кварцевых метасоматических прожилков с рудной минерализацией, сопровождалось выносом Al, Ca, K, Na, CO₂ и привносом Si, Mo, Be, Pb, Ga, Bi, Cu, Zr, Sn. Марганец и фосфор перемещались во вмещающие материнские породы, железо поступало за счет переработки порфиловых риолитов. Резко выраженным метасоматическим процессом

является процесс образования кварц-мусковит-биотит-хлоритовых оторочек в зальбандах рудных жил. В общем этот процесс в разных типах жил характеризуется привносом Ti, Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mn, Mg, K, P, аксессуарных W, Mo, Be, Sc, Pb, Ga, V, Cu, Zr, Ba, Sn и выносом Si, Ca, Na, CO₂ во внутренние части жил, во вмещающие породы, в растворы. Процесс во всех случаях идет с понижением внутренней энергии.

Обобщенный ряд подвижности элементов в процессе формирования месторождения имеет вид [20]:



Здесь в левой части ряда стоят слабоподвижные элементы, перераспределение которых не превыша-

ет 20% от исходных их масс (Si, Al), в средней – подвижные компоненты с 20–100-процентным перераспределением масс, в правой – весьма подвижные, массы которых изменены более чем на 100% по сравнению с исходными. Общая динамика миграции вещества на месторождении в процессе его формирования указывает на преимущественное развитие кислотного выщелачивания, характерного для процесса грейзенизации.

Возраст оруденения, определенный калий-аргоновым методом по мусковитам дает интервал от 318 ± 10 до 264 ± 8 млн. лет. Однако если учесть, что руды и метасоматиты претерпели интенсивные метаморфические преобразования (рассланцевание), то вероятнее всего, полученные значения абсолютного возраста отражают время проявления метаморфических процессов. Геологический возраст оруденения определяется как $\text{C}_3\text{--O}$ [5].

Месторождения редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации позднепалеозойской металлогенической эпохи развиты в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба (мегазоны), Восточно-Уральского поднятия (мегазоны), Восточно-Уральского прогиба (мегазоны), Зауральского поднятия (мегазоны) и приурочены к блокам земной коры, характеризующимся следующими значениями параметров физический полей: поле силы тяжести – от -38 до $+22$ мм/с²; мощность коры – 46–60 км; основность коры – 1.9–2.2 г/см³; напряженность магнитного поля – от -2 до $+3$ мЭ; плотность коры – 2.84–2.89 г/см³; стратизогипсы поверхности базальтового слоя – от -25 до -12.5 км.

Наиболее значительная зона развития редкометалльно-вольфрамовых грейзеновых месторождений представлена Боевско-Биктимировским рудным районом, исследованию которого посвящены работы А.И. Грабежева, Т.Н. Ионовой, В.И. Калугина, А.В. Коровко, Г.Н. Кузовкова, Л.Н. Овчинникова, П.К. Олерского, Р.С. Олерской, П.В. Покровского, Б.А. Попова, К.А. Поташко, М.С. Рапопорта, Д.В. Рундквиста, Е.П. Щулькина и др. В районе известно около 30 редкометалльно-вольфрамовых (Юго-Коневское, Пороховское, Ново-Боевское, Пьянковское, Карасьевское, Боевское, Игишанское и др.) месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации. Все они ассоциируют с небольшими массивами лейкократовых гранитоидов юго-коневского комплекса, принадлежащих позднепалеозойской коллизионной гранитной формации. Преобладающая часть рудных объектов приурочена к Коневско-Карасьевскому блоку Восточно-Уральского поднятия (мегазоны). Пространственное размещение оруденения контролируется зонами разломов среди вулканогенных и осадочных образований нижнесилурийской межевской толщи и нижнекаменноугольной бекленищевской свиты. Месторождения и рудопроявления занимают разное положение по отношению к массивам гра-

нитов. Так, Карасьевское месторождение находится непосредственно в одноименном массиве, Пьянковское – в апофизе массива, Юго-Коневское и Игишанское месторождения приурочены к гранитам Юго-Коневской интрузии, Боевское и Ново-Боевское залегают над слепыми гребневидными куполами Мыльниковского и Боевского гранитных тел. Остальные месторождения и проявления находятся над глубоко залегающими гранитами.

Месторождения обладают различным набором рудных минералов: Пороховское и Юго-Коневское месторождения являются молибденит-гюбнеритовыми, Карасьевское и Боевское содержат берилл-гюбнеритовую минерализацию. В последнем вольфрамоносные кварцевые жилы пересекают флюорит-мусковитовые метасоматиты с бериллиевым оруденением одноименного бериллиевого месторождения. Всем месторождениям свойственна малостадийность минералообразования (не более 2–4 стадий) и преимущественно жильный характер минерализации. Жилы месторождений имеют небольшие размеры, не выдержаны по мощности и простиранию, содержат линзы рассланцованных вмещающих пород, часто сложно ветвятся [15, 16]. Большая часть минералов (вольфрамит (гюбнерит), флюорит, шеелит, мусковит, пирит и др.) располагается в жилах в виде прожилков, тонких примазок, неправильных обособлений и кристаллов вдоль трещин, секущих основную массу молочно-белого сливистого кварца. Распределение их неравномерное: в одних случаях они развиты преимущественно вдоль зальбандов жил, в других – образуют скопления в местах пережимов или выклиниваний.

В пределах рудного района почти все известные редкометалльно-вольфрамовые месторождения находятся в местах пересечения рудоконтролирующих субмеридиональных разрывных нарушений – близширотными, либо в непосредственной близости от мест их пересечения. Для Боевского, Ново-Боевского, Пьянковского и, в меньшей степени, Юго-Коневского, Северо-Пороховского и Биктимировского месторождений характерна широтная ориентировка вольфрамоносных кварцевых жил. Кроме того, в пределах рудных полей Боевского, Юго-Коневского и Пороховского месторождений установлено широкое развитие сдвиговых нарушений по субширотным плоскостям.

Для редкометалльно-вольфрамовых грейзеновых месторождений Боевско-Биктимировского рудного района характерно залегание среди пород разного состава и возраста, разные геологоструктурные условия образования, различная удаленность от гранитных тел, разнообразная морфология рудных жил, наличие минералов-спутников продуктивной редкометалльно-вольфрамовой минерализации (молибденит, висмутин, сульфиды халькофильных элементов и железа) [11]. Вышеотмеченные особенности свидетель-

Таблица 3. Основные характеристики некоторых месторождений и рудопроявлений редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации Бовеско-Биктимировского рудного района

Объекты	Вмещающие породы	Метасоматическая фация	Параметры жил				Минеральный состав		Содержание полезных компонентов, %
			Количество жил	Длина, м	Мощность, м	Простираение	Рудные	Нерудные	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пьянковское	Пьянковский гранитный массив. Амфиболиты, амфиболовые сланцы	Кварц-мусковитовая	200	Нет данных	0.02–0.60	280–300°, субширотное, меридиональное	Берилл, гюбнерит, шеелит	Кварц, мусковит	BeO – 0.05–0.25, WO ₃ – 0.17
Юго-Коневское	Восточная периферическая часть Юго-Коневского массива	Кварц-флюорит-мусковитовая	25	Более 100 n × 10 Менее 100	До 1.5; средняя – 0.15–0.20	300–310° Широтное Меридиональное	Вольфрамит, шеелит, берилл, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, молибденит	Кварц, флюорит, мусковит	BeO – 0.005–0.097, WO ₃ – 0.22–0.99, Mo – 0.003–0.03
			90		0.03–0.10				
			Большое		0.15–0.20				
Игишанское	Восточный эндоконтакт Игишанского гранитного массива	Флюорит-мусковит-кварцевая	200	50–100	Раздвиги до 1.0	Широтное	Пирит, берилл, молибденит, вольфрамит, халькопирит, галенит, висмутин	Кварц, мусковит, флюорит	BeO – 0.117, WO ₃ – 0.065
Карасьевское	Эндоконтакт биотитовых гранитов	Кварц-мусковитовая	200			210–225°, субширотное	Вольфрамит	Кварц, мусковит	Нет данных
Пороховское	Туфы пироксеновых и пироксен-плагноклазовых порфировых базальтов, известняки	Флюорит-кварц-мусковитовая, кварц-серпентиновая, кварц-флюоритовая	>40	200–250, до 300	0.15–0.35	150–170°	Вольфрамит, шеелит, пирит, сфалерит, молибденит, висмутин, галенит, берилл	Кварц, мусковит, кальцит, флюорит	Нет данных
		Эпидот-гранатовая (скарновая фация)	Зона скарнов по простиранию не выдержана, средняя мощность 25–30 м				Молибденит, шеелит, пирит, берилл и др.	Кальцит, кварц, флюорит	Нет данных

Таблица 3. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Биктимировское	Плагноклазовые порфириновые породы основного состава и их туфы	Мусковит-кварцевая	Система прожилков	100–150	0.15–0.20	40–70°	Пирит, вольфрамит, шешлит, халькопирит, висмутин, берилл	Кварц, мусковит	BeO – 0.02–0.04 WO ₃ – до 1.05
Боевское	Амфиболиты, габбро-диабазы, биотит-альбитовые сланцы, углстые, глинистые, карбонатно-углстые глинистые сланцы	Флюорит-мусковитовая. Мусковитовая	90 225	Протяженные Непротяженные	Восточная залежь (3 рудных тела) протяженностью 1100 м, при средней мощности 30 м Западная залежь (2 рудных тела) протяженностью 10 м, при средней мощности 10 м Общее простираение 40°	Широтное – 70–80°	Вольфрамит, берилл, пирит, пирротин, шешлит, фернакит, шешлит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит	Кварц, флюорит	BeO – 0.12; WO ₃ – 0.065
		Флюорит-мусковитовая					Флюорит, мусковит, кварц, апатит, микролин, альбит, кальцит		BeO – 0.03–1.0 Флюорит – 12.0–43.7

ствуют о том, что формирование редкометалльно-вольфрамовых месторождений в районе происходило на разных глубинах, в разных по составу, физико-химическим и физико-механическим свойствам горных породах. Благодаря этому, каждое месторождение обладает своими специфическими особенностями. По глубине формирования М.С. Рапопорт [14] выделяет две группы месторождений. Первая (2.5–4 км) включает месторождения (Пороховское и др.), находящиеся в породах кровли. Во вторую (4–5 км) входят месторождения, локализованные в массивах. Генетическая связь группы массивов гранитов и месторождений подчеркивается их единой геохимической спецификой [1].

Собственно грейзены Боевско-Биктимировского рудного района, по [1, 4, 17], наблюдаются в основном в экзоконтактах жил и представлены тремя фациями: мусковит-полевошпатовой, мусковитовой и мусковит-флюоритовой. Мусковит-полевошпатовые метасоматиты развиваются в массивах гранитов и обладают признаками фациальной самостоятельности. В породах основного состава и известняках формируются мусковитовые, флюорит-мусковитовые метасоматиты. На Боевском месторождении флюорит-мусковитовые метасоматиты слагают самостоятельные рудные залежи. На других месторождениях флюорит-мусковитовые метасоматиты образуют оторочки около жил и трещин мощностью от 0.01 до 1.5 м (обычно 3–15 см). Мощность и состав оторочек не зависят от состава и мощности самих жил. По биотитовым гранитам Юго-Коневского, Коневского, Карасьевского, Пьянковского, Игишанского месторождений развиваются метасоматические колонки с внутренними зонами состава: микролин + альбит + мусковит; микролин + мусковит или альбит + мусковит. На Юго-Коневском месторождении биотитовые граниты иногда подвергаются почти полной мусковитизации. Краткое описание некоторых характерных рудных объектов района приводится в табл. 3.

По данным абсолютного возраста продуктивные гранитные массивы и проявления редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации древнее месторождений вольфрам-молибденовой грейзеновой формации. Модальное значение на графике распределения абсолютного возраста отвечает 260–270 млн. лет [1].

Формирование мусковит-полевошпатовых метасоматитов происходило в условиях поступления в зону преобразования гранитов калия, алюминия, серы и фтора и выносе кремния, при двойственном поведении натрия и сохранении кальция и железа примерно на уровне исходных пород. Этот процесс осуществлялся при несколько повышенной щелочности грейзенизирующих растворов (pH = 5.2) и вероятных температурах 350–500°C [11]. По данным [1] температура образования мусковит-микроклиновых и мусковит-микролин-альбитовых

Таблица 4. Сравнительная характеристика месторождений редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации Урала

Параметры	Месторождения раннепалеозойской металлогенической эпохи	Месторождения позднепалеозойской металлогенической эпохи
Геодинамический режим	Рифтовый	Коллизионный
Структуры I порядка	Центрально-Уральское поднятие (мегазона)	Тагильско-Магнитогорский прогиб (мегазона), Восточно-Уральское поднятие, (мегазона), Восточно - Уральский прогиб (мегазона), Зауральское поднятие (мегазона)
Структуры II порядка	Мегантиклинории (мегаблоки) – 100%	Мегантиклинории (мегаблоки) – 36%
Структуры III порядка	Антиклинории – 100%	Мегасинклинии (мегаблоки) – 64%
Структуры более высоких порядков	Синклинальные структуры, системы тектонических нарушений	Антиклинории – 52,2% Синклинории – 47,8% Антиклинальные структуры, системы тектонических нарушений
Региональные физические поля: Поле силы тяжести, $n \times 10^{-2} \text{ мм/с}^2$ Мощность коры, км Основность коры, г/см ³ Напряженность магнитного поля, мЭ Плотность коры, г/см ³ Стратоизогипсы поверхности базальтового слоя, км Продуктивная магматическая формация Геологический возраст гранитов Геохимическая специализация гранитов Фации глубинности гранитов Положение оруденения относительно интрузивных пород Морфологический тип рудных тел	1–10 57,0–57,5 2,0–2,1 –3 ÷ +0,1 2,87–2,89 –20 Граносиенит-габбро-гранитная C ₃ –O Sc, Sn, Y, Be, Pb, Zr, Cu, Nb Гипабиссальные Зоны экзоконтактов гранитов, реже эндоконтактовые зоны Жильный, прожилково-вкрапленный Берилл-шеелитовая, касситерит-пиритовая, молибденит-халькопиритовая, айкинитовая Шеелит, вольфрамит, берилл, пирит, молибденит, халькопирит, пирротин, касситерит, галенит, тетраэдрит, айкинит, сфалерит, барит, монацит, алланит, апатит, титанит, рутил, гематит, магнетит W, Bi, Mo, Sn, Be, Y, La, Cu 4,7 Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации → автометасоматическая альбитизация → метасоматиты грейзеновой формации → дислокационный метаморфизм	–38 ÷ +22 46–60 1,9–2,2 –2 ÷ +3 2,84–2,89 –25 ÷ –12,5 Гранитная C ₃ –P Mo, Pb, Be Мезо-гипабиссальные Зоны эндоконтактов гранитов, зоны экзоконтактов гранитов Жильный, прожилковый, прожилково-вкрапленный, штоковерковый Берилл-гюбнеритовая, молибденит-вольфрамитовая, вольфрамитовая Пирит, вольфрамит, шеелит, халькопирит, берилл, висмутин, молибденит, сфалерит, галенит, касситерит, арсенопирит, блеклая руда, гюбнерит, кубанит W, Be, Bi, Sn, Mo, Pb 5–60 Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации → автометасоматоз → метасоматиты грейзеновой формации → ископационный метаморфизм
Геохимический спектр руд Отношение вольфрама к молибдену в рудах Положение оруденения в обобщенной полиформационной метасоматической зональности	Кварц-мусковитовая, мусковит-полевошпатовая Грейзеновая (+) K, Al, Fe, F, ±Si, (–) Na, ±Si W, Bi, Mo, Sn, Be, Y, La, Cu Торговое, Малопапское и др.	Мусковит-полевошпатовая, мусковитовая, мусковит-флюоритовая Грейзеновая (+) K, Al, Fe, F, ±Si, (–) Na ±Si F, Be, Rb, Cs, Sn, W, Mo, Pb Пьянковское, Юго-Коневское, Игишанское и др.
Околорудная метасоматическая формация Метасоматическая фация грейзеновой формации Миграция вещества при метасоматозе: привнос (+), вынос(–) Геохимическая специализация метасоматитов Примеры месторождений		

метасоматитов по двуполевошпатовому геотермометру составляла 350–450°C, по парагонитовому геотермометру – 330–370°C. Температура образования мусковит-флюоритовых и мусковитовых метасоматитов по парагонитовому геотермометру составляла 320–350°C [1]. Геохимическая специализация метасоматитов обусловлена повышенными концентрациями **F, Be, Rb, Cs, Sn, W, Mo** и некоторых других элементов [3].

Редкометалльно-вольфрамовые грейзеновые месторождения Урала, сформировавшиеся в различные металлогенические эпохи, характеризуются рядом общих признаков, но в то же время имеют и определенные отличия. Все без исключения месторождения контролируются зонами тектонических нарушений, имеющих различное физическое выражение: зоны дробления, брекчирования, повышенной удельной трещиноватости, катаклаза, милонитизации. Минерализация развита в апикальных частях мезо- и гипабиссальных гранитных массивов и расположена в их эндо- и экзоконтактах. Гранитные массивы, с которыми генетически связана рудная минерализация, специализированы на свинец и бериллий. Сопряженные с рудами метасоматиты принадлежат к грейзеновой формации околорудных метасоматитов. Грейзены занимают вполне определенное положение в региональной полиформационной зональности. Процесс грейзенизации на месторождениях начинается с ранней щелочной стадии (кварц-полевошпатовая фация) и завершается жиллообразованием и рудоотложением. Основными рудными минералами на всех месторождениях являются шеелит, вольфрамит, берилл. Руды характеризуются близкими геохимическими спектрами.

В зависимости от физико-химических условий образования, уровня эрозионного среза, состава исходных пород, подвергшихся метасоматическому преобразованию, выделяются различные метасоматические и рудные фации (минеральные типы), которые и определяют отличия месторождений, сформировавшихся в различные металлогенические эпохи (табл. 4).

Редкометалльно-вольфрамовые грейзеновые месторождения раннепалеозойской металлогенической эпохи обладают следующими отличительными признаками: 1) оруденение формировалось в условиях рифтогенеза; 2) все месторождения расположены только в пределах Полярно-Уральского и Ляпинско-Кутимского мегаблоков (мегантиклинориев) Центрально-Уральской мегазоны (поднятия); 3) рудная минерализация развита в связи с проявлением магматизма граносиенит-габбро-гранитной формации; 4) ведущим морфологическим типом оруденения является жильный тип, в меньшей степени – вкрапленный и прожилковый; 5) сравнительно низкие значения вольфрам-молибденового отношения в рудах; 6) основная масса рудной минерализации приурочена к экзоконтактам гранитоидов.

Для редкометалльно-вольфрамовых грейзеновых месторождений позднепалеозойской металлогенической эпохи характерно: 1) более широкое площадное развитие (Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие); 2) блоки земной коры, к которым приурочена рудная минерализация, характеризуются вариациями параметров физических полей; 3) оруденение развито в связи с магматизмом гранитной формации коллизионного геодинамического режима; 4) обычно гранитоиды специализированы на молибден, свинец, бериллий; 5) рудная минерализация развита как в эндоконтактных частях гранитных массивов, так и в их экзоконтактах; 6) примерно равное развитие в антиклинорных и синклинорных структурах третьего порядка; 7) рудные тела характеризуются жильным, вкрапленным, прожилковым, прожилково-вкрапленным и штокерковым типами; 8) среди руд выделяются берилл-гюбнеритовый, молибденит-вольфрамитовый и вольфрамитовый минеральные типы (фации); 9) рудам свойственны широкие вариации вольфрам-молибденового отношения; 10) околорудные грейзены специализированы на фтор, бериллий, рубидий, цезий, олово, вольфрам, молибден, свинец; 11) на месторождениях достаточно широко проявлена флюоритовая минерализация, что позволит извлекать флюорит в отдельный концентрат при разработке месторождений. Несмотря на отмеченные особенности месторождений различных металлогенических эпох, их объединяет целый ряд признаков (связь с магматизмом, металлогеническая и геохимическая специализация, минеральный состав руд и метасоматитов, морфология рудных тел, тип метасоматического преобразования пород), позволяющих относить их к редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Редкометалльные пегматиты развиты в экзоконтактных зонах крупных батолитов позднепалеозойских гранитов Восточно-Уральского поднятия (мегазоны) и приурочены к блокам земной коры, характеризующимися вариациями параметров физических полей. Площадь их развития протягивается на 600 км от Гавевского массива на севере до Адамовского – на юге. Пегматитовые жилы представлены микроклиновыми, микроклин-альбитовыми и альбитовыми разностями, образующими обособленные поля-скопления площадью от нескольких до 10 км². В них содержатся берилл, колумбит-танталит, гранат, ганит, флюорит, реже – топаз. Колумбит-танталитовые руды в основном бедные (Ta₂O₅ – от 1 до десятков г/т). Концентрации бериллия обычно не превышают 0.04%, но в то же время берилл в большинстве жил крупно- и гигантокристаллический, следовательно, рудоразборный.

Редкометалльные пегматиты представлены жилами протяженностью от десятков метров до пер-

вых километров, при мощности от десятков сантиметров до десятков метров. Форма жил обычно сложная с многочисленными раздувами, пережимами, разветвлениями. Наиболее высокие содержания Ta и Nb свойственны альбитовым пегматитам, характеризующимся более высокой степенью дифференциации и метасоматической проработки.

Хорошо изученными являются камнесамоцветные пегматиты, содержащие разноцветные топазы, аквамарин, воробьевит, полихромный турмалин, кристаллы кварца, мориона, полевого шпата. Среди редкометалльных и камнесамоцветных пегматитов Урала особое место занимают амазонитовые пегматиты Ильменских гор с богатой и разнообразной минералогией. В них сочетаются черты камнесамоцветных и редкометалльных полнодифференцированных пегматитов. Единичные жилы амазонитовых пегматитов известны в районе Вишневых гор. Изучением пегматитов Урала в разное время занимались М.Б. Аринштейн, Г.Н. Вертушков, К.А. Власов, А.И. Грабежев, Н.А. Григорьев, П.В. Еремеев, Л.В. Еселевич, М.А. Зубов, А.В. Каткалов, И.С. Коган, Н.И. Кокшаров, А.Ф. Ласковенков, Б.К. Львов, И.Н. Мамаев, А.А. Машаров, С.И. Мормил, П.К. Олерский, Н.И. Петрова, А.К. Подногин, М.С. Рапопорт, Н.В. Савеня, А.В. Самсонов, Н.С. Сергеев, В.И. Скобелкин, Н.А. Солодов, А.С. Таланцев, А.Е. Ферсман, Н.Е. Чистяков, А.И. Шерстюк, Н.А. Юринский и др.

Рассмотрим геологическое строение редкометалльных пегматитов и положение в них молибденовой минерализации на примере Адуйского пегматитового поля.

Адуйское пегматитовое рудное поле приурочено к восточной и южной экзоконтактным зонам Адуйского гранитного массива. На востоке поле протягивается между Адуйским и Малышевским гранитными массивами, а на юге – между Адуйским гранитным и Каменским диорит-гранодиоритовым массивами. Каменский, Адуйский и более северный Мурзинский массивы слагают Мурзинско-Адуйский антиклинорий. Малышевский гранитный массив приурочен к Сусанской зоне долгоживущих глубинных разломов. С ним пространственно и генетически связаны Южно-Шамейское месторождение Mo и Партизанское рудопроявление Mo и W. Пегматиты Адуйского рудного поля образовались в позднем палеозое в толщах рифейского сланцевого обрамления и палеозойских вулканогенно-осадочных и интрузивных пород Режевской структуры над погружающейся на восток кровлей Адуйского гранитного массива. Совместно с берилл-изумрудным оруденением они составляют единую рудоносную зону, прослеживающуюся далее на север и юг. Большая часть Адуйского массива (центральная и восточная) сложена собственно биотитовыми гранитами адуйского комплекса, возраст которых, по данным K-Ar и изохронного

Rb-Sr методов, 245–260 млн. лет. По минеральному и химическому составу граниты адуйского комплекса аналогичны водным сиалическим гранитам главных фаз крупных гранитоидных плутонов Урала. В западной, наиболее глубинной части батолита массивные граниты через гнейсовидные разности и мигматиты со скиалитами образуют постепенные переходы к метаморфическому субстрату, а в восточном и южном контактах массива – имеют интрузивные границы и оказывают метаморфизирующее воздействие на вмещающие породы. С гранитами связаны жилы аплитов и пегматитов, широко распространенные в апикальной части массива, в восточном и южном экзоконтактах.

Адуйское рудное поле включает серию пучков-свит сближенных пегматитовых тел в зонах восточного и южного экзоконтактов Адуйского гранитного массива. В восточном экзоконтакте массива поле протягивается в субмеридиональном направлении на 18 км при ширине 0.5–1.5 км. В пределах поля установлено несколько сот пегматитовых жил, объединенных в 11 пучков. Расстояние между соседними пучками от 0.5 до 2 км. По данным [12], пучки пегматитовых жил формируются в участках сопряжения зон разломов СЗ, субмеридионального и субширотного направлений. Степень дифференциации пегматитов, их полевошпатовый состав, интенсивность метасоматических изменений и насыщенность редкими металлами коррелируются с удалением пегматитов от кровли массива.

В эндоконтактах гранитного массива залегают фациальные и фазовые пегматиты, для которых характерны: согласное и секущее залегание; мощность десятки сантиметров–первые метры; блочность; преобладание пегматоидных и графических зон; недифференцированность; преобладание микроклина; альбит-олигоклазовый состав плагиоклаза (№ 8–15); слабая степень альбитизации, мусковитизации (грейзенизации) и убогая редкометалльная минерализация. Слюды в пегматитах представлены биотитом и замещающим его мусковитом. По составу и количеству аксессуарных минералов эндоконтактовые пегматиты близки пегматоидным гранитам этой зоны. Типоморфные аксессуарные минералы (г/т): гранат – в среднем 3610; апатит – 570; монацит – 46; ксенотим – 24; циртолит – 50; колумбит – 3; молибденит, турмалин, муассанит – от ед. зн. до 5 [11]. В ЮВ части гранитного массива пегматиты слабо альбитизированы и в них увеличиваются содержания граната, колумбита (до 30 г/т, в среднем 14 г/т), ганита, сульфидов, появляется флюорит и уменьшаются содержания монацита, ксенотима, циртолита. В участках альбитизации происходит резкое обогащение колумбитом (до 120 г/т) и ганитом (до 40 г/т). Пегматиты образуют жилы в сотни метров длиной и десятки метров мощностью. В северной части Каменского диорит-гранодиоритового массива находятся

мелкие жилы (мощность от 20–30 см до первых метров) олигоклаз-калишпатовых пегматитов, подобных вышеописанным по составу и строению, но с более интенсивным развитием позднего пластинчатого альбита и кварц-мусковитовых прожилков. В пегматитах заметно выше содержание колумбита (в среднем 90 г/т), берилла (до 300 г/т), граната и появляется пироксид (до 15 г/т).

В средней части экзоконтактной зоны Адуйского массива расположены слабо дифференцированные, нередко линейно дифференцированные пегматиты, характеризующиеся преобладанием микроклина, наличием первичного плагиоклаза альбитового состава, более интенсивным проявлением процессов метасоматического изменения и накопления редких металлов. Эти пегматиты слагают серии жил, параллельных контактам Адуйского массива, часто с апофизами и разветвлениями, протяженностью в сотни метров и до десятков метров мощностью. Для пегматитов характерны полосчатые, линзовидные, струйчатые текстуры. В пегматитах выделяются беспорядочно расположенные аплитовая, графическая, пегматоидная и блоковая зоны. Наиболее четко выражена аплитовая ассоциация, составляющая 10–15% объема тел. В пегматитах этого типа меньше монацита, ксенотима, но больше граната (3–4 кг/т), апатита (0.9–2.0 кг/т), циртолита (85–120 г/т), ганита, флюорита, пирита; присутствуют берилл, турмалин, торит, уранинит, муассанит, иногда висмутин, лепидолит. Содержание колумбита – 20–150 г/т; очень редко встречается уран-пироксид [11].

Максимально дифференцированные зональные пегматиты с преобладанием первичного альбита над микроклином, с интенсивно проявленным метасоматозом и наиболее высокими содержаниями редких металлов концентрируются в краевых восточных частях пучков, наиболее удаленных от гранитного массива. Пегматиты образуют параллельные и перпендикулярные контактам гранитного массива сложные ветвящиеся жилы. Аплитовая (кварц-альбитовая с микроклином и мелким рассеянным гранатом) ассоциация слагает краевые части тел, занимая 10–30% объема пегматитов. Пегматоидная (разнозернистая до крупноблоковой кварц-микроклин-альбитовая) ассоциация составляет 40–50% объема. Она приурочена к центральному и висячим частям жил и нередко окаймляется графическим пегматитом. Кварц-мусковитовый парагенезис с флюоритом (грейзеновая ассоциация) и молибденитом слагает отдельные гнезда и прожилки. Альбит составляет более 50% объема тел пегматитов и является как первичным, так и вторичным. В альбитизированных участках фиксируются самые высокие содержания Та. Дифференцированные пегматиты наиболее богаты танталит-колумбитом, гранатом, апатитом, циртолитом, бериллом, ганитом, флюоритом, сульфидами, турмалином. В них часто присутствуют пироксид, самарскит, фергусонит, эвксенит, иногда встречаются топаз, лепидолит, розовый

мусковит, рутил, ильменит. В наименее измененных пегматитах танталит-колумбит составляет 70–290 г/т; в интенсивно альбитизированных – 120–540 г/т.

Среди пучков дифференцированных пегматитовых жил восточного экзоконтакта, по данным А.Ф. Ласковенкова, выделяется два структурно-морфологических типа. Жилы в пучках первого типа простираются в субширотном направлении, поперек контакта гранитного массива (Квартальное, Полуденское месторождения). Они обладают значительной мощностью, наиболее сложной морфологией и имеют крутые углы падения. Ко второму типу пучков принадлежат жилы, вытянутые вдоль контакта гранитного массива и в общем согласные с простираемостью вмещающих пород (Липовый Лог, Участки 293, 7 и др.). Жилы имеют пластовую и линзовидную форму с апофизами. Падение жил относительно пологое и всегда в сторону от массива гранитов. Среди пучков второго типа встречаются жилы сложной формы, подобные жилам пучков первого типа. Характеристика некоторых пегматитовых месторождений приведена в табл. 5.

ФОРМАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ

Проблема карбонатитов и их рудоносности освещена в ряде обобщающих работ и в многочисленных статьях. Жильный тип карбонатитов, связанных с щелочными комплексами, установлен на Урале достаточно давно. Они выявлены в щелочной провинции Ильменских–Вишневых гор (месторождения: Потанинское, Булдымское, Светлоозерское, Вишневогорское и др.) и на западном склоне Урала (месторождение “Сибирка”) в различных геологических позициях. Впервые кальцитовые карбонатиты апикальной и экзоконтактовой частей Вишневогорского миазитового массива и в фенитовом ореоле интрузива описаны А.Г. Жабиным, позднее детально исследованы им же, а также Е.М. Еськова, и Г.Н. Мухитдиновым, а флогопит-доломит-кальцитовые и доломитовые карбонатиты вмещающих толщ вишневогорского комплекса и ультрабазитов охарактеризованы Н.В. Свяжиным [18].

Ильмено-вишневогорский щелочно-карбонатитовый комплекс, протяженностью с севера на юг около 150 км при максимальной ширине 4–6 км, расположен в ядре крупного остаточного срединного массива и приурочен к субмеридиональному глубинному разлому в осевой зоне Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория (мегаблока). Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами докембрийского возраста, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. По геологическим условиям образования, соотношению с интрузивными щелочными породами и месту в истории формирования щелочного комплекса установлены два главных типа карбона-

Таблица 5. Основные характеристики некоторых месторождений редкометалльных пегматитов (по материалам [11])

Параметры	Месторождения			
	Полуденское	Участок № 7	Квартальное	Красноармейское
Вмещающие породы	Диориты, кварциты, гнейсовидные граниты	Восточный экзоконтакт Адуйского массива, диориты	Микроамфиболиты, амфиболовые сланцы, диориты, тальк-хлоритовые сланцы, серпентиниты	Порфиروбластические амфиболовые сланцы с телами тальковых и хлорит-тальковых пород
Количество жил	30	23	7	8
Простирание	10–40°	Субмеридиональное	Субширотное	Субширотное
Длина, м	120–270	200–2300	100–200	50–200
Мощность, м	7–40	n–80	n × 10	10–30
Грейзеновый процесс	Проявлен интенсивно	Слабо проявлен	Проявлен широко	Слабо проявлен
Процесс альбитизации	Проявлен интенсивно	Проявлен умеренно	Проявлен интенсивно	Проявлен умеренно
Калишпат-альбитовый, дифференцированный умеренно альбитизированный Калишпат-альбитовый, дифференцированный интенсивно альбитизированный Существенно альбитовая порода	Содержания (г/т) молибденита (Мо) и флюорита (Фл) в разных типах пегматитов			
	Мо – не обнаружен Фл – 170	Нет данных	Нет данных	Нет данных
	Нет данных	Мо – не обнаружен Фл – 10	Нет данных	Нет данных
	Мо – 260–2295 Фл – 935–2720	Нет данных	Мо – 0–20 Фл – 5	Мо – не обнаружен Фл – не обнаружен
	Мо – 360 Фл – 2650	Нет данных	Нет данных	Мо – не обнаружен Фл – не обнаружен

титов: 1) карбонатно-силикатные и карбонатные породы корневых (мигматитовых) частей комплекса; 2) карбонатные породы апикальных частей интрузивных массивов. Породы карбонат-мигматитовой фации корней миаскитовых массивов слагают полосу шириной в несколько сот метров, протянувшуюся в субмеридиональном направлении почти на 100 км. Здесь сосредоточены большие массы карбонатных образований. Среди них по возрастным соотношениям, составу, формам залегания выделяют ранние карбонатно-силикатные породы (меланократовые карбонаты) и лейкократовые карбонатиты.

Ильмено-вишневогорский щелочно-карбонатный комплекс состоит из двух относительно крупных ((20–25) × 6 км) интрузивных массивов миаскитов, между которыми развиты щелочные метасоматиты и карбонатиты Центральной щелочной полосы [11]. Структура миаскит-карбонатитового комплекса погружается в северной части на север, а в южной – на юг, что позволяет считать Центральную щелочную полосу корнями этого комплекса. Кроме Центральной полосы, карбонатиты присутствуют на контактах Вишневогорского миаскитового массива и за его пределами в виде жил среди плагиогнейсов вишневогорской свиты и в массивах метагипербазитов буддынского комплекса. Абсолютный возраст миаскитов и карбонатитов – 440 млн. лет по изохронам Rb-Sr и U-Pb [13, 19]. Массивы сложены лепидомелановыми миаскитами главной фации и в подчиненном объеме амфиболовыми миаскитами и щелочными сиенитами (биотитовыми, амфиболовыми, корундовыми, мусковитовыми и др.) фации эндоконтактов.

Щелочные метасоматиты Центральной щелочной полосы по [11] составляют зональную серию (от периферии к центру): биотит-амфиболовые двуполевошпатовые кварцсодержащие мигматиты–амфиболовые двуполевошпатовые фениты–пироксеновые двуполевошпатовые фениты–пироксеновые однополевошпатовые антипертитовые фениты–антипертитовые полевошпатовые крупнозернистые породы с эгирин-салитом–то же, с магнетитом–то же, с биотитом–нефелинполевошпатовые мигматиты инъекционноанатектические и метасоматические полосчатые и пятнистые. В нефелин-полевошпатовых мигматитах находятся жилы автохтонных миаскитов. Мощность отдельных зон серии увеличивается в этой же последовательности. Общая направленность метасоматического процесса в серии – интенсивная десиликация при нарастании натровой щелочности. Внедрению карбонатитов предшествует интенсивный карбонатный метасоматоз-базификация, при котором по всем лейкократовым щелочным породам, пироксеновым фенитам и останцам амфиболитов образуются меланократовые карбонатно-силикатные породы. Последние составляют около 30–40% объема Центральной щелочной полосы и слагают линзы и пластообразные залежи,

образующие несколько обогащенных ими полос. В конечных зонах образуются полиминеральные меланократовые породы с биотитом (40–50%, железистость – 60%), эгирин-салитом, амфиболом. Светлые минералы представлены альбит-олигоклазом и кальцитом (30% в сумме), акцессорные минералы: сфен (4–14%), апатит, пирротин, магнетит.

Среди карбонатитов выделяются образования двух последовательных стадий. Карбонатиты первой стадии в виде отдельных жил находятся в основном в эндоконтакте Центральной полосы в Вишневых и Ильменских горах и в промежутке между ними. Цветной минерал карбонатитов – порфириовидный биотит с железистостью 50–70%. Карбонатиты содержат округлые ксенолиты вмещающих пород размером от нескольких метров до нескольких сантиметров. Ксенолиты и вмещающие породы в экзоконтактах жил подвергаются интенсивной биотитизации. Акцессорные минералы карбонатитов I стадии: черный уран-танталовый пироксид, апатит, ильменит, циркон. Карбонат представлен кальцитом с 1–1.6% SrO. Карбонатиты II стадии образуют штокверковую зону в Вишневых горах, контролируемую глубинным разломом. Залегают они внутри пироксеновых фенитов экзоконтакта Центральной щелочной полосы и содержат их ксеновключения. Северная часть штокверковой зоны известна как месторождение ниобия. Мощность зоны – от нескольких до 40 м. Цветные минералы карбонатитов – эгирин-салит, биотит (f = 50–60%) и вторичные – флогопит и магнезиокатофорит; акцессорные минералы: красный титанистый пироксид, сфен, апатит, ильменит, монацит, чевкинит, ортит, циркон, магнетит, миллерит, пирротин и замещающий его пирит. Кальцит имеет в среднем 0.6% MnO и заметно обогащен стронцием (1.5–2.5% SrO). Экзоконтактные ореолы карбонатитов II стадии сложены тонкозернистым агрегатом альбита с несколькими процентами ксеноморфного нерешетчатого калишпата. Карбонатиты на контактах миаскитовой интрузии как и карбонатиты II стадии альбитизированы. Размещение карбонатитов контролируется приконтактными разрывами. Мощности карбонатитовых зон – десятки метров. Цветные минералы карбонатитов – эгирин-салит при залегании в фенитах и биотит (f = 70–80%) – в миаскитах. Кальцит содержит 1.5–2.5% SrO и в среднем – 1.4% MnO. Включения в карбонатитах представлены пироксеновыми фенитами в экзоконтактных зонах, миаскитами и их пегматитами в эндоконтактных. Акцессорные минералы: красный пироксид (более богатый танталом, чем в карбонатитах II стадии Центральной полосы), ильменит, циркон, апатит, магнетит, пирротин, пирит, молибденит.

Карбонатитовые жилы в плагиогнейсах кровли миаскитовой интрузии, мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров, имеют согласное и секущее положение. Цветные минералы карбонати-

тов вблизи миаскитов: эгирин-салит, далее – амфибол (катофорит или рихтерит), на удалении – флогопит. Преобладают рихтеритовые карбонаты. Плагииогнейсы во включениях и экзоконтактах жил фенитизированы. Фениты существенно альбитовые, с содержанием в них калишпата 5–10%. Кальцит карбонатитов стронциевый (SrO – 1–2.4%), марганцовистый (MnO – 1–3.5%). Акцессорные минералы: красный и черный пироклор, апатит, сфен, ильменит, редкоземельные минералы (ортит, эшинит, чевкинит), магнетит, пирротин, пирит, молибденит.

Карбонатиты в гипербазах Булдымского комплекса по [11] слагают мощные (единицы–десятки метров) протяженные зоны и жилы. Экзоконтактовые ореолы: меланократовые рихтерит-тетраферрифлогопитовые породы с 5–10% карбоната и акцессорными пироклором, колумбитом, монацитом, титаномagnetитом, апатитом. Цветные минералы – зеленый флогопит и коричневый тетраферрифлогопит. Карбонаты карбонатитов представлены магниальными кальцитами, реже доломитами с содержаниями SrO – 0.7–1.5%, MnO – 0.8–3.7%, редких земель – 0.2–1.1%. Акцессорные минералы карбонатитов: красный и черный пироклор, титановый колумбит, хромистый титаномagnetит (1.5–3.8% Cr_2O_3), апатит, монацит, эшинит, хром-магниевого чевкинита.

Месторождение “Сибирка” открыто в 1951 г. М.А. Бояриновым на основании аэро-гамма-съемки. В 1968 г. произведен подсчет запасов Nb, Ta, Zr, TR, Mo. В связи с плохой обогатимостью руд обычными способами, месторождение отнесено в разряд забалансовых. В настоящее время месторождение включено в Зюраткульский Национальный Парк. Минералогия, геохимия и генезис месторождения изложены в [9, 10].

По данным [11], месторождение “Сибирка” сложено полевошпатовыми, фельдшпатоидно-полевошпатовыми и карбонатитовыми метасоматитами с тонкозернистой редкометалльной минерализацией. Карбонатиты развиваются по трахиандезит-базальтам небольшой вулканической структуры и вмещающим ее осадочным породам бакальской и саткинской свит нижнего рифея на Западной континентальной окраине Урала, на стыке двух крупных структур: Башкирского и Уралтауского мегантиклинориев. Оруденение контролируется зоной тектонического нарушения, оперяющего глубинный Юрюзано-Зюраткульский разлом. Месторождение является комплексным с промышленными содержаниями каждого из металлов: Nb_2O_5 – 0.12–0.9%; Ta_2O_5 – 0.011–0.030%; ZrO_2 – 0.01–2.6%; Th_2O_3 – 0.010–0.50%; Mo – 0.034–0.80%; BeO – 0.02–0.1%. Главными металлами являются Nb, Ta, Zr, Mo.

Редкометалльные щелочные и карбонатитовые метасоматиты локализованы в блоке вулканитов и осадочных пород, ограниченном тектоническими разломами и имеющем форму усеченной пирамиды. Блок примыкает с запада к эруптивным брекчиям

вулканического жерла и ограничивается с юга филлитовидными сланцами, а с запада и севера – сланцами, карбонатными породами и туфоловами. Рудные метасоматиты представлены ассоциацией биотита, эгирина, щелочного амфибола, гематита. Наиболее распространены двуминеральные ассоциации: эгирин + биотит; эгирин + амфибол; эгирин + гематит. Окрашенные минералы образуют последовательный ряд: эгирин–биотит–амфибол–гематит и фиксируют отдельные зоны метасоматической колонки. В зависимости от состава эдукта выделяются три фации метасоматитов: аповулканогенный, апосланцевый и апоглинисто-карбонатный. Ранние продукты во всех фациях представлены меланократовыми породами. В зависимости от исходной породы выделяются следующие метасоматические зоны: 1) вулканогенная порода | актинолитовая, эпидот-актинолитовая | эгириновая, эгирин-микроклиновая | биотит-микроклиновая | биотит-альбитовая | рибекит-альбитовая | гематит-альбитовая; 2) глинисто-карбонатная порода | диопсид-тремолитовая | эгириновая, эгирин-микроклиновая | биотит-микроклиновая | биотит-альбитовая | рибекит-альбитовая | гематит-альбитовая; 3) сланцевая порода | слюдистая | биотит-микроклиновая | биотит-альбитовая | рибекит-альбитовая | гематит-альбитовая. Микроклинизация сопровождается в основном циркониевой минерализацией, а альбитизация – тантал-ниобиевой.

Границы между отдельными зонами метасоматических колонок обычно размыты. Постальбититовый этап проявился в развитии флюорита, содалита, канкринита, карбоната и кварца. Для зоны эгирин-полевошпатовых метасоматитов характерны флюоритовые, содалитовые и канкринитовые прожилки, для зоны биотит-полевошпатовых метасоматитов – карбонатные и кварцевые. Флюорит в эгириновых и эгирин-полевошпатовых метасоматитах, кроме того, слагает несколько протяженных согласных зон мощностью первые десятки метров. Прожилковая минерализация представлена карбонатом, реже – хлоритом, альбитом, апатитом, флюоритом, содалитом, диопсидом, кварцем в различных сочетаниях. С карбонатизацией связана редкоземельная (анкилит, бастнезит), стронциевая (стронцианит) и сульфидная (сфалерит, галенит, молибденит) минерализация. Заключительный процесс на месторождении выразился в окварцевании и развитии кварцевых прожилков, которые пересекают кальцитовые и гематитовые прожилки. Наиболее широко кварцевые прожилки распространены в центральном и северном участках месторождения. Количество кварца в гематит-полевошпатовых метасоматитах варьирует от 5–15 до 30–50%. С кварцем ассоциируют сульфиды и рибекит-асбест. Среди метасоматитов преобладают меланократовые разности эгирин-, биотит-, рибекит- и гематит-полевошпатового составов. Жильные тела заметной мощности характерны в

основном для микроклинитов и альбититов. Южная часть участка месторождения сложена, в основном, апоглинисто-карбонатными меланократовыми эгирин-полевошпатовыми породами (20% полево-го шпата) и эгиринитами. Среди них залегают прослои и линзы более ранних диопсид-тремолитовых и более поздних – содалит-эгириновых, содалит-эгирин-полевошпатовых, флюорит-альбитовых метасоматитов. Эгирин-полевошпатовые породы повсеместно в разной степени флюоритизированы, карбонатизированы и содалитизированы. Аповулканогенные (эффузивно-пирокластические) лейкократовые биотит-микроклиновые породы с многочисленными телами микроклинитов центральной части подверглись интенсивной альбитизации, гематитизации, карбонатизации и окварцеванию. Здесь располагается большая часть более поздних метасоматитов: рибекит- и гематит-альбитовых и гематит-микроклиновых (микроклин II генерации), на которые приходится 70% всех руд месторождения “Сибирка”. Гематит-полевошпатовые породы ассоциируют с рибекит-полевошпатовыми или формируют самостоятельные согласные пластовые и секущие тела мощностью 50–100 м и протяженностью в сотни метров. Северная часть участка месторождения представлена зоной апосланцевых биотитовых слюдитов и меланократовых биотит (40–80%)-микроклиновых метасоматитов мощностью 50–100 м. Среди них встречаются реликтовые прослои глинистых сланцев и песчаников. По последним развиваются эгириниты и эгирин-микроклиновые породы. В зоне встречаются более ранние тремолитовые метасоматиты и отдельные тела более поздних микроклинитов и биотит-рибекит-гематит-альбитовых пород. Эгирин-полевошпатовые метасоматиты слагают северный и южный фланги. Среди них и ближе к центру выделяются крупные зоны биотит-полевошпатовых пород, а центральная часть заполнена амфибол- и гематит-полевошпатовыми породами, на которые приходится половина запасов Ta и Nb месторождения. Эгирин-полевошпатовые метасоматиты вмещают 20%, эгирин-содалит (канкринит)-полевошпатовые – 10% амфибол-биотит-полевошпатовые (рибекит-альбитовые) – 20% запасов редких металлов.

В рудах месторождения определены 20 минералов с Ta и Nb. Особое положение занимает Mo, образующий примесь в редкометалльных рудах и формирующий отдельные рудные тела с собственными и совмещенными редкометалльно-молибденитовыми рудами. Основные руды месторождения редкометалльно-гематитовые, редкометалльные, редкометалльно-молибденовые, молибденовые и флюоритовые. Для всех типов редкометалльных руд характерна высокая тонкозернистость рудных минералов и их тесное срастание с пороодообразующими минералами, включая гематит. Содержания Mo изменяются от 0.001 до 0.8%, при

среднем содержании в собственных рудах 0.38%. В пробах встречаются Au – от следов до 0.2 г/т и Ag – от следов до 7.6 г/т. Флюорит в рудах образует прожилковые выделения и мелкую вкрапленность (0.3–0.5 мм в поперечнике) темно-фиолетового цвета, большей частью в ассоциации с эгирином, апатитом, дернитом. Рудные тела на месторождении оконтурены по результатам опробования (Nb_2O_5 – 0.10%, Ta_2O_5 – 0.01%), для руд молибдена – по содержанию 0.1%. ZrO_2 , TR_2O_3 , радионуклиды, BeO, Zn, Bi учитывались как попутные компоненты в границах выделенных рудных тел. Всего на месторождении оконтурено 3 крупных и 5 мелких тел тантал-ниобиевых руд в форме протяженных линз с раздувами, пережимами, включениями прослоев и блоков некондиционных руд и пустых пород. Простирание рудных тел 45–50° и падение на ЮВ под углами 45–75°. Размеры крупных рудных тел: длина по поверхности 500–1180 м, мощность 40–170 м; мелких тел: длина несколько сотен метров и ширина несколько десятков метров. По падению рудные тела прослежены на глубину 250–300 м без признаков выклинивания и уменьшения содержания редких металлов. Молибденное оруденение на месторождении сосредоточено в его центральной части, в 4-х рудных телах между профилями VI и IX, но встречается и в других местах. Размеры рудных тел: длина – 100–150 м, мощность 9–20 м. Содержания Mo в отдельных пробах колеблется от 0.1 до 2.85%. Молибденитовая минерализация в виде тонкой вкрапленности и прожилков по трещинам приурочена к эгирин-полевошпатовым и рибекит-альбитовым метасоматитам. Рудные тела Mo в отдельных местах совмещены с **Ta-Nb рудами в рудной зоне II**.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

- 1) метасоматиты альбититовой формации развиты в связи с проявлением позднепалеозойского гранитного магматизма коллизионной стадии, геохимически специализированного на ниобий, бериллий, тантал;
- 2) молибден на альбититовых объектах Урала ведет себя по-разному, но отмечается одна характерная особенность, выражающаяся в накоплении молибдена на стадии кислотного выщелачивания;
- 3) на объектах редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации молибденная минерализация проявлена по-разному (от кларковых содержаний до значимых концентраций);
- 4) наиболее значимыми объектами в отношении молибдена являются месторождения, сформировавшиеся в менее глубоких условиях и характеризующихся полистадийностью образования;
- 5) месторождения редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой формации являются более древними по отношению к месторождениям вольфрамо-молибденитовой грейзеновой формации;
- 6) месторождения редкометалльно-вольфрамовой грейзеновой

формации характеризуются относительно более высокими температурами образования; 7) наиболее богатая редкометалльная минерализация в пегматитах связана с альбитизацией, сопоставимой с таковой в формации редкометалльных альбититов; 8) молибденовая минерализация в пегматитах развивается в связи с проявлением процессов грейзенизации; 9) грейзены являются фацией альбититовой формации; 10) молибденовая минерализация на карбонатитовых объектах развита в связи с проявлением щелочного метасоматоза, точнее с грейзеновыми фациями формации щелочных метасоматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грабежнев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
2. Грабежнев А.И. Месторождения редкометалльных гранитов и апогранитных альбититов Среднего Урала // Известия ВУЗов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1995. № 10-12. С. 69-77.
3. Грабежнев А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометалльной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 128 с.
4. Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1992. 258 с.
5. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
6. Елохин В.А. Редкометалльные альбититы Урала и их молибденоносность // Известия УГГУ. Сер. геология и геофизика. 2004. Вып. 19. С. 67-72.
7. Елохин В.А. Молибденоваторудные и молибденосодержащие формации Урала, их эволюция во времени и пространстве // Литосфера. 2006. № 2. С. 167-175.
8. Елохин В.А. Перспективы создания молибденоваторудной базы на Урале // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах. Мат-лы междунар. конф. XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 245-248.
9. Еськова Е.М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292 с.
10. Ефимов А.Ф., Еськова Е.М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 90-128.
11. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И. и др. Минералогия и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ИГГ УрО РАН, ОАО УГЭС, 2004. 336 с.
12. Зубов М.А., Лишневский Э.Н., Цыганов А.Е. Прогнозирование и оценка редкометалльного оруденения по структурным, геофизическим и геохимическим данным // Советская геология. 1982. № 4. С. 48-57.
13. Кононова В.А. Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, O, C) // Докл. советских геологов к XXVI сессии МГК. Петрология. М.: 1980. С. 30-40.
14. Рапопорт М.С. Геология и магматизм района Шилово-Коновской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале. Автореф. дис... канд. геол.-мин. н. Свердловск, 1971. 24 с.
15. Рундквист Д.В. Некоторые особенности морфологии и строения кварц-вольфрамовых жил Среднего Урала // Геология рудных месторождений. 1961. № 1. С. 69-80.
16. Рундквист Д.В. О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений Восточного склона Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 2. С. 21-37.
17. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения, М.: Недра, 1970. 328 с.
18. Свяжгин Н.В. Доломитовые карбонаты вишневогорского комплекса ультраосновных ищелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 2. С. 65-72.
19. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323-338.
20. Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А. и др. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации Севера Урала. Л.: Наука, 1972. 195 с.

Рецензенты: И.Н. Кизай, О.В. Удортина

Endogenous molybdenum-bearing rare metallic formations of the Urals

V. A. Elokhin

Ural State Mining University

The rare metals deposits in albitites, pegmatites, greisens, carbonatites are considered. It is established, that molybdenum mineralization in pegmatites, albitites and carbonatites connects with greisen facies. On rare metallic-tungstic greisen objects the molybdenum mineralization was formed in less deep conditions, and deposits are polyphasic. The rare metallic-tungstic greisen deposits are more ancient then tungsten-molybdenum greisen ones and are characterized by higher temperature of formation.

Key words: molybdenum, albitite, carbonatite, pegmatite, greisen, formation, rare metals.