

Российское Минералогическое общество Московское отделение Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

РОЛЬ МИНЕРАЛОГИИ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Материалы Годичной сессии МО РМО, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина (1897–2007)



академик А.Г. Бетехтин (1897–1962)

Москва, 28-29 мая 2007 г.

УДК 553.261+553.3.072+553.08+553.07

Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы Годичной сессии МО РМО, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина (1897–2007). Москва: ИГЕМ РАН, 2007

Сборник содержит материалы докладов Годичного собрания Московского Отделения Российского Минералогического Общества, которое проводилось 28–29 мая 2007 г. в ИГЕМ РАН, Москва. Доклады посвящены широкому кругу вопросов, касающихся процессов рудообразования, в том числе: роль текстурно–структурного анализа в понимании процессов рудообразования; парагенетические минеральные ассоциации в рудах месторождений; минералогия месторождений урана, элементов платиновой группы, благородных и цветных металлов и современные методы ее изучения; происхождение и состав рудообразующих флюидов, а также других проблем, которые затрагивал в своих работах академик А.Г. Бетехтин, и которые остаются актуальными в настоящее время.

Печатается при поддержке РФФИ № 07-05-06045-г

© Коллектив авторов, 2007 © ИГЕМ РАН, 2007 © РИС ВИМС, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

Августинчик И.А. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БЛАГОРОД- НЫХ МЕТАЛЛОВ NI-СU И ЭПГ РУД, ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕК- ТЫ: ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, ПОИСКИ, ОЦЕНКА МАСШТАБОВ И ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ДОСТУПНОСТИ СЫРЬЕВЫХ ОБЪЕКТОВ	9
Авдонин В.В., Сергеева Н.Е. ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ОКСИДНЫХ РУД ОКЕАНА, КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ	15
Акимова А.В., Акимов Г.Ю., Лоренц Д.А., Плотинская О.Ю. ФРАМБОИДАЛЬНЫЙ ПИРИТ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУД- НЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И МОР- ФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	20
Акимов Г.Ю. ЛЕГОСТАЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (НОВОСИБИР- СКАЯ ОБЛАСТЬ): РУДНО-ФОРМАЦИОННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ЗО- ЛОТОГО И СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНИЯ И ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛО- ГО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ	26
Аксюк А.М., Зарайский Г.П. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФТОР-ИНДИКАТОРЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОВ	31
Андреева О.В., Дойникова О.А. СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЕ ОСО- БЕННОСТИ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД УРАНОВОГО МЕ- СТОРОЖДЕНИЯ "НЕСОГЛАСИЯ" КАРКУ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЕГО ГЕНЕЗИСА	37
Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Гамянин Г.Н. СУЛЬФОСТАННАТЫ ОЛОВО-СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	42
Бонев И. МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И РУДНЫЕ ТЕКСТУРЫ В НЕКОТОРЫХ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕС- КИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ	49
Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г. РЕДКОЗЕМЕЛЬ- НЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЭВОЛЮ- ЦИИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ОЛОВОНОСНЫХ РУДНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ	56
Бортников Н.С., Добровольская М.Г., Ставрова О.О., Раздолина Н.В., Сагалевич А.М. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В СУЛЬФИДНЫХ ПОСТРОЙКАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ БРОКЕН СПУР	61
Вахрушев А. М. КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБ- РАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНЫХ РАС- ПЛАВНЫХ СИСТЕМ	66

3

Викентьев И.В., Шишакова Л.Н., Мохов В.А., Магазина Л.О., Ере- мин Н.И. МИНЕРАЛОГИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛ- ЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАРСУЧИЙ ЛОГ И ДЖУСИН- СКОЕ НА Ю.УРАЛЕ	
Викентьева О.В. <i>РЗЭ В МЕТАСОМАТИТАХ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ</i> ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
Волков А.В. МОДЕЛЬ МНОГОЯРУСНОГО СТРОЕНИЯ РУДНОЙ КОЛОННЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ И СВЕРХ- КРУПНЫХ AU-AS-SB-ВКРАПЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С «НЕВИДИМЫМ», УПОРНЫМ ЗОЛОТОМ	
Волков А.В., Сидоров А. А., Прокофьев В. Ю. <i>О КОРНЯХ ЭПИ-</i> <i>ТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> 86	
Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю., Горячев Н.А., Бортников Н.С. ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ СИНГРАНИТОИДНЫХ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО- ВОСТОКА РОССИИ	
Гвоздев В.И. АССОЦИАЦИИ ВИСМУТОВЫХ МИНЕРАЛОВ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕ- РЕ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ	
Гетманская Т.И. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ВОЛЬФРА- МОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИННОСТИ 102	2
Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Материкова А.М. МИНЕРАЛОГИЧЕ- СКИЕ ОСОБЕННОСТИ «СТРАТИФОРМНОГО» ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ 100	6
Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В., Кононкова Н.Н., Трубкин Н.В. СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ В ОСАДОЧНЫХ И МАГМА- ТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА 11	1
Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. <i>РАВНОВЕСИЕ РАСПЛАВ-</i> ФЛЮИД: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГМА- ТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА	6
Горбачев Н. С., Некрасов А.Н., Султанов Д.М. <i>ХРОМИТ И ЕГО</i> <i>РАВНОВЕСИЯ</i>	9
Григорьева А.В., Левченко Е.Н. <i>СТРОНЦИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕУПЬЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ).</i> 12	1

Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Газеев В.М., Абра- мов С.С., Грознова Е.О. СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДО- НОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗО- ВАНИЙ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС	125
Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я., Газеев В.М. ПОЗДНЕМИОЦЕНО- ВЫЙ-ГОЛОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И СВЯЗАННОЕ С НИМ ОРУДЕНЕНИЕ	131
Дадзе Т.П., Каширцева Г.А. РАСТВОРИМОСТЬ РТ И РД В ХЛО- РИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ (ПО ЭКСПЕРИ- МЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)	136
Двуреченская С.С, Кряжев С.Г., Андреев А.В. <i>УСЛОВИЯ ФОРМИРО-</i> ВАНИЯ ЗОЛОТО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕЕ- МОНТО ПО МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	139
Дистлер В.В., Юдовская М.А., Диков Ю.П., Битюцкая Л.А., Крячко В.В. КЛАСТЕРНАЯ САМОСБОРКА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ПЛАТИ- НОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ЕЕ РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	144
Добровольская М.Г., Генкин А.Д., Бортников Н.С., Голованова Т.И. ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕОБЫЧНЫХ СТРУКТУР СРАСТАНИЙ СФАЛЕРИТА, ХАЛЬКОПИРИТА И СТАНИНА В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ	151
Докучаев А.Я., Наркисова В.В., Тарханов Г.В., Дойникова О.А., Кузь- мина А.С. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕ- РАЛОВ В ПОРОДАХ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ (разрез параметри- ческой скважины воронежского кристаллического массива)	157
Дунин-Барковская Э.А. ПАРАГЕНЕЗИС РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИ- НЕРАЛОВ И ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕ- НИЯХ КЫЗЫЛКУМОВ (УЗБЕКИСТАН)	163
Евстигнеева Т.Л., Трубкин Н.В. К ВОПРОСУ О "Pt ₂ Fe"	168
Ежов С.В. МЕХАНИЗМ ВЫПОЛНЕНИЯ ПОЛОСТЕЙ (по экспери- ментальным результатам)	173
Елень С., Коваленкер В.А., Габер М. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАНСКА ШТЯВНИЦА И ГОДРУША (ЗАПАДНИЕ КАРПАТЫ, СЛОВАКИЯ): МИНЕРАЛО- ГИЯ, ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ	178
Елень С., Коваленкер В.А., Сандомирская С.М, Габер М, Школьник Е.М. О РОЛИ МИКРООРГАНИЗМОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ АССОЦИА- ЦИЙ МИНЕРАЛОВ МАРГАНЦА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ МЕСТОРОЖ- ДЕНИЯ БАНСКА ШТЯВНИЦА (ЗАПАДНИЕ КАРПАТЫ, СЛОВАКИЯ)	184

Карелина Е.В., Дружинин А.В., Добровольская М.Г. МИНЕРАЛЬ- НЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РУДООБРА- ЗОВАНИЯ В ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ НОВОГОД- НЕЕ-МОНТО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	190
Коваленкер В.А. РОЛЬ ТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА РУД ДЛЯ ВЫ- ЯВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ, МЕХАНИЗМОВ И СПОСОБОВ ОТЛОЖЕ- НИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА: СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ В СВЕТЕ РАЗВИТИЯ ИДЕЙ А.Г. БЕТЕХТИНА	195
Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г. СУЛЬФОСОЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИХО- ТЭ-АЛИНЯ (МИНЕРАЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ)	200
Конеев Р.И. ПАРАГЕНЕЗИСЫ ТЕЛЛУРИДОВ И СЕЛЕНИДОВ В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УЗБЕКИСТАНА	202
Котельникова З.А., Котельников А.Р. НЕСМЕСИМОСТЬ В СУЛЬ- ФАТСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДАХ ПО ДАННЫМ СИНТЕТИЧЕ- СКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	206
Краснов А.Н., Прокофьев В.Ю. ЗИГЕНИТ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУЛАТУЙ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	211
Крылова Т.Л., Lhomme Т. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СОСТАВ РУДО- ОБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАНОВО- ГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРКУ (СЕВ. ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)	215
Кряжев С.Г. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИ- РОВАНИЯ ОЛИМПИАДИНСКОГО ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	220
Кузнецова Т.П. ШАРИКОВЫЕ РУДЫ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЛЧЕДАННОГО СЕМЕЙСТВА	225
Лазаренков В.Г., Таловина И.В., Уголков В.Л., Рыжкова С.О. О «ГАРНИЕРИТЕ» ГИПЕРГЕННЫХ НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖ- ДЕНИЙ УРАЛА	228
Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. ЗОЛОТОНОСНОСТЬ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	232
Мартынова Т.А., Путивцева Н.В. КАЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МИКРОПРИМЕСЕЙ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ОКРАСКУ ОПАЛОВ	237
Мозгова Н.Н. ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЙКАХ	240

Ожогин Д.О., Викулова Л.П., Власов Н.Г., Дубинчук В.Т., Орлова Н.И., Шувалова Ю.Н. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ НАНОМИНЕРАЛОГИИ ВКРАПЛЕННО-ПРОЖИЛКОВЫХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР	246
Озерова Н.А. О ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ РТУТ- НЫХ МИНЕРАЛОВ И УГЛЕРОДИСТЫХ СОЕДИНЕНИЙ В РТУТ- НЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ	248
Патык-Кара Н.Г., Андрианова Е.А., Дубинчук В.Т., Левченко Е.Н. ТИ- ПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАУКОНИТОВ ВЕРХНЕМЕЛО- ВЫХ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ РУССКОЙ ПЛИТЫ	253
Плотинская О.Ю. ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ БЛЕКЛЫХ РУД МЕ- СТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗНЯКОВСКОЕ (Ю.УРАЛ)	257
Поваренных М.Ю., Рассулов В.А., Иньков В.Н., Коваленко С.А., Вересов А.Г. О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ СКРЫТОЙ ТЕКСТУРЫ (ФРУСТУМАЦИИ) ГОРНЫХ ПОРОД НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУД- НЫХ МИНЕРАЛОВ НА ПРИМЕРЕ ТАНТАЛОНОСНЫХ РЕДКО- МЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ	261
Портнов А.М. РОЛЬ СО ₂ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ И РУДООТЛО- ЖЕНИИ НА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ	265
Прокофьев В.Ю., Мельников Ф.П., Селектор С.Л., Ежов А.А., Труб- кин Н. В. <i>РЕЛИКТЫ ПРИРОДНЫХ КОЛЛОИДНЫХ РАСТВОРОВ</i> <i>В ХАЛЦЕДОНЕ</i>	270
Прокофьев В. Ю., Бакшеев И. А., Сафонов Ю. Г. ТУРМАЛИНЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЛАР (ИНДИЯ)	275
Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Русинов В.Л. УГЛЕ- РОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА И СЕ- РЕБРА: СОСТАВ И СТРУКТУРА, УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ	276
Середин В.В., Мохов А.В. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В КАЙНОЗОЙСКИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЗЭ-РУДАХ ПРИМОРЬЯ КАК КРИТЕРИЙ ИХ СОПОСТАВЛЕНИЯ	282
Служеникин С.Ф., Середа Е.В., Крылова Т.Л, Мохов А.В. МИНЕРА- ЛОГИЯ СЕРЕБРА В РТ-СU-NI РУДАХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА	286
Служеникин С.Ф., Евстигнеева Т.Л., Мохов А.В. МИНЕРАЛОГИЯ СИСТЕМЫ РТВІ2-РТТЕ2-РТЅВ2-РDТЕ2-РDВІ2 В ПЛАТИНО-МЕДНО- НИКЕЛЕВЫХ И ПЛАТИНОВЫХ РУДАХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА	291

Смирнова Н.Л. <i>О МЕСТОРОЖДЕНИИ, АГРЕГАТЕ, КРИСТАЛЛЕ И РАЗБИЕНИИ РОЗИ</i>	29
Смольянинова В.Н., Суханов М.К. КОЛЛЕКЦИЯ РУД МАРГАН- ЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, КОТОРЫЕ ИЗУЧАЛИ А.Г. БЕТЕХ- ТИН И ЕГО ПОСЛЕДОВАТЕЛИ В РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИГЕМ РАН	30
Соколов С.В. <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ФЛЮОРИТО-</i> ВЫХ РУД БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	30
Сычева Н.А., Ожогина Е.Г. МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ЧАПСОРДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	31
Тагиров Б.Р. СОСТОЯНИЕ ЗОЛОТА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАС- ТВОРАХ: МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМОВ ПЕРЕНОСА И РУ- ДООБРАЗОВАНИЯ	31
Филимонова Л. Г., Трубкин Н.В. ЦИНКИТ, САМОРОДНЫЙ ЦИНК ИЗ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕТАСОМАТИТОВ ДУ- КАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МИКРО- И НАНОЧАСТИЦЫ, ИХ АГРЕГАТЫ)	31
Чаплыгин И.В., Мозгова Н.Н., Мохов А.В., Копорулина Е.В., Берн- хардт Х.Ю., Брызгалов И.А. <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ</i> <i>СИСТЕМЫ ZnS-CdS</i>	32
Черников А.А., Дубинчук В.Т., Ожогин Д.О., Чистякова Н.И. ОСОБЕН- НОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И ФОРМА ИХ НАХОЖДЕНИЯ В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ УРАН-ВАНАДИЕВЫХ МЕ- СТОРОЖДЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ТИПА В ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ	33
Чугаев А.В., Чернышев И.В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ RB-SR ИЗОТОП- НОЙ СИСТЕМЫ КВАРЦА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ГИДРОТЕР- МАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	33
Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. МЕТАМОРФОГЕННЫЙ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МОНАЦИТ И ЕГО U-PB ПРЕЦИЗИОННОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ	34
Авторский указатель	34

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В NI-CU И ЭПГ РУДАХ, ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ: ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, ПОИСКИ, ОЦЕНКА МАСШТАБОВ И ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ДОСТУПНОСТИ СЫРЬЕВЫХ ОБЪЕКТОВ

Августинчик И.А.

ФГУП "ЦНИГРИ", Москва, tsnigri@tsnigri.ru

Многолетние исследования по разработке критериев никеленосности и платино-носности базит-гипербазитовых комплексов на петрологической основе к ощутимым резуль-татам не привели (Богачев, 1969; Додин, 1983; Маракушев, Безмен, 1992; Полферов и др., 1968; Налдретт, 2003). Поэтому остается актуальной необходимость разработки более эффективных подходов к решению этой проблемы. На хорошо изученных эталонных отечественных и зарубежных примерах месторождений различных геодинамических обстановок рассматривается возможность практического адаптирования минералогических и геохими-ческих данных по ЭПГ, Аu, Аg и др. элементам руд для задач прогнозирования, поисков, оценки масштабов и экономической доступности Ni-Cu и ЭПГ сырьевых объектов.

Эволюцией магматических сульфидных расплавов управляют законы их ликва-ционного отделения от базит-гипербазитовых магм, ликвационного разделения на Mss и Iss, их дальнейшее развитие с истощением серой, формированием различных минеральных парагенезисов (и типов руд) и накоплением в каждом типе редких и рассеянных элементов, в т.ч. благородных металлов. Основа этих процессов – коллектирование ЭПГ, Аu, Аg и др. металлов в сульфидные и металлические расплавы (аналогия с пробирным анализом) как следствие высоких К_D элементов в сульфид в сульфидно-силикатных расплавах (Bezmen et al., 1994) и высокие экстракционные свойства сульфидных расплавов. Данные по флюидсодержащим системам указывают также на высокие К_D металлов во флюидно-солевые составляющие (Boudreau, McCallum, 1992). Например, продукты фумарол вулкана Кудрявого – уникальное мировое месторождение Re. Важную роль в концентрировании рудного вещества играет по существу не изученная продолжительность сегрегации и отстаивания расплавов в промежуточных камерах. Ее следствием являются различные масштабы накопления благородных и редких металлов в сульфидных расплавах и флюидных компонентах рудно-магматических систем, что определяет вместе с другими факторами масштаб процессов концентрирования самих сульфидных Ni-Cu и ЭПГ руд в базит-гипербазитовых комплексах различных геодинамических обстановок. Результат этих процессов – выявление универсальных для всех типов руд сульфидных парагенезисов главных, второстепенных и акцессорных минералов магматического процесса (высо-косернистого, умеренносернистого и низкосернистого) и сопряженности составов главных сульфидов (Fe, Fe-Ni, Fe-Cu) в них (Сульфидные..., 1981; Петрология..., 1988) и разнообразия соотношений главных, второстепенных и редких элементов в т.ч. благород-ных металлов рудах и минерализованных пород (Служеникин, 2000; Barnes et al., 1988; Hart et al., 1997; Gushchin, Gusev, 2000; Naldrett, Cabri, 1976). Использование закономерностей их изменчивости рассматривается для всех стадий геологоразведочного процесса.

Прогнозирование оруденения. На стадии прогнозировании оруденения оценивается принципиальная возможность нахождения Ni-Cu или ЭПГ оруденения (специализация магматических комплексов) в зависимости от типа (модели) оруденения. Минералогическая информация на этой стадии случайна, хотя и важна как свидетельство существования минерализованных участков и требует рассмотрения всех возможных вариантов состава сульфидных ассоциаций (в т.ч. редуцированных) и состава главных сульфидов для оруденения соответствующей геодинамической обстановки. Это необходимо, т.к. на одних и тех же площадях возможно обнаружение разнотипного оруденения (архей-ские зеленокаменные пояса – рифты; аккреционные орогены - континентальные платоба-зальты, различные типы оруденения в составе зеленокаменных поясов и др. сочетания). Наиболее важные признаки специализации базит-гипербазитовых комплексов различных геодинамических обстановок на различные типы магматического (Ni-Cu и ЭПГ) оруденения (Mineral Deposit Models, 1986) выявляются с помощью нормированнных кларковых концентраций элементов (Требования..., 1999; Gushchin, Gusev, 2000). Информация по концентрациям ЭПГ, Аи и Ад имеется для базит-гипербазитовых комплексов не всех геодинамических обстановок, преимущественно для платобазальтовых провинций различного возраста. Данные по минералогии сульфидной фракции таких образований – редкое явление, наиболее полно она изучена для базальтов COX.

Другая возможность отображения специализации магматических комплексов различных геодинамических обстановок на ЭПГ-Ni-Cu и ЭПГ оруденение и возможных уровней накопления рудообразующих элементов – спайдер-диаграммы концентраций благородных металлов в формационных типах потенциально рудоносных пород (в т.ч. минерализованных), нормированных на хондрит или примитивную мантию (Barnes et al., 1988). Они позволяют уже на самых ранних стадиях ГРР выделить потенциально перспективные вулкано-интрузивные и интрузивные комплексы. Различные уровни накопления ЭПГ, Аи и Ад относительно хондрита С1 для ЭПГ-Ni-Cu и собственно ЭПГ оруденения, плоские распределения для коматиитов, резко дифференцированные с положительным наклоном – для магматических комплексов континентальных рифтов и платобазальтовых провинций, с отрицательным – для проявлений рудоносного магматизма в офиолитах орогенов различных типов, с более сложными закономерностями – для прочих типов, позволяют выявить специализацию на различные типы оруденения как в одних и тех же магматических комплексах (Норильский р-н, Йоко-Довыренский, Суханко-Конттиярви, Койллисмаа, Влакфонтейн, Акодже), так и в случаях раздельного проявления Ni-Cu и ЭПГ оруденения (большинство ЭПГ-Ni-Cu и ЭПГ месторождений).

Дискриминантные диаграммы типа Cu/(Cu+Ni) – Pt/(Pt+Pd) (Naldrett. Cabri, 1976), также позволяют разбраковывать прогнозируемые объекты по возможным обстановкам формирования руд (тренды оруденения зеленокаменных поясов и месторождений толеи-тового ряда и др.) и их принадлежности к малосульфидным ЭПГ или сульфидным Ni-Cu типам оруденения. Возможно распознавание типов оруденения в сложных рудных объектах, где могут быть развиты оба типа руд ЭПГ-Ni-Cu и ЭПГ (месторождения Норильского р-на. Бушвельдского, Суханко-Конттиярви, Йоко-Довыренского и др. базит-гипербазитовых комплексов). Одна из наиболее полных характеристик возможных типов и обстановок проявления оруденения на этом этапе ГРР (и всех последующих) возможна с помощью дискриминантных диаграмм типа Cu/Ir - Ni/Pd и Ni/Cu - Pd/Ir (Barnes et. al, 1987).

Поиски и прослеживание рудных объектов. На поисковых стадиях ГРР, как и при прогнозировании, требуют рассмотрения все типы сульфидных парагенезисов и наборов второстепенных и акцессорных минералов, включая благороднометальные, в минерализо-ванных породах и рудопроявлениях, характерных для месторождений геодинамических обстановок возможных на площади поискового района. Ассоциации сульфидных минералов, соотношения суммы благородных и суммы цветных металлов (Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000), Си/(Сu+Ni) - Pt/(Pt+Pd) и Cu/Ir - Ni/Pd и Ni/Cu – Pd/Ir сооотношения минерализованных пород и руд, позволяют, как и при прогнозировании, кон-кретизировать тип выявленной сульфидной минерализации с отнесением ее к Ni-Cu сульфидному или ЭПГ типам и сделать предварительные суждения о ее возможном масштабе по размаху (разно-образию) благороднометальных минеральных ассоциаций и значений соотношений металлов в минерализованных породах различных комплексов, сформированных в одной и той же обстановке (например, в рудном районе). Различные примеры минералогической и геохи-мической зональности ЭПГ-Ni-Cu (Норильский р-н, Бушвельдский комплекс, Уиткомст, Дзиньчуань и др.) и ЭПГ (Стиллуотер, расслоенные интрузивы Финляндии-Карелии: Коккола, Торнио, Кеми, Пеникат, Портимо, Койлисмаа, Олангская группа и др.) место-рождений позволяют использовать контрастную изменчивость отношений элементов, напри-мер, Au/Ir, которая для безрудных базальтов, абиссальных и офиолитовых перидоитов и др. пород достигает 5 порядков (Hart et al., 1997), и других отношений для выявления типовой принадлежности и обогащенных золотом передовых частей потенциально рудоносных и рудоносных объектов. Размах значений Au/Ir для руд и пород Норильского p-на составляет ~5 порядков и гораздо меньше для других примеров.

Оценка масштаба оруденения. Наиболее актуальный вопрос оценки масштабов оруденения не имеет пока однозначного решения. Возможные подходы к решению этой задачи для различных обстановок рудообразования определяются свойством сульфидных распла-вов испытывать естественную сепарацию и сегрегацию с закономерным распределением рудных компонентов в сульфилных расплавах. флюилной составляющей и в остаточных флюидах. Чем глубже и полнее прошел этот процесс, тем крупнее масштабы накопления сопутствующих благородных металлов и, соответственно, Ni, Cu, Co. При различных условиях магмогенерации и рудной специализации магмы начальные сульфидные продукты эволюции магм будут различными. Поэтому для Ni-Cu и ЭПГ месторождений разных обстановок необходимы собственные калибровочные диаграммы зависимости мас-штаба оруденения от развития контрастных сульфидных парагенеизисов разных стадий эво-люции сульфидных расплавов и от накопления в рудах ЭПГ, Au, Ag. Эта работа находится на начальной стадии и надежные количественные закономерности еще не установлены, хотя оценочные данные были получены еще при разработке моделей месторождений (Mineral Deposit Models, 1986). Одна из возможностей – использование изменчивости контрастных отношений Au/Ir в рудах (Hart et al., 1997) в зависимости от масштаба месторождений. Примеры – месторождения Ni-Cu (тыс.т Ni): Карр Бойд (10,2), Агуабланка (103,6), Войсиз Бей Дип (2144), и ЭПГ (т МПГ): Пэнтон Силл (11,8), Манни Манни (75), Пандора (652).

Оиенка экономической доступности месторождений. Количество и форма нахождения благородных металлов в рудах и показатели их извлекаемости влияют на величины потенциальной и фактической извлекаемой ценности полезных компонентов руд и определяют производственные издержки на получение основного металла. У ГМК "Норильский Никель" производственные издержки отрицательные (!). Потенциальная извлекаемая ценность руд месторождений компании 407 долл./т (ценность МПГ в ценностной структуре руд – 34-58%), на месторождении Войсиз Бей – 174 долл./т (ценность МПГ – 1%). Таким образом, эти показатели – следствия различий минералогического и химического состава руд ЭПГ-Ni-Cu и ЭПГ месторождений – являются среди прочих важнейшими для оценки экономической доступности месторождений – свойства системы общество – минеральные ресурсы, определяющего возможность их эффективного и безопасного использования в зависимости от состояния ресурсов, потребности в них и достигнутого технологического уровня. Количественная мера доступности – отношение фактической цены товарного про-дукта к его расчетной цене. Ц_{факт}/Ц_{расч}. > 1 определяет принятие решения о начале производства с безубыточным извлечением и переработкой сырья (Пешков, Мацко, 2004). Чем выше уровень извлечения главных и попутных компонентов руд и чем менее затратна техно-логическая схема передела, тем ниже издержки производства и выше уровень доступности сырья. Ранее непромышленные ЭПГ-Ni-Cu руды месторождений Дулутского комплекса

Данка Роуд (ныне Норсмет) и Месаба с низкой извлекаемой ценностью в настоящее время осваиваются компанией Polymet с применением низкозатратной схемы гидрометаллургиче-ского передела с окислением под давлением и биовыщелачиванием (BioLeach) с высокими уровнями извлечения всех благородных металлов.

Описанные и другие приемы выявления различий поведения благородных металлов в рудах сульфидных ЭПГ-Ni-Cu и ЭПГ месторождений основа проводимой разработки инструментов прогноза, поисков, оценки масштабов оруденения и возможностей его освоения в реальных условиях конъюнктуры мирового рынка.

Прочие возможности. Данные по минералогии и геохимии сульфидов базит-гипербазитовых комплексов, ЭПГ, Au, Ag и редкоэлементным составляющим оказываются полезными также для уточнения некоторых вопросов генезиса Ni-Cu и ЭПГ оруденения Рассмотрены примеры взаимного поведения ЭПГ, Au, серы (δ^{34} S) и селена.

Изучение величин δ^{34} S и концентраций благородных металлов во вкрапленных и сплошных сульфидных рудах месторождений Норильского района выявило бимодальное распределение Pt, Pd и Au в зависимости от величин δ^{34} S. Это указывает на наличие двух разных источников серы руд в интрузивах разных типов, отсутствие гомогенизации серы в магме и положительную связь между концентрациями благородных металлов и утяжеленным изотопным составом серы с одновременным накоплением в глубоко фракцио-нированных сульфидных расплавах и во флюидной фазе изотопно тяжелой серы.

Сопоставления величин Se/S x 10⁻⁶ и Pt+Pd в Ni-Cu и ЭПГ рудах различных геодинамических обстановок выявляет закономерный ярко выраженный тренд от прими-тивных руд в коматиитах до глубоко фракционированных малосульфидных ЭПГ руд в рифах JM и Меренского – свидетельство прямой связи ЭПГ и S/Se в рудах и об отсутствии значительной контаминации рудоносных магм коровыми серой и селеном с закономерным повышением в них уровня концентраций Se при фракционировании рудоносных расплавов.

Литература

Богачев А.И. Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаноносных и хромитоносных интрузий. - Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию. - Л.:1969, с. 124-126.

Додин Д.А. Петрология и геохимия никеленосных магматических комплексов // Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. - Л.: Недра, 1983.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.,: Недра, 1992. 317 с.

Налдретт А.Дж.. Магматические сульфидные месторождения медноникелевых и платинометальных руд. СПб.: СПБГУ, 2003. 487 с. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В.Дистлер, Т.Л.Гроховская, Т.Л.Ев-стигнеева и др. - М.: Наука, 1988. 232 с.

Пешков А.А., Мацко Н.А. Доступность минерально-сырьевых ресурсов. М.: Наука, 2004. 280 с. с., 68.

Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района. Автореф. дис. канд г.-м.н., М., 2000. 26 с.

Служеникин С.Ф. Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф, Кунилов В.Е., Лапутина И.П., Туров-цев Д.М. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузиях // ГРМ, 1994, т. 36, № 3, с. 195-217.

Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д.Генкин, В.В.Дистлер, Г.Д.Гладышев и др. - М.: Наука, 1981. 234 с.

Требования к технологии и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1 : 1 000 000. Ред. Э.К.Буренков. М.: ИМГРЭ, 1999. 270 с.

Barnes S.-J., Boyd R., Korneliussen A. et al. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In: Pritchard H.M. et al. (Eds.) Geo Platinum 87. Elsevier, London, 1988, p. 113-143.

Bezmen N.I., Asif M., Brugmann G.E., Romanenko I.M., Naldrett A.J. Distribution of Pd, Ir, Os and Au between sulfide and silicate melts // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, v. 58, p. 1251-1260.

Boudreau A.E., McCallum I.S. Concentration of Platinum-Group Elements by Magmatic Fluids in Layered Intrusions // Econ.Geol., 1992, v. 87, No. 7, p. 1830-1848.

Gushchin A.V., Gusev G.S. Geochemical Types of Igneous Rocks in Various Geodynamic Environments. - In: Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology. Eds. N.V.Mezhelovsky, A.F.Morozov, G.S.Gusev & V.S.Popov. M.: Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, GEOKART, 2000.

Hart R.J., Tredoux M., De Wit M.J. Refractory trace elements in diamond inclusions: Further clues to the origins of the ancient cratons // Geology, 1997, v. 25, no. 12, p. 1143-1146.

Mineral Deposit Models. D.S.Cox, D.A.Singer, Eds. USGS Bull. 1693, Washington, 1986, 379 p.

Naldrett A.J., Cabri L.J. Ultramafic and Related Mafic Rocks: Their Classification and Genesis with Special Reference to the Concentration of Nickel Sulfides and Platinum-Group Elements // Econ.Geol., 1976, v. 71, No. 7, p. 1131-1158

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ОКСИДНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ РУД ОКЕАНА КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Авдонин В.В., Сергеева Н.Е.

МГУ, Москва, avdonin@star.geol.msu.ru

Железомарганцевые руды дна Мирового океана образуют две самостоятельные формации: формацию железомарганцевых конкреций абиссальных котловин (ЖМК) и формацию кобальтоносных железомарганцевых корок подводных поднятий (КМК). Основная масса рудных скоплений размещается в интервале широт от 40° с. ш. до 40° ю. ш., образуя единый планетарный пояс, в пределах которого ЖМК и КМК занимают различное положение, будучи приуроченными к различным структурным элементам океанского дна. Экзогенные рудные объекты океана не имеют аналогов на континенте ни по условиям образования, особенностям залегания и составу, ни по масштабам проявления.

Железомарганцевые конкреции развиты на обширных площадях глубоководных (4000–5000 м) котловин Мирового океана; они залегают на поверхности дна, обычно наполовину и более погружены в рыхлый осадок; весовая плотность залегания от 1 до 50-7- кг/м².

Корки образуют обширные покровы на коренных породах на склонах подводных гор крутизной 12 – 20°, они распространены преимущественно на глубинах 1000 - 3500 тыс. м, облекая привершинные части гайотов. Мощность корок варьирует от первых сантиметров до 15-20 см, при этом весовые концентрации достигают 150 – 180 кг/м² сухой массы.

Основными минералами марганца, слагающими марганцевооксидные руды, являются вернадит, асболан, бузерит, бернессит, тодорокит; постоянно в небольших объемах встречаются также: манганозит, псиломелан, манганит, гаусманит, гюролит, реддингит (фосфоферрит) и др.

Главным гидроксидом железа в марганцевоокисных рудах является фероксигит – бFeOOH, практически всегда отмечается присутствие гетита, лепидокрокита, реже акаганеита, ферригидрита и гематита.

Фосфатная минерализация в рудных корках и конкрециях представлена, прежде всего, апатитом в виде вкрапленных, гнездово-вкрапленных, прожилковых выделений, который размещается как внутри Fe-Mn глобулярно-колломорфных образований по концентрическим и радиальным трещинам, в интерстициях между дендритами и глобулями, так и в межглобулярном пространстве в ассоциации с глинисто-гидрослюдистыми минералами.

Постоянно в составе марганцевоокисных руд присутствуют различные аутигенные минералы: кварц, слоистые алюмосиликаты, филлипсит, карбонаты, каолиниты, углеродистое вещество, графит. Помимо этого обнаружены самородные Ag и Au самородная Pt в различных морфологических формах, никелин, выделения самородных Ni и Zn, самородная Cu в виде кубических кристаллов, металлические каплевидные и округлые шарики (камасит, тэнит). Сотрудниками ВИМСа обнаружены редкие минералы кобальта и никеля:_гетерогенит, β-кобальт, Co- и Ni-содержащие сульфиды группы линнеита и др.

Железомарганцевые конкреции представляют собой эллипсоидальные, дискоидальные, иногда сфероидальные образования диаметром от долей до десятков сантиметров. Конкреции имеют концентрическополосчатое строение: на ядрах (обломках горных пород, фаунистических остатках, обломках ранее сформированных и разрушившихся конкреций и др.) последовательно нарастают слои рудной оболочки. Они сложены слабоокристаллизованными гидроксидами железа и марганца с примесью глинистого, обломочного, органогенного материала.

Конкрециям свойственны параллельно-слоистые, ритмическислоистые, скорлуповато-слоистые текстуры и др. (рис.1). Ведущим мотивом текстурного рисунка на поперечном срезе является чередование полос, каждая из которых имеет фестончато-дендритовое, фестончато-столбчатое строение.

В строении оболочки конкреций выделяются слои трех уровней: 1 макрослои, полностью облекающие конкрецию и разделенные между собой перерывами, несогласиями, следами процессов деструкции. К их контактам часто приурочены скопления обломочного материала, остатков микрофауны и т.д. Эти явления, наряду с многочисленными фактами растрескивания, разрушения конкреций, регенерации и обрастания обломков новыми слоями, отчетливо фиксируют этапы формирования конкреций и наглядно отражают сложный, прерывистый процесс их роста. Мощность макрослоев в среднем от 0,5 до 1,5 см; 2- микрослои, согласно налегающие друг на друга. Они различаются по текстурным особенностям (волнисто-слоистые, скорлуповато-слоистые, столбчато-дендритовые, катакластические и др.) и ритмично чередуются в разрезе макрослоев. Микрослои не всегда прослеживаются по всей поверхности конкреции: они часто прерываются, выклиниваются. Толщина микрослоев в среднем 1,5-5,0 мм; 3 – субмикроскопические слои, чередование которых и определяет текстурный рисунок микрослоев. Их толщина колеблется в пределах 1-10 мкм.

Важные сведения о механизмах осаждения рудного вещества и этапах формирования конкреций могут быть получены при расшифровке закономерностей строения слоистого разреза их и в особенности из анализа состава и строения микрослойков, слагающих массы железомарганцевых образований. Установлено, что в рудной оболочке конкреций и в ритмично-слоистых участках, и в участках дендритового строения чередуются микрослойки кристаллического и аморфного состава. В кристаллической фазе преобладают минералы марганца, среди которых наиболее распространены тодорокит, бузерит, асболан, вернадит и др. Железо находится главным образом в виде аморфного гидратированного оксида, наряду с которым присутствуют гетит, фероксигит, ферригидрит и др. Субмикроскопические слойки контрастно различаются по составу: содержание Mn в слойках кристаллической фазы в десятки, а иногда в сотни раз больше содержания Fe; в аморфных фазах марганца содержится всего лишь в 2-3 раза больше, чем железа. Итак, внутреннее строение конкреций характеризуется ритмичным чередованием контрастных по составу субмикроскопических слойков. Эта закономерность представляется чрезвычайно важной для выяснения генезиса ЖМК.

Одна из важнейших особенностей строения конкреций – ритмически-слоистое чередование контрастных по составу субмикроскопических слойков получают наиболее приемлемое объяснение с позиций гипотезы автоколебательного режима осаждения рудного вещества (Пунин и др., 1995).

Основные текстурно-структурные особенности строения конкреций позволяют расшифровать историю их формирования и подойти к оценке источника рудного вещества - одной из важнейших проблем генезиса формации ЖМК.

Некоторые черты строения конкреций подтверждают, по нашему мнению, формирование их из вулканических источников. Об этом в первую очередь свидетельствует макрослоистость конкреций, наглядно отражающая пульсирующий характер их роста. Тот факт, что рост конкреций неоднократно прерывался длительными периодами неотложения рудного вещества, растворения и разрушения поверхности конкреций, - известен давно. Эти особенности учитываются и при оценках возраста и скоростей роста конкреций. В строении конкреций проявлены элементы стратификации, охватывающей, вероятно, рудные провинции, а может быть распространяющейся и на более обширные территории.

В периоды активизации вулканизма происходит обогащение рудными компонентами активного слоя, который служит своеобразным промежуточным коллектором для образования конкреций. Когда компоненты из этого слоя концентрируются в конкрециях, истощая его, рост их прекращается. Если интервал между вспышками активного вулканизма был слишком продолжительным, то процессы деструкции могут привести к разрушению конкреции и к моменту следующего этапа активизации вулканизма обломки этих конкреций становятся ядрами новых.

Таким образом, можно считать, что поля распространения конкреций являются самостоятельной удаленной фацией рудоносных осадков в основном вулканогенно-осадочного происхождения, в которой накапливающийся в верхнем слое осадка рудный материал, поступающий из вулканических источников, превращается в конкреции практически до начала литификации осадка, или в самом начале ее.



Рис. 1. Слоистое строение ЖМК.



Рис. 2. Корка на базальте.

Кобальтоносные железомарганцевые корки, близки конкрециям по минеральному и химическому составу, текстурно-структурным особенностям и генезису. Почти повсюду корки характеризуются слоистым строением (рис.2). Наиболее детальная стратификация разработана М.Мельниковым, В.Кругляковым и И.Пуляевой для корок западной части Тихого океана (Мельников, Пуляева, 1994)..

По данным указанных авторов, в основании разреза нередко наблюдается так называемый "реликтовый" слой толщиной до 8 см, залегающий на выветрелом субстрате и часто содержащий его обломки. Он сложен рудным веществом смоляно-черного цвета с алмазным блеском и раковистым изломом, состоящим из вернадита, 5 Å минерала, асболан-бузерита, кальцита, кварца. Далее следует слой I, сложенный вернадитом, ферроксигитом, апатитом. Нижняя часть его толщиной 2-7 см характеризуется преобладанием компактно-слоистой и грубопараллельно-слоистой текстур; верхняя часть (3-6 см) представлена массивной плотной массой пятнистодендритовой текстуры с включениями карбонатно-фосфатного материала. Следующий слой II (2-5 см) пористый, с грубостолбчатой текстурой сложен вернадитом, ферроксигитом с примесью глинистых минералов, цеолитов, гетита, кварца, полевых шпатов, следами апатита. Слой III (1-3 см) отличается массивной текстурой, нечеткой слоистостью; в его составе – вернадит, ферроксигит, бернессит, кварц, полевые шпаты.

Все слои имеют четкие резкие границы, нередко обладают признаками несогласия – наличием эрозионных поверхностей, выпадением из разреза отдельных прослоев. Эти явления фиксируют перерывы в накоплении рудного вещества.

По содержащимся в корках остаткам микрофауны определен возраст слоев. Диапазон образования реликтового слоя от позднего мела до раннего эоцена. Слой I имеет эоценовый возраст, слой II от позднего олигоцена до среднего-позднего миоцена; слой III относится к плейстоцену.

Формирование корок началось намного раньше, чем охарактеризованных выше ЖМК абиссальных котловин, возраст которых, по существующим оценкам, не древнее позднего миоцена.

Изучение состава субмикроскопических слойков с использованием микроанализаторов показало, что реликтовый слой имеет сложное строение: в одних участках развиты микрослойки однородного состава, в других наблюдается чередование контрастных по составу микрослойков, соответствующих "кристаллической" и "аморфной" фазам конкреций. Интересно отметить, что среди чередующихся железомарганцевых слойков присутствуют согласно с ними залегающие слойки фосфатного состава. Это позволяет предположить, что фосфатный материал отлагался в последовательном чередовании с гидроксидами железа и марганца. Наряду с этим наблюдаются и секущие выделения тонкокристаллических масс апатита.

Слои корок I, II, III резко отличны по составу от реликтового слоя, но достаточно близки между собой. Они имеют различное строение: в одних случаях преобладают тонкопараллельно-слоистые, волнистые текстуры, в других – столбчато-дендритовые, грубопараллельно-слоистые, иногда катакластические; некоторые слои имеют массивное строение, другие отличаются повышенной пористостью и т.д. Между слоями и внутри них иногда фиксируются признаки перерывов, деструкции, отмечаются прослои обломочного строения, прослои, обогащенные обломками микрофаунистических остатков, иногда скоплениями железистых силикатов.

По составу слои II, III отличаются от конкреций (с которыми они близки по возрасту) меньшим содержанием Mn, большим Fe; марганцевый модуль в них 1-2,5, тогда как в конкрециях 30-60. При этом корки характеризуются более однородным составом субмикроскопических слойков. В отличие от конкреций здесь редко наблюдаются участки, где чередуются микрослойки, контрастные по составу. Эта особенность строения корок позволяет сделать вывод, что основная их масса относится к гидрогенным образованиям.

Верхние слои корок нарастали гидрогенным путем, вследствие обогащения придонного слоя воды компонентами, поступающими из вулканических источников в периоды их активизации. Импульсы вулканической активности зафиксированы соответствующими слоями, характеризующимися индивидуальными геохимическими особенностями. Продолжительные периоды затухания вулканизма выражены перерывами в слоистости корок, явлениями размыва, накоплением обломочного, силикатного материала.

Основные особенности состава, строения и размещения двух основных формаций оксидных руд океана, не имеющих аналогов на континенте, свидетельствуют о том, что на их формирование оказывают влияние разнообразные факторы. В концентрации вещества оксидных руд участвуют процессы окисления, реакции автоколебательного характера, механизмы сорбции, коагуляции, соосаждения, возможно и биологические процессы. Решающая роль в образовании рассмотренных формаций, сложенных элементами типичной базальтоидной ассоциации, принадлежит базальтоидному вулканизму. Именно этот источник обладает достаточно мощным ресурсом рудных компонентов и его периодически возобновляющаяся активность позволяет объяснить пульсирующий рост железомарганцевых образований. Оксидные руды обеих формаций состоят, таким образом, в основном из эндогенного вещества, перенесенного и (при образовании формации ЖМК) предварительно накопленного в промежуточных коллекторах – активном слое рудоконтролирующих структур. Этим еще раз подтверждается известное положение о том, что металлогения Мирового океана и эндогенная, и экзогенная, в конечном итоге определяется базальтоидным магматизмом.

Литература

Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Мгеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст //Тихоокеанская геология, 1994, №4, с.13-27.

Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г., Демидова Г.Е., Смольская Л.С. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций //Литология и полезные ископаемые, 1995, №1, с. 40-50.

ФРАМБОИДАЛЬНЫЙ ПИРИТ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Акимова А.В.¹, Акимов Г.Ю.², Лоренц Д.А.², Плотинская О.Ю.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, anastasiyaakimova@yandex.ru, ²ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

Под фрамбоидальным пиритом в литературе понимают микросферы пирита (обычно до 25 мкм), состоящие из пиритовых микросфер меньшего размера, не соприкасающихся между собой. Соотношение диаметров микросфер 1-го и 2-го порядка во фрамбоидах около 1:20. Впервые термин «фрамбоид» (от франц. framboise – малина) был использован американским геологом Растом в 1935 г. (Rust, 1935) для обозначения своеобразного пирита из сульфидных руд юго-запада Миссури, из-за его сходства с ягодами малины. Фрамбоидальный пирит описан на месторождениях различных рудно-формационных типов: мезотермальных золото-кварцевых и золотосульфидных, эпитермальных золото-серебряных, колчеданнополиметаллических и др. В литературе обсуждаются самые разные гипотезы образования фрамбоидального пирита. Так, например, (Амосов, Васин, 1995) происхождение фрамбоидов на эпитермальных месторождениях

Камчатки объясняют деятельностью колоний бактерий или пиритизацией цист зеленых водорослей. В работе (Wilkin, Barnes, 1997) описан многостадийный процесс образования фрамбоидального пирита, при котором первичный сульфид железа осадков проходит длительную эволюцию, одной из ступеней которой является образование магнитного минерала грейгита (Fe₃S₄). Выделения грейгита начинают сегрегироваться и притягиваться друг к другу, однако на очень близком расстоянии начинают работать силы взаимоотталкивания и поэтому слипания микросфер не происходит. В дальнейшем грейгит переходит в пирит. Такой механизм образования фрамбоидального пирита осуществлен экспериментально при температурах до 200°С (Wilkin, Barnes, 1997). Ниже нами рассмотрен фрамбоидальный пирит эпитермальных золоторудных месторождений на примере молодого (N₂-Q) рудопроявления Коленчатое (о. Уруп, Курильские о-ва) и древнего (D₃-C₁) месторождения Березняковское (Ю. Урал). Такой выбор объектов определяется тем, что позволяет сравнить минералогические особенности молодых и древних эпитермальных золото-серебряных месторождений.

Рудопроявление Коленчатое входит в состав Лидинского рудного поля, приуроченного к участку пересечения Центрально-Курильского глубинного разлома с зоной поперечных разрывных нарушений северозападного простирания, вмещающей пояса даек и поля гидротермальноизменённых пород. Площадь рудопроявления сложена туфами и туффитами основного, среднего и кислого состава; андезитами, андезибазальтами, а так же туфоконгломератами и туфопесчаниками, объединёнными в рыбаковскую свиту (N₁₋₂ rb). Помимо комагматичных рыбаковской свите субвулканических образований одноименного базальт-андезит-риодацитового комплекса, в районе рудопроявления установлены мелкие штоки диоритов более молодого прасоловского миоцен-плиоценового комплекса. Рудопроявление представлено крутопадающей минерализованной зоной северозападного (310°) простирания, мощностью 1-7 м, разбитой поперечными сдвигами с амплитудами перемещений до 200 м. Протяжённость участков минерализованной зоны, ограниченных поперечными нарушениями, 100-300 м. Общая протяжённость зоны – 2.4 км. Наиболее изученный центральный отрезок зоны представлен кавернозными метасоматическими кварцитами (развитыми по агломератовым туфам), каверны в которых выполнены сульфидами (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блёклая руда) и халцедоновидным кварцем, в срастаниях с которыми наблюдалось тонкое (0.002-0.018 мм) самородное золото (пробность 872-914). В образце № 13017-24 шестоватого желтоватого кварца с восточного фланга рудопроявления наблюдались крупные (до 1 см) пластинчатые агрегаты сульфотеллуридов висмута. Взаимоотношений минералов висмута с другими сульфидами и самородным золотом не наблюдалось. На основании изучения текстурно-структурных особенностей руд (брекчирование, цементация, выполнение, крустификация и др.) и взаимопересечений прожилков, на рудопроявлении Коленчатое устанавливается следующая последовательность в формировании минеральных агрегатов, по-видимому, отвечающих стадиям гидротермального процесса (Д.А. Лоренц, Г.Ю. Акимов, 2006 г.): 1) метасоматиты аргиллизитовой формации (аргиллизиты и вторичные кварциты); 2) прожилковая галенит-сфалеритовая минерализация и связанная с ней околожильная хлоритизация; 3) колломорфно-полосчатые кварцевые прожилки с незначительным количеством сульфилов (<1%), представленных, преимущественно халькопиритом и пиритом (в том числе фрамбоидальным), местами с блёклой рудой, и самородным золотом. По ряду признаков (широкое развитие пластообразных тел кавернозных вторичных монокварцитов, каверны в которых цементируются разновременными, в т.ч. золотоносными минеральными ассоциациями; отсутствие в подавляющей части изученных гидротермально-метасоматических образований адуляра и обнаружение пластинчатых выделений сульфотеллуридов висмута), было высказано предположение о принадлежности рудопроявле-Коленчатое к высокосульфидизированному типу (Д.А. Лоренц, ния Г.Ю. Акимов, 2006 г.).

Фрамбоидальный пирит Рудопроявления Коленчатое (рис. 1) образует пористые микросферы (0.01-0.02 мм), состоящие из мельчайших шариков. РСМА в глобулярном пирите из рудопроявления Коленчатое установлена примесь кобальта (0.15-0.44 мас. %) и незначительная примесь мышьяка (0.0-0.22 мас. %). Вокруг пористых пиритовых глобул часто развиваются каёмки и каёмочки мышьяковистого (As 0.65-2.16 мас. %, ср. 1.23 мас. %) пирита однородного строения, также содержащего примесь кобальта (0.30-0.53 мас. %). Отдельные огранённые кристаллики пирита из внешних частей мышьяковистых каёмочек имеют сходный состав: As 0.58-1.78 мас. %, Со 0.25-0.47 мас. %. Нами наблюдалась цементация такого пирита теннантитом без признаков коррозии, что может говорить о возможном парагенезисе внешних каёмок мышьяковистого пирита на пиритовых фрамбоидах и теннантите. Близким по времени к образованию теннантита является отложение самородного золота.



Рис.1 Фрамбоидальный пирит рудопроявления Коленчатое:
а) – типичные фрамбоиды и огранённые кристаллы;
б) – фрамбоиды пирита в парагенезисе со сферолитами кварца.

Березняковское золото-серебряное месторождение находится в Челябинской области, и, и по результатам исследований последних лет отнесено к эпитермальному высокосульфидизированному типу (Грабежев и др., 2000; Новоселов и др., 2003; Plotinskaya et.al., 2006). В металлогеническом отношении месторождение входит в состав Биргильдинско-Томинского рудного поля, приуроченного к зоне сочленения Восточно-Уральского прогиба с Восточно-Уральским поднятием. Площадь месторождения сложена андезитами и их туфами с прослоями известняков и кремнистых туффитов, объединёнными в березняковскую свиту позднедевонского-раннекаменноугольного возраста. Отложения березняковской свиты интрудированы дайками риолитов и диабазов. Минерализация, преимущественно, прожилково-вкрапленная, сульфиднокварцевого состава. Рудные тела приурочены к линейным зонам северозападного и субширотного простирания. Их протяжённость – первые сотни метров, мощность по данным опробования – 0.3-92.0м. Форма рудных тел – линейно-вытянутая и столбообразная, падение 40-80° на север и северо-восток. В настоящее время на месторождении оконтурено 23 рудных тела содержаниями золота 1-59 г/т и серебра 3-40 г/т (Грабежев и др., 2000). Участки с золоторудной минерализацией часто характеризуются повышенными содержаниями Cu (0.3-0.5 %), Zn, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Se и Te. На глубину 20-50 м по первичным рудам развита зона окисления (Грабежев и др., 2000). Гидротермальное минералообразование на Березняковском месторождении протекало в 5 стадий: пиритовую, теллуридно-полиметаллическую (включающую энаргитовую, блеклорудно-теллуридную и золото-теллуридную подстадии), галенитсфалеритовую, кварцевую и карбонатную (Plotinskaya et.al., 2006). Фрамбоидальный пирит обнаружен нами в минеральных образованиях блеклоруднотеллуридной подстадии теллуридно-полиметаллической (главной рудной) стадии. Пространственных взаимоотношений фрамбоидального пирита с минералами золота не наблюдалось.

Фрамбоидальный пирит Березняковского месторождения (рис. 2) слагает самостоятельные прожилки, часто зонального строения. В направлении от зальбандов к центру прожилков, обычно, выделяется три зоны. Зона-1 представляет собой минеральный агрегат, состоящий из фрамбоидов пирита, представленных микросферами 1-го порядка (15-20 мкм) состоящими из множества микросфер 2-го порядка, (~1 мкм). Пиритовые фрамбоиды зоны-1 сцементированы пиритовым агрегатом микропористого облика, также как и фрамбоиды состоящим из пиритовых микросфер 2-го порядка. Мощность зоны-1 0.1-1.5 мм. Содержание пирита в зоне-1 около 80 об. % (20 % приходится на пустоты, часть из которых выполнена жильными минералами, преимущественно, кварцем). Зона-2 представлена плотным агрегатом микросфер (15-20 мкм), преимущественно, сплошного пирита. В отдельных пиритовых микросферах зоны-2 изредка наблюдается типичное фрамбоидальное строение, аналогичное зоне-1. Мощность зоны-2 70-100 мкм. Содержание пирита близкое к 100 об. %. Зона-3 представлена глобулами, как правило, однородного пирита в тонкокристаллическом кварце (15-20 мкм). В отдельных пиритовых глобулах зоны-3 при больших увеличениях также можно наблюдать характерное глобулярное строение. Мощность зоны-3 0.3-1.1 мм. Содержание пирита около 40 об. %. Наблюдались случаи цементации пиритовых фрамбоидов зоны-3 теннантитом. Описанная последовательность образования зон в прожилках фрамбоидального пирита иллюстрируется ростом общего количества пирита от зоны-1 (80 %) к зоне-2 (100 %) и резким падением в зоне-3 (40 %). Это, в сочетании с появлением в зоне-3 значительного количества тонкокристаллического кварца и теннантита, цементирующего пиритовые фрамбоиды, может косвенно свидетельствовать о характере эволюции гидротермальных растворов. Также на месторождении встречены кольцеобразные агрегаты пирита, ядра которых сложены кварцем, теннантитом или галеноклаусталитом Pb(S,Se). Внешний диаметр колец не превышает 15-20 мкм, а внутренний составляет около 10 мкм. Встречаются и более сложные пириттеннантитовые срастания. Временные взаимоотношения пирита и теннантита в таких срастаниях неоднозначны. Однако, в ряде случаев, наблюдаются признаки коррозии пирита теннантитом. По результатам РСМА, фрамбоидальный пирит Березняковского месторождения практически лишён As и других примесных компонентов.



Рис. 2. Рудный прожилок, сложенный фрамбоидальным пиритом (белое) и кварцем (черное). Березняковское месторождение. а) прожилок с 3-мя зонами; б) фрагмент (а).

Таким образом, на основании приведённого выше авторского материала и анализа литературных данных, можно прийти к следующим выводам:

 Фрамбоидальный пирит является типичным для эпитермальных золото-серебряных месторождений не зависимо от их возраста (молодого или древнего);

 Судя по постоянной ассоциации фрамбоидального пирита и колломорфно-полосчатого кварца, образование фрамбоидального пирита изученных золото-серебряных объектов, по-видимому, происходило из коллоидов; Э.Фрамбоидальный пирит на изученных золото-серебряных объектах образуется в одну стадию с самородным золотом непосредственно перед его отложением, что может быть использовано в качестве важного прогнозно-поискового критерия;

4.На пиритовых фрамбоидах из золотоносных прожилков рудопроявления Коленчатое часто наблюдаются внешние мышьяковистые каёмки, иногда состоящие из огранённых кристалликов. С учётом выше изложенного, наличие в колломорфном кварце мелкого мышьяковистого пирита (как, например, на рудопроявлении Туманное о. Уруп (Д.А. Лоренц, Г.Ю. Акимов, 2006 г.)) в отсутствии фрамбоидального пирита, также может являться критерием золотоносности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 07-04-00517, Гранта Президента РФ МК-4396.2006.5 и Программ ОНЗ РАН № 2 и 9.

Литература

1. Амосов Р.А., Васин С.Л. Онтогенезис самородного золота России. М.: ЦНИГ-РИ. 1995. 150 с.

2. Грабежев А.И., Сазонов В.Н. и др. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. т. 42. № 1. с. 38-52.

3. Новоселов К.А. и др. Энаргит-теннантитовые руды Березняковского месторождения золота (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс, ИМин УрО РАН, 2003, с. 177-183.

4. Plotinskaya O. Yu., Novoselov K. A., Seltmann R., Stanley C. J., Spratt J. Te and Se mineralogy of the Bereznjakovskoje deposit (South Urals) // Proceedings of the IGCP Project 486

Field Workshop «Au-Ag-telluride-selenide deposits», Izmir, Turkey, 24-29 Sept. 2006. pp.137-144.

5. Rust G.W. Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, south-eastern Missouri. J. Geol. 1935. № 43. p. 398-426.

6. Wilkin R.T., Barnes H.L. Formation processes of framboidal pyrite. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. v. 61, No. 2. p. 323-339.

ЛЕГОСТАЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ): РУДНО-ФОРМАЦИОННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОГО И СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНИЯ И ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ

Акимов Г.Ю.

ФГУП «ЦНИГРИ», Москва, Shtaga1@yandex.ru

Легостаевское рудное поле, площадью 60 км², расположено в Алтае-Саянской складчатой области, на сочленении геологических структур Томь-Колыванской складчатой зоны и Салаирского кряжа. В металлогеническом отношении рудное поле размещается в западной части Егорьевского рудно-россыпного района, которая в отличии от восточной характеризуотсутствием россыпной золотоносности. В ется полным геологоструктурном плане оно приурочено к переклинальной северо-восточной части Калиновской антиклинали, сложенной углеродисто-терригеннокарбонатной толщей среднего-верхнего девона. В разрезе преобладают тёмно-серые алевролиты с постепенными переходами в тонкозернистые песчаники. Вмещающие породы смяты в линейные складки различных порядков (вплоть до плойчатости) и интенсивно рассланцованы в направлении. по-видимому, параллельном осевой поверхности Калиновской антиклинали. Пластические деформации и рассланцевание вмещающих пород происходило в несколько этапов, о чём свидетельствует наличие смятой в микроскладки сланцеватости в филлитизированных алевролитах наряду с обычным рассланцеванием терригенных пород, косо секущим слоистость. Наблюдающиеся среди алевролитов маломощные (первые см – десятки см) прослои серых известняков часто будинированы и, как правило, мраморизованны, что выражается появлением в основной массе породы перекристаллизованных **участков**. сложенных среднезернистыми агрегатами зёрен кальцита. Наблюдались также смятые маломощные птигматитовые микроскладки (4-6 мм) прожилки неравномерно окрашенного серовато-белого среднезернистого кальцита, секущиеся линейными прожилками белого среднезернистого кальцита, мошностью 1-3 мм.

На Легостаевском рудном поле широким развитием пользуются различные по составу дайки, пересечения которых наблюдались в керне многих скважин КБ и КГК, а также в элювиальных развалах и цоколе террас по реке Бердь. Преобладают дайки диоритовых порфиритов и гранитпорфиров. Эти дайки, как правило в той или иной степени гидротермально изменены, часто сульфидизированы на контактах, секутся кальцитовыми, кальцит-кварцевыми и сфалерит (марматит)-пирит-кварцевыми прожилками. Их возраст может быть определён, как дорудный. Наряду с этим, на рудном поле наблюдаются дайки чёрных кайнотипных базальтов, не несущих следов каких либо гидротермальных изменений. Внедрение этих даек происходило, по-видимому, уже после рудообразования. Мощность большинства даек не зависимо от состава 2-15 м.

Геофизическими исследованиями прошлых лет (масштаб 1 : 50 000) на рудном поле выявлено 6 аномальных участков магнитного поля с линейными ВП аномалиями. Магнитные аномалии имеют пирротиновую природу, что подтверждается данными колонкового бурения.

В контурах положительных магнитных аномалий нами наблюдался пирротин нескольких генераций: псевдомормозы пирротина по вкрапленному пириту вмещающих терригенных пород; тончайшие пирротинкальцитовые и пирротин-кальцит-кварцевые просечки по плоскостям сланцеватости терригенных пород; массивные пирротиновые и пиритпирротиновые линзы, мощностью до первых десятков см; кальцитпирротиновые и кварц-кальцит-пирротиновые жильно-прожилковые образования (пирротина 20-30 об. %), мощностью также до первых десятков см; и псевдоморфозы пирротина по пентагондодекаэдрам пирита (до 8 мм) незолотоносных полиметаллических жильно-прожилковых руд галенитсфалерит (марматит)-пирит-кальцит-кварцевого состава (Дикушинский участок). Со всеми генерациями пирротина в незначительных количествах ассоциирует халькопирит.

Нами сделано предположение, что на Легостаевском рудном поле положительные магнитные аномалии фиксируют полихронные надынтрузивные пирротиновые купола, которым отвечают участки Каменский, Дикушинский, Малиновский, Иковский и Северо-Корюшкинский, локализованные в качестве перспективных на выявление промышленного золотосульфидного оруденения. С пирротиновыми куполами пространственно совпадают первичные геохимические аномалии Au, As, Bi, Ag, Pb и Sb (данные опробования скважин КГК). Само рудное поле отвечает крупной кольцевой структуре, с которой пространственно связана сложно построенная близко изометричная магнитная аномалия. Данная рудоконтролирующая кольцевая структура интерпретируется сотрудниками ОАО «НГПЭ» как невскрытый гранитоидный плутон.

Золотое оруденение связано с крутопадающими, и, по всей видимости, секущими минерализованными зонами, субсогласными с простиранием складчатости. Рудоконтролирующее значение в терригеннокарбонатном разрезе Легостаевского рудного поля могут иметь маломощные (4-6 м) пласты окварцованных известняков, дайки диабазов и гранитпорфиров. Вмещающие золото-сульфидное оруденение метасоматиты представлены березитами, джаспероидами и анкеритовыми породами.

Гидротермальная минерализация Легостаевского рудного поля, по нашему мнению, сформировалась в три рудных этапа: полиметаллический, золото-редкометальный и серебро-сурьмяный. Наиболее ранними являются руды полиметаллического этапа. Нами наблюдались полиметаллические руды жильно-прожилкового и прожилкововкрапленного типов. Жильно-прожилковые руды развиты, преимущественно в алевролитах. Представлены плитообразными крутопадающими жилами, мощностью до 1.5 м и прожилками. Состав этого типа руд сфалерит(марматит)-пирит-кальцит-кварцевый. Вкрапленные полиметаллические руды развиты, в основном, по маломощным (первые см – первые десятки см) прослоям мраморизованных известняков среди алевролитов. Доля сульфидов на таких сульфидизированных участках 30-50 %. Главные сульфиды – пирит и марматит находятся в соотношениях 2 : 1 – 4 : 1. Наибольшим развитием полиметаллические руды пользуются на площади Дикушинского участка, который относительно других участков рудного поля располагается на более высоком гипсометрическом уровне. Спектрохимическим анализом в полиметаллических рудах Легостаевской площади золота не обнаружено. Другими методами эти руды на золото не анализировались.

Следующими по времени образования являются золото-сульфидные жильно-прожилковые руды золото-редкометального этапа. Как правило, эти руды слагают крутопадающие жильно-прожилковые зоны со стержневыми жилами существенно арсенопиритового, пирит-арсенопиритового, реже кальцит-кварц-пирит-арсенопиритового состава массивных или полосчатых текстур. Мощность прожилковых зон – десятки метров, мощность арсенопиритовых жил – до первых метров. Арсенопирит на Легостаевском рудном поле является надёжным признаком золота. Содержание золота в массивных арсенопиритовых рудах – десятки г/т (до 53 г/т), содержание золота в зонах прожилкования с арсенопиритом 1-5 г/т. Главным рудным минералом этого типа руд является арсенопирит, и, в меньшей степени, пирит. В микроколичествах установлены тонкое самородное золото, пирротин и халькопирит. В.И. Сотниковым с сотрудниками (1999) в этом типе руд выявлены жозеит-Б Bi₄Te₂S, самородный висмут, висмутин, хедлейит Ві₂Те. Золото в рудах свободное тонкое (0.005-0.02 мм, в ср. 0.008-0.01 мм), образует вкрапления в арсенопирите или включения в пирите в срастаниях с арсенопиритом, пирротином, халькопиритом и висмутовыми минералами.

В заключительный рудный этап отлагается серебро-сурьмяная минерализация, макроскопически представленная спутано-волокнистыми агрегатами игольчатых сульфосолей (преимущественно джемсонита), выполняющими серии параллельных трещин в золотоносных арсенопиритовых жилах, или в терригенных породах, как правило, вблизи арсенопиритовых жил. Содержание серебра в рудах с прожилковой сульфосольной минерализацией, по данным пробирного анализа, выполненного в ФГУП «ЦНИГ-РИ», по штуфным пробам достигает 283 г/т. Организацией-исполнителем проекта руды Легостаевской площади на серебро не анализировались. Помимо джемсонита сотрудниками ИГ СО РАН (Сотников и др., 1999) в сульфосольных прожилках установлен буланжерит, фрейбергит (Ag 3233 мас. %), полибазит (Ag, Cu) $_{16}$ (Sb, As) $_2$ S $_{11}$, гессит Ag $_2$ Te, антимонит и сурьма самородная.

В 1995 г. на Легостаевской площади были выявлены золотоносные коры выветривания линейно-трещинного типа, приуроченные к зоне контакта терригенных отложений хмелевской свиты среднего девона и карбонатных отложений шандинской и мамонтовской свит нижне-среднедевонского возраста.

Легостаевская площадь является закрытым районом, что определяет специфику геологоразведочных работ. Мощность чехла рыхлых отложений от 2 до 35 м (в среднем около 15-20 м).

В опубликованной литературе золотое оруденение Легостаевского рудного поля отнесено к золото-сурьмяной формации (Сотников и др., 1999). В фондовых материалах руды объекта фигурируют, как золото-полиметаллические. В настоящее время сотрудниками ИГ СО РАН (А.С. Борисенко и др., 2005 г.) руды Легостаевского рудного поля относятся к золото-сульфидной (по аналогии с Нежданинским, Олимпиадинским и Ведугинским месторождениями) и золото-сурьмяной рудным формациям.

По нашему мнению, в пределах Легостаевского рудного поля наблюдается совмещение гидротермальной минерализации трёх рудноформационных типов: полиметаллического (свинцово-цинкового), золоторедкометального (в понимании П.И. Скорнякова, Г.Н. Гамянина, Н.А. Горячева и В.И. Гончарова) и серебро-сурьмяного. Наиболее значимым из них является золото-редкометальный. В американской литературе месторождения такого типа называют «золоторудные месторождения, связанные с гранитами». По классификации золото-релкометальных месторождений, предложенных Н.А. Горячевым и Г.Н. Гамяниным (2004), золоторудную минерализацию Легостаевского рудного поля следует относить к висмут-арсенидно-сульфоарсенидному минеральному типу. Ближайшими объектами-аналогами Легостаевской плошали являются золоторедкометальные месторождения Яно-Полоусненской металлогенической зоны (хребет Улахан-Тас, Северо-Восток Якутии). Некоторой спецификой этих месторождений (в частности наиболее изученного Кандидатского рудного поля) является наличие дорудных бороносных скарнов. Примечательно, что на Легостаевском рудном поле также известны проявления скарнов с аксинитом, приуроченные к отдельным известняковым прослоям в терригенных породах. Для рудного поля характерно пространственное совмещение первичных геохимических аномалий Au, As, Bi (типоморфных для золото-редкометальной формации), и Ag, Sb, Pb (характерных для серебро-сурьмяной рудной формации).

Выделяемая на Легостаевском рудном поле сотрудниками ИГ СО РАН золото-сурьмяная формация, выделена не правомерно по следующим причинам. Совместно с антимонитом и другими минералами сурьмы в рудах Легостаевской площади всегда (Сотников и др., 1999; А.С. Борисенко и др., 2005 г.) находится настоящий фрейбергит –содержащий 32-33 мас.% серебра. Как следует из работы Г.Н. Гамянина (1997), для руд золотосурьмяной формации типичен ферротетраэдрит, практически лишённый серебра. Кроме того, как только в рудах Легостаевской площади появляется сурьмяная минерализация, анализами тут же фиксируются промышленные содержания серебра. Всё это даёт основания для отнесения сурьмяной и серебряной минерализации Легостаевского рудного поля к единой серебросурьмяной формации.

На основании изложенного выше материала для формирования модели Легостаевского рудного поля могут быть использованы следующие элементы:

1.Невскрытый гранитоидный плутон, выраженный крупной кольцевой структурой, с которой пространственно связана сложно построенная близко изометричная магнитная аномалия и локальные пирротиновые купола, фиксирующие надынтрузивные выступы.

2. Надынтрузивные пирротиновые купола, контролирующие размещение конкретных золоторудных проявлений в структуре рудного поля. Пирротиновые купола фиксируются локальными положительными магнитными аномалиями.

3.Первичные геохимические аномалии Au, As, Bi, Ag, Pb и Sb, пространственно совпадающие с локальными пирротиновыми куполами.

4.Крутопадающие (~85°) зоны дробления и рассланцевания северовосточного (соскладчатого) простирания с полихронной рудной минерализацией в пределах пирротиновых куполов. Мощность зон арсенопиритового прожилкования с золотом – десятки метров, мощность стержневых существенно арсенопиритовых жил – первые метры.

5.Ведущий рудно-формационный тип золоторудной минерализации – золото-редкометальный. Ведущий минеральный тип – висмут-арсенидносульфоарсенидный.

6.Объекты-аналоги: золото-редкометальные рудные поля Яно-Полоусненской металлогенической зоны (Северо-Восток Якутии).

7.Пространственное совмещение первичных геохимических аномалий Au, As, Bi (типоморфных для золото-редкометальной формации), и Ag, Sb, Pb (характерных для серебро-сурьмяной рудной формации) в пределах конкретных рудопроявлений свидетельствует о комплексном характере благороднометального оруденения данных объектов.

8. Отсутствие на площади Легостаевского рудного поля аллювиальных россыпей золота.

9. Наличие среди гидротермальной минерализации Легостаевской площади арсенопирита является надёжным признаком золотоносности. Наличие в рудах игольчатых сульфосолей или антимонита – является признаком их промышленной сереброносности.

Таким образом, Легостаевское рудное поле является весьма перспективным комплексным (Au, Ag) многоэтапным рудным объектом. Промышленную ценность объекта составляют золото-висмут-сульфоарсенидные (золото-редкометальные) жильно-прожилковые руды и руды с совмещённой золото-редкометальной и серебро-сурьмяной минерализацией. Рекомендуется продолжение работ на объекте в рамках предложенной выше концепции с применением профилей встречного бурения скважин КБ «в вилку».

Литература

Гамянин Г.Н. Минералогические признаки формационной принадлежности золотого оруденения Верхояно-Колымской складчатой области // Отеч. геол.. 1997. № 9. С. 42-44.

Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометальные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеан. геол. 1998. Т. 17. №3. С. 94-103.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-редкометальные месторождения Северо-Востока Азии и перспективы их рационального освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока. Тез. Третьего Всерос. симп. с международн. участием. Улан-Удэ: Изд-во научн. бурятского центра СО РАН, 2004. С. 57-59.

Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Васильев И.П., Гимон В.О. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. 231 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФТОР-ИНДИКАТОРЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОВ

Аксюк А.М., Зарайский Г.П.

ИЭМ РАН, Черноголовка, <u>aksyuk@iem.ac.ru</u>, <u>zaraisky@iem.ac.ru</u>

Одной из задач фундаментальных геологических наук является разработка научных основ поиска различных рудных месторождений, большой вклад в решение которой вложил академик А.Г. Бетехтин. Широко известна важная роль фтора в формировании многих рудных, особенно редкометальных, месторождений. Повышенные содержания фтора в породах и присутствие фторсодержащих минералов являются одними из индикаторов таких месторождений (Холоднов, Бушляков, 2002). В процессе дифференциация гранитоидной магмы фтор накапливается вместе с рядом других компонентов, приводя к образованию лейкогранитов, литийфтористых гранитов, пегматитов. Эволюция магмы и отделяющихся флюидов вызывают эволюцию метасоматоза и рудогенеза как в самих гранитоидных телах, так и во вмещающих породах. Большинство редкометальной минерализации (Ве, Та, Nb, W и др.) в гранитах, пегматитах, грейзенах и гидротермальных жилах формируется при активной роли богатого фтором флюида, поэтому разработка экспериментально обоснованных минеральных фтор-индикаторов потенциальной рудоносности гранитных массивов, опирающихся на знание концентраций фтора во флюиде, является перспективным направлением в получении новых эффективных научнообоснованных методов поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с гранитами.

Геофториметры. Содержания фтора в горных породах или отдельных минералах могут служить лишь косвенными показателями роли фтора в формировании пород или месторождений, так как они зависят от такой экстенсивной величины как общая масса фторсодержащих минералов. Количество таких минералов (слюды, апатиты, топазы и др.) и их составы определяются не только физико-химическими условиями, но другими, в том числе и случайными факторами. Поэтому использование величин концентраций фтора во флюиде, равновесном с фторсодержащими минералами твердыми растворами с анионным изоморфизмом является предпочтительным, так как они однозначно связаны с физико-химическими условиями формирования данных минералов. В результате многолетних экспериментальных исследований были установлены количественные соотношения между концентрациями фтора во флюиде, составом ряда фторсодержащих минералов, и Р-Т условиями их образования, которые легли в основу разработанных минеральных геофториметров (Aksyuk, 2000; Аксюк, 2002). С этой точки зрения наибольший интерес представляют геофториметры с участием таких широко распространенных минералов как слюды (флогопит (Phl), биотит (Bt), мусковит (Ms), литиевые слюды (Li-mica), апатит (Ap), топаз (Toz)), которые учитывают сложный состав природных минералов и различное сродство к фтору их основных миналов, и позволяют по составу минерала и температуре его образования оценивать реальную концентрацию HF в равновесном флюиде, принимавшем участие в формировании природного парагенезиса, включающего данный минерал: $\log M_{\rm HF}(\rm Phl) = X_{\rm Mg}[\log (X_{\rm F}/(1-X_{\rm F})_{\rm Phl}) - 1722/T(\rm K) - 0.2112] + \log a_{\rm H2O},$ $\log M_{\rm HF}(\rm Bt) = \log (\tilde{X}_{\rm F}/(1-X_{\rm F}))_{\rm Bt} - 1722/T(\rm K) - 1,107*X_{\rm Mg} + 0,216(\rm Al-2) + 0,8958 + \log a_{\rm H2O},$ $\log M_{\rm HF}$ (Li-mica)= $\log (X_{\rm F}/(1-X_{\rm F}))_{\rm Limica}$ -1722/T(K)-1,107 $X_{\rm MgLi}$ +0,216(Al-2)+0,8958+ $\log a_{\rm H2O}$, $\log M_{\rm HF}$ (Ms)= $\log (X_{\rm F}/(1-X_{\rm F}))_{\rm Ms}$ -1722/T(K)-0,272(Li+Mg)+0,216(6-Si)+0,185(Fe+Si-6)+1,419+log $a_{\rm HDA}$ $\log M_{\rm HF}({\rm Ap}) = \log (X_{\rm F}/(1-X_{\rm F}))_{\rm Ap} - [3657-5,246 P(\kappa {\rm Gap})]/T({\rm K}) + 0,7 + \log a_{\rm H2O},$ $\log M_{\rm HF}({\rm Toz}) = \log (X_{\rm F}/(1-X_{\rm F}))_{\rm Toz} - 2580/T({\rm K}) + 0.85 + \log a_{\rm H2O},$

где M – концентрация фтора во флюиде, моль/дм³; X_F – мольная доля Fминала данного минерала; X_{Mg} =Mg/Σосt; $X_{Mg,Li}$ =(Mg+Li)/Σосt.; F, Mg, Fe, Si, Al означают числа этих химических элементов в кристаллохимической формуле слюды, рассчитанной на 44 отрицательных электрических заряда; Σосt – сумма октаэдрических мест в кристаллохимической формуле слюды.

Для ассоциаций кварц-флюорит-волластонит (Qtz-Fl-Wol) и корундшпинель-селлаит (Cor-Spl-Sel), характерными, в первую очередь, для скарновых парагенезисов, для определения концентраций фтора в растворе можно воспользоваться экспериментально полученными при 500-700°С и давлении 1 кбар зависимостями (Aksyuk, 2000):

 $\log M_{\rm HF}(\text{Qtz-Fl-Wol}) = 0.162-2275/T(\text{K}) \qquad (\pm 0.163),$

 $\log M_{\rm HF}(\rm Cor-Spl-Sel) = 0,417-2045/T(K) \qquad (\pm 0,025).$

Соотношения между молярной (M, моль/дм³) и мольной (m, моль/кг H₂O) концентрациями HF в разбавленном растворе при повышенных P и Tравно: $M_{\rm HF}^{T,P} = m_{\rm HF} * \rho_{\rm sol}^{T,P}$, где $\rho_{\rm sol}^{T,P}$ – плотность раствора при T и P условиях, кг/дм³. В отсутствии надежных экспериментальных данных по P-V-Tсвойствам системы H₂O-HF, в качестве первого приближения можно принимать, что плотность разбавленных фторидных растворах равна плотности чистой воды.

Редкометальные месторождения. Анализ данных по эволюции лейкогранитов Забайкалья, Казахстана и Рудных гор показал, что Zr/Hf отношение является хорошим индикатором магматической дифференциации (Зарайский и др., 1994). Выявленные уровни концентраций фтора во флюидах и Zr/Hf отношение в гранитах Хангилайского массива и месторождений Орловка, Этыка, Спокойнинское хорошо коррелируются между собой (рис. 1). При уменьшении Zr-Hf отношения (рис. 2) – надежного индикатора магматической дифференциации лейкогранитов с 25-30 до 5-10 концентрация фтора во флюиде увеличивается с 0,1-0,2 до 1-2*m*.



Рис. 1 Эволюция концентраций HF во флюидах, связанных с формированием Хангилайских bt лейкогранитов и месторождений Спокойнинское, Орловка и Этыка (Восточное Забайкалье)

Рис. 2 Магматическая дифференциация гранитов Забайкалья (Зарайский и др., 1994)

Применение выше приведенных геофториметров показало, что для грейзеновых Мо-W месторождений типа Акчатау (Центральный Казахстан) характерны магматические флюиды с концентрациями фтора около 0,1-0,2m при 790-650°С во флюидах, связанных с гранитами I, II, III фаз и пегматоидами, и грейзенизирующие флюиды с $m_{\rm HF}$ около 0,03-0,05 при температурах 515-390°С. Эти концентрации на диаграмме log $M_{\rm HF}$ -T ложатся вдоль тренда, для которого характерно относительно стабильный уровень концентрации HF в широком температурном интервале (рис. 3).



Рис. 3 Концентрации HF во флюидах редкометалльных и медно-порфировых месторождений

Уровень концентраций фтора во флюидах, участвовавших в формировании танталовых месторождений типа Орловка и Этыка в Восточном Забайкалье, связанных с литий-фтористыми амазонитовыми гранитами ("апогранитами"), может достигать $m_{\rm HF} = 1-2$ моль/кг H₂O. Рост концентрации фтора во флюидах Орловского месторождения относительно флюидов Хангилайских гранитов, являющихся родоначальниками гранитов Орловки, показан на рис. 3 стрелкой. Интересно, что исследование слюд и топазов из единичных небольших даек топазовых гранитов, открытых Ф.Г. Рейфом на Акчатау, показало, что в равновесных флюидах концентрация фтора должна быть около 1-2*m*, т.е. они близки к характерным для Li-F гранитов Забайкалья. Экспериментальные исследования и анализ природных наблюдений показывают (Zaraisky et al., 2006), что столь высокие концентрации являются необходимым условием формирования промышленного Та оруденения, так как для этого требуется переотложение рудных минералов на гидротермально-магматической стадии кристаллизации «апогранитов». На Спокойнинском W месторождении обогащенный фтором флюида

привел к объемной грейзенизации верхней части Спокойнинского массива лейкогранитов и формированию кварцевой «шляпы» на контакте с перекрывающими вмещающими породами из-за сильного возрастания растворимости кремнезема во фторидных флюидах (Аксюк, Жуковская, 1998).

Медно-порфировые месторождения. Флюиды, связанные с безрудными гранитоидными массивами и с формированием медно-порфировых месторождений, где роль хлора во флюидах была преобладающей (Сотников, 1993), характеризуются значительно меньшими концентрациями фтора. Эти концентрации образуют отдельный низко-фторидный тренд в координатах lg $M_{\rm HF}$ – T, вдоль которого концентрация фтора во флюиде снижается с падением температуры (рис. 3), даже при температурах 900-600°С.

Концентрацией фтора в природном флюиде и тип оруденения. Оценки концентраций HF в природных флюидах, связанных с формированием различных гранитоидов, скарнов и рудных месторождений, полученные с помощью экспериментально обоснованных геофториметров, выявили несколько трендов в поведении фтора в гранитном и гидротермальном флюидах (рис. 3). Низкофторидный, тренд, для которого наблюдается падение концентрации HF почти на два порядка в диапазоне температур от 900° до 200°С, характерен для разнообразных гранитоидных массивов Казахстана, Урала, Сибири, Тайваня, как безрудных, так и с Си-Мо минерализацией, а также большинству скарнов и связанных с ними месторождений. На рис. 3 показаны данные для медно-порфировых месторождений Аксуг (Тува), Шахтома (Забайкалье) и Санта Рита (штат Нью Мехико, США).

Более высокофтористый тренд характерен для редкометалльных лейкогранитов и грейзеновых W-Mo месторождений типа Акчатау (Центральный Казахстан). Для него типичны относительно высокие концентрации HF во флюиде (около 0,2 моль/кг H₂O), которые остаются почти постоянными на магматической стадии (граниты I, II, III фаз и пегматиты) несколько снижаются на грейзеновой стадии. При вторичных изменениях, как на месторождении Хендерсон (штат Колорадо, США), концентрации фтора снижаются еще на полпорядка. На поздней кварц-флюоритовой гидротермальной стадии (месторождение Акчатау) они уже более чем на 2 порядка ниже, чем у магматических флюидов, что обусловлено в первую очередь разбавлением их метеорными водами.

Флюид, связанный с литий-фтористыми и топазсодержащими гранитами характеризуется очень высокими концентрациями НF во флюиде (до 1-2 моль/кг H₂O), как на Та-Nb месторождениях типа Орловки и Этыки (Забайкалье) или при формировании топазовой дайки Акчатау.

Фтор-индикатор потенциальной рудоносности гранитов. Выявленные различия в уровнях концентрации фтора во флюидах, связанных с гранитоидами и ассоциирующими с ними различными типами рудных месторождений, очень значительны, что позволяет использовать величину концентрации фтора во флюиде как F-индикатор потенциальной рудоносности.

Таблица 1 Значения концентрации НF в природном флюиде как фтор-индикатора потенциальной рудоносности гранитов

Уровень кон- центраций НF во флюиде, <i>m</i> (моль/кг H ₂ O)	Темпе- ратура, °С	Давле- ние, кбар	Тип оруденения	Примечание
0,001-0,005	550-600	1-1,5	1) гранит, безрудный	Zr/Hf=30-40
			2) гранит, медно- порфировое	
0.03-0.05	400-500	1-1,5	грейзен, Mo-W	
0,1-0,2	650-800	1-1,5	1) гранит, Мо-W	Zr/Hf=20-30
			2) гранит – родоначальный для Li-F гранитов	
1-2	600-700	1-1,5	Li-F гранит, Ta-Nb	Zr/Hf=5-10

Величины температур и давлений образования гранитов, слюд, апатитов и топазов реальных геологических объектов (пород, месторождений) могут быть определены по данным изучения физико-химических условий их образования с привлечением известных геотермометров, геобарометров, данных изучения расплавных и газово-жидких включений, или различных термодинамических расчетов. Химические составы слюд, апатита и топаза - с помощью высокоточного и локального микроанализа. Определяются все химические элементы, входящие в состав минерала в значимых количествах. Особое внимание уделяется точности определения фтора. Состав слюды пересчитывается на кристаллохимическую формулу с 44 отрицательными электрическими зарядами. Мольная доля фтор-минала минералов рассчитывается, принимая, что OH-F изоморфизм носит идеальный характер. Определение концентраций HF во флюидах, бывших в равновесии с минералом, производится по уравнениям геофториметров, принимая температуру процесса и состав данного минерала. Потенциальная рудоносность гранитов может быть оценена по температурам формирования и концентрации HF в природном флюиде, руководствуясь табл. Для грубой оценки концентраций фтора во флюиде и потенциальной рудоносности гранитов могут быть использованы точные составы минералов и ориентировочные температуры формирования в диапазоне 600-700°С.

Работа поддержана грантами РФФИ 05-05 65233 и НШ-7650.2006.5

Литература

Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10, № 6. С. 628-642.
Аксюк А.М., Жуковская Т.Н. (1998) Растворимость кварца в растворах HF при 500-1000°С и 100-500 МПа // Доклады Академии Наук. Т. 361. №2.С. 240-243.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Зельтман Р., Федькин А.В. (1994) Эволюция редкометальных гранитов и величина отношения Zr/Hf как показатель кристаллизационной дифференциации // Петрография на рубеже XXI века Итоги и Перспективы. Второе Всероссийское петрографическое совещание. Сыктывкар: Геопринт, 2000. III том. С.47-50.

Сотников В.И., Берзина А.Н. (1993) Режим хлора и фтора в медномолибденовх рудно-магматических системах. Новосибирск: ОИГГМ, 133 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург. УрО РАН. 393 с.

Aksyuk A.M. (2000) Estimation of fluorine concentrations in fluids of mineralized skarn systems // Economic Geology. 2000. Vol. 95. P. 1339-1347.

Zaraisky G.P., Korzhinskaya V.S., Kotova N.P. (2006) The problem of hydrothermal transport of tantalum and niobium in "apogranites" on experimental data. – расширенные тезисы доклада на совещании: Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century, 12th quadrennial IAGOD symposium 2006, Moskow, 21-24 august, 2006. P. 26.

СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ "НЕСОГЛАСИЯ" КАРКУ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЕГО ГЕНЕЗИСА

Андреева О.В., Дойникова О.А. ИГЕМ РАН, Москва, akimolan@igem.ru

Урановые месторождения "типа несогласия", часто гигантские по масштабам, относятся к основным объектам добычи урана в мире. Вопросы их генезиса по-прежнему являются дискуссионными, хотя в настоящее время наиболее распространена так называемая "диагенетическигидротермальная" модель (Alexandre et.al., 2005), предусматривающая участие нагретых формационных вод в формировании руд и околорудных изменений пород.

В России известно пока единственное U-месторождение "типа несогласия" - Карку, расположенное в Северном Приладожье (Величкин и др., 2005). Оно находится в краевой части рифейского Ладожского прогиба, относящегося к ранне-среднерифейской Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системе. Основание прогиба образовано AR и PR кристаллическими сланцами и гнейсами. В состав осадочной части комплекса входят аллювиально-дельтовые и мелководные красноцветные и пестроцветные кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, осадочные брекчии при подчиненном значении тонкообломочных пород. В районе месторождения мощность толщи обломочных пород не превышает 40 м, а сверху она перекрыта потоками базальтов мощностью до 90 м. Изотопный возраст раннерифейских базальтов составляет 1499 ± 68 млн. лет (Андреева, Носова, 2006).

Породы рифейского вулканогенно-осадочного комплекса залегают преимушественно субгоризонтально. Они претерпели в разной степени проявленные преобразования, причем базальты затронуты ими в гораздо меньшей степени, чем осадки. В терригенной части разреза широко развиты процессы региональных катагенетических и более поздних наложенных изменений. К числу характерных для катагенеза структурных и минеральных преобразований относятся: гравитационная коррозия и уплотнение, регенерация обломочных зерен, повсеместное развитие в составе цемента смешанослойного иллит-смектита с подчиненным значением хлорита и каолинита. Светлый слюдоподобный минерал иллит-смектитового типа преимущественно упорядоченным переслаиванием при характеризуется высоком содержании иллитовых межслоев. Результаты K-Ar и Rb-Sr датирования слюд отвечают интервалу 1205±25 – 1252±25 млн. лет. Эти данные свидетельствуют о значительном временном разрыве между формированием вулканогенно-осадочной толщи и ее катагенезом (не менее 250 млн. лет). Перечисленные преобразования терригенных пород могли происхолить при погружении осалков на глубину не менее 1.5 – 2 км.

На этом фоне в дальнейшем проявились более поздние и более локальные процессы стратиформной хлоритизации, карбонатизации, пиритизации, а также отложение урановых минералов и сульфидов Мо, Pb, Zn и др. Урановое оруденение залегает в интенсивно хлоритизированных и пиритизированных породах. Ниже поверхности несогласия, в выветрелых кристаллических породах все минеральные преобразования быстро затухают.

Данные рентгеноструктурного анализа указывают на принадлежность большей части хлоритов к высокожелезистым 14Å разностям с политипной модификацией Ib (90^{0}) (Андреева, Головин, 2005). Сумма октаэдрических катионов в хлоритах меньше теоретической (6) и колеблется от 5.41 до 5.82, что указывает на существование дефектных структур, характерных для низкотемпературных условий минералообразования. Кроме того, для всех хлоритов месторождения наблюдается несимметричное распределение Al по структурным позициям, при этом количество Al в тетраэдрах менее 1, а в октаэдрах может достигать 2.

Во многих случаях интенсивность I и III базального рефлекса резко уменьшена, что позволяет предполагать присутствие в них примеси триоктаэдрической 7Å фазы (бертьерина). Не вполне совершенная структура хлорита и возможное развитие бертьерина указывают на возможные температурные условия, отвечающие 160-180°С. Хлорит является благоприятной средой для более позднего отложения комплекса урановых минералов.

Вслед за процессом хлоритизации следует также широко и интенсивно проявленная карбонатизация как в форме метасоматического заме-38 щения цемента и частично – обломочных зерен, так и в прожилковой форме. Карбонат представлен исключительно кальцитом, почти всегда содержащим примесь Mn (до 2 мас.%).

Исследования изотопных составов кислорода и углерода кальцитов из цемента гравелитов и микропрожилков указывают на близкие осадочным карбонатам значения δ^{18} O (от +17 до +25‰) при облегченном относительно них составе δ^{13} C (от -1,5 до -14‰), что возможно связано с их постседиментационным переотложением и перекристаллизацией.

Вмещающие оруденение породы на месторождении Карку не имеют аналогов среди метасоматитов гидротермальных рудных месторождений эндогенного типа. Минеральный состав измененных терригенных пород, отсутствие в них типичной метасоматической реакционной зональности околотрещинного типа, а также отсутствие проявлений кислотно-щелочной эволюции растворов не позволяют отождествлять их с теми метасоматическими изменениями, которые наблюдаются на эпи- и мезотермальных месторождениях урана и других металлов. Здесь совершенно не развиты зоны предрудного кислотного выщелачивания, с которыми сопрягаются (в случаях эндогенных месторождений) зоны хлоритизации, карбонатизации и пиритизации. В кристаллических породах фундамента ниже поверхности несогласия "подводящие каналы" для ореолов метасоматических изменений (как и в канадских месторождениях "несогласия") отсутствуют.

Урановое оруденение представляет собой пластообразную залежь и локализовано в гравелитах низов рифейской толщи, вблизи контакта их с выветрелыми кристаллическими сланцами и гнейсами PR фундамента. Урановые минералы замещают хлоритизированный и кальцитизированный цемент гравелитов. Характерной особенностью руд является их колломорфный характер, а также крайняя неоднородность состава, т.е. многофазность рудного вещества на микронном уровне, обусловленная значительным содержанием примесных элементов, и обилие включений галенита. В пределах рудных залежей и в их приконтактовых частях обнаружено углеродистое вещество в виде мелких (< 0,05 мм) выделений антраксолита и керита. Его содержание в руде по данным Г.Д. Киселевой (Величкин и др., 2005) достигает 1.34 мас.%. Индивиды антраксолита округлой формы чаще находятся в срастаниях с настураном, иногда с кальцитом. Керит тяготеет к скоплениям хлорита, где наблюдается в виде выделений извилистой формы с каплевидными утолщениями. В безрудных участках разреза углеродистое вещество фиксируется в виде следов.

В составе руд присутствуют настуран, коффинитоподобная аморфная фаза, молибденит, галенит, пирротин, пирит, сфалерит, более редкие Ni-Co-Fe-арсениды, гринокит, халькопирит, селениды и сульфоселениды Pb и Fe, самородный Pb (Величкин и др., 2005, Дойникова, 2005). Характерной особенностью настурановых руд является их колломорфный характер и наличие в составе загрязняющих примесей Si, C, Ca, Mn, (Fe, Mg, Al, S). Корреляция U и Ca всегда положительная. Преобладающая в руде низкоотражающая рудная фаза, обогащенная кремнием, микродифракционно диагностирована как слабо окристаллизованный уранинит (настуран) (Дойникова, 2005). В богатых рудах обнаружены участки, где прослеживаются различные по степени загрязненности примесями стадии сферолитообразования вплоть до гранных сферолитов настурана. В наиболее чистых фазах отсутствуют включения галенита. В наиболее "загрязненных" примесями фазах содержание Si может возрасти до 6-9 мас.% (одновременно повышается и содержание углерода). Урансодержащая U-Si-фаза, условно названная коффинитом (Величкин и др., 2005), представляет собой аморфное вещество, насыщенное примесями и микронными включениями галенита, с непостоянным содержанием Si. Выделение этой фазы часто имеют округлые формы и всегда расположены в настурановой массе. Морфология рудных выделений позволяет предполагать процессы перекристаллизации, ведущие к очищению образующихся сферолитов настурана. При этом примеси вытесняются в коффинитоподобное низкоотражающее вещество, а радиогенный свинец – за пределы сферолитов.

В богатых рудах широко распространены настуран-молибденитовые агрегаты с характерными округлыми или петельчатыми выделениями колломорфного характера. Молибденит представлен только железистой разновидностью – фемолитом (до 7-8% Fe), местами он анизотропен.

Характерной особенностью руд является широкое проявление моносульфида Fe в виде мельчайших (п.мкм) гексагональных пластинок, состав которых отвечает пирротину Fe_nS_{n+1}. Для пирротина характерен парагенезис с магнезиальным рудосопровождающим хлоритом, этот моносульфид часто наблюдается в настуране, обогащенном углеродом. Его присутствие указывает на резко восстановительный характер среды минералообразования.

На первично колломорфный характер рудных минералов месторождения Карку указывает обилие трещин усыхания и округлых форм различных минеральных выделений, постоянное присутствие в составе минералов примесей, посторонних для их структуры. С кристаллохимической точки зрения посторонние для оксида урана элементы (Si, C) препятствуют формированию совершенной структуры настурана, как и присутствие Fe в молибдените. Эти примесные элементы, вероятно, удерживаются многочисленными оборванными связями мельчайших структурных фрагментов (кластеров), слагающих минеральную массу.

Текстурно-структурные особенности руд отражают микролокальную изменчивость обстановки рудообразования, поэтому определение единого общего ряда возрастной последовательности, как это принято для гидротермальных месторождений жильного типа, не представляется возможным. Обычные для этих месторождений текстурно-структурные признаки прерывистости рудного процесса выражены очень слабо.

Все перечисленные вещественно-структурные характеристики рудного вещества, как и особенности состава вмещающих руды метасоматитов не имеют аналогов среди месторождений урана эндогенного типа. Образование месторождения Карку связано с иными механизмами – катагенезом рифейских осадков, возможным теплогенерирующим воздействием рифейского основного магматизма и инфильтрационными процессами.

Следует отметить и общую для месторождений типа «несогласия» закономерность: наличие перекрывающих водоупорных слоев в осадочной толще (в Карку это горизонты базальтовых лав, в районе Аабаски – силлы основного состава или глинистые слои).

Присутствие углеводородов в низах рифейской толщи, вероятно, способствовало созданию восстановительного режима, необходимого для отложения минералов U^{+4} и образования их парагенезисов с пирротином и Мд-хлоритом. Для предполагаемых температур (<200[°]C) эти парагенезисы могли сушествовать только при очень низкой фугитивности кислорода $(lga_{\Omega 2})$ не более -46). Твердые битумы (керит, антраксолит), предположительно, можно рассматривать как реликты измененных нефтей, или глубоко переработанного органического вещества. Известно также, что для урановых руд этого типа характерно постоянное присутствие некоторых типоморфных для них элементов - Mo, V, Co, Ni, Pb, Zn. Этот комплекс элементов чрезвычайно характерен для тяжелых фракций нефтей и может во многих случаях представлять промышленный интерес (Горжевский, 1997). К настоящему времени установлено, что многие допалеозойские (R-V) авлакогены Русской платформы были очагами газо-нефтеобразования. Такие проявления известны также в ее центральных и северных частях (Федоров, 1999). Не исключено поэтому, что скопления углеводородов или их реликты могли присутствовать в грабенах Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системы, к которой относится и Ладожская впадина.

К образованию рудных залежей в низах рифейской толщи могло привести проникновение фильтрующихся ураноносных окислительных вод (при относительно повышенных РТ-условиях) и взаимодействие их с восстановителями - углеводородами, которые к настоящему времени сохранились в виде твердых битумов. Источником урана может служить крупный массив гранитов рапакиви, расположенный севернее месторождения, по восстанию слоев осадочной толщи. Встречены минералогические признаки молодых процессов переноса и отложения урана. Таким образом, месторождение Карку, по-видимому, можно рассматривать как древний аналог инфильтрационных (гидрогенных) МZ-КZ урановых месторождений.

Литература

Андреева О.В., Носова А.А. О роли катагенеза и позднепротерозойского магматизхма в формировании уранового оруденения типа несогласия в Ладожском прогибе // Осадочные процессы. Мат-лы IV литол. совещания, Москва, 2006, с. 235-238.

Андреева О.В., Головин В.А. Околорудные измененные породы уранового месторождения типа "несогласия" Карку и их генезис (Северное Приладожье, Россия) // Геология рудн. месторождений, 2005, т.47, № 5, с. 451-471.

Величкин В.И., Кушнеренко В.К., Тарасов Н.Н. и др. Геология и условия формирования месторождения типа "несогласия" Карку в Северном Приладожье // Геология рудн. Месторождений, 2005, т.47, №2, с.99-126.

Дойникова О.А. Ураново-рудная минерализация месторождения Карку (Приладожье)// Минералогические исследования в решении геологических проблем. Мат-лы собр. МО РМО 2005 г., с. 49-51.

Федоров Д.Л. Нефтегазоносность древних толщ осадочных бассейнов мира // Изв. РАЕН. Секция наук о Земле. 1999, вып.2, с. 13-16.

Горжевский Д.И. Металлоносность нефтей и оценка потенциала рудоносности нефтегазоносных областей // Разв. и охр. недр, 1997, № 28, с.28-31.

Alexandre P., et.al. Athabaska unconformity-type uranium deposits: one deposit type with many variations // Economic Geology, 2005, v.100, № 8, pp. 1547-1563.

СУЛЬФОСТАННАТЫ ОЛОВО-СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Аникина Е.Ю.¹, Бортников Н.С.¹, Гамянин Г.Н.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, <u>anikina@igem.ru</u>, IGEM, ²ИГАБМ СО РАН, Якутск

введение

Олово-серебро-полиметаллические месторождения Верхояноколымского складчатого пояса тесно связаны с функционированием гранитоидных олово-сереброносных рудно- магматических систем. Зарождение олово-сереброносных систем происходит при коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом. В результате чего в обстановке сжатия в фундаменте возникли вертикальные разломы растяжения, которые ориентированы по направлению сближающихся континентальных блоков (Парфенов, 1995). Эти разломы контролируют размещение поперечных рядов гранитоидов (Рис. 1). Постсубдукционные процессы в Верхояно-колымских мезозоидах связаны с аккреционными процессами, которые происходили вдоль Охотской активной континентальной окраины. Эти процессы привели к активизации крупных региональных разломов северо-западного направления. Это, в свою очередь, вызвало активизацию глубоких уровней рудно-магматических систем, внедрение кислых субвулканичефлюидов, сформировавших ских тел И генерацию сереброполиметаллическое оруденение. Именно с этим этапом связано широкое развитие на всех месторождениях ритмично-зональных и полосчатых агрегатов.



Рис. 1. Основные тектоническп единицы Восточной Якутии и местоположение олово-серебро-полиметаллических месторождений.

Был изучены химический состав минералов, их ассоциации и текстурные взаимоотношения изучаемых месторождений. Типичной особенностью этих многостадийных месторождений является широкое развитие сульфидов и сульфосолей с существенными вариациями химического состава. Наши исследования показали, что максимальное количество минералов переменного состава сформировались на последних стадиях процесса минералообразования в приповерхностных условиях. В этой работе будут рассмотрены минералы группы станнин, которые широко распространены на олово-серебро-полиметаллических месторождениях Верхоянского складчатого пояса.

ТИПЫ СРАСТАНИЙ СУЛЬФОСТАННАТОВ И ИХ СОСТАВ

На изучаемых месторождениях были обнаружены минералы группы станнина: станнин, кестерит, окартит и их разновидности с примесями различных элементов.

Окартит (Ag_2SnFeS_4) один из наиболее широко распространенных минералов группы сульфостаннатов. Он формирует крупные выделения (до 1 см), выполняющие пустоты в кварце (Рис. 2 а). В большинстве случаев он ассоциирует с галенитом. Крупные выделения окартита пересекаются более поздними мелкими прожилками Ag-станнина (содержание серебра достигает 18 мас.%). Мощность этих прожилков не превышает 2 мкм. (Рис. 2 б) Есть вероятность того, что серебро в «прожилковом» станинне появляется, как результат захвата пучком зонда вмещающего окартита. В пользу этого предположения говорит то, что в срастании с крупным выделением окартита находится сфалерит с каймами того же станина, в котором не содержится серебра. Судя по взаимоотношениям с остальными минералами ассоциации «прожилковый» станнин и станнин в срастании со сфалеритом – это одна и та же генерация.



Рис. 2. Срастания окартита (Ок), сфалерита (Сф), станина (Стн), галенита (Гл) и кварца (Кв). б – прожилки Ад-станнина в окартите, в – выделения сфалерита с гнездами станина по границе в галените. Полированный шлиф. а – изображение с оптического микроскопа, б, в – СЭМ изображение.

Минералы ряда кестерит-станнин обычно наблюдаются в ассоциации со сфалеритом и образуют в нем прожилки или обильную мелкую вкрапленность по зонам роста, образуя микрополосчатую текстуру (Рис. 3 а). Пламеневидная часть станнина образует внешнюю границу по направлению роста кристалла сфалерита, в то время как внутренняя граница имеет ровный край, без признаков коррозии, т.е. каждый следующий ритм станнина нарастал на грань кристалла сфалерита. Реже минералы ряда кестерит-станнин образуют собственные выделения. Химический состав минералов этой группы весьма изменчив, что выражается в широких вариациях содержания железа и цинка. В целом содержание железа колеблется от 0.5 до 13.7 мас.%, цинка – от 0.2 до 13.8 мас.%. И, как и ожидалось, между железом и цинком отмечается отчетливая обратная корреляция с коэффициентом корреляции 0,96.

По соотношению Fe/Zn выделяется практически непрерывная серия составов между станнином и кестеритом. Г.Шпрингер (Springer, 1972) при изучении твердого раствора ряда Cu₂FeSnS₄-Cu₂ZnSnS₄ установил разрыв смесимости. Этот разрыв объясняется различием в структурах минералов станниновой группы. По данным И.Костова и Й.Минчевой-Стефановой (Костов, Минчева-Стефанова, 1984) это различие состоит в переупорядочении атомов в структурных решетках станнина и кестерита. В станнине атомы (Fe, Zn) входят вместе с Sn в атомные слои на уровнях z=0 и z=1/2, а в кестерите эти слои заняты атомами Си и Sn. Вследствие этого межплоскостные расстояния Sn-S отличаются незначительно (2.408Å – в станнине и 2.411\AA – в кестерите), в то время как расстояние Cu-S в кестерите (2.332 Å) значительно больше, чем в станнине (2,320 Å). Как результат, эти минералы могут существовать в одном парагенезисе. Нами обнаружены срастания станнина и кестерита с ровными границами вдоль кристаллографической грани (Рис. 3 б, табл. 1). В станнине соотношение железа к цинку равно 12 (примесь цинка составляет 1 мас.%), в сосуществующем с ним кестерите это отношение равно 0,4 (Zn=9.9 мас.%, Fe=3.81 мас.%)



Рис. 3. а, зоны станнина, образованные вдоль зон роста в сфалерите; б- срастание станина и кестерита по ровным границам Полированный шлиф. СЭМ изображение.

№*	минерал	Cu	Zn	Fe	Sn	S	Сумма
1	кестерит	30,24	9,86	3,81	26,82	29,13	99,89
2	станнин	30,12	1,08	11,85	28,43	28,98	100,45
	4.34			D			

Табл. 1. Результаты рентгеноспектрального микроанализа кестерита и станина

* №ан. соответствует номерам на Рис. 3

СФАЛЕРИТ-СТАНИННОВЫЙ ГЕОТЕРМОМЕТР

Было изучено распределение железа и цинка в сосуществующих станнине и сфалерите из рудных месторождений Верхоянского складчатого пояса. Нас, в первую очередь интересовали те выделения станнина и сфалерита, по взаимоотношениям которых можно было с достаточной степенью уверенности говорить об их равновесном отложении. Отнести сфалерит и станнин к равновесным образованиям позволяют отсутствие признаков замещения и коррозии.

Различными исследователями были выдвинуты предположения, что соотношение концентраций Fe и Zn может зависеть от температуры формирования. Некрасовым и др. (1979) были проведены экспериментальные работы по определению температуры минералообразования в зависимости от распределения железа и цинка между станнином и сфалеритом при 300°, 400° и 500°С. Позже Накамура и Шима (1982) провели аналогичные исследования при 250°, 350° и 450°С. Так как содержания железа и цинка в природных станнине и сфалерите в настоящее время легко анализируются с помощью рентгеноспектрального микроанализа, ожидается, что эта пара будет полезным индикатором температуры формирования. Равновесное распределение железа и цинка описываются гипотетической реакцией:

$$Cu_2FeSnS_4 + ZnS = Cu_2ZnSnS_4 + FeS(1)$$

Коэффициент распределения реакции равен константе равновесия и не зависит от составов станнинового и сфалеритового твердых растворов (Некрасов и др., 1976):

$$K_D = (Fe/Zn)_{c \oplus a \pi e p \mu \tau} / (Fe/Zn)_{c \pi a \mu \mu \mu \mu} (2)$$

Предложены два варианта уравнения температурной зависимости. Согласно И.Я.Некрасову и др. (1976), температуру следует определять по уравнению:

 $T^{\circ}C = \frac{1274}{(1,174-lgK_D)} - 273$ (3.3).

И.Накамура и Х.Шима (Nakamura,Shima,1982) предложили следующее выражение:

$$T^{\circ}C = 2800/(3,5-lgK_D) - 273$$
 (3.4).

Используя вышеупомянутые уравнения Некрасова и Накамуры, были рассчитаны температуры образования ассоциации сфалерита и станнина (табл. 2). Вариации для различных пар составили 133-350 и 40-345 по данным Накамуры и Некрасова, соответственно. Как и ожидалось, в области низких температур происходит некоторое занижение при использовании калибровочной кривой Некрасова. При повышении температуры данные обоих исследователей совпадают. В целом же можно говорить о соответствии полученных данных температурам минералообразования полученным при изучении флюидных включений. То есть в нашем случае геотермометр работает.

Мин.	Fe	Zn	Fe/Zn	KD	$T^{\circ}C(1)$	$T^{\circ}C(2)$
Ст	11.8	2,2	5.5	20.3	240	309
Сф	13.3	49,5	0.3			
Ст	3.9	15.8	0.3	52.7	166.9	263
Сф	0.3	63.5	0.04			
Ст	11.8	1.5	7.8	128.4	115.1	226
Сф	3.4	55.5	0.06			
Ст	12.4	0.6	21.7	435.6	61	183
Сф	3.2	63.6	0.05			
Ст	11.2	0.8	14.7	32.8	200.6	285
Сф	20.4	45.6	0.4			
Ст	11.7	0.9	12.8	191.6	96	211
Сф	4.1	60.8	0.07			
Ст	8.5	5.3	1.6	15.9	263	322
Сф	6.0	59.8	0.1			
Ст	0.6	13.0	0.04	7.8	345	365
Сф	0.4	63.1	0.01			
Ст	9.6	4.0	2.4	440.9	60	182
Сф	0.4	66.5	0.01			
Ст	5.1	8.5	0.6	404.0	64	185
Сф	0.1	66.7	0.001			
Ст	12.4	0.9	14.1	307.4	75	195
Сф	2.3	64.5	0.04			
Ст	12.0	2.6	4.6	24.0	225	300
Сф	10.2	53.2	0.2			

Табл. 2 Содержания железа и цинка в сосуществующих сфалерин (Сф) и станнине (Ст) и расчетные темепературы минералообразования

Кроме температуры минералообразования, это соотношение может служить критерием равновесия между станнином и сфалеритом в момент рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показали наши исследования олово-серебро-полиметаллических месторождений Верхояно-колымского складчатого пояса, сульфостаннаты (окарнит, станнин, кестерит и их разновидности), часто находятся в тесной срастании друг с другом в поздних ассоциациях. Широкое развитие изоморфных замещений в минералах этой группы указывают на изменение параметров рудообразующего флюида в процессе их формирования. Тон-

кополосчатые агрегаты, в состав которых входят описываемые минералы, так же говорят об изменении физико-химических характеристик минералообразующего раствора связанных с эволюцией минералообразующего флюида в процессе формирования месторождений. Это может происходить в результате быстрого падения температуры и давления. Причиной таких изменений может быть удаление газовой фазы за счет вскипания флюида или разбавления холодными маломинерализованными водами. Эта ситуация характерна для отложения минеральных ассоциаций в условиях малых глубин, часто в открытых полостях. На это указывает широкое развитие фестончатых, кокардовых и крустификационных текстур минеральных агрегатов на олово-серебро-полиметаллических месторождениях Верхоянского пояса (Anikina et al. 2003) Изучение распределения железа и цинка между сосуществующими станнином и сфалеритом показали, что это соотношение может быть корректно использовано для оценки температуры минералообразования в данных условиях минералообразования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-64369)

Литература

Anikina E.Yu., Bortnikov N.S., Gamyanin G.N. (2003) Rhythmical and banded veins at silver-lead-zinc deposits of the Kolyma-Verkhoyansk fold belt, Russia: Implications for fluid boiling. *Mineral Exploration and Sustainable Development*, Eliopoulos et al. (eds), Milpress, Rotterdam. pp 439-443.

Kostov I., Mincheva-Stefanova I. (1981) Sulphide minerals: Crystal chemistry, parageneses, and systematics. *House of the Bulgarian Academy of Sciences* (Sofia) 211 p.

Nakamura, Y., Shima, H. (1982) Fe and Zn partitioning between sphalerite and stannite (abstr.). Joint Meeting of Soc. Mining Geol. Japan, Assoc. Miner. Petr. Econ. Geol., and Miner. Soc. Japan, A-8 (Japanese)

Nekrasov, I.J., Sorokin, V.I., Osadchii, E.G. (1979): Fe and Zn partitioning between stannite and sphalerite and its application in geothermometry. *Origin and Distribution of the Elements*, L.H. Ahrens, Ed., Phys. Chem. Earth 34:739-742.

Springer G. (1972) The pseudobinary system Cu₂FeSnS₄-Cu₂ZnSnS₄ and its mineralogical significance. *The Canadian Mineralogist*. Vol.11. Part 2. Pp. 535-541.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И РУДНЫЕ ТЕКСТУРЫ В НЕКОТОРЫХ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Бонев И.К.

Геологический институт, Болгарская Академия Наук, 1113 София, Болгария, <u>bonev@geology.bas.bg</u>

ВВЕДЕНИЕ

скарново-полиметаллические месторождения Метасоматические в карбонатных пород являются одним из экономически и генетически важных типов свинцово-цинкового оруденения, разрабатываемые в много странах мира. Хорошо известны рудные районы Дальнегорск (Дальный Восток России), Кампилия Маритима (Италия), Трепча (Косово), Накататсу и др. (Япония), Санта Евлалия и Найка (Мексико), Граундхог (Ню Мексико) Месторождения Родопских гор в Болгарии являются одним из важных подобних районов, в которых сочетается жильное и метасоматическое оруденение. Систематические наблюдения во время их продолжительной интенсивной подземной разработки позволяють понять некоторые важные особенности процессов минералообразования. Особый интерес представляют отношения скарны/руды, проявляющиеся в специфических минеральных текстурах, закономерно расположенные сложно-зональных в метасоматических рудных залежей характеризирующие И развитие метасоматических процессов. Скарны отличаются высокими и экстремновысокими содержаниями марганца.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Терциерные (~30 мил. лет) свинцово-цинковые рудные месторождения Родопских гор, как части Альпо-Карпато-Балканской металлогенической провинции, залегают среди древных метаморфических пород Родопского кристалинного массива. Нижная, автохтонная часть массива составленна мигматизированными гнейсами и гранитогнайсами, на которых залегают аллохтонные биотитовые гнейсы, амфиболиты, шисты, мраморы и пегматиты.

Самый крупный, Маданский рудный район, включает 6 главных круто залегающих разломных зон ССВ ориентаций, вмещающие рудные жилы, мощностью 1-3 м и длиной до 2-3 км. В месте пересечения полого залегающих мраморных горизонтов (один или два) по протяжением жил образуются скарново-метасоматические залежи пластообразной или неправильной формы (Рис. 1). Метасоматическая и жильная минерализации синхронны и тесно связаны, как продукты одной и той же гидротермальной рудной системе (Kolkovski et al., 1996; Bonev, 2003). Несколько меньшие рудные районы Лыки и Ардино имеет сходную характеристику. Прямая связь с магматическими проявлениями не устанавливается.

СКАРНОВО-РУДНЫЕ ТЕЛА, РУДНЫЕ ТЕКСТУРЫ И ЗОНАЛЬНОСТЬ

Гидротермальный процесс включает три главные стадии (Vassileva, Boney. 2003): (1)предрудные редукционные Ca-Fe-Mn экзоскарны инфильтрационного типа, составленны клинопироксенами ряда геденбергитйохансенит, с немного родонитом; (2) стадия ретроградных изменений пироксенов с формированием марганцевых пироксеноидов, амфиболов, хлоритов, гранатов, манганильваита, Мп-карбонатов и кварца и с отложением главной рудной минерализации, предимно галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и кварц; (3) поздная кварц-карбонатная стадия, с немного сульфидов. Основное рудоотложение осуществлялось (Бонев, Пиперов, 1977) высокотемпературными (Т 350-330-280°С), слабо кислыми (pH ~6,5), ниско Cl-Na-K (4-5 концентрированными флюидами вес.% NaCl экв.). редукционного характера (Fe^{2+} и Mn^{2+}), при невисоком давлением (~100 бар). При поздней стадии Т понижаются (260-220°С).



Рис. 1. Генерализированный разрез зонального скарно-ворудного залежа в мраморном пласте.

Скарново-рудные залежи, имеют различные размеры и разнообразная и сложная морфология, в зависимости от соотношения между мраморными пластами и рудными жилами, являющимися основными рудопроводящими структурами (Bonev, 2003). Мраморы небольшой мощностей (до 4-5 м) обычно целостно минерализованы на протяжением до 20-30 м и больше, в двух сторонах от жил. В мощних мраморных пластах (20 и больше м) рудние тела имеют грибообразное напречное сечение. Покривающие их непроницаемые гнейсы выполняют важную роль экранов для восходящих растворов.

Скарновые клинопироксены образуют радиально-лучистые и сферолитовые агрегаты с длиной отдельных игл достигающая несколько см, иногда до 15-20 и больше см (Рис. 2а, с). В скарновых телах прослеживается первичная латеральная зональность пироксенов, с нарастанием отношения Mn/Fe от центральной жилы к периферию, где встречаются чистие йохансениты, отделены от мраморов узкой, сантиметровой зоной родонита. Сложная наложенная вторичная зональность, связана с продуктами ретроградных изменений и с оруденением. Частичное растворение этих продуктов приводит к увеличенной пористости, а местами и к образованием откритых пустот гидротермального карста. Обобщенный профиль скарново-рудного тела обычно включает следующие зоны (Рис. 1): рудная жила - массивные руды, иногда с друзовыми пустотами - ритмично-полосчатые руды - вкрапленные руды в измененных скарнах - неизмененые пироксеновые скарны - родонитовая зона - мраморы.



Рис. 2. Типичные текстуры скарновых и рудних агрегатов Pb-Zn месторождений. Масштабы - 2 см.

а) Радиальный агрегат скарнового пироксена (Рх), охваченный периферной зоной родонита (Rdn) на границе с мрамором (M). Месторождние Еньовче. b) Пироксеновый агрегат, замещенный родонитом (Rdn) и поздним кальцитом (Ca) с вкрапленниками манганильваита и сфалерита (черные) по его периферий. Осиково. с) Лучистый агрегат пироксена (Px) с осветленной правой части вследствием его замещения карбонатом и кварцом (Са-О) и вкрапленникам галенита и сфалерита (темные) по периферии и по радиальным интерстициям. Караалиев дол. d) Радиально-лучистая псевдоморфоза галенита и сфалерита (темные) по пироксену. Могилата, е) Скорлуповатые мелкозернистые агрегаты кварца (светлий, верхная часть) и сфалерита и галенита (темная нижная часть), замещающие пироксена, унаследив концентрические зоны его сферолитов. Могилата. f) и g) Ритмично-полосчатая текстура из сфалерит-галенитовых и карбонатных полос, с полностью выщелоченные карбонаты во втором случае. Могилата. h) Ажурная кораловидная псевдоморфоза игольчатого Fe-Mn-доломита по радиально-лучистым агрегатам пироксена. Могилата. і) Кавернозная сулфидно-кварцовая руда с разнопосочной ориентировкой кристаллов кварца, нарастающие на неровную поверхность. Могилата. j) Галенит-сфалеритовая кристальная друза с интенсивной коррозией галенита. Градиште.

Минеральные текстуры очень разнообразные, сочетая метасоматизм и отложение в открытом пространстве (табл. 1). Продукты замещения анизотропных скарновых агрегатов часто унаследуют их радиальнолучистое (Рис. 2a-d, 2f) и концентрически-зональное (Рис. 2e) строение. Мелкозернистые скарны относятся как квазиизотропная среда. В ней, при периодических реакциях возникают ритмично-полосчатые, а иногда и полосчато-пористые (Рис. 2f, g) текстуры. Стены пустот растворения обычно обрастаются кристальными друзами (Рис. 2k), а при неполном замещением возникают кавернозные агрегаты (Рис. 2i).

Расположение различных текстур не случайно, оно обвязано с зональностью залежах. Важные определяющие факторы являются: 1) отношение Mn/Fe: так как Mn члены пироксенового ряда более стабильны (Burton et al., 1982), внутренные Fe-обогащенные зоны замещаются интенсивно, а периферные зоны часто остаются нетронутыми; 2) отношение флюид/скала (Reed, 1997), достигающее максимальные стойности около центральной проводящей структуры и под верхним гнейсовим экраном; 3) первичная пористость и проницаемость скарнов, максимальная в центральных, более мелкозернистых зонах; 4) вторичная пористость, связана с растворением наложенных карбонатов, и пр.

МЕХАНИЗМЫ РОСТА МЕТАКРИСТАЛЛОВ

Для понимания механизма метакристального роста очень важно познавать реальную поверхность кристаллов. Из подходящих образцов удалось выделить метакристаллы сулфидов милиметрового размера, посредством избирательном раствореним включающих их карбонатизированные скарны. Директно SEM исследование их поверхности установленно, что кристаллы в большой степени идиоморфны, оформленные собственными важними гранями и отчасти огрубленными и округлыми поверхностями (Рис. 3а, с). В галените из разних месторождений проявлены {100} или {111} грани, при сфалерите – ступеньчатые тетраедры {111}, иногда {-111}, {110} и {221}, при халькопирите {112}, {201} и {110}. Грани покриты многочисленными выступающими однообразными пирамидальными холмиками роста, размера 10-20 иногда до 100 µm. Поверхность (100) некоторых галенитов (Рис. 3b) представляет скелетная прямоугольная графика из хорошо оформленных {111} пирамидальных и домальных по <011> холмиков. Поверхности пирита всегда интенсивно щрихованы осцилирующем развитием {100} и {210} ступени. При этих огрубленных высокоэнергетических поверхностях отдельные дезинтегрированные холмики растут автономно, как проявление многоголового скелетного роста (Chernov, 1984), указывая на специфический дифузионно-контролированный режим.

Таблица 1. Морфогенетическая систематика минеральных текстур в скарново-рудных залежей

Г

Генезис Текстуры		Основной минеральный		
		состав		
Преимущественно метасоматические текстуры				
1 Равномерная	Радиально-лучистые,	пироксеновые скарны в		
метасоматическая	сферолиты	мраморах		
кристаллизация в	Массивные зернистые	Ga + Sph + Py + Q		
квазиизотропной	Пористые зернистые	Ga + Sph + Py + Q		
среде мраморов и	Полосчатые	Py - Ga + Sph		
скарнов	Вкрапленные	сульфиды + Q в скарнах		
	Гнездовидные	карбонаты, манганильваит,		
		Sph, Q		
2 Периодическая	Ритмично-полосчатые			
кристаллизация в	("зебра" - "бурундучные")			
квазиизотропной	- плотные	сульфиды + Q + карбонаты		
среде	- пористые	смена сульфидных и пустых		
		слоев		
3 Метасоматическая	Интерстициальные			
кристаллизация в	образования			
анизотропной	- удлиненные	сульфиды, карбонаты, Q		
апоскарновой	- скелетные	сульфиды		
среде с	- угловатые	сульфиды		
унаследованием	Радиальные, унаследованные	~ ~ ~ ~ ~		
ее текстурных	- массивные	пироксеноиды, Ca + Q, Sph + Py		
особенностей и	- пористые	Py, Sph + Ga		
местами с	- рудные сферолиты	(Sph +Ga) по пироксену		
частичной	Концентрически-зональные	- I		
коррозией	- массивные	карбонаты, сульфиды		
	- скорлуповатые	карбонаты, сульфиды, Q		
	Конусовидные	- 1		
	(кораловидные)	кароонаты, сульфиды		
	Каркасные	реликтовые Q прожилки		
4. 17	Метасоматические жилы	Ga, Sph; скарны в мраморах		
4 Псевдоморфозиро	Кристальные псевооморфозы	родонит, Са, Q по пироксену,		
вание кристаллов		Ру по халькопириту и		
5 16		пирротину		
5 Метасоматическая	Идиоморфные	{100} Ру, пластинчатыи по		
кристаллизация в	метакристаллы	(100) Ga		
глинах	10			
6.10	Кристаллизация в своюодном	пространстве		
6 кристаллизация	жильные и прожилковые	Q, сульфиды, кароонаты		
при структурно-	геликтовые торчащие	Ca language		
тектоническом	прожилки	Са стенки		
контроле	брекчиевые	сульфиды в кароонатном		
		цементе		

-

7 Кристаллизация в	Кристаллы и кристальные	
пустотах	друзы	Q + сульфиды
растворения -	Жеодовые - в пустотах руд	Ga - скелеты и двойники, Sph
гидротермальный	Кавернозные	Q, сульфиды, карбонаты
карст	Коробчатые	пластинчатый Са
	Гравитационные, корковые	карбонаты, глины, Q
	Землистые - отложения глин	каолинит,
		монтмориллонит
8 Редкие	Рудные сталактиты	Sph + Ga
специфические	Трубчатые образования	Sph + Ga + Q +
текстуры	Двухсторонные	карбонаты
	эпитаксические кварцовые и	Q // пластинчатый (0001) Ca,
	карбонатные друзы	карбонаты // пластинчатый Са
	Рудные "пески"	неспоенный зернистый Ру
	Эпитаксическое нарастание	Sph//Cpy, Sph//Ga, Cpy//Ga
	Автоэпитаксическое	
	нарастание	Ga//Ga, Sph//Sph
	Тонковолокнистые	
	(войлочные)	буланжерит, джемсонит
	"Горная кожа"	палыгорскит
9 Формы	Овальные коррозионные	Ga - кристаллы и двойники, Сру
растворения	формы	
	Негативные кристальные	"прорезы" от пластинчатого
	формы	Ca

Ру - пирит, Ga - галенит, Sph - сфалерит, Cpy - халькопирит, Ca - кальцит, Q - кварц



Рис. 3. Скелетно-бугорчатая поверх-ность сульфидных метакристаллов, извлеченных из измененных пирок-сеновых скарнов:а) сфалерит, формы {111}; b) и c) галенит {111}. SEM.

Пространство необходимое для роста освобождается при разрушением вмещающего пироксена под действием активных S и CO₂ содержащих флюидов. Запазенные реликтовые поверхности матрицы тоже имеют огрубленный рельеф, который однако в большой степени зависит от

собственной структуры и дефектности пироксена. Таким образом, допирные поверхности в области метасоматического фронта совпадают только в первом приближений. Они представляют не единную интерфейсную контактную поверхность, а узкое пространство более сложной конфигурации, вмещающее транспортирующей флюид.

Особенно мягкий и пластичный при T его метакристального роста $(\sim 300^{\circ} C)$ идиоморфный галенит (Atkinson, 1974), как и халькопирит и сфалерит замещающие твердого пироксена не имеют никакие следы механических деформаций. Эта указывает, что концепция о решающем значений кристаллизационной силы при метасоматическом росте (Fletcher, Merino, 2001), которая нуждается реальными оценками реологического поведения участвующих кристальных фаз, неприложима к данным случаям.

Литература

Бонев И., Пиперов, Н.Б. Отложение руд, кипение и вертикальный интервал свинцово-цинкового оруденения в Маданском рудном районе. // Геол. Балканика, 1977, 7, N 4, с. 27-42.

Atkinson B.K. Experimental deformation of polycrystalline galena, chalcopyrite and pyrrhotite. // Trans. Inst. Min. Metall., 1974, 83, p. B19-28.

Bonev I.K. Marble hosted skarn Pb-Zn ore deposits in the Central Rhodopes, Bulgaria. // Mineral Exploration and Sustainable Development. Rotterdam, Millpress, 2003, 1, p. 243-246.

Burton M., Taylor L.A., Chou I. The fO_2 -T and fO_2 -P stability of hedenbergite and hedenbergite-johannsenite solid solution. // Econ. Geol., 1982, 77, p. 764-783.

Chernov A.A. Modern Crystallography III. Crystal Growth. Berlin, Springer, 1984.

Fletcher R.C., Merino E. Mineral growth in rocks: Kinetic-rheological models of replacement, vein formation, and syntectonic crystallization. // Geoch. Cosmoch. Acta, 2001, 65, p. 3733-3748.

Kolkovski B., Dobrev S., Petrov P., Manev D. Geology, mineralogy and genesis of Madan ore field. // Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan Region. 1996, 2, p. 157-173.

Reed M.H. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd Edition. N.Y., Wiley, 1997, p. 303-365.

Vassileva R.D., Bonev I.K. Retrograde alterations of manganoan skarns in the Madan Pb-Zn deposits, South Bulgaria // Mineral Exploration and Sustainable Development. Rotterdam, Millpress, 2003, 1, p.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ОЛОВОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Н.С. Бортников¹, Н.В. Гореликова¹, В.Г. Гоневчук² ¹ИГЕМ РАН, ²ДВГИ ДВО РАН

Поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) в минералах гидротермально-магматических систем является важным показателем их эволюции. Характер фракционирования РЗЭ зависит от множества параметров – состава расплава и флюида, особенностей взаимодействия флюида с вмещающими породами, температуры, кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного состояния, кристаллохимических особенностей породо- и рудообразующих минералов и процессов комплексообразования во флюиде. Это, с одной стороны, создает трудности при интерпретации аналитических результатов, но с другой, делает актуальными исследования распределения РЗЭ в продуктах магматических и гидротермальных систем.

Нами исследовано распределение РЗЭ в минералах ряда оловоносных рудно-магматических систем (рудных районов) Дальнего Востока: Комсомольского, Хинганского, Баджальского районов – в Приамурье, Кавалеровского, Лесозаводского, Вознесенского, Фурмановского и других – в Приморье (Гоневчук, 2002). Основные исследованные минералы – турмалин и хлорит, дополнительно исследовались – биотит, полевой шпат, флюорит, апатит и карбонаты.

Турмалин относится к числу широко распространенных полигенных минералов и в оловорудных месторождениях является "сквозным", т.е. образуется в широком интервале физико-химических условий, характеризующих магматическую, грейзеновую и гидротермальную стадии. В соответствии с этим, нами изучены: турмалины из турмалиновых аплитов, гнезд турмалина в туфах и шлиров в гранитах и диоритах, турмалин редкометальных грейзенов (Приамурье, Приморье, Баджал, Хинган, Забайкалье) и скарнов, кварц-полевошпатовых жил и кварц-касситерит-турмалиновых руд (месторождения Солнечное, Фестивальное, Чалбинское – в Приамурье, Арсеньевское, Высокогорское, Лучистое, Ярославское – в Приморье). Температурный интервал кристаллизации турмалинов исследованных ассоциаций от 300 до 700°C Хлориты образуются, преимущественно, на постмагматическом этапе эволюции рудообразующих систем в предрудную – пропилитовую, и рудную - касситерит-хлоритовую стадии. Они характеризуются широкими вариациями состава и представлены пеннином, клинохлором, диабантитом – в метасоматических зонах, прохлоритом, рипидолитом, тюрингитом – в касситерит-хлоритовых жилах. Температура кристаллизации хлоритов составляет 220 - 410°С по данным гомогенизации включений в кварце (Бортников и др., 2005) и геотермометру Cathelineau (1988).

Всего методом ICP-MS проанализировано 30 образцов турмалинов, 40 – хлоритов и 15 образцов сопутствующих минералов. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН (аналитики С.А. Горбачева, В.Д. Сидельникова. Л.С. Цимлянская).

В поздних дифференциатах оловоносных магматических расплавов – монцогранитах и турмалиновых аплитах Березовско-Араратского (Кавалеровский район) и Силинского (Комсомольский район) комплесов, температура формирования которых составляет 700-600°С, турмалины характеризуются высоким содержанием РЗЭ (267,14-121,44 ррт) и наличием положительных или отрицательных Еи и Се аномалий в зависимости от парагенезиса.

В турмалинах поздней магматической – ранней автометасоматической стадии (шлиры турмалина в туфах и гранитах; температура образования 600-550°С) содержание РЗЭ значительно ниже (67,12-26,92 ppm), а Еи и Се аномалии меньшие по амплитуде, чем в турмалинах гранитов.

Продолжают этот ряд турмалины кварц-полевошпатовых жил. При этом обогащенные Са и Мg турмалины слабооловоносных существенно полевошпатовых жил Чалбинского месторождения (Комсомольский рудный район), локализованные непосредственно в монцогранитах или зоне их экзоконтакта (температура образования ок. 400C⁰), содержат РЗЭ на уровне 27,49 ppm. Для минералов кварц – полевошпатовой (с преобладанием кварца) ассоциации с апатитом, флюоритом и молибденитом (месторождение Солнечное этого же района) характерен уровень содержания РЗЭ (16,87-14,97 ppm).

Еще более низкий уровень содержания РЗЭ (5,24-0,28 ppm) отмечается в турмалинах редкометалльных слюдистых пегматитов и слюдистых грейзенов. Аномалии Еu и Се в турмалинах пегматитов и полевошпатовых зон разные по амплитуде, но обычно четко выраженные.

В турмалинах и хлоритах гидротермального этапа (оловорудные месторождения Приамурья и Приморья) содержание РЗЭ варьирует в широких пределах с аномалиями Еu и Се разного знака, но в целом значительно ниже, чем в турмалинах магматических ассоциаций (Bortnikov & al., 2006).

Сравнительный анализ распределения РЗЭ в минералах оловоносных ассоциаций свидетельствует о значительной контрастности содержания лантаноидов в зависимости от температуры, парагенезиса, кислотностищелочности среды и окислительно-восстановительных условий рудоотложения. Наиболее высокие содержания РЗЭ характерны для турмалинов магматических пород, температура формирования которых составляет 700-600°С. Наличие четко выраженной Еu аномалии в высокотемпературных турмалинах свидетельствует о преобладании восстановительной обстановки в период их формирования. С понижением температуры кристаллизации снижается уровень содержания РЗЭ в турмалинах, а наличие Eu аномалий подтверждает восстановительные условия формирования этих ассоциаций.

В турмалинах редкометальных пегматитов кварцево-слюдистой фации, невзирая на высокотемпературные условия их формирования, содержание лантаноидов – очень низкое, что объясняется низкой щелочностью растворов (рис.1) и фракционированием РЗЭ в самостоятельные минеральные фазы.



Рис.1. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ турмалинов из оловоносных ассоциаций Дальнего Востока. 1 – кварц-касситерит-турмалиновая жила; 2 – флюорит-кварц-карбонатная жила; 3 – альбит-турмалиновая зона в гранитах; 4 – кварц-турмалин-мусковитовый грейзен; 5 – кварц-полевошпатовая жила; 6 – шлиры турмалина в гранитах; 7 – кварц-турмалиновый метасоматит; 8 – пегматит; 9 – кварц-касситеритовая руда; 10 – пегматит; 11 – кварцтурмалиновая жила; 12 – кварц-мусковитовый грейзен; 13 – кварц-сульфидная руда; 14 – кварц-полевошпатовый грейзен; 15 – кварц-сидерофиллитовый грезен; 16 – кварц-турмалиновая жила; 17 – прожилки Са-дравита; 18 – пегматит; 19 – турмалиновый метасоматит; 20 – монцодиорит; 21 – шлиры в граните; 22 – плагиоклаз-тремолитовая порода; 23 – гранит; 24 – метаморфическая порода; 25 – турмалинит по граниту; 26 – кварц-касситеритовая жила; 27 – кварц-турмалиновая ассоциация; 28 – турмалиновый гранит; 29 – грейзен.

В минералах гидротермальной стадии прослеживается влияние температуры, кислотности-щелочности среды и окислительновосстановительного потенциала, что находится в соответствии с термодинамическими расчетами, характеризующими поля устойчивости Eu^{2+} и Eu^{3+} (Sverjensky, 1984). В более высокотемпературных турмалинах и хлоритах из грейзеновой ассоциации месторождения Солнечное и минерализации из глубоких горизонтов месторождений (380-410°С) наблюдаются повышенные содержания лантаноидов, в то время как в минералах продуктивной и сульфидной стадий (350-250°С) содержание РЗЭ значительно снижается. Влияние щелочности среды проявляется в повышении уровня содержания РЗЭ в хлоритах хлорит-сульфидных ассоциаций месторождений Нижнее и Перевальное Комсомольского района (рис. 2).



Рис.2. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ хлоритов из оловорудных месторождений Арсеньевское (1, 2, 3, 4), Нижнее (5), Верхне-Цинковое (6), Силинское (7), Солнечное (8, 10), Перевальное (9) и зоны Олимпийской Комсомольского района (11).

Проведенные исследования позволяют наметить основные факторы, контролирующие фракционирование лантаноидов в магматических расплавах и отделяющихся от них постмагматических флюидах.

Наиболее важным фактором, определяющим концентрацию РЗЭ в изученных минералах, является температура: более высокие содержания лантаноидов характерны для минералов (турмалины, хлориты) высокотемпературных ассоциаций. Значительное влияние на содержание РЗЭ оказывает также щелочность среды.

Большое значение имеют также окислительно-восстановительные условия минералообразования, о которых можно судить по характеру Еu аномалий. Так, в позднемагматическую и раннюю автометасоматическую стадии фиксируются восстановительные условия минералообразования, что подтверждается наличием Eu²⁺ в хондрит-нормализованных спектрах минералов. В турмалинах гидротермальной стадии восстановительные условия предполагаются в предрудных кварц-турмалиновых метасоматитах, что подтверждается преобладанием CO во флюидных включениях, а предрудные пропилиты образуются из окислительного флюида с повышенной щелочностью, на что указывают повышение концентрации лантаноидов и Eu³⁺ в спектрах хлоритов. Продуктивная касситерит-турмалиновая и касситерит-хлоритовая стадии характеризуются, по содержанию РЗЭ и характеру хондрит-нормализованных спектров, окислительными условиями и нейтральной средой. Повышение концентрации лантаноидов в турмалинах и хлоритах сульфидной стадии и появление Еи аномалий в спектрах связано с повышением щелочности флюида и понижением фугитивности кислорода.

Полученные результаты по распределению РЗЭ в минералах оловоносных ассоциаций свидетельствуют о смене параметров минералообразующего флюида на протяжении рудного этапа. Минералы ранней предрудной стадии, характеризующейся восстановительными условиями, имеют, как правило, положительную Еu аномалию, которая указывает на присутствие Eu²⁺ во флюиде. В период формирования продуктивной стадии растворы становятся окислительными, и в минералах преобладает Eu³⁺. Сульфидная стадия характеризуется щелочными условиями, что отражается на увеличении общей концентрации РЗЭ, и растворы становятся восстановительными с преобладанием Eu²⁺ во флюиде. На фракционирование Eu, вероятно, влияло смешение глубинных флюидов с метеорными окислительными водами (Бортников и др., 2005), что обусловило нарушение первичной зональности рудных ассоциаций.

Таким образом, РЗЭ в минералах могут быть индикаторами параметров эволюции флюидного режима рудно-магматических систем на разных этапах их развития.

Авторы выражают благодарность за финансовую поддержку при выполнении работы: Отделению наук о земле Российской Академии наук (программа ОНЗ-2 «Крупные и суперкрупные рудные месторождения»), Президиуму ДВО РАН (проект № 06-3-А-08-320 «Грейзены оловорудных месторождений»).

Литература

Bortnikov N.S, Gorelikova N.V. Trace elements, REE and Fe2+/Fe3+ distribution in tourmaline, and chlorite from tin deposits on Sikhote-Alin': Implication for genesis of tin deposits. 12^{th} IAGOD Symposium, 2006.

Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л., Аникина Е.Ю., Гореликова Н.В. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) // Геол. рудн. месторожд.. 2005. С.488-515.

Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизи и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals.1988. V. 23. (4): 471-485.

Sverjensky D.A.Europium redox equilibria in aqueous solutions // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 67. P. 70-78.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В СУЛЬФИДНЫХ ПОСТРОЙКАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ БРОКЕН СПУР

Бортников Н.С.¹, Добровольская М.Г.¹, Ставрова О.О.¹, Раздолина Н.В.¹, Сагалевич А.М.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, <u>bns@igem.ru</u>, ²Институт Океанологии им. П.П.Ширшова, Москва

Гидротермальное поле Брокен Спур было открыто в марте 1993 года (Murton et al., 1993). Оно обнаружено на 29°10' с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ), Гидротермальное поле расположено в осевой части грабена неовулканического хребта и прослеживается на площади 150 х 60 м. Ширина вулканического грабена: - 100 м, глубина - 30 м (Murton et al., 1993). В 50-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с помощью глубоководного обитаемого аппарата «Мир» в гидротермальном поле Брокен Спур отобраны образцы с трех участков: Спайер, Трипл Чимней и постройка «К», что позволило дополнить сведения о минеральных ассоциациях в рудах.

Гидротермальная постройка Спайер. Спайер описан в статье (Duckworth et al., 1995), в которой приводятся данные по минералогии и изотопам серы в сульфидах. Постройка находится на вершине восточной стенки грабена. Ширина столба в основании - 10 м, высота - 4 м, в основании обломки (валуны) разрушенных сульфидов и осадков. Измерение температуры флюидов в верхней части столба (постройки) – 366⁰C. Глубина – 3050 м. Места взятия образцов предыдущими исследователями и одним из авторов не совпадают.

Наибольшее количество образцов было отобрано в нижней части активной постройки. Они представляют собой массивную тонкозернистую сульфидную руду цоколя, которая разбита трещинами на угловатые обломки размером до 10 см в поперечнике. На южном склоне постройки образцы получены на одном из «крыльев», расположенных на стенках активной столбообразной структуры. Один образец представлен обломком типичного диффузора, сложенного преимущественно тонкозернистыми сульфидами железа. Толщина оболочки – 8-10 мм, она состоит из черного тонкозернистого сульфидного вещества. В оболочке присутствуют зонки, обогащенные кристаллическим пиритом, халькопиритом, сфалеритом, ангидритом. В другом образце оболочка диффузора также сложена черным тонкозернистым сульфидным веществом.

Гидротермальная постройка «К». Один образец отобран в нижней части постройки, в коренном залегании, и представлен массивной сульфидной рудой с многочисленными каналами, которые заполнены молочно-белыми минералами. Основная масса состоит из тонко- и мелкозернистых пирит-халькопиритовых агрегатов в центральной части и сфалеритпирит-марказитовых скоплений по краям. Размер кристаллов сульфидов увеличивается вблизи каналов. Другой образец взят в зоне муара на периферии постройки в пределах субмеридиональной трещины между базальтовыми подушками, Он представляет собой сросшиеся мелкие сульфидные трубки, образующие коническую сульфидную постройку с основанием 12-15 см в диаметре и около 10 см высотой. Диаметр большинства трубок – 2-3 см. Внутренние полости трубок инкрустированы мелкими кристаллами, возможно сульфидами цинка. Основная масса постройки сложена сажистым сульфидным веществом. В основании постройки основная трубка содержит узкую внешнюю зонку пирита. Образец отломан по трещине, заполненной охристыми и белыми пленками. С поверхности он имеет корку с трубочками полихет, остатками организмов.

Гидротермальная постройка Трипл Чимней. Образцы получены из разных частей постройки. Один образец – из нижней части постройки, из коренного залегания - характеризует цоколь, на поверхности которого находятся активные трубы. Образец сложен системой сросшихся труб диаметром 5-7 см, в большинстве случаев с полыми каналами диаметром 1.5-6 см. Большинство труб представлено сульфидами меди и железа. Каналы инкрустированы копьевидными кристаллами халькопирита рахмером до 2-5 мм. Отдельные трубы окислены, в результате чего они окрашены в синие, голубые, розовато-синие цвета. Пространство между трубами и трещины заполнены белыми и осветленными низкотемпературными минералами. В пределах поля Брокен Спур такие трубы, сложенные преимущественно сульфидами меди, встречены впервые. Другой образец взят из верхней части активной постройки. Это – достаточно мощный вертикальный столб, образованный сросшимися многочисленными диффузорами и трубами, возвышающимися над цоколем. В верхней части столб увенчан тремя активными трубами (черными курильщиками). Материал представлен мелкими обломками трубы, среди обломков наблюдаются ангидрит, пирит и другие минералы.

Микроскопическое изучение полированных шлифов показало, что минеральный состав изученных образцов весьма сходен, различаются лишь количественные соотношения главных сульфидов. Обобщенные данные по минеральному составу приведены в таблице.

В гидротермальном поле Спайер преобладают сульфиды железа и изокубанит (кубанит-халькопиритовые срастания). Сфалерит и пирротин (пластинчатые кристаллы и агрегаты) содержатся в подчиненном количестве. Постройка «К» и Спайер близки по минеральному составу и строению сульфидных руд. Минеральный состав постройки Трипл Чимней отличается преобладанием Си-содержащих сульфидов и оксидов железа. Примерно тот же список минералов, за исключением находок галенита и иорданита, приводится в статье (Duckworth et al., 1995), посвященной изучению минералогии и изотопов серы сульфидов Врокен Спур.

Минералы	Спайер	«К»	Трипл Чимней
Пирит	XXXX	XXX	XX
Марказит	XXXX	XXX	Х
Пирротин	XXX	XX	Х
Изокубанит	XXX	XXX	XX
Сфалерит	XXXX	XXX	XXX
Вюртцит	XX	X	
Халькопирит	XXX	XXX	XXXXX
Борнит	X		XXXX
Халькозин			XX
Ковеллин			Х
Сульфиды Си (?)			Х
Магнетит	XX	X	
Гематит	XX	X	
Гидроксиды Fe	XXX	X	X
Ангидрит	XXX	XX	XX
Барит	XX	X	XX
Кремнезем аморфный	XX	X	XX
Азурит (?)	x	X	X
Пироксен (?)	X	X	

Минеральный состав сульфидных руд в постройках Брокен Спур

Изучение срастаний сульфидов разного состава и их структурных особенностей позволило выделить типичные минеральные ассоциации для сульфидных руд Брокен Спур. Выделенные минеральные ассоциации проявлены в разных местах неодинаково, но в целом отражают особенности гидротермального процесса.

В образцах построек Спайер и «К» сульфиды железа, цинка и меди распространены неравномерно. Там, где они встречаются вместе, можно условно выделить следующие минеральные ассоциации: пирротинмарказит-пиритовая, сфалерит-изокубанитовая, халькопирит-сфалеритовая. Сульфиды железа в пирротин-марказит-пиритовой ассоциации представлены разнообразными формами: кристаллическими, колломорфными, пластинчатыми, мелко- и крупнозернистыми агрегатами, иногда спутанноволокнистыми, прожилками и дендритами. Пирит и марказит часто образуют срастания, в которых иногда участвуют пластины пирротина. Колломорфные агрегаты сульфидов железа в виде глобулей или почек наблюдакются среди нерудных минералов и среди сульфидов разного состава. Сфалеритизокубанитовая ассоциация заполняет межзерновые пространства в агрегатах сульфидов железа, иногда нарастает на их кристаллы (рис. 1).





Рис. 2.



Соотношения сфалерита и изокубанита в этой ассоциации разнообразные: оба минерала образуют срастания, иногда сфалерит обрастает, корродирует изокубанит, содержит его включения (рис. 2), встречаются и обратные взаимоотношения, что позволяет отнести оба сульфида к одной ассоциации. Оба сульфида встречаются в виде агрегатов и кристаллов. Халькопирит-сфалеритовая ассоциация выделена на основании ее пространственной обособленности и тесной связи с нерудным минералом (?). В этой ассоциации доминирует сфалерит. Минералы образуют самостоятельные выделения или срастания, часто колломорфные агрегаты. Халькопирит нарастает на сфалерит в виде ажурных кайм (рис. 3), встречаются эмульсиевидные включения халькопирита в сфалерите. Тесные срастания двух сульфидов наблюдаются в колломорфных и почковидных агрегатах, в зонально-концентрических выделениях сфалерита отдельные зоны представлены халькопиритом.

В образцах постройки Трипл Чимней пирротин-марказит-пиритовая ассоциация имеет ограниченное распространение и представлена разнозернистыми обломками сульфидов железа, вероятно, вследствие разрушения постройки в начальные стадии ее формирования. В редких случаях наблюдается сфалерит-изокубанитовая ассоциация. Отдельные выделения изокубанита содержат включения сфалерита. Халькопирит-сфалеритовая ассоциация в Трипл Чимней отличается по степени распространения и по составу. В этой ассоциации доминирует халькопирит, образующий скопления зернистых агрегатов, крупные пиковидные кристаллы вблизи каналов, колломорфные халькопирит-сфалеритовые, иногда зонально-концентрические структуры срастаний (рис.4).



Рис. 5.

Рис. 6.

К этой ассоциации можно отнести пирит, присутствующий в виде мелких зерен или кристаллов в массе халькопирита. В Трипл Чимней широко развита ковеллин-халькозин-борнитовая ассоциация, цементирующая растащенные агрегаты халькопирита. Борнит не только образует структуры цементации, но встречается в виде прожилков, секущих халькопирит. Самостоятельные скопления борнита наблюдаются среди нерудных минералов. В отдельных участках вокруг борнита развиваются каймы халькозина, реже ковеллина (рис. 5). В этой ассоциации обнаружены и другие Сисодержащие сульфиды, требующие детального изучения (рис.6).

Несмотря на первые результаты изучения минеральных ассоциаций в гидротермальном поле Брокен Спур, можно сделать предварительные выводы. Минералогия в постройках Спайер, «К», Трипл Чимней однотипна, близки структуры срастаний сульфидов и формы их выделений. Различия заключаются в количественных соотношениях сульфидов, слагающих постройки. Количественные соотношения влияют на неравномерность распределения выделенных минеральных ассоциаций и, следовательно, на зрелость самих построек, условий их формирования и разрушения. Характерно присутствие в рудах ранних и поздних генераций сульфидов, в частности пирита, сфалерита, халькопирита.

Наиболее высокотемпературными минеральными ассоциациями являются пирротин-марказит-пиритовая и сфалерит-изокубанитовая. В Спайер измеренная температура флюидов– 366° С (Duckworth et al., 1995). Халькопирит-сфалеритовая и ковеллин-халькозин-борнитовая ассоциации отлагались при более низких температурах. Анализ первичных флюидных включений в ангидрите из сульфидных руд в районе Брокен Спур показал Т –259-317°С (Лисицын и др., 1999). Концентрация растворов и скорость кристаллизации сульфидов менялась, о чем свидетельствует сочетание в одном образце мелкозернистых и крупнозернистых агрегатов, кристаллических, дендритовидных, глобулярных и колломорфных, часто зональноконцентрических, структур сульфидов.

Литература

Лисицын А.П., Лапухов А.С., Симонов В.А. и др. Благородные металлы в рудообразующих гидротермальных системах современных океанов // Геохимия, 1999, том 369, № 2, с. 254-257.

Murton et al., 1993

Duckworth R.C., Knott r., Fallick A.E. Mineralogy and sulphur isotope geochemistry of the Broken Spur sulphides,290N, Mid-Atlantic Ridge // Hydrothermal Vents and Processes, 1995. Geological Society Special Publication, № 87, p. 175-189.

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВНЫХ СИСТЕМ

Вахрушев А. М.¹

¹ЦНИГРИ, Москва, okt@tsnigri.ru

Количественная геолого-генетическая модель (КГГМ) сульфидносиликатной системы, разработанная А.И.Кривцовым с соавторами на примере Талнахской группы медно-никелевых месторождений, позволила численно оценить существующие рудогенетические концепции, дополнить геолого-поисковую модель новыми прогнозными критериями и признаками (Кривцов А. И., Чижова И. М., Евстигнеева Т. Л., 1995). Дальнейшее развитие КГГМ основывается на разработки новых и адаптации уже созданных алгоритмов моделирования плотностной дифференциации рудоносных расплавов, разработки новых методов решения задач плотностной дифференциации, с выявлением закономерностей распределения рудного вещества и его составов (Кривцов А. И., Кочнев-Первухов В. И., Конкина О. М., Степанов В. К., Заскинд Е. С., 2001). При этом была принята модель рудонакопления, предполагающая переход металлов, содержащихся в родоначальных магмах в рассеянной (каплевидной) форме (в расплавленном виде), во вкрапленные и массивные (сплошные) руды в результате плотностной дифференциации минеральных частиц в гравитационном поле (Richard H. M., Hutchinson D. and Fisher P. C.; Bernard L. Lago, Michel Rabinowicz and Adolphe Nicolas, 1982).

Компьютерное моделирование плотностной дифференциации движущихся расплавных рудоносных сред является задачей, требующей учета многих факторов: вязкость, скорость движения и плотность силикатного расплава; геометрические параметры сечения канала; значение градиента давления; плотность и радиус частицы рудного вещества; координаты ее начального расположения в канале (Дубов Н. В., Звездов В. С., 2002). Принятая упрощенная форма конфигурации канала (вариант 1 – горизонтальное залегание, вариант 2 – воздымающийся канал и вариант 3 – нисходящий канал с изломом) позволила промоделировать дифференциацию сульфидной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения.

Задача моделирования была сведена к расчету скоростей движения рудных частиц в рассматриваемом потоке с последующим переходам к траекториям их движения и интервалам осаждения.

Математическая модель процесса учитывает: вязкость, скорость движения и плотность силикатного расплава; геометрические параметры трубообразного канала; значение градиента давления; плотность и радиус частицы рудного расплава – шарообразной минеральной капли; координаты ее начального расположения в расчетном канале.

Движение шарообразной частицы в анализируемой ситуации происходит под действием движущегося в канале силикатного расплава и силы тяжести. Скоростной вектор частицы определяется как сумма скорости перемещения частицы вместе с расплавом вдоль оси трубы и скорости ее осаждения. Скорость движения частицы под действием силы тяжести примем постоянной для всего периода осаждения частицы в расплаве, т.е. до момента ее касания дна трубы. Таким образом, время оседания частицы в вертикальном направлении будет зависеть от координат ее начального положения в расчетном канале, избыточной плотности по сравнению с несущим расплавом и вязкостью последнего.

Полагая, что скорость потока постоянна во всем объеме канала и принимается равной скорости в центральной его части, на основе уравнений Навье-Стокса вычисляется ее значение.

Таким образом, имея линейные зависимости вертикальной скорости осаждения и горизонтальной скорости движения частицы от постоянных параметров, первоначально задаваемых моделью, мы можем перейти к графическому представлению траекторий движения минеральных капель.

Рассмотрим теперь компьютерно-графическую модель движения частиц в канале постоянного сечения с различной геометрией наклона дна. Для этого введем такие понятия, как «питающая точка», «питающая колонна (волна)» и питающая система.

Питающая точка – это точечная область канала, из которой начинают свое движение несколько частиц различной плотности (рис. 1, *a*).

Питающая колонна (волна) - совокупность питающих точек, равномерно распределенных на центральной линии вертикального сечения (рис 1, δ).

Питающая система - совокупность питающих волн, расположенных через равные интервалы по горизонтали в некотором сегменте канала (рис. 1, *в*, *г*).

Задается интервал между волнами; каждая последующая волна начинается после продвижения расплава на данный интервал. Номера волн (1,2,3...m-1,m) определяют последовательность счета разгрузки питающей системы по мере продвижения расплава в канале.

Для реализации представленных алгоритмов разработаны компьютерная программа и статистические модули расчета параметров миграции частиц в потоке жидкости.

Компьютерная программа применялась для расчета параметров частиц в случае возможных столкновений и слияний между ними.

На вход программы подаются следующие данные: плотности силикатного расплава и переносимых им минеральных частиц, количество и размеры последних, геометрические параметры сечений трубообразного канала (длина, большая и малая полуоси эллипса), значение кванта времени

 Δt и конфигурация питающей системы.



Рисунок 1. Основные положения модели: a – «питающая точка», δ – «питающая колонна (волна)», s – «питающая система», z – схематическое расположение питающей системы в канале; k – количество частиц различной плотности, выходящих из одной питающей точки; n - количество питающих точек в волне; H - высота волны (канала); Δh - интервал между питающими точками в волне; m - количество питающих "волн" в системе; L - длина канала; L' - длина питающего сегмента канала; Δl - интервал между питающими".

Для оценки влияния параметров движущихся в потоке частиц на характеристики их движения были проведены компьютеризированные расчеты скоростей и траекторий отдельных частиц с различными плотностями для разных конфигураций питающей системы.

В результате проведенного компьютерного моделирования были рассчитаны траектории переноса шарообразных частиц рудного вещества различной плотности силикатным расплавом и координаты их осаждения, оценено укрупнение сульфидных капель в результате слияния. Для системы из 20 питающих волн по 5 питающих точек в каждой, содержащей моночастицы изоферроплатины, пирротина, пентландита и халькопирита, укрупнение частиц достигало 3 раз относительно первоначального радиуса моночастиць. Самые сложные полиминеральные частицы образовывались из 19 мономинеральных. В случае, когда столкновения между частицами отсутствуют, применялась техника компьютерно-графических построений, позволяющая упростить расчет и уменьшить время достижения окончательного результата.

Структура потока реконструируется как система последовательных (пошаговых) «волн» с однотипным распределением траекторий и трасс миграции частиц различной плотности, которые не взаимодействуют при пересечении трасс. Структура трасс частиц накладывается на сетку продольного сечения потока заданной конфигурации как по определенным номерам «волн» (0, 1, 2...), так и по каждому из номеров - шагу.

В результате численно-графическим моделированием плотностной дифференциации минералов в магматическом потоке проиллюстрированы:

- зависимость дальности переноса капель от их радиуса и плотности;

 – рост скорости погружения сульфидных капель в расплаве при их укрупнении в результате слияния;

- влияние конфигурации питающей системы на возможные составы капель;

– влияние геометрии канала на процесс осаждения частиц и их зональное распределение на дне.

Для случая воздымающегося канала выбраны следующие параметры питающей системы и геометрии: длина канала L = 42 км, мощность (высота) канала H = 100 м; количество питающих точек в волне n = 20, количество питающих волн m = 220, расстояние между питающими точками в волне $\Delta h = 5$ м, расстояние между волнами $\Delta l = 5$ м, угол наклона дна $\beta = 5^{\circ}$. Результирующие гистограммы распределения частиц на дне канала и их состава в долях минералов представлены на рисунке 2.

В итоге получена расчетная картина сепарации минеральной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения в полого залегающем трубообразном канале эллиптического сечения с различной геометрией дна, которая не противоречит основным положениям ранее разработанной количественной геолого-генетической модели сульфидносиликатной системы. С помощью созданной компьютерной модели и компьютерно-графических расчетных алгоритмов можно оценивать распределение по латерали рудного вещества различной плотности на дне канала.

Литература

Дубов Н. В., Звездов В. С. Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения // Отечественная геология, 2002, № 5-6 с. 27-32.

Кривцов А. И., Чижова И. М., Евстигнеева Т. Л. Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы, 1995, №2, с. 55-66.

Кривцов А. И., Кочнев-Первухов В. И., Конкина О. М., Степанов В. К., Заскинд Е. С. Си-Ni-МПГ месторождения норильского типа. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001, 180 с.

Richard H. M., Hutchinson D. and Fisher P. C. Petrology and Crystallization History of Multiphase Sulfide Droplets in a Mafic Dike from Uruguay: Implication for the Origin of Cu-Ni-PGE Sulfide Deposits // Economic Geology, Vol. 99, pp. 365-376.

Bernard L. Lago, Michel Rabinowicz and Adolphe Nicolas. Podiform Ore Bodies: a Genetic Model. Journal of Petrology, Vol. 23, Part 1, pp 103-125, 1982.



Рисунок 2. Распределение частиц на дне воздымающегося канала (*a*) и их состав в долях минералов (*б*). 1 - 6 - линии сумм количества осевших минеральных частиц: 1 - изоферроплатина, 2 – изоферроплатина и плюмбопалладинит, 3 – изоферроплатина, плюмбопалладинит, магнетит, 4 - изоферроплатина, плюмбопалладинит, магнетит и пирротин (пентландит), 5 - изоферроплатина, плюмбопалладинит, магнетит, пирротин (пентландит) и хромит, 6 - изоферроплатина, плюмбопалладинит, магнетит, пирротин (пентландит), хромит, халькопирит; 7 – схематическое изображение дна канала; 8-13 - обозначения для соответствующих минералов: 8 изоферроплатина, 9 - плюмбопалладинит, 10 - магнетит, 11 - пирротин (пентландит), 12 - хромит, 13 - халькопирит.

МИНЕРАЛОГИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАРСУЧИЙ ЛОГ И ДЖУСИНСКОЕ НА Ю.УРАЛЕ

Викентьев И.В.¹, Шишакова Л.Н.², Мохов В.А., Магазина Л.О., Еремин Н.И.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, viken@igem.ru, ² МГУ, Москва

Месторождения находятся на крайнем востоке Оренбургской области в Теренсайском районе и вмещаются полно дифференцированными вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (D₁em-D₂e): в разрезе преобладают лавы и туфы основного состава при подчиненной роли эффузивных пород среднего-кислого состава, а также мелкообломочных туффитов (Барсучий Лог) и андезито-дациты (Джуса). Околорудные породы сильно изменены гидротермально-метасоматическими процессами и превращены в кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы (Барсучий Лог) и кварц-серицитовые сланцы (Джуса). Линзовидные тела руд колчеданно-полиметаллического состава пересечены серией субвертикальных маломощных 0.3-3 м даек диабазов на Барсучем Логе и еще более многочисленными и более мощными до 20 м дайками кислого, среднего и основного состава (с преобладанем диоритового ряда) на Джусе (Викентьев и др., 2006; Еремин, 1963).

Руды характеризуются полиметаллическим составом: если исключить из рассмотрения серноколчеданные руды Джусы, они на обоих месторождениях очень богаты Zn и Cu и местами, особенно на Барсучем Логе, Au и Ag: по штуфным образцам содержания Zn варьирует в пределах 0.3-20 мас.% (до 27 мас.% на Барсучем Логе), Cu 1-8 мас.% (до 17 мас.% на Джусе), Pb 0.1-5 мас.% (до 10 мас.% на Джусе), Au 1-13 г/т, Ag 75-200 г/т (до 420 г/т на Барсучем Логе), Ba до 6 мас.%. Резко преобладают сплошные сульфидные руды. Повышенная золотоносность Барсучего Лога характерна для медно-цинково-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд с умеренной Cu (1-4 мас.%) и повышенным Zn (> 3 мас.%); руды с аномально высокими Zn (> 15 мас.%) или Cu (> 5 мас.%) в большинстве случаев содержат умеренное Au (1-3 г/т).

В отличие от большинства месторождений Урала в рудах обычными являются галенит и барит (табл. 1). Минеральный состав руд Джусы и Барсучего Лога представлен пиритом (10-90% и 30-90 %), халькопиритом (10-90% и 5-25%), сфалеритом (5-40% и 3-50%), галенитом (0.5-15% и 0.5-3%), блеклой рудой (0.5-15% и 0.5-10%).

Для руд характерно широкое разнообразие текстурного рисунка сплошных руд (табл.1), обусловленное неоднократным дроблением сульфидных агрегатов, их динамометаморфизмом и перекристаллизацией на контакте с дайками. Остановимся на особенностях второстепенных минералов.

Вещественный состав руд		Барсучий Лог	Джуса
Рудные минералы	Главные	пирит, сфалерит, халько- пирит, галенит, блеклая руда	пирит, халькопирит, сфале- рит, галенит, блеклая руда
	Второстепенные	магнетит, арсенопирит	арсенопирит, магнетит, пир- ротин, борнит, гематит
	Редкие	борнит, германит, само- родное золото пробностью 720-780	As-кобальтпентландит, макинавит, гессит, элек- трум, самородное золото, самородное серебро, само- родое олово
	Вторичные	халькозин, ковеллин, бор- нит, штромейерит(?), акан- тит(?)	халькозин (три разновидно- сти), ковеллин, дигенит, борнит, азурит
Нерудные	Главные	кварц, барит	кварц, барит
минералы	Второстепенные	хлорит, серицит, карбонат	карбонат, хлорит, серицит, алунит
Текстуры руд		массивная, брекчиевидная, гнездово-вкрапленная, сланцевато-полосчатая, полосчатая, прожилковая	массивная, брекчиевая, брекчиевидная, линзовид- но-полосчатая, прожилко- видная

Табл.1. Минеральный состав и текстуры руд месторождений Теренсайского района

Барсучий Лог. *Блеклая руда* встречается постоянно, но крайне неравномерно. Она цементирует пирит, располагается среди зон колломорфного пирита, образует гнезда в кварце размером до 2 мм, совместно с галенитом и халькопиритом пересекает прожилками и пиритовые агрегаты и сфалерит. Обычно блеклая руда встречается в виде включений в пирите II, в виде небольших гнезд в срастании с галенитом и халькопиритом. Кроме того, отмечались тонкие вкрапленные выделения блеклой руды в кристаллическом барите, где они ориентировано, располагались вдоль зон роста. Состав блеклой руды широко варьирует: 1.5-20.8 мас.% Sb, 6.9-20.7мас.% As, 3.5-6.3 мас.% Fe, 2.9-4.7 мас.% Zn, до 3.9 мас.% Ag, до 3.5 мас.% Bi (рис. 1).



Рис. 1. Вариации составов блеклой руды месторождений Теренсайского района.
Галенит также развит крайне неравномерно. Если наибольшие скопления блеклой руды отмечаются в кварце, то гнезда галенита – в барите, где он часто сопровождает выделения сфалерита II, либо сосредотачиваясь в виде разнообразных включений в нем, либо цементируя и пересекая его агрегаты. Кроме того, галенит иногда наблюдается среди раннего пирита, заполняя промежутки между его колломорфными агрегатами, в виде включений в позднем пирите и арсенопирите.

Арсенопирит обычно встречается в виде отдельных кристаллов среди кварца и пирита. На контакте с дайками диабазов иногда отмечаются участки, целиком состоящие из массивного арсенопирита брекчиевидной текстуры, в которых раздробленные крупные кристаллы арсенопирита как бы сцементированы его же мелкозернистыми и мелкокристаллическими агрегатами. Трещины катаклаза залечены халькопирит-галенит-сфалериткварцевым материалом. Кроме того, эти же минералы часто выступают в роли цемента и в виде включений в арсенопирите.

Магнетит постоянно встречается в руде в виде обломков в сфалерите, ксенолитов в кварце. Как правило, для ксенолитов характерны корродированные края, трещины катаклаза и ковернозность. Иногда в нем находятся включения пирита. Изредка отмечаются выделения магнетита, замещающиеся рутилом. В виде очень мелких кристалликов псевдокубической формы постоянно наблюдается в сфалерите-II, ассоциирующем с баритом.

Борнит в виде редких выделений размером в сотые доли миллиметра встречается в блеклой руде, в участках, где она занимает место халькопирита в минеральных парагенезисах. В редких выделениях борнита видна структура распада с халькопиритом.

Самородное золото размером до 0.02 мм пробностью 720-780 встречено в нескольких ассоциациях: 1) изометричные выделения в блеклой руде в прожилковидном выделении галенит-халькопирит-блеклорудного состава, составляющем одну из полос в полосчатой полиметаллической руде; 2) удлиненные субизометричные включения в блеклой руде в прожилке галенит-блеклоруднохалькопиритового состава, пересекающем перекристаллизованные агрегаты раннего пирита, в массивной полиметаллической руде с гнездами крупнокристаллического барита; 3) прожилки и микропрожилки в галените, остроугольные выделения по контакту блеклой руды и галенита, внутри этих минералов и в трещинам катаклаза в существенно халькопиритовой (в ассоциации с галенитом и блеклой рудой) оторочке гнезда кварца в полиметаллической руде полосчатой текстуры.

Джуса. Обычно в рудах присутствует высокомышьяковистая блеклая руда с содержанием Ag 0.5-1.1 мас.%, по составу отвечающая Znтеннантиту и Zn-теннантит-тетраэдриту (Еремин, 1983). В контактах с мощными дайками в халькопирите массивных руд в виде эллипсоидальных включений встречаются овальные зерна более сурьмянистой блеклой руды, в различной степени испытавшие распад (вплоть до скелетных образований): матрица их сложена Fe-теннантит-тетраэдритом, с ним тонко срастаются Ag-Fe-теннантит-тетраэдрит и аргентотетраэдрит (Ag до 13.6 мас.%) и мелкоигольчатые ромбовидные в сечении кристаллы арсенопирита, а на периферии появляется кайма аргентотетраэдрита; в таких «полураспавшихся» зернах блеклой руды встречены мелкие выделения гессита (до 200 мкм в длину), галенита и самородного золота (1-10 мкм, редко более, изометричные и угловатые). В таких участках отмечаются: тесные взаимные срастания халькопирита и сфалерита, причем в халькопирите наблюдаются звездчатые выделения сфалерита, а в сфалерите – мелкие включения халькопирита, напоминающих мирмекиты; присутствие в халькопирите пирротина в виде скоплений неправильной формы с нитевидными отростками, отходящими от них; присутствие низкопробного золота в пирите в виде изометричных выделений размером до 0.015 мм и в галените, вместе с халькопиритом образующим пересекающие пирит прожилки; встречен единичный участок, сложений ассоциацией барит + пирит + Аsкобальтпентландит (ромбовидный в сечении, около 70 мкм) + самородные серебро (толщина 2-3 мкм) и олово (3-30 мкм). Кроме того, в халькопирите наблюдаются ксенолиты корродированного и катаклазированного магнетита, редкие выделения галенита, отдельные кристаллы арсенопирита. Вероятно, что необычные минералы и их срастания возникли в рудах в результате теплового воздействия, в результате которого произошла рекристаллизация вещества, разложение блеклой руды, появление макинавита, пирротина, арсенопирита, гессита и самородных минералов.

Галенит встречается постоянно, но крайне неравномерно. Он тесно ассоциирует со сфалеритом, выделяясь в виде мелких вкрапленных выделений и прожилков в нем, в виде выделений размером до 1-1.5 мм на границе сфалерита и барита или в барите, иногда в виде прерывистой каймы, оконтуривающей сфалерит. При наложении барит-полиметаллической минерализации на ранее сформированные руды, галенит постоянно встречается в виде включений в пирите, подчеркивая его первичную структуру. Галенит изредка наблюдается в срастании с блеклой рудой и является более поздним минералом по отношению к ней.

Самородное золото на Джусинском месторождении является более редким минералом, чем на Барсучей Логе. Размер его редких выделений 1-15 мкм. Среди его составов преобладает электрум (пробность 619-676). В описанные выше «полураспавшихся» зернах высокосурьмяностой блеклой руды встречены мелкие выделения электрума и низкопробного (430-610) ртутистого золота, содержащего 8-13 мас.% Нg.

Для проб руд Барсучего Лога, наиболее обогащенных драгметаллами, фазовым анализом установлено преимущественное накопление Au в самородном виде (до 80%) при подчиненной роли тонкодисперсного золота в сульфидах (около 20%); в рядовых рудах (1.5-2 г/т Au и 30-70 г/т Ag) доля свободной формы существенно ниже, что сказывается на слабом извлечении Au (35%) и Ag (50-60%) в медный и цинковый концентраты, с резко преобладающим концентрированием их в медном концентрате. В рядовых рудах Джусы (валовые содержания Au 0.7-2.2 г/т) 50-71% золота находится в сульфидах в тонкодисперсном виде, 5-38% - в сростках с сульфидами и нерудными минералами, лишь 10-11% является свободным (самородное золото); в зоне вторичного обогащения доля свободного золота достигает 17%.

Следует отметить, что свинец галенита обоих месторождений является наиболее радиогенным по сравнению со всеми другими колчеданными месторождениями Урала (Викентьев и др., 2006). Причины высоких значений изотопных отношений свинца для для месторождений Теренсайского района могут быть связаны с их приуроченностью к восточному борту Магнитогорского прогиба, в глубинном строении которого понижена роль базитов, а в процессе магмогенерации возможно участвовал ассимилированный материал мощного гранито-гнейсового слоя фундамента Магнитогорского прогиба. Более «зрелый» вулканизм и заимствование материла из фундамента, вероятно, и обусловили более заметные известково-щелочные тенденции вулканических серий и полиметаллический состав руд (с большей ролью Pb, Ba, Au, Ag).

Таким образом, описанные месторождения близки к колчеданным залежам Баймакского района, с которыми его роднит полиметаллический состав руд (с высокими содержаниями галенита и повышенными барита) и – особенно в случае Барсучего Лога - их высокая золотоносность (2-3 г/т Au). К отличиям относятся существенно большая доля сплошных руд в месторождениях Теренсайского района и такие особенности их минералогии, как относительно высокая распространенность в рудах арсенопирита и магнетита. Отличия эти обусловлены в целом более основным (андезит-дацитовым) составом рудоносной вулканической формации, обилием даек (особенно на Джусе), а также существенно более высоким, хотя и локальным контактовым и динамическим метаморфизмом руд.

Аналитические электронно-микроскопические определения проведены А.В.Моховым и Л.О.Магазиной (ИГЕМ РАН) и микрорентгеноспектральные Н.И.Ереминым (МГУ). Исследования выполнены при содействии геологической службы ЗАО «Ормет», финансовой поддержке РФФИ (проекты 07-05-00808 и 06-05-64614) и Фонда содействия отечественной науке.

Литература

Викентьев И.В., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Свинцовоизотопная систематика колчеданных месторождений Урала по данным прецезионного изотопного анализа методом MC-ICP-MS // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т.1. Москва: ГЕОС, 2006. С.155-160.

Викентьев И.В., Шишакова Л.Н., Молошаг В.П., Кринов Д.И., Мохов А.В. Минеральные ассоциации колчеданно-полиметаллического месторождения Барсучий Лог (Ю.Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2006. Материалы XII межд. научн. студ. школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 206-209.

Еремин Н.И. Роль зон рассланцевания и трещиноватости в локализации колчеданно-полиметаллического оруденения на Джусинском месторождении (Ю.Урал) // Весник Моск. Ун-та. Сер. Геология. 1963. №6. С. 24-32.

Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 256 с.

РЗЭ В МЕТАСОМАТИТАХ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Викентьева О.В.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>viken@igem.ru</u>

Поведение РЗЭ в гидротермальном процессе – вопрос важный для выяснения состава и источников рудоносного флюида, менее изученный по сравнению с магматическими и осадочными процессами. Нами сделана попытка рассмотреть распределение лантаноидов при метасоматическом преобразовании вмещающих пород на крупных мезотермальных месторождениях золота Среднего Урала (Березовское) и Северо-Востока России (Нежданинское и Наталкинское).

Березовское рудное поле расположено в толще вулканогенноосадочных пород (O-S), прорванной дайками гранитоидов, над полого погружающейся кровлей Шарташского гранитоидного массива. Крутопадающие золото-сульфидно-кварцевые жилы сопровождаются ореолами лиственитизации и березитизации и подразделяются на "лестничные", залегающие в гранитоидных дайках вкрест их простирания, и "красичные" - во вмещающих вулканогенно-осадочных и интрузивных породах (Сазонов, 1975).

Нежданинское рудное поле находится на севере Южно-Верхоянского синклинория Верхоянского складчато-надвигового пояса, сложенного терригенными породами (Р). На северо-востоке рудного поля находится Курумский гранитоидный массив, на юго-западе – Гельдинские диоритовые штоки. Рудные жилы и минерализованные зоны сопровождаются ореолами измененных пород (Гамянин и др., 2000).

Наталкинское рудное поле расположено на юго-востоке Яно-Колымского складчатого пояса в разрезе туфо-терригенных толщ (P₂), которые прорваны дайками спессартитов и риолитов. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и зонами прожилкования и сопровождаются ореолами березитизации (Алпатов, Михалицына, 2000).

Для месторождений Северо-Востока рассмотрено распределение РЗЭ в апоалевролитовых метасоматитах, сформированных при преобладании режимов компрессии и декомпрессии, которые приводили к различной направленности изменения минерального состава преобразуемых пород. В условиях высокого стрессового давления (компрессии) формируются существенно серицитовые метасоматиты за счет частичного или полного выноса кремнезема, образующегося при замещении альбита серицитом. В участках декомпрессии метасоматиты обогащены кварцем из-за привноса кремнезема.

На Березовском месторождении получены данные по содержанию лантаноидов в минералах (карбонатах и силикатах) из разных зон метасоматических колонок по габбро, диабазу и серпентиниту. Кроме того, изу-

чено поведение РЗЭ при лиственитизации диабаза в образце длиной около 25 см, в котором отчетливо выделены 6 зон.

На всех изученных месторождениях сопоставлено распределение РЗЭ в метасоматитах и в магматических породах рудных полей.

Определение редкоземельных элементов проводилось методом массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитики Дубинин А.С., Горбачева С.А.) на квадрупольном масс-спектромертре Plasma Quad PQ2+Turbo английской фирмы VG Instruments. Погрешность анализа контролировалась исследованием стандартных образцов BCR-1, AGV-1 и GSP-1. Минимальный предел обнаружения редкоземельных элементов составляет 0.0n г/т. Для графического представления результатов применялось нормирование по хондриту (Taylor, McLennan, 1985). Аномалии Eu (Eu/Eu*) и Ce (Ce/Ce*) рассчитывались по формулам Eu/Eu*=Eu/(Sm*(Tb*Eu)^½)^½, Ce/Ce*=Ce/((2La+Sm)/3) (значения нормированы к хондриту).

Березовское месторждение. Обнаружено влияние состава исходных пород на уровень концентрации и степень дифференциации РЗЭ в минералах. Для минералов апогаббровых и апосерпентинитовых метасоматитов характерны невысокие содержания РЗЭ. Уровень концентрации лантаноидов в минералах аподиабазовых метасоматитов в 3-4 раза выше с резким преобладанием легких над тяжелыми. Так сумма РЗЭ в анкерите из метасоматитов по диабазу составляет 15.02-50.79 г/т, по габбро 4.06-9.84 г/т, в брейнерите из метасоматитов по серпентиниту 2.59-5.15 г/т. Установлено влияние состава исходных пород на концентрации Еи и Се, которые уменьшаются в ряду аподиабазовые апогаббровые - апосерпентинитовые метасоматиты. Отношение (La/Yb), в минералах и в породах указывает на кристаллизацию их из флюида, обогащенного легкими лантаноидами (Рис.1). Кроме того установлена однонаправленная дифференциация РЗЭ, а не перераспределение лантаноидов между сосуществующими минералами. В карбонатах присутствует тетрадный эффект (ТЕ₁₃) М-типа. Степень ТЕ₁₃ возрастает к внутренним зонам апогаббровой и апосерпентинитовой метасоматических колонок и уменьшается - в аподиабазовой. Все изученные карбонаты показывают нехондритовые отношения У/Но, которые выше для карбонатов метасоматитов по сравнению с карбонатами исходных пород. Это указывает на влияние процессов комплексообразования (т.е. состава флюида) на распределение У и РЗЭ в карбонатах метасоматитов. В образовании метасоматической зональности принимал участие окисленный флюид (Eu/Eu* близки к 1, Eu³⁺>Eu²⁺). Во внутренней зоне колонки по диабазу (кварцевая жила) Eu/Eu*=1.37, что указывает на относительно восстановленный характер флюида, из которого кристаллизовались рудные минералы. Присутствие аномалий Се можно объяснить взаимодействием растворов с вмещающими породами, содержащими двухвалентное железо. Высокие значения (Y/Ho)_n при изменении пород указывают на слабокислую среду минералообразования. Источником окисленного флюида, для которого характерно обогащение ЛРЗЭ, могли служить магматические породы тоналитовой формации, к которой относится Шарташский массив. Схожесть картин распределения РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов для гранитов Шарташского массива, а также совпадение значений Eu/Eu* и Ce/Ce* гранитов и минералов метасоматитов можно интерпретировать в пользу их генетической связи.

Нежданинское месторождение. Содержания РЗЭ в апоалевролитовых метасоматитах изменяются в пределах 137-260 г/т. В условиях компрессии от дорудных березитов к рудосопровождающим происходит увеличение содержаний HREE. В образце интенсивно рассланцованного апоалевролитового березита из зоны тектонического шва обнаружены максимальные суммарные содержания РЗЭ и отношения La_n/Sm_n (4.8), Eu/Eu* (0.75). В условиях декомпрессии в этом же направлении происходит незначительное увеличение содержаний HREE и Eu/Eu*, а также уменьшается почти в 2 раза отношение La_n/Yb_n (от 50.68 до 18.98-20.68). Таким образом, в ходе гидротермального процесса происходит увеличение содержаний тяжелых редкоземельных элементов независимо от условий формирования метасоматитов. В условиях растяжения в рудосопровождающих метасоматитах происходит увеличение величин Eu/Eu*, указывая на относительно восстановленную природу флюида при образовании кварцевых жил. Все метасоматиты обогащены легкими РЗЭ (Рис.1). Для дорудных березитов получены наибольшие значения La_n/Yb_n=50.7 и Gd_n/Yb_n=5.9. Значения Eu/Eu* и Ce/Ce* близки к 1, указывая на участие относительно окисленного флюида в образовании метасоматитов. Спектры распределения РЗЭ магматических и терригенных пород схожи, что не позволяет однозначно судить об источнике лантаноидов.

Наталкинское месторождение. Изучено распределение РЗЭ по двум разрезам метасоматитов, образованных в условиях компрессии и декомпрессии (Рис.1). Максимальные суммарные содержания обнаружены в дорудных березитах обоих разрезов (117.36-151.22 г/т), минимальные - в кварцевой жиле - 4.36 г/т из-за снижения доли карбонатов и других минералов-концентраторов РЗЭ. Все метасоматиты обогащены легкими РЗЭ. В условиях декомпрессии максимальное отношение (La/Yb)_n=18.55 получено для метасоматитов с интенсивным прожилкованием и сульфидизацией, минимальное (La/Yb)_n=6.25 для дорудных березитов. Отношение (La/Sm)_n ниже в участках кварцевых жил, а значения (Gd/Yb), наиболее низкие для дорудных березитов, возрастают с увеличением степени прожилкования и сульфидизации. Значения Eu/Eu* метасоматитов близкие к 1, свидетельствуя о преобладании трехвалентного европия и об участии относительно окисленного флюида (Eu³⁺»Eu²⁺) в их формировании. Для кварцевой жилы Eu/Eu*=1.25, что говорит об относительно восстановленной ($Eu^{3+} \ll Eu^{2+}$, низкие отношения Eu^{3+} / Eu^{2+}) природе минералообразующего флюида, отложившего арсенопирит из растворов, содержащих мышьяковистую кислоту.



Рис. 1. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ в метасоматитах золоторудных месторождений. а, б – преобладание условий декомпрессии, в, г – условий компрессии. Черный кружок – дорудные березиты, ж – кварцевая жила.

Выводы:

1. Состав исходных пород отражается на уровне концентрации и степени дифференциации РЗЭ в минералах метасоматитов.

2. Взаимодействие флюида с вмещающими породами характеризуется низким отношением вода/порода поскольку картины распределения РЗЭ в измененной и неизмененной породах и минералах из них (хлорит и анкерит из метасоматической колонки диабаза) сходны (т.е. параметры Eu/Eu*, Ce/Ce*, La/Yb, La_n/Sm_n, Gd_n/Yb_n изменяются в одном направлении, Xianwu, Ruizhong, 1998). На взаимодействие флюида с вмещающими породами указывают аномалии церия и иттрия. 3. Для изученных минералов и пород характерны значения Eu/Eu* близкие к 1, что свидетельствует о преобладании в них трехвалентного европия и о образовании их из относительно окисленного флюида. В метасоматическом изменении вмещающих пород принимал участие флюид, обогащенный легкими лантаноидами.

4. Формирование кварцевой жилы происходит из относительно восстановленного флюида. Уменьшение доли минералов-концентраторов РЗЭ приводит к снижению суммарных концентраций лантаноидов и увеличению величины европиевой аномалии.

5. С увеличением степени изменения породы увеличивается дифференциация среди тяжелых лантаноидов (Gd_n/Yb_n) и уменьшается – среди легких (La_n/Sm_n) , что связано с подвижностью РЗЭ и разной устойчивостью их комплексных соединений. Обнаружена обратная зависимость между La_n/Sm_n и Σ РЗЭ, La_n/Sm_n и Eu/Eu*, Gd_n/Yb_n и Ce/Ce* в метасоматитах.

6. Схожесть распределения РЗЭ в минералах Березовского месторождения и гранитоидах Шарташского массива указывает на генетическую связь лиственитизации с последними, позволяя сделать вывод об участии магматического флюида в гидротермальной системе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05–05–64803) и фонда Президента РФ (проект МК–510.2006.5).

Литература

Алпатов В.В., Михалицына Т.И. Гидротермальные изменения пород на золоторудном месторождении Наталка // Магматизм и метаморфизм Северо-востока Азии. Сб. материалов IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан. 2000. С. 281-284.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: Геос, 2000.

Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М. Наука, 1975.172с.

Taylor S.R., and McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. 1985, Oxford, Blackwell, 312p.

Xianwu B., Ruizhong H. REE geochemistry of primitive ore fluids in Ailaoshan gold belt, Southwest China // Chinese Journal of Geochemistry, 1998. V.17. №1. P.91-96.

МОДЕЛЬ МНОГОЯРУСНОГО СТРОЕНИЯ РУДНОЙ КОЛОННЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ AU-AS-SB-ВКРАПЛЕННЫХ МЕСТОРОЖ-ДЕНИЙ С «НЕВИДИМЫМ», УПОРНЫМ ЗОЛОТОМ

Волков А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>alexandr@igem.ru</u>

В многочисленных коренных месторождениях различного минерального состава золото находится в нескольких формах: в виде самородного золота, минералов золота и в рассеянной форме в тесной связи с сульфидами. Невидимое золото широко распространено в сульфидах как собственно золоторудных, так и колчеданных, медно-порфировых и медно-никелевых месторождений. Во многих мезотермальных месторождениях золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд с ограниченным развитием кварцевых жил, невидимое золото преобладает. Присутствие невидимого золота в сульфидах придает рудам упорные свойства, затрудняя извлечение из них золота и исключая обычно, используемое цианидное выщелачивание. Поэтому данные по распределению невидимого золота в рудах и отдельных минералах имеют большую ценность для разработки рациональных схем обогащения руд. В последние годы исследования «невидимого» золота проводятся в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН.



Рис. 1. Вкрапленные руды р.т. 1 месторождения Майское (игольчатый арсенопирит и мышьяковистый пирит с невидимым, упорным золотом). Аншлиф, ув. 100.

Крупные Au-As-Sb-

месторождения вкрапленных руд известны в различных по возрасту металлогенических провинциях (от докембрия до плиоцена). Они располагаются преимущественно в терригенных и терригенно-карбонатных углеродсодержащих толщах в зонах глубинных разломов. Золотоносные сульфиды образуют мелкую и тонкую вкрапленность в зонах дробления и рассланцевания пород (рис.1). Вкрапленные руды характеризуются высоким золотосеребряным отношением (до 10:1 и выше) и относительно равномерным распределением золота (коэффициент вариации содержаний >60%), присутствующего, главным образом, в виде тонкодисперсных включений в мышьяковистом пирите (As -1-7%) и сурьмянистом арсенопирите (Sb -0.001-0.1%). Содержание этих сульфидов в рудах варьирует от 5 до 15% (в среднем 8-10%). Для рудных тел характерно наличие антимонита, с которым спорадически ассоциирует относительно крупное позднее золото. Вкрапленное сульфилное оруденение непрерывно прослеживается без существенного изменения своего состава и содержания золота на глубины, превышающие 1 км, причем минералогическая латеральная и вертикальная зональность отсутствует. Пробность упорного тонкодисперсного золота, заключенного в сульфидах по расчетным данным близка к 1000. Типоморфный и наиболее золотоносный рудный минерал – игольчатый арсенопирит содержит в среднем >300 г/т золота. В составе арсенопирита, по сравнению с эталонным, содержится избыточное количество серы (отношение серы к мышьяку - 1.2-1.3). По данным месбауерской спектроскопии, в большинстве золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд золото находится в арсенопирите в виде химически связанного в его структуре или в металлическом состоянии с размером частиц 2 наномикр (Генкин, 1998). Однако количественно в рудах большинства месторождений преобладает золотосодержащий As-пирит, метакристаллы которого отличаются тонкозональным и блоковым внутренним строением. Среднее содержание золота в пирите составляет 30-60 г/т. По данным Х-гау фотоэлектронной спектроскопии, именно к этим узким каемкам (1-4 микрона) метакристаллов в рудах Карлина приурочены высокие содержания наночастиц золота и мышьяка (Arehart et al., 1993).

ГЛУБИНА (М)	ВЕРТИКАЛЬН ОРУД	АЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДЕНЕНИЯ	ХАРАКТЕРНЫЕ МИНЕРАЛЫ	ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖ ДЕНИЙ
100 - 200		ЗОНА АРГИЛЛИЗИТОВ ПОД ЭКРАНОМ ВУЛКАНИТОВ	РЕАЛЬГАР, КИНОВАРЬ, МИНЕРАЛЫ ТАЛЛИЯ, АНТИМОНИТ	АЛШАР ЛУХУМИ
200 - 300		ЗОНА ДЖАСПЕРОИДОВ	КВАРЦ, ХАЛЦЕДОН, ГЕМАТИТ, ПИРИТ, МАРКАЗИТ, АНТИМОНИТ	КАРЛИН КОРТЕЦ
300-900	Аш-кварц-антимони- товые жилы	ЗОНА ОРУДЕНЕНИЯ ТИПА КАРЛИН	ПИРИТ, МАРКАЗИТ, АНТИМОНИТ	ГОЛД-СТРАЙК ГОЛД-КВОРИ
900 -3000 3000-5000	Рь-2л-2р-сульфицио- адругами жилы Ас-казриками жилы Вкралленный "Ас-сульфиция	ЗОНА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ВКРАПЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ	ПИРИТ, АРСЕНОПИРИТ АРСЕНОПИРИТ	МАЙСКОЕ НЕЖДАНИНКА КЮЧУС ОЛИМПИАДА БАКЫРЧИК КОКПАТАС ДОНЛИН КРИК АШАНТИ ФОРСТЕВИЛ

Рис. 2. Модель вертикальной зональности золото-сульфидного вкрапленного оруденения

Модель многоярусного строения рудной колонны. Ранее мы отмечали определенные черты сходства руд Майского месторождения с рудами Карлина (Сидоров, Волков, 1998). В последние годы появились новые факты и наблюдения, подтверждающие это сходство, которые положены в основу многоярусной модели строения рудной колонны (рис. 2). Самый верхний уровень оруденения Карлинского типа изучен на месторождении Алшар в восточной Македонии (Волков, 2006). Рудная зона месторождения Алшар образовалась под экраном покрова щелочных эффузивов. Этот факт указывает на тесную связь формирования Au-As-Sb-Tl-вкрапленных руд в джаспероидах карлинского типа месторождения Алшар с вулканическими процессами. С другой стороны в керне глубокой структурной скважины (более 1500 м), пробуренной в пределах Карлинского тренда, в интервале 700-1000 м, отмечено появление в рудах наряду с главными золотоносными минералами мышьяковистым пиритом и марказитом, золотоносного игольчатого арсенопирита (Theodore et al., 2003). Таким образом, вкрапленные руды карлинского типа на этих глубинах практически неотличимы от Майских руд. Результаты бурения глубоких структурных скважин на месторождениях Майское и Нежданинское, показали, что вкрапленные руды непрерывно распространены от поверхности до глубины 1300 и 1500 м соответственно. По данным компьютерного моделирования на глубоких горизонтах (850-1000 и более м) рудных тел Майского месторождения было установлено почти двукратное уменьшение среднего содержания мышьяка в рудном теле с 1.5 до 0.8-0.7% по сравнению с вышележащими горизонтами, а содержание золота сохранилось на прежнем уровне (10-11.0 г/т). Повидимому, этот факт может быть объяснен резким уменьшением содержания мышьяка в пирите вкрапленных руд. Хорошо известно, что мышьяковистый пирит образуется при температурах меньше 200°С (Тюкова, 2005).

Таким образом, можно предположить существование следующей зональности вкрапленного оруденения (рис. 2). На близповерхностном уровне (до 300 м) развиты джаспероидные метасоматические руды, содержащие самородную ртуть, мышьяк, киноварь, реальгар, аурипигмент и минералы таллия. В интервале на 300-1000 м развит, так называемый, карлинский тип руд, представленный вкрапленной золотоносной пирит-марказитовой минерализацией. На гипабиссальном уровне (1500-3000 м) развиты вкрапленные пиритарсенопиритовые, а ниже вкрапленные существенно арсенопиритовые руды. Следовательно, общий размах оруденения может достигать 3000 и более метров. Значительный вертикальный интервал формирования вкрапленного оруденения, по-видимому, связан с особыми условиями рудообразования в зонах тектоно-магматической активизации. Предложенная модель объясняет отсутствие открытий крупных месторождений типа Карлина в других, кроме Невады (США), золоторудных провинциях мира – высокой эродированностью этих регионов.

Условия образования вкрапленных руд. На рис.1 показаны типичные вкрапленные золото-сульфидные руды Майского месторождения. На фото

отчетливо видно, что рассеянная вкрапленность золотоносного игольчатого арсенопирита и пирита не ассоциирует с кварцем. На вкрапленных Au-As-Sbместорождениях встречаются допродуктивные метаморфогенные существенно кварцевые и распространены поздние золото-кварцевые, кварцсеребро-полиметаллические и золотоносные кварц-антимонитовые жилы. Следовательно, в рудных телах этих месторождений наряду с вкрапленными рудами присутствует кварцевые жилы и прожилки, образовавшиеся ранее или позднее основной продуктивной вкрапленной минерализации.

Таким образом, вкрапленные Au-As-Sb-месторождения характеризуются разнообразными обстановками локализации руд и различным соотношением вкрапленного и жильного оруденения, что позволило выделить следующие типы месторождений (Волков и др., 2002): 1) собственно золотосульфидный; 2) золото-сульфидно-кварцевый; 3) золото-антимонитовый; 4) золото-антимонит-киноварный.

В 90-х годах нами была осуществлена попытка получить данные об условиях образования золото-сульфидных вкрапленных руд в результате изучения дорудных метаморфогенных кварцевых жил и прожилков, широко развитых как в рудных телах, так и во вмещающих породах, в том числе и за пределами рудного поля месторождения Олимпиада. Мы исходили из предположения, что процесс формирования вкрапленной минерализации должен был найти свое отражение при попадании метаморфогенных жил в зону рудообразования. Образцы допродуктивного кварца были отобраны равномерно из керна скважин и имеющихся горных выработок по всем участкам рудного поля и месторождения из всех разновидностей вмещающих пород и рудных тел. Кварцевые жилы на Олимпиадинском рудном поле имеют небольшую мощность и длину, залегают согласно со складчатостью и слоистостью, образуют в некоторых случаях птигматитовые структуры. Минеральный состав жил изменяется в зависимости от состава вмещающих толщ. Так, в жилах из карбонатной части разреза присутствует кальцит и анкерит, а в жилах из слюдистой части – мусковит, хлорит и биотит. Отмеченные выше признаки свидетельствуют о метаморфогенной природе жил. Попадая в зону рудоотложения, метаморфогенные кварцевые жилы обогащаются пирротин-пиритовой, арсенопиритовой и бертьерит-антимонитовой минерализацией, которая по минеральному составу соответствует первичным вкрапленным рудам. Флюидные включения исследовались по традиционной методике. Из 200 изученных образцов только 120 содержали значительное количество включений, пригодных для изучения. В 22% из них преобладали газовые включения овальной, каплевидной, реже угловатой формы. Следует отметить, что в кварце из жил, расположенных за пределами рудных тел газовые включения отсутствовали. В составе газов представлены: CO₂, N₂ и CH₄ в разных соотношениях (Прокофьев, Крылова, 2001). Были установлены также газово-жидкие и жидко-газовые двухфазные включения, трехфазные газово-жидкие с углекислотой и газово-жидкие, содержащие твердую фазу включения.

Таблица. Результаты изучения флюидных включений из кварца метаморфогенных жил месторождения Олимпиада

Сопоставляемые параметры	Результаты изучения вторичных флюидных включений			
	Первая группа (68 образцов)	Вторая группа (52 образца)		
Наличие газовых включений	Присутствуют (22% от общего числа)	Отсутствуют		
Признаки кипения растворов	Присутствуют	Отсутствуют		
Наличие трехфазных включений	Есть	Нет		
Размеры включений	10-20 мкм	50-100 мкм		
Газовая фаза (% от объема)	20-30%	15-20%		
Температуры гомогенизации	270-200°C	200-190°C		
Температурный градиент	11°С на 100 м	22°С на 100 м		

Примечание: первая группа - в рудных телах, вторая группа - за их пределами

Судя по данным таблицы, весьма вероятно, что большинство вторичных существенно газовых и газово-жидких включений жил первой группы могли образоваться во время рудоотложения. Особенности их состава свидетельствуют о первоначально газовой природе рудообразующих флюидов и вероятном вскипании растворов при последующем рудообразовании, а также о повышении солености флюидов на заключительном этапе гидротермального процесса. Полученные данные косвенным образом свидетельствуют в пользу возможного газо-флюидного происхождения вкрапленных руд.

Таким образом, формирование золотосульфидных вкрапленных руд в зонах рассланцевания и смятия могло происходить из существенно газовых металлоносных флюидов. Поэтому область развития газовых включений на месторождении совпадет с основными рудовмещающими зонами рассланцевания и смятия. Перенос благородных металлов в газовых флюивыявлено на действующем вулкане Кудрявом Курильской гряды лах (Юдовская и др., 2003). Последующее образование гидротермальных флюидов, участвовавших в рудообразовании, могло быть результатом смешения рудоносных газов с метеорными и ювенильными водами на верхних горизонтах. Предложенная модель позволяет объяснить значительный вертикальный размах вкрапленного оруденения и отсутствие зональности вкрапленных руд. Проведенные исследования и полученные результаты позволяют рекомендовать использованный методический прием для изучения условий образования вкрапленного оруденения на других месторождениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (04-05-65339 и 06-05-64659).

Литература

Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И., и др. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. №. 3. С. 179-197.

Волков А.В., Серафимовский Т., Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., Тасев Г. Au-As-Sb-Tl эпитермальное месторождение Алшар (Южная Македония) // Геология рудн. месторождений, 2006. Т.48. №3. С.205-224.

Генкин А.Д. Золотоносный арсенопирит из золоторудных месторождений: внутреннее строение зерен, состав, механизм роста и состояние золота// Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 551-557.

Прокофьев В.Ю., Крылова Т.Л., Труды Х международной конференции по термобарогеохимии. Александров. «ВНИИСИМС». 2001. С. 213-248.

Сидоров А.А., Волков А.В. О некоторых аналогиях в строении и составе рудных залежей на золото-сульфидных месторождениях Карлин (США, штат Невада) и Майское (Россия, Чукотка). Докл. Акад. Наук. 1998.Т. 359. № 2. С. 226-229.

Тюкова Е.Э. Состав и парагенезисы арсенопирита в реконструкции геологической истории месторождений (Верхнее-Колымский регион) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 125-156.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Чаплыгин И.В. и др. Формы нахождения золота в продуктах кристаллизации современных высокотемпературных газовых флюидов вулкана Кудрявый, Курильские острова. Докл. Ан. 2003. Т. 391. № 4. С. 535-539.

Arehart G.B., Chrysoulis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits// Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 171-196.

Theodore T.G., Kotlyar B.B., Singer D.A. et al. Applied geochemistry; Geology and Mineralogy of the Northernmost Carlin trend, Nevada//Economic Geology, 2003. V. 98. N 2. P. 287-316.

О КОРНЯХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Волков А. В., Сидоров А. А., Прокофьев В. Ю. ИГЕМ РАН, Москва, alexandr@igem.ru

В геологической литературе давно укоренилось мнение, основанное на огромном количестве эмпирических фактов, что вулканогенные или эпитермальные месторождения не переходят с глубиной в мезотермальные или плутоногенные (Хельке, 1946, Шнейдерхен, 1958). Однако в Майском рудном узле Центральной Чукотки (рис.1) золото-серебряные эпитермальные жилы месторождений Промежуточное (Северо-Восток), Сильное, Сопка Рудная обнаружены в терригенных флишевых толщах фундамента 86

Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Волков, Сидоров, 2001). Кроме того, аналогичные эпитермальные месторождения и проявления выявлены в терригенно-осадочном обрамлении интрузивно-купольных структур в пределах Хурчан-Оротуканской (Печальное, Ветвистое) и Балагычано-Сугойской (Роговик) зон тектоно-магматической активизации в Центрально-Колымском районе. В терригенных толшах близкого состава залегают золото-серебряные месторождения Высоковольтное и Косманычи ∐ентральных Кызылкум, Балей и Тасеевка в Забайкайле. Хорошо известен также пример месторождения Хисикари Япония (250 т золота), когда в терригенных толщах основания под покровом вулканитов был вскрыт второй ярус эпитермального оруденения - серия сближенных богатейших эпитермальных жил, со средними содержаниями золота 70-25 г/т (Izava et al., 1990). Однако, за исключением, Хисикари и Балейско-Тасеевского месторождений, все остальные относятся к мелким и средним по запасам объектам, что можно объяснить, по-видимому, их значительным эрозионным срезом.



Рис.1. Схематическая геолого-структурная карта и разрез месторождения Промежуточное.



Месторождение Промежуточное локализовано в купольном поднятии на южном замыкании Кукенейской интрузивно-купольной структуры (в 18 км от Майского золото-сульфидного месторождения вкрап-ленных руд). В пределах рудного поля вулканогенные породы полностью эродированы. Расстояние до эффузивных покровов Охотско-Чукотского вулканоген-ного пояса (ОЧВП) не более 15 км. Рудное поле расположено в пределах участка неотектонического купольного поднятия. Его площадь разбита многочисленными разломами. В геологическом строении месторождения принимают участие терригенные породы, представленные переслаивающимися алевролитами, глинистыми сланцами и линзами тонкозернистых песчаников флишоидной формации. Вмещающая толща слагает здесь юго-западное крыло брахисинклинальной складки. Общее залегание пород пологое (10-15⁰), вблизи разломов вследствие местной приразломной складчатости - крутое (до 45⁰ и более).

Рудные тела месторождения локализованы преимущественно с южной стороны субширотного пояса сравнительно протяженных даек андезитобазальтов (рис.1). Дайки представлены сложно ветвящимися телами со ступенчатыми, иногда пилообразными контактами. Мощность даек варьирует от 0.5 до 8 м. Длина по простиранию - более 3 км, падение субвертикальное. Жилы имеют субмеридиональное простирание и пересекают субширотные дайки андезито-базальтов под прямым углом. В центральной части месторождения установлен ореол серицитизированных и окварцованных алевро-глинистых вмещающих пород. Размеры ореола 100х300 м, отмечено расширение его на глубине, что, наряду с ксенолитами гранитоидов в дайках, подтверждает наличие под месторождением слепого интрузивного тела.

В пределах месторождения выявлено 11 рудных тел, представляющих собой слабо минерализованные зоны дробления с осевыми кварцевыми жилами. В северном блоке развиты существенно золотые (Au/Ag 2:1 - 10:1), а в южном – золото-серебряные (Au/Ag 1:10 - 1:100) рудные тела. Золотосеребряное отношение северного блока более характерно для золоторедкометалльного (золото-порфирового, золото-теллуридного) оруденения и, вероятно, тесно связано с апикальной частью невскрытого интрузива. Поле веерообразно размещающихся рудных зон имеет ширину около 1 км на севере и 500 м на юге. Протяженность рудовмещающих зон - 200-300 м, длина отдельных кулисообразных рудных тел - 30-50 м. Падение рудных тел северо-восточное, близкое к вертикальному. Жилы характеризуются разнообразными текстурами. Жильные тела Промежуточного месторождения представляют собой результат как активной дезинтеграции вмещающей породы жильным веществом, одновременно проникающим по многим трещинам, раскрывая их на первом этапе, так и выполнения свободного пространства в трещинах отрыва, образующихся на втором этапе. Геоморфологические И геолого-структурные особенности месторождения указывают на его значительную эродированность. Здесь сохранились реликты нескольких бонанц (с содержанием золота 20-50 г/т – рудные тела 1,3,5 и серебра до 1500 г/т – рудное тело 11), которые по данным бурения выклиниваются на глубине 50-80 м от поверхности.

Для изучения условий формирования богатых руд были выполнены исследования флюидных включений (ФВ) в кварце рудных тел 3 и 11 месторождения Промежуточное. Кварц имеет крустификационную, пластин-

чато-каркасную и друзовую текстуры и находится в срастании с самородным золотом, электрумом, тетраэдритом, сфалеритом и минералами серебра (кюстелитом, пираргиритом, стефанитом, фрейбергитом, науманитом, агвиларитом, фрейслебенитом, аргентитом). В кварце рудного тела 3 обнаружены первичные существенно газовые и газово-жидкие ФВ, являющиеся сингенетичными и свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Газовые ФВ содержат малоплотную углекислоту (0.30 г/см³), которая гомогенизируется в газовую фазу при температуре +28.5 °C. Газово-жидкие ФВ содержат водный раствор хлоридов натрия и калия с концентрацией солей 4.1-3.8 мас. % экв. NaCl. Температура гомогенизации газово-жидких ФВ составляет 221-194 °C, оценка давления 270-230 бар, а отношение Р общ./Р воды 13.4-21.3. В кварце рудного тела 11 также присутствуют сингенетичные существенно газовые и газово-жидкие ФВ. Параллельные слои этих включений в кварце представляют реликты халцедоновидных и агатовидных (пластинчатых и каркасно-пластинчатых) текстур кремнезема. Однако газовые ФВ в нем содержат только водяной пар. Газово-жидкие ФВ заполнены водным раствором хлоридов натрия с концентрацией солей 4.2-2.9 мас. % экв. NaCl. Температура гомогенизации этих ФВ 247-241 °C, давление водяного пара около 30 бар, а отношение Р общ./Р воды составляет 1.0. Кроме того, во внешней части кристаллов кварца имеются более низкотемпературные газово-жидкие ФВ (Т гом. 193-178 °C) с концентрацией солей 4.3-3.6 мас. % экв. NaCl, которые не сопровождаются сингенетичными газовыми ФВ (т. е. кипения раствора при их захвате уже не было). Состав раствора ФВ в кварце рудного тела 11 был изучен методами газовой хроматографии, ионной хроматографии и ICP MS по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2003). Анализ ФВ производился из навески кварца весом 0.5 г фракции 0.5-0.25 мм в ЦНИГРИ (аналитик – Ю. В. Васюта). Результаты изучения состава водной вытяжки из ФВ в жильном кварце позволили оценить концентрации многих компонентов в растворе ФВ (рис.2). Установлено, что основными компонентами растворов являлись (г/кг воды) натрий (4.6) и Cl⁻ (1.4), а калий (0.5), кальций (0.2) и магний (0.001) находились в подчиненном количестве. Кроме того, в составе флюида были обнаружены в повышенных концентрациях (г/кг воды) углекислота (15.3) и метан (0.7), а также HCO₃⁻ (11.0), Br (0.19), As (0.13), Li (0.40), и В (1.2). Дополнительно оценены концентрации следующих микрокомпонентов (мг/кг p-pa): Rb (1.0), Cs (0.3), Sr (4.3), Mo (4.38), Ag (22.9), Sb (51), Cu (1.9), Zn (14), Cd (6.2), Pb (1.4), Bi (0.03), Th (0.04), Ga (0.07), Ge (3.7), Sc (26), Ti (1.7), Mn (2.8), Fe (26), Co (0.04), Ni (0.16), Nb (0.03), Zr (0.37), Ba (6.3), W (0.7), Hg (0.34), Tl (0.85) и REE (0.18). Среди микрокомпонентов повышенными концентрациями выделяются серебро, сурьма и железо, и это корреспондирует с геохимическим профилем минерализации месторождения. Суммарная минерализация раствора вытяжки составила 37.5 г/кг воды, что хорошо согласуется с данными криометрических исследований ФВ. Низкие концентрации солей и сравнительно низкие температуры позволяют достаточно уверенно говорить о гидросульфидной форме нахождения золота в растворе.

Повышенные концентрации бора и лития в растворе ФВ свидетельствуют об участии в рудообразующем процессе флюидов, связанных с гранитоидами. В то же время высокая величина К/Rb отношения (556) указывает на участие в рудоотложении и растворов иного генезиса (Прокофьев, 2005). При этом данные оценки давления показывают на различную тектоническую обстановку в период формирования изученных рудных тел – открытых трещин для рудного тела 11 и полуоткрытой системы (плохо проницаемой для углекислоты) для рудного тела 3. Возможно, рудное тело 11 формировалось вблизи области основной разгрузки гидротермальной системы, что может указывать на большую перспективность этой части структуры месторождения.



Рис. 2. Состав рудообразующего флюида р. т. 11 месторождения Промежуточное.

Полученные результаты хорошо корреспондируют с моделью рудообразования месторождения Хисикари, в которой возникновение чрезвычайно богатого оруденения зоны Хонко (70 г/т), сфокусированного в близи структурного несогласия между терригенным основанием и перекрывающими вулканическими породами, объясняется сочетанием двух процессов (Izava et al., 1990).

Во-первых, вскипанием высокотемпературных флюидов под экраном вулканогенных толщ, что приводило к отложению первых порций золота.

Во-вторых, последующим смешением глубинных вод с нагретыми до состояния пара подземными водами вблизи зоны структурного несогла-

сия, что приводило к их быстрому охлаждению и окислению и дальнейшему рудообразованию.

Наши результаты показывают, что богатые руды месторождения Промежуточное сформировались по аналогичной Хисикари схеме. Более того, в апикальной части невскрытого интрузива здесь есть основание ожидать порфировый этап золото-редкометалльного (золото-теллуридного) оруденения, слабо изученного в азиатской части Тихоокеанского пояса. Весьма вероятно, что подобное строение имеют и упоминавшихся выше месторождения Сопка Рудная, Печальное, и другие подобные месторождения перивулканических зон.

Как было показано ранее, в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и его перивулканической зоне существуют условия для формирования многоярусного эпитермального оруденения (Томсон и др.,2005). Второй ярус чрезвычайно богатых эпитермальных жил можно достаточно уверенно прогнозировать в зонах тектоно-магамтической активизации, оперяющих структуры вулканогенных поясов Северо-Востока. В качестве первоочередных объектов для поисков могут рассматриваться рудные поля, представленные реликтами вулкано-купольных структур, высокая степень эрозии которых обусловлена поднятием терригенных пород фундамента.

Зарубежные исследователи (Р. Селитое, Ж. Хеденквист и др.), рассматривают эпитермальное золото-серебряное оруденение только в составе медно-порфировой рудообразующей системы. Корнями эпитермальные рудные тела связаны с медно-порфировым вкрапленным оруденением (Sillitoe, 1993). Ранее мы предполагали в качестве корней эпитермальных месторождений Майского рудного районы Чукотки золото-сульфидные вкрапленные руды (Волков, Сидоров, 2001). Однако полученные новые термобарогеохимические данные показывают на определенную генетическую связь эпитермальных руд месторождения Промежуточное с золоторедкометальным ("intrision related") оруденением. Плутоногенное золоторедкометальное оруденение, как показывают недавние результаты поисковых работ, широко развито в фундаменте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в золотосеребряных рудных районах Примагаданья, Кони-Пьягина, Хаканджинском и многих др. В недавней диссертации Д.С.Валиевой (2006) показана тесная пространственно-генетическая связь золото-серебряного эпитермального золото-турмалин-сульфидно-И кварцевого мезотермального типов оруденений, образующих многоярусную вертикальную рудную колону в Далабай-Жельдыкоринской рудообразующей системе (Южная Жонгария, Казахстан). Отсюда следует важный генетический вывод - связь золотосеребряного вулканогенного и золоторедкометального плутоногенного типов оруденений ("gold intrusion-related") может объяснить в целом невысокую продуктивность рудообразующей системы. Однако этот вывод не противоречит нашей концепции о конвергентности золото-серебряного эпитермального оруденение, формирование которого возможно в близповерхностных условиях различных рудообразующих систем. Наиболее продуктивная из которых - меднопорфировая система.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта программы ОНЗ РАН №2.

Литература

Валиева Д.С. Золото-серебряное оруденение Далабай-Жельдыкоринской вулкано-плутонической структуры Южной Жонгарии (Казахстан)// Автореферат канд. диссертации. Алма-Аты, 2006. 26 с.

Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2001. 180 с.

Кряжев С. Г., Васюта Ю. В., Харрасов М. К. Материалы XI Междунар. конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2003. С. 6-10.

Прокофьев В. Ю. VII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Тезисы докладов. М.: МГГГРУ, 2005. Том 2. С. 94.

Томсон И.Н., Серафимовский Т., Тасев Г., Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Докл. АН, 2005.Т 403. №3. С.366-369.

Хельке А. Молодые вулканогенные золото-сербряные месторождения Карпатской дуги. М.: Изд. Всесоюзной торг. Палаты, 1946. 350 с.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Иностранная литература, 1958. 450 с.

Izava E., Urashima Y., Ibaraki K., et al. Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. Elsevier, 1990, v II, P. 1-56.

Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry copper deposits; geological model and exploration implication // Geological Association of Canada. Special Paper 40. 1993. P.465-478.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ СИНГРАНИТОИДНЫХ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫХ МЕ-СТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Гамянин Г.Н.¹, Прокофьев В.Ю.², Горячев Н.А.³, Бортников Н.С.²

¹ИГАБМ СОРАН, Якутск, <u>gamyanin@diamond.ysn.ru</u>, ²ИГЕМ РАН, Москва, ³СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Северо-Восток России до сих пор остается крупнейшей золото- и сереброрудной провинцией России. В настоящее время все большую промышленно-экономическую роль приобретают благороднометальные коренные месторождения. Промышленность пока ориентируется на два типа месторождений: эпитермальные золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов и крупнообъемные малосульфидные золото-кварцевые месторождения Куларо-Нерского сланцевого пояса (Нежданинское, Наталка). В тоже время на территории Верхояно-Колымской складчатой области 92 выявлено значительное количество месторождений и проявлений золоторедкометалльного типа, которые на данное время не считаются объектами для промышленной эксплуатации и пока их можно отнести к нетрадиционным типам месторождений для Северо-Востока России. Но месторождения этого типа на Аляске являются основой промышленных запасов рудного золота. Известные в мире месторождения Форт-Нокс (Fort-Knox), Пого (Pogo), Даблин-Галч (Dublin Galch), Никсон Форк (Nixon Fork), Голден Хорн (Golden Horn) относятся к крупнообъемным месторождениям с запасами порядка 100 тонн и более. Несмотря на низкие средние содержания 1– 2г/т золота в руде они рентабельны за счет переработки огромных масс руды открытым способом. Месторождения этого типа имеют тесную пространственно-генетическую связь с гранитоидными интрузиями. Они относятся к классу месторождений «granitoid related gold deposits» и характеризуются мелким свободным золотом, в связи с чем, даже крупные месторождения обычно не сопровождаются россыпными месторождениями.

Нами рассматриваются сингранитоидные золото-редкометальные и серебро-редкометальные золотоносные месторождения северо-востока России, которые приурочены либо к апикальным приконтактовым зонам гранитоидных плутонов, либо к их краевым приконтактовым зонам. Месторождения золото-редкометального типа представлены различными структурно-морфологическими типами руд: *жильным* (Эргелях, Курумское, Тугучак), *штокверковым* (Лево-Дыбинское, Аркачан) типами.

Серебро-редкометальные золотоносные месторождения расположены в Сеймчанском районе в бассейне среднего и нижнего течения р. Вериной (месторождения Верхне-Сеймчанское, Ветвистое, Волочек и Ветровое). Они представлены жильными телами и тесно ассоциируют с веринским комплексом даек и малых интрузий, образующих свиту субмеридионального простирания в восточном экзоконтакте Каньонского гранитного массива и прорывающих его.

Изучены флюды из следующих минералого-геохимических типов месторождений: висмут-сульфотеллуридно-кварцевого, висмут-сидерит-полисульфидного и золотоносного серебро-редкометального.

Висмут-сульфотеллуридно-кварцевые месторождения (Эргелях, Лево-Дыбинское, Тугучак, Неннели, Басагуньинское) характеризуются малосульфидным (не более 3%) составом руд. Типоморфным для этих месторождений является присутствие в ранних арсенидно-сульфоарсенидных ассоциациях минералов никеля и кобальта (никелин, кобальтин, герсдорфит). Золото ассоциируется с комплексом висмутовых минералов, которые представлены висмутином, сульфотеллуридами и теллуридами висмута, золото-висмутовыми интерметаллидами и сульфидами, самородным висмутом. В ряде месторождений выявлена широкая дисперсия состава золота - 700–1000‰ (Неннели, Лево-Дыбинское), причем пробность золота снижается с удалением от контакта с интрузивом.

Висмут-сидерит-полисульфидный тип месторождений представлен линейно штокверковым месторождением Аркачан, расположенным в серебро-оловоносном поясе западного Верхоянья. Его минералогическими особенностями являются: повышенная сульфидность руд (5–10%), определяемая развитием ранней пирит-аренопиритовой ассоциации; повышенная меденосность руд, связанная с распространением халькопирит-висмутинсульфовисмутитовой золотоносной ассоциации и весьма высокая роль сидерита (5–15%), отлагающегося позже друзовидного хрусталевидного кварца и ранних сульфидов. Сидеритовая специфика месторождения отличает данное месторождение от типичных золото-редкометалльных. Кроме того, в рудах в качестве минеральных примесей отмечаются шеелит, сфалерит (клейофан) и галенит. Золото, средней пробности 800±50‰, тесно ассоциирует с висмутином и сульфовисмутидами (геровскит, козалит).

Золотоносный серебро-редкометальный. Особенностью вещественного состава руд является широкий спектр минералов. Преобладают кварц, турмалин и хлорит, в заметных количествах встречаются кобальтин, арсенопирит, пирит, пирротин, глаукодот, мусковит, кальцит, аксинит. Менее распространены герсдорфит, висмутин, сфалерит, галенит, халькопирит, висмут самородный, флюорит, апатит, золото (750–800‰). Помимо наиболее широко распространенного самородного висмута, встречаются сульфиды, селениды и сульфотеллуриды висмута с широким изоморфизмом S-Te-Se. Большую группу минералов серебра можно условно подразделить на Ag-сульфотеллуридные Ag- и Ag-Pb- сульфовисмутидные и Ag и Ag-Cu сульфиды, сульфоантимониды и Ag-Sb-интерметаллиды. Особое место занимают наиболее поздние жилы криптозернистого кварца с флюоритом и редким арсенопиритом. Эти жилы характеризуют эпитермальный этап оруденения.

Сведения о геологической позиции и минеральном составе вышеназванных типов месторождений опубликованы (Гамянин, 2001; Гамянин и др.1998; Gorychev at. al., 2004), но характеристика флюидного режима их формирования в публикациях практически не отражена. В таблице 1 приводятся данные по температуре гомогенизации различных типов включений, гомогенизации CO₂, плавлении газгидрата, концентрации солей, CO₂ и CH₄, плотности флюида и давления.

Образование руд месторождений проходило в широком интервале температур (495–155 °C) и давлений (1700–90 бар) из флюидов, содержащих хлориды кальция и натрия в широком диапазоне концентраций (46.0– 1.1 мас. %). В месторождении Дыбы установлены наиболее высокие начальные температуры гомогенизации, отмечается гомогенизация CO_2 в жидкость и газ с критическими явлениями, а плотность флюида достаточно высока во всех генетических типах включений. В тоже время на месторождениях с разнообразием генетических типов включений плотность флюида, как правило, максимальна во вторичных включениях. На некоторых объектах во флюидах обнаружена углекислота (4.6–1.5 моль/кг р-ра) и метан (2.5–0.4 моль/кг р-ра).

Таблица 1

Месторож-	Тип	n	Темпера-	Концентра	ция			
дение	вклю-		тура, °С					
	чения		гомоге-	солей,	CO_2	CH_4	d	Давле-
			низации	мас. %	моль/	моль/	г/см ³	ние,
				экв. NaCl	кг р-	кг р-		бар
					ра	ра		
Тугучак	П	21	385-329	10.3-1.1			0.73-0.12	360-310
	П-В	31	339-281	7.3-1.2			0.78-0.71	140-10
	В	5	265	6.3	-	-	0.82	-
Чугулук	П	14	289	12.2	-	-	0.87-0.76	1370
	П-В	24	349-184	46.0-36.2	-	-	1.10-1.09	
	В	4	205	5.6	-	-	0.91	-
Дыбы	П	85	495-268	34.8-6.9	3.3	0.4	1.04-0.38	1295-477
	П-В	26	410-349	35.3-11.2	1.5	0.8	0.95-0.27	1495-488
	В	17	229-222	32.3-9.3	-	-	1.10-0.92	
Курум	П	48	374-196	20.4-5.1	1.8	2.5	0.92-0.79	510-390
Эргелях-1	П	11	358-341	32.7-5.9	-	-	0.96-0.72	-
²	П-В	29	285-241	4.7	-	-	1.08-0.002	67
	В	32	291-243	6.9-3.7	-	-	0.92-0.80	-
Эргелях-2	П	12	304	5.9	-	-	0.77-0.11	200
-	П-В	9	285	1.9				
	В	24	272-264	8.6-4.5				
Эргелях-3	П	17	286-249	4.3-2.9	4.6-4.5	0.7	0.99-0.97	1140-940
Аркачан	П		385-250	26.3-3.7	3.6-3.0	0.4-0.3	0.64-0.96	1700-1300
Волочек-	П	279	387-176	20-0.2			0.71-1.03	830-220
друз								
Волочек-	П	112	232-155	8.7-1.9			0.85-0.95	115-90
крипт								

Результаты исследований флюидных включений в кварце жил сингранитоидных благороднометальных месторождений Северо-Востока России

Примечание: п - количество исследованных включений; d - плотность флюида. Гомогенизация жидкой CO₂ в жидкость (Ж) и в газ (Г), К – с критическими явлениями. Генетический тип включений: П – первичные, П-В – первичновторичные, В – вторичные.

Можно отчетливо выделить месторождение Тугучак, руды которого образовались в приповерхностных условиях из кипящего водного раствора при небольших давлениях и без плотной углекислоты в газовой фазе в условиях открытых трещин. Остальные месторождения соответствуют субвулканическому уровню образования. По наличию высоких концентраций хлоридов при высоких температурах формирования месторождения Дыбы, Чугулук, Курум и Эргелях-1 можно отнести к типичным месторождениям «granitoid related deposits»

Для ряда месторождений (Дыбы, Чугулук, Эргелях) отмечаются повышенные температуры гомогенизации ГЖВ (до 50°С) в жилах из роговиков ближайшего (100-200м) экзоконтакта, по сравнению с жилами эндоконтакта и на удалении (300-400м) от контакта с гранитоидами. На месторождении Дыбы установлен градиент понижения температур 15°/100м. на 300м интервале. На месторождении Эргелях отчетливо различаются по температурам и химическому составу флюидов два разновременных этапа минерализации – золото-редкометального и серебро-сурьмяного. В жилах золото-редкометальном типе отчетливо выявляется снижение температур гомогенизации ГЖВ, СО₂, плавление газгидрата и концентрации солей от кварц-мусковит-турмалин вольфрамовой стадии (Эргелях-1) к арсениднозолото-сульфотеллуридно-кварцевой (Эргелях-2). В жилах с серебросурьмяной минерализацией (Эргелях-3) отмечается не только существенное падение температур гомогенизации ГЖВ, но и присутствие во флюиде СО₂ и СН₄ при его повышенной плотности и давлении. На золото-сидеритполисульфидном месторождении Аркачан в пределах промышленного линейного штокверка на интервале около 300м на глубину отмечаются несущественные вариации температур гомогенизации ГЖВ при устойчивом характере всех остальных параметрах флюида, что при высоком устойчивом давлении флюида свидетельствует об устойчивом характере рудоотложения и благоприятных перспективах оруденения на глубину. На золотоносном серебро-редкометальном месторождении Волочек наблюдается существенное различие параметров флюида ранней сереброредкометальной и поздней серебро-сурьмяной стадии. Это особенно наглядно при сопоставлении основных компонентов флюида по данным ІСР анализа флюидных включений (табл. 2). Явно видна углекислотнохлоридно-натро-калиевая специализация раннего флюида по сравнению с углекислотно-метан кальций-натровой позднего серебро-сурьмяного этапа. Существенно различаются отношения рудообразующих компонентов серебро-редкометальной/серебро-сурьмяной стадий. Они соответственно составляют: Ag/Sb - 0.04/0.56; Au/Ag - 0.08/0.009; Pb/Zn - 0.02/0.1; Co/Ni -0.2/0.08; Sn/W - 7.5/90; Te/Se - 0.02/0.25, хотя по реальному содержанию некоторых компонентов во флюидных включениях они могут не различаться, несмотря на несравненно большую концентрацию рудных компонентов в рудах основной продуктивного серебро-редкометальной стадии.

Полученные результаты ICP анализа флюидных включений из ряда висмут-сульфотеллуридно-кварцевых месторождений (Дыбы, Курум, Эргелях) показывают, что несмотря на различия в реально полученных концентраций как основных (см. табл. 2), так и рудогенных компонентов флюида, их соотношения во флюиде ГЖВ разных месторождений различаются несущественно, что может служить типоморфным признаком флюидов, формирующих золоторедкометальные месторождения. В частности, в ряду месторождений ДыбыКурум-Эргелях соотношения концентраций компонентов меняются следующим образом: Ag/Sb – 16.1-14.4-13.6; Au/Ag – 0,01-0.006-0.004; Pb/Zn – 0.03-0.02-0.01; Fe/As – 6.3-4.1-3.2; Co/Ni – 0.13-0.14-0.25.

Таблица 2

Месторождение	Тип кварца	CO_2	HCO ₃	CH_4	Cl	SiO_2	Na	Κ	Ca	Mg
Волочек	друзовидный	15675	117	22	25458	1890	23462	28503	15933	2.70
	криптозернистый	16175	89	3933	5671	3295	18194	5036	13316	4
Дыбы	к/з, прозрачный	84.43	2.2	4.7	11.95	71.3	6,4	1.94	0,93	0.032
Курум	к/з, прозрачный	90.41	6.8	30.11	8.00	60.9	6,3	1.33	0.54	0.026
Эргелях	хрусталевидный	96.39	11.4	55.51	4.04	50.9	6.19	0.72	0.14	0.019

Содержание основных компонентов во флюиде ГЖВ в кварце сингранитоидных благороднометальных месторождений (г/кг H₂O)

Полученные данные по изучению флюидных включений из жил сингранитоидных благороднометальных месторождений Северо-Востока России свидетельствуют о высоких начальных температурах гомогенизации ГЖВ и концентрации солей мас. % экв. NaCl, малоглубинном уровне рудоотложения, нередко из кипящего водного флюида, хлоридно-калиевой специализации флюида, в целом незначительной роли углекислоты, устойчивом характере отношений концентраций компонентов при их реально различных концентрациях во флюидных включениях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ –05-05-64803, 06-05-64369, 06-05-070р, ДВО РАН 06-I-OH3-104, ДВО-СО РАН 06-II-CO-029

Литература

Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России. Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. № 3. С.94-103.

Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. Москва, «ГЕОС», 2001. 221с

Goryachev N.A., Newberry R.J., Gamyanin G.N., Layer P.W., McCoy D.T., Church S.E. Granitoid-related gold lode deposits over the Northern pacific marginal areas // Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok / Russia: 1-20 September 2004. – Vladivostok, Dalnauka, 2004. P. 199-201.

АССОЦИАЦИИ ВИСМУТОВЫХ МИНЕРАЛОВ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Гвоздев В.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; gvozdev@fegi.ru

Руды изученных типовых скарново-шеелит-сульфидных месторождений (Лермонтовское, Восток-2, Агылки) являются комплексными на медь, висмут, сурьму, свинец, серебро, золото, теллур, селен и др. элементы. В них установлен широкий спектр минералов таких как халькопирит, галенит, самородный висмут, висмутин, икунолит, лиллианит, яскульскиит, кобеллит, висмутовый джемсонит, бурнонит, гессит, сульфотеллуриды жозеит-В – тетрадимит и теллуриды (хедлейит) висмута самородное золото и др. Установлено, что основные концентрации сопутствующих элементов в рудах месторождений связаны с сульфидной минерализацией, которая с разной интенсивностью проявлена в заключительные периоды продуктивных на вольфрам стадий минерализации (скарнов, полевошпатовых метасоматитов, биотитовых, мусковитовых грейзенов и сульфидных руд). На всех изученных месторождениях каждая стадия характеризуются определенными набором главных (шеелит, пирротин, арсенопирит и др.) рудных и ассоциирующих с ними висмутовых минералов, Это нашло свое отражение в разной геохимической специализации стадий минерализации. Выделяются следующие ассоциации висмутовых минералов: 1 – сложных Pb-Bi сульфосолей; 2 – висмутино-висмутовая; 3 – галенит-сульфовисмутитовая; 4 – Pb-Sb сульфосолей.

Ассоциация сложных Pb-Bi сульфосолей имеет подчиненное распространение и наблюдалась на месторождениях Лермонтовском и Восток-2 в кварцево-шеелитовых рудах и кварц-полевошпатовых прожилках с молибденитом, характеризующих стадию полевошпатовых метасоматитов. Эта ассоциация пространственно приурочена к участкам рудных тел, локализованных в эндоконтактовой части штоков или даек гранитоидов. Из рудных минералов здесь присутствуют пирротин, молибденит и халькопирит; редко встречаются арсенопирит, сфалерит; из минералов висмута преобладает козалит и самородный висмут, а сульфотеллуриды висмута, галенит, икунолит и сложные Pb-Bi сульфосоли имеют подчиненное распространение. Последние, обычно наблюдаются в виде реликтов среди тонких срастаний перечисленных минералов, взаимоотношения которых следует рассматривать как структуры распада сложных соединений на более простые. Качественная диагностика минералов этой ассоциации рентгено-спектальным микроанализом позволила установить присутствие здесь

минералов, по составу близких к беегериту, который в одних случаях распадается на галенобисмутит с висмутином и самородным висмутом, в других - на козалит с галенитом и самородным висмутом (Лермонтовское) или лиллианит с козалитом и жозеитом (Восток-2). Прослеживается следующая последовательность кристаллизации висмутовых минералов: сложные Pb-Bi сульфосоли (беегерит, далее - лиллианит, галенобисмутит) – простые Pb-Bi сульфосоли (козалит, бурсаит) с галенитом - сульфиды (висмутин, икунолит) и сульфотеллуриды (ингодит, жозеиты) висмута - теллуриды висмута и самородный висмут. Типоморфными особенностями минералов этой ассоциации являются: присутствие в Pb-Bi сульфосолях повышенных концентраций сурьмы (до 3,7 мас.%) и серебра (до 1,91 мас.%); в сульфотеллуридах – свинца (до 13 мас.% - ингодит, Восток-2; до 18 мас.% – Агылки); пониженные концентрации селена во всех минералах (обычно менее 0,3 мас.%) и кадмия (не более 0,50 мас.%) в сфалеритах.

Висмутино-висмутовая ассоциация имеет подчиненное распространение на месторождении Восток-2 и более широко представлена в рудах месторождений Лермонтовского и Агылки. На месторождении Восток-2 она встречается преимущественно во вкрапленных сульфидных рудах, развивающихся по пироксеновым скарнам и биотитовых грейзенах; на месторождении Агылки - в кварцево-шеелитовых жилах с халькопиритом и небольшим количеством арсенопирита, пирротина, сфалерита и галенита (грейзеновый мусковитовый тип минерализации). Из висмутовых минералов здесь преобладают висмутин и самородный висмут, а хедлейит, жозеит, тетрадимит, козалит и самородное золото имеют подчиненное распространение. Следует отметить, что на Лермонтовском месторождении типоморфные особенности висмутовых минералов из грейзенов биотитового такие же, как и из полевошпатовых метасоматитов: повышенные концентрации свинца отмечаются в висмутине (до 2.0 мас.% Pb), жозеите (до 3,62 мас.% Pb) и тетрадимите (до 4,99 мас.% Pb); серебра и сурьмы – в козалите (соответственно до 3,46 и 4,68 мас.%); в галените присутствуют примеси висмута (до 2,16 мас.% Ві) и серебра (до 0,85 мас.% Ад); самородное золото - высокой пробности (до 13 мас.% Ад - Лермонтовское; до 16,7 мас.% Ад -Агылки). Такие же типоморфные особенности минералов этой ассоциации сохраняются и в случае локализации кварцевых прожилков среди пироксеновых («рудных») скарнов на значительном удалении от эндоконтакта штока гранитоидов. По геохимической специализации и типоморфным особенностям минералов, ассоциации сложных Pb-Bi сульфосолей и висмутино-висмутовую следует считать членами единого эволюционного ряда (полевошпатового метасоматоза) формирования руд. Исключением являются микросрастания висмутовых минералов (самородный висмут, висмутин, сульфотеллуриды висмута) со станнином, наблюдаемые в халькопиритах месторождения Восток-2. Здесь, сульфотеллуриды практически не содержат примеси свинца и часто обогащены селеном, а самородное золото – более низкой пробы, что характерно для более поздней сульфидной минерализации пространственно и генетически связанной с грейзенами мусковитового типа.

Галенит-сульфовисмутитовая ассоциация преобладает в рудах изученных месторожлений. На месторожлении Восток-2 и Лермонтовском она пространственно тяготеет к участкам грейзенов мусковитового типа, с которыми ассоциируют богатые кварцево-шеелитовые и сульфилные (арсенопиритовые, пирротин-халькопиритовые) руды, часто имеющие массивную текстуру. На месторождении Агылки эта ассоциация представлена кварцевыми прожилками мощностью от 0.1 см до 0.2 м, которые секут скарны, кварц-шеелитовые и сульфидные руды. Прожилки на 90 - 99 % сложены кварцем; в них присутствуют хлорит, карбонат (кальцит, сидерит), шеелит, слюды, сульфиды (халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, станнин). Висмутовые минералы крайне неравномерно распределены по массе прожилков и составляют не более 1-2 % от их объема. Они образуют микровключения отдельных минералов (менее 0.03 мм) или гнезда до 1-4 мм в поперечнике. Преобладают свинцовосурьмяно-висмутовые сульфосоли (кобеллит, висмутовый джемсонит, сурьмянистый козалит), бурнонит; менее распространены жозеит-В, тетрадимит, гессит, самородное золото, блеклая руда. Здесь, как и в предыдущей ассоциации, висмутовые минералы кристаллизуются позднее нерудных и главных сульфидных минералов (пирротина, халькопирита, сфалерита и др.). С проявлением этой ассоциации связаны основные концентрации висмута, золота, серебра и теллура в рудах месторождения.

На всех месторождениях в рудных телах наблюдается следующая последовательность формирования сульфидных минералов этой ассоциации: 1) близкоодновременно кристаллизуются арсенопирит, Pb-Sb-Bi сульфосоли (кобеллит, Sb-козалит, яскульскиит, Bi-джемсонит, бурнонит); 2) позднее (выполняют микротрещины, секущие арсенопирит) – пирротин, халькопирит, станин, сфалерит и галенит с включениями самородного висмута, сульфотеллуридов висмута, Ад-тетраэдрита, гессита, штютцита; 3) еще позднее – пирит, висмутин, икунолит, сульфотеллуриды и теллуриды висмута (хедлейит), самородные висмут и золото. Такая последовательность отложения минералов в рудных телах нашла свое отражение и в минеральном составе кварцевых прожилков, наблюдаемых среди гранитоидов, роговиков и скарнов за пределами рудных тел. Это позволяет рассматривать их как три парагенетические группы ассоциаций единого эволюционного ряда формирования руд. В кварцевых прожилках первой группы иногда присутствует турмалин (в участках их наложения на скарны аксинит), редко - касситерит, а из сульфидных минералов преобладает арсенопирит и Pb-Sb-Bi сульфосоли; во второй – халькопирит (со станнином и сфалеритом), пирротин и галенит с висмутом и др.; в третьей – пирит (вместо арсенопирита) с халькопиритом, станнином, хедлейитом, самородным золотом и др. Все парагенетические группы характеризуются одинаковой геохимической специализацией и представляют собой один вольфрам-оловянный тип минерализации. Её основным типоморфным признаком является состав сфалеритов, который содержит более высокие (0,9-1,2 мас.%) концентрации кадмия по сравнению со сфалеритами из ассоциаций Pb-Bi-сульфосолей и висмутино-висмутовой (0.5-0,85 мас.%), причем, его максимальные (1,3-1,46 мас.% Cd - Агылки) значения установлены в сфалеритах из поздних кварцевых прожилков с пиритом (третья парагенетическая группа). Концентрации висмута и серебра в галенитах этой ассоциации часто превышают 2 и 1 мас.% соответственно (до 6,08 мас.% Вi - Восток-2; до 4,47 мас.% Вi - Агылки).

Ассоциация свинцово-сурьмяных сульфосолей наблюдалась только в рудах Центральной залежи (провес в кровле штока гранитоидов) месторождения Лермонтовского. Кварц-карбонатные прожилки с такой минерализацией рассекают скарны и кварцево-шеелитовые руды. Из рудных минералов в прожилках присутствуют гудмундит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, станнин, менегинит, джемсонит, блеклые руды (Адтетраэдрит, фрейбергит), пираргирит и миаргирит. Размеры вкрапленников редко превышают 2-3 мм. По концентрациям серебра в блеклых рудах можно выделить две группы минеральных парагенезисов. К первой группе относится парагенезис Ад-тетраэдрита (до 22 мас.% Ag) со сфалеритом (менее 5 мас.% Fe), галенитом, джемсонитом и менегинитом. Ко второй группе отнесены парагенезисы фрейбергита (28-49 мас.% Ag), ассоциирущие с халькопиритом, миаргиритом и пираргиритом. Эти минералы пространственно тяготеют либо к скоплениям джемсонита и менегинита, либо к краевым частям зерен сфалерита.

Результаты изучения висмутовой минерализации на скарновошеелит-сульфидных месторождениях позволяют сделать ряд выводов.

1. Сопутствующая минерализация типовых месторождений имеет одинаковый элементный (Cu, As, Pb, Sb, Bi, Te, Ag, Au) и минеральный состав, но разное соотношение и количество минеральных «фаз» в пределах выделяемых ассоциаций.

2. Однотипные минеральные ассоциации и, слагающие их минералы, имеют одинаковые типоморфные признаки (последовательность кристаллизации, элементный состав примесей).

3. Максимальные концентрации висмутовых минералов сосредоточены в ассоциациях, сопровождающих грейзены, менее – полевошпатовые метасоматиты и скарны.

4. Наиболее перспективными на крупномасштабное шеелитовое оруденение являются рудные тела с последовательно наложенными ассоциациями скарнов, полевошпатовых метасоматитов и грейзенов.

5. Наибольшим (более 500 м по вертикали) размахом шеелитового оруденния характеризуются относительно «открытые» рудномагматические системы (PMC) с набором Pb-Sb-Bi сульфосолей; меньшим (менее 400 м) -

«закрытые» РМС с Рb-Bi сульфосолями. «Закрытые» РМС наиболее обогащены мышьяком и фосфором, менее – медью.

6. Установлена тенденция вариаций состава висмутовых минералов в кварцево-шеелитовых прожилках: более высокотемпературные минералы и ассоциации со Pb-Sb-Bi и Pb-Bi сульфосолями - характерны для рудных тел и прожилков, локализованных в эндоконтакте штока гранитоидов, а более низкотемпературные (висмутино-висмутовая ассоциация) – часто встречаются на значительном (более 200 м) удалении от него.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 06-05-96084-Р-Восток-а, № 06-III-А-08-320 и № 06-III-В-08-366.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИННОСТИ

Гетманская Т.И.

ВИМС, Москва, <u>geovims@vims-geo.ru</u>

1. Минеральные парагенезисы жильных и жильно-грейзеновых месторождений вольфрама зависят от режима кислотности-щелочности – главного фактора равновесия системы, отражающего совокупное влияние температуры, давления, химизма среды. Щелочная инверсия и рудоотложение регулируются фазовой расслоенностью и градиентом давления при сокращении объема флюида. Сравнительный анализ месторождений различной глубинности позволил выявить влияние флюидного режима рудоотложения на минеральные парагенезисы, состав и свойства минералов.

Метасоматические и рудные образования месторождений плутоногенной ортомагматической формации генетически связаны с остаточными расплавами кислых палингенных магм и формируются в условиях средних (2-4 км) глубин и относительно закрытой системы. При потенциальной рудоносности магматической системы давление создается за счет глубинности, гарантирующей достаточное литостатическое давление (≥ 1 кбар), петрофизических свойств, интенсивности ороговикования вмещающих пород, обеспечивающих высокую степень закрытости системы. Давление в системе повышается за счет пространственного разобщения двух рудных стадий и развития ярусной обратной зональности. Приуроченность ранней хлоридной [Дорошенко, Павлунь, 1983], второстепенной по рудной значимости стадии, к надрудной эндо- экзоконтактовой зоне приводит к закупорке всех проницаемых каналов и максимальной степени закрытости системы при формировании рудных зон основной промышленной стадии. Относительно закрытая система обуславливает длительный эволюционный характер процесса, низкий градиент изменения Р-Т параметров во времени и

связь рудных парагенезисов с двумя режимами эволюции флюида: 1- регрессией надкритического гомогенного фторидно-хлоридного или фторидно-хлоридно-углекислотного состава при температурах 500-350° (кислотное выщелачивание) и 2 - гетерогенного фторидно-углекислотного при температурах 400-150° [Дорошенко, Павлунь, 1983]. Щелочная инверсия и интенсивность рудоотложения определяются соотношением газовой и жидкой фаз при гетерогенизации и градиентом давления при сокращении объема флюида.

Влияние сосотава флюида на кислотность-щелочность процесса и минеральные парагенезисы прослежена при сравнении образований последовательных рудных стадий:

I - раннещелочная стадия – рудные образования связаны с существенно хлоридным надкритическим флюидом, Т – 500-440°, концентрация – 38-45% экв. NaCl [4]. Минеральные ассоциации:

1-кварц-полевошпат-триоктаэдрические магнезиально-железистые (биотит, сидерофиллит) и литиево-железистые (протолитионит, циннвальдит) слюды с молибденитом, касситеритом, бериллом;

2- мусковит, литиевый фенгит-кварц-флюорит с вольфрамитом, касситеритом, висмутином.

3-пострудные ассоциации развиты слабо, представлены гребенчатым халцедоновидным кварцем.

II - основная промышленная стадия – флюид хлоридно-фторидноуглекислотный, Т 500-150°. Рудные зоны сложены телескопированными образованиями: 1) кислотные фации грейзенов представлены ассоциациями кристобаллит-кварц-мусковит (Li-фенгит), кварц-мусковит, кварцевые фации грейзенов с молибденитом, пиритом, кварц-топазовые с рассеянной вкрапленностью флюорита, пирита, вольфрамита;

2) ассоциации стадии осаждения связанные с повышением щелочности и окислительного состояния, сопровождающие расслоенность флюида на водно-солевую и газовую фазы при субкритических температурах 350-250°: флюорит-топазовая, кварц-флюорит-мусковитовая, флюоритмусковитовая, кварц-мусковит-полевошпатовая с вольфрамитом;

3) наложенные на минеральные парагенезисы стадии осаждения пострудные ассоциации с широким развитием псевдоморфного низкотемпературного метасоматоза и замещения более ранних ассоциаций тонкодисперсными минералами – кукеитом, диккитом, геарксутитом, кридитом, серицитом в ассоциации с кальцитом, родохрозитом. Температура развития пострудных асоциаций 220-60°, растворы хлоридно-карбонатные низкой концентрации. По электронограммам от текстур серицит из флюоритдиккитиовой ассоциации идентифицирован как неоднородный сложный политип тонкодисперсного мусковита – 3М₂.

Широкое развитие и телескопированность пострудных ассоциаций представляется важной характеристикой неравновесных процессов гетеро-

генизации - отложение выщелоченных элементов и прежде всего алюминия в позднещелочную и нейтральную стадии процесса.

Критерии и признаки фазовой расслоенности флюида и связанного с ней рудоотложения;

Широкий диапазон состава и свойств, структурных особенностей, физических характеристик рудных и породообразующих минералов при постепенном их изменении с обязательным проявлением высокотемпературных и низкотемпературных разновидностей (флюоритов, кварцев, пиритов, вольфрамитов; значительная дисперсия концентраций примесей и электронно-дырочных центров (ΣРЗЭ, Yb/La, Yb⁺²/Eu⁺² и Mn⁺²во флюоритах, Ti-Li, Al-O - в кврцах; Ta, Nb в вольфрамитах,; , Ni, As в пиритах); переход изоморфных приесей во внеструктурные формы; изоморфная форма алюминия в структуре кварца кварцевых, кварц-топазовых грейзенов резко снижается в рудных ассоциациях стадии осаждения и переходит в во внеструктурную форму (С^Т_{Аl}/С_{Al}/2) (Гетманская, Раков, 1998, 2004). В составе слюд постепенно уменьшается концентрация Fe, Mg, Li; в пострудных ассоциациях псевдоморфного метасоматоза в ассоциации с диккитом, флюоритом (пострудной разновидностью) обнаружен тонкодисперсный серицит, идентифицированный Б.Б. Звягиным и А.П. Жухлистовым (2001) как неоднородный политип мусковита 3M₂. Гистограммы распределения Ti-Li, Ge-Li –центров в в кварце; дисперсия Mn⁺², Yb/La, Yb⁺²/Eu⁺² во флюоритах (Гетманская, Чернов и др., 1999), позволяют оценить интенсивность гетерогенизации флюида, соотношение жидкой и газовой фаз и связанное с этими параметрами качество вольфрамовых руд.

Месторождения вулкано-плутонической формации и сопровождающие их порфировые интрузии формируются в сравнительно открытых конвекционных системах в условиях малых глубин. Оруденение и магматические образования (кварц-полевошпатовые тела полосчато-фестончатой текстуры, криолит-, топазсодержащие онгониты, криолитовые брекчии дайки фельзитов с пегматоидными полевошпатовыми обособлениями) - производные флюидных очагов. процессов эманационной флюидномагматической дифференциации (Жариков, 198, Коваль, 1998). Флюидный режим минералообразования связан с давлением, многократно превышающим величину допустимых значений Рлит. Для Гуджирской интрузии составляет 238 МПа (Рейф, 1990). Высокие градиенты давления, щелочность системы и высокие концентрации углекислоты, снижают субкритические температуры до 300-250° (Шапенко, 1982; Рейф, 1990) и способствуют интенсивной фазовой расслоенности или кипению флюида. Концентрация СО₂ во флюидах определяла интенсивность рудоотложения и размах оруденения по вертикали. Высокая степень проницаемости открытой системы способствовала притек метеорных вод в рудный процесс, формированию связанных с ним (и дегазацией CO₂) площадных процессов березитизации и пропилитизации, а также окисленности руд.

Минеральная ассоциация, состав рудных и породообразующих минералов определяются составом, щелочностью и степенью окисленностивосстановленности рудообразующей системы:

- углекислотно-фторидная высокосернистая окисленная для нее характерна телескопированность последовательных минеральных ассоциаций: кварц-полевошпатовая— кварц-мусковит-флюорит-гюбнерит-пиритовая родохрозит-шеелит-сульфидная (сфалерит-галенит-висмутовые сульфосоли, блеклые руды, золото).

- Литий-фтористая углекислотная малосернистая восстановленная. Основные последовательные ассоциации: кварц-полевошпат-лепидолиткриолит-топазовая – кварц-топаз-криолит-флюорит-литиевый фенгитферберит-касситеритовая - кварц-флюорит-пахнолит-томсенолит-сидеритварламовит-сульфосольная.

В условиях дискретной среднетемпературной системы при интенсивной дегазации углекислоты изоморфизм в минералах крайне ограничен, характерна стабильность состава и свойств минералов одной генерации, дискретный характер изменения последующих генераций, отсутствие дисперсий физических характеристик минералов. Минералогическими признаками интенсивной фазовой расслоенности (кипения) флюида масштабов, вертикальной протяженности оруденения является стабильность состава, свойств минералов; концентрация тяжелых РЗЭ и Еu во флюоритах, электронный беспримесный тип проводимости пирита, грубополосчатые текстуры руд, отсутствие зональности отложения.

Литература

Гетманская Т.И.. Раков Л.Т. О формах вхождения Al и Geв кврце плуутоногенных вольфрамовых месторождений// Тезисы докладов годичной сессии Московского отделения ВМО. М., 2003. С. 23-24.

Гетманская Т.И.. Раков Л.Т. Закономерности распределения парамагнитных центров в кварце вольфрамовых месторождений грейзеновой формации // Геохимия, 1998, № 5, с. 539-542.

Гетманская Т.И., Чернов. Б.С., Морошкин В.В., Рассулов В.А. Люминесцентные свойства флюорита грейзеновых месторождений вольфрама как критерий оценки масштабов и качества руд //Разведка и охрана недр, 1999, № 4, с. 16-19.

Дорошенко Ю.П., Павлунь Н.Н. О термобарогеохимических условиях формирования молибден-вольфрамовых месторождений Центрального Капзахстана// Докл. АН СССР, 1983, т.46, №5, с. 784-7878.

Зарайский Г.П. Условия формирования главных фациальных типов грейзенов по экспериментальным данным. //Петрология. 1990. том.7. № . с. 460-480.

Жариков В.А. Некоторые аспректы гранитообразования//Вестник МГУ, 1996, №4, с. 3-12

Жухлистов А.П., Звягин Б.Б., Гетманския Т.И. Трехслойный моноклинный политип 3M₂ мусковита и его проявление в электронограммах от текстур // Кристаллография, 2001, том 46, № 5, с. 784-788.

Раков Л.Т., Гетманская Т.И. Закономерности распределения примесей в кварце плутоногенных вольфрамовых месторождений.// Материалы международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М., 2003.

Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука. 1990. С.181.

Шапенко В.В. Генетические особенности вольфрамовой минерализации Джидинского рудного поля (Юго-Западное Забайкалье)// Геология рудных месторождений. 1982. № 5. С. 18-29.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ «СТРАТИФОРМ-НОГО» ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Материкова А.М. ВИМС, Москва, geovims@vims-geo.ru

В последние десятилетия в различных регионах мира выявлены вольфрамовые месторождения так называемого «стратиформного» типа (Денисенко и др., 1991). Это обычно шеелитовые месторождения с сопутствующей полиметаллической минерализацией, сформировавшиеся в раннеорогенную стадию развития территорий в пределах геоантиклинальных терригенно-вулканогенными структур, сложенных И карбонатннотерригенно-вулканогенными образованиями. Приуроченность месторождений к докембрийским или нижнепалеозойским метаморфизованным карбонатно-терригенно-вулканогенным толщам, соподчиненость оруденения элементам стратификации этих толщ, характер связи с магматизмом и широкое развитие прожилково-вкрапленной низкотемпературной шеелитовой и сульфидно-шеелитовой минерализации позволяет отнести их к своеобразному метаморфогенно-гидротермальному типу месторождений. Среди них выделяется два минеральных подтипа: шеелит-скарноидный и шеелит (ферберит) кварцевый. Развитие вольфрамовой минерализации в стратиформных залежах охватывает длительный период диагенеза, регионального метаморфизма, приводивших к перераспределению вольфрама и его концентрации на локальных участках благоприятных горизонтов рудоносной толщи. Предполагается, что роль интрузивных массивов в формировании месторождений сводится к созданию термоградиентного поля, в пределах которого происходило перераспределение вещества на прогрессивном и регрессивном этапах проявления магматизма.

Сихотэ-Алинская складчатая система – одна из крупнейших вольфрамоносных металлогенических провинций России, в пределах которой известны месторождения различных промышленных формационногенетических типов. Ведущим типом вольфрамового оруденения являются крупные скарновые месторождения (Восток-2 и Лермонтовское) с богатыми шеелит-сульфидными рудами (Иванов, 1975; Степанов, 1977). В конце прошлого столетия на Малиновской площади были выявлены месторождения Скрытое, Кордонное и несколько рудопроявлений – Александровское, Легкое и др., геологические особенности которых позволили А.Д, Щеглову, П.В. Кораблинову и А.И. Ханчуку и др. (1995) отнести их к «стратиформному» метаморфогенно-гидротермальному типу. Геологические, генетические, минералого-геохимические особенности этого типа оруденения, закономерности размещения и формирования оруденения представляют несомненный научный и практический интерес и определяют методологические подходы к его поискам и оценке.

Шеелитовая минерализация Малиновской площади Центральной Сихотэ-Алинской зоны развита в пределах блока метаморфизованных вулканогенно-терригенных пород нижнепалеозойского (?) возраста. Рудные тела месторождений Скрытое, Кордонное, рудопроявлений Легкое, Александровское - пологозалегающие зоны, многократно повторяющиеся в разрезе толщи, имеют четкую стратиграфическую и литологическую привязку к горизонтам вулканогенных пород основного состава (спилиты, карбонатизированные туфы, туффиты) и известнякам, перекрытым кварцитоподобными тонкокристаллическими породами. Наличие экранирующих слабопроницаемых пород (кварцитов) – необходимое условие интенсивного метасоматического замещения кальцийсодержащих пород и концентрации вольфрама. На месторождении Скрытом они приурочены к горизонтам второй, третьей и четвертой пачек толщи.. Наиболее богатые и продуктивные из них залегают во второй и нижней части третьей пачки рудовмещающей толщи В рудных телах по вулканогенным породам сосредоточено более 70% запасов вольфрама (залежь Дивная), по известнякам – 25-30% (залежь Ландыш). Размах оруденения по вертикали 400-450 м. Протяженность рудных зон по простиранию 0,5-2,5 км, мощность 0,5-6 м, реже достигает30-40 м. Содержание WO₃ от 0,01до 4,0%. Главные сопутствующие элементы – молибден, медь, цинк, висмут, серебро.

Процессы преобразования осадочно-вулканогенных пород толщи и концентрации вольфрама разделены на два этапа:

1 этап – ороговикование и скарнирование – прогрессивный этап метаморфизма роговиково-амфиболитовой фации, сопровождающийся переходом в миграционное состояние рудных и летучих элементов: воды, углекислоты, серы и др.

В вулканогенных породах основного состава при процессах ороговикования и скарнирования образуются существенно амфиболовые, пироксен-амфиболовые скарноиды с переменным количеством кварца, полевых шпатов, флогопита, биотита, эпидота, граната; в карбонатных прослоях преобладают диопсид-тремолитовые, гранат-диопсид-тремолитовые скарноиды; в сланцах преобладают кварц-биотитовые, кварц-биотитмусковитовые роговики.

2 этап – регрессивный, гидротермальный – миграция водноуглекислотных флюидов и разгрузка их в ослабленных, наиболее проницаемых зонах повышенной трещиноватости в условиях резкой фациальной смены пород; при наличии геохимических барьеров, экранирующих кремнистых пластов пород и т.д.

Гидротермальный регрессивный этап сопровождается максимальной концентрацией вкрапленного и прожилкового оруденения. Представлен минеральными парагенезисами березит-пропилитовой фации, в составе которой преобладают кварц, кальцит, анкерит, сидерит, в меньшей мере развиты хлорит, серицит, эпидот, сульфиды.

Контактовый метаморфизм (диффузионный высокотемпературный процесс), гидротермальные метасоматические инфильтрационные процессы и рудоотложение – стадии единого процесса, закономерно эволюционирующего во времени и пространстве.

При исследовании вещественного состава рудных зон установлено несколько минеральных форм вольфрама: шеелит, молибдошеелит, повеллит и вольфрамсодержащие охры сложного состава (вторичные вольфрамовые минералы-антуанит (?), феррокупротунгстит (?) и др.). В рудовмещающей толще и в рудных телах развиты молибденит, пирротин, халькопирит, борнит, арсенопирит, сфалерит, цинкит, пирит, марказит, ильменит, сфен, рутил, апатит, циркон, монацит. Основной рудный минерал – шеелит. Выделено три генерации шеелита:

1 – осадочно-диагенетический (?) шеелит – очень слабо люминесцирующий, представлен каплевидными глобулями, скелетными агрегатами, тонкорассеянной вкрапленностью в амфиболовых скарноидах, кварцитах. Наиболее крупные (более 0,1 мм) выделения шеелитаимеют зональное строение: по периферии каждого зерна развиты оторочки молибдошеелита, в лазерном люминесцентном излучении светятся лишь центральные зоны зерен (рис 1);

2 – "импрегнационная" генерация – молибдошеелит, содержащий 6% MoO₃, в коротковолновом ультрафиолетовом излучении люминесцирует желтым цветом; развит в хорошо проработанных скарноидах и кварцевых линзах в ассоциации с пирротином и халькопиритом, представлен зернами и дипирамидальными кристаллами размером 0,1-3 мм;

3 – генерация шеелита – наиболее широко представлена в березитпропилитовой ассоциации кварц-кальцит-хлорит-серицитового состава. Для нее характерно яркое голубое свечение в люминесцентном излучении. Представлена мелкой (0,1-0,3 мм) вкрапленностью, реже мономинеральными скоплениями, агрегатами зерен до 3 мм; широко развита в прожилках кварцевого, кварц-полевошпатового, кварц-кальцитового и кварцсульфидного состава в ассоциации с халькопиритом, борнитом, сфалеритом, пиритом. Установлены низкие концентрации (менее 0,05%) молибдена, редких земель и стронция (0,10% SrO).

Характерной особенностью рудных и породообразующих минералов «стратиформных» рудных зон является микронеоднородность - присутствие большого количества микрофаз в одном зерне, зональное строение зерен, в ряде случаев (халькопирит-борнит) связанное с распадом твердых 108
растворов при эпигенетических регрессивных процессах. Установленное обогащение центральных зерен ильменита вольфрамом – доказательство нахождения первичного рассеянного вольфрама в акцессорных минералах вулканогенно-осадочных толщ.

Минералогическими критериями концентрации вольфрама в вулканогенно-осадочной толщи является интенсивность развития образований регрессивного гидротермального этапа— окварцевания, хлоритизации, серицитизации, карбонатизации, сульфидизации, а также характер распределения РЗЭ в шеелитах по спектрам лазерной локальной люминесценции.

Характерной особенностью спектров шеелитов из рудных зон месторождений Скрытое, Кордонное является присутствие интенсивных полос двухвалентного европия (рис. 1 в). Двухвалентный европий характерен также для спектров шеелита из богатых рудных тел месторождения Восток-2 (рис.1г). В спектрах шеелитов из рудных тел с бедным рассеянным оруденением рудопроявления Легкое полосы двухвалентного европия отсутствуют, но при этом интенсивно проявлены линии диспрозия (рис. 1 а, б).



При рентгеновском и катодном возбуждении интенсивное голубое излучение вольфрамовых комплексов не позволяет оценить интенсивность линий редких земель. Для подавления свечения вольфрамовых комплексов используют различие в температуре тушения REE и (WO)₂. Используемое «длинноволновое» ультрафиолетовое излучение не возбуждает люминес-

ценцию вольфрамовых комплексов. Для измерения использовался комплекс, собранный на основе микроспектрофотометра МСФУ-312, предназначенного для исследования микрообъектов и микроучастков макрообъектов, и лазера на молекулярном азоте ЛГИ.

Рудовмещающая толща вулканогенно-терригенных пород характеризуется геохимической специализацией на вольфрам, молибден, медь, цинк, свинец, мышьяк, титан, фосфор, марганец. Некоторые из этих элементов присутствуют в аномально высоких концентрациях и в рудах. Отмечаются также повышенные концентрации висмута, серебра, олова, никеля, хрома. Состав рудных и акцессорных минералов отражает геохимическую специализацию рудовмещающей толщи - W (шеелит, молибдошеелит, вольфрамсодержащие охры), Мо (молибденит, молибдошеелит, повеллит), Сu, Ag (халькопирит, борнит, купротунгстит?), Zn (сфалерит, цинкит), Ti (ильменит, рутил), P (апатит, W-охры), Cr (W-охры), Ni (микровключения пентландита в пирротине). Положительные геохимические связи между элементами свидетельствуют о генетическом родстве их источников

Стратиформные типы редкометальной, в том числе вольфрамовой минерализации, наряду с традиционными магматогенными типами представляют собой промышленно важные объекты. Изучение закономерностей размещения и условий формирования оруденения этого типа, разработка научных основ их поисков и прогнозирования являются актуальной задачей современных исследований. Несмотря на значительное число выявленных объектов в последние десятилетия (главным образом за рубежом) они остаются слабо изученными, а многие генетические вопросы их формирования, в том числе источники рудного вещества - дискуссионными.

Литература

Денисенко В.К., Кутырева М.Ф., Гапошин И.Г. Минералого-геохимические критерии прогноза стратиформных вольфрамовых месторождений. Сб. Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. М. Ленинград, 1991.

Гвоздев В.И., Орехов А.А. Метасоматические породы и генезис шеелитового месторождения Скрытое (Приморье)// ГРМ, т 46, 2004, №6.

Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., Наука. 1974.

Соловьев С.Г. Геолого-генетические особенности вольфрамового месторождения Скрытое в Центральном Сихотэ-Алине (Россия)//Геология рудных месторождений, т.37, 1995, №37,. с. 142-158.

Соловьев С.Г. Геолого-генетические особенности вольфрамового месторождения Скрытое в Центральном Сихотэ-Алине (Россия)//Геология рудных месторождений, т.37, 1995. №37, с. 142-158.

Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелитсульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука. 1977.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука. 1995.

СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ В ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА

¹Б.И. Гонгальский, ²Н.А. Криволуцкая, ³Д.В. Кузьмин, ²Н.Н. Кононкова, ¹Н.В.Трубкин

¹ИГЕМ РАН, Москва, <u>www.kgrt-61.narod.ru</u>, ²ГЕОХИ РАН, Москва, ³Институт химии им. Макса Планка, Майнц, Германия

Введение. Северное Забайкалье представляет собой уникальную металлогеническую провинцию с гигантскими месторождениями различных генетических типов – медистых песчаников, магматических Pt-Cu-Ni руд, метасоматических Ta-Nb руд (Удоканское, Чинейское, Катугинское и другие месторождения) и других. Все они были сформированы в конце раннего протерозоя (Архангельская и др., 2004).

Однако, в первую очередь, это одна из крупнейших на планете меденосных провинций (более 40 млн. т меди). Половина запасов меди сосредоточена в Удоканском месторождении, которое одновременно является и крупным месторождением серебра (более 17 тыс. т). К формации медистых песчаников относится еще ряд более мелких месторождений (совокупные запасы меди в них составляют 12 млн. т.), но по своим текстурно-структурным особенностям некоторые из них (Правоингамакитское, Ункур, Красное, Бурпала) существенно отличаются от эталонного Удоканского месторождения (Геологическое строение..., 2002). Существенная доля медных запасов сосредоточена в месторождениях и рудопроявлениях, связанных с базитовыми породами чинейского комплекса (Чинейский, Майлавский, Луктурский и другие массивы). В последние несколько лет были также обнаружены существенно гидротермальные руды с медной минерализацией в районе Правоингамакитского месторождения, которые являются промежуточными по генезису между магматическими и осадочными рудными телами (Гонгальский и др., 2007).

Краткая характеристика оруденения различных месторождений

На Удоканском месторождении основной горизонт медистых песчаников приурочен к верхней подсвите сакуканской свиты (PR₁).В его пределах выделяются крупные линзовидные и пластовые тела, имеющие халькозин-борнитовый (67,5 %), халькопиритовый (6,5 %) и малахитброшантитовый (26,0 %) состав. Наряду с этим выделялись ранее (Архангельская и др., 2004) и обнаруживаются авторами в последние годы в большом количестве секущие сульфидные рудные тела. Обычно это объяснялось перераспределением металлов при метаморфизме. Однако наличие отчетливо проявленных трещин отрыва, расположенных под крутым углом к плоскостям напластования пород, существенно халькопиритовый состав жил (наряду с медью в которых обнаруживается примесь никеля) свидетельствуют о том, что они являются результатом кристаллизации сульфидных расплавов, отделившихся при формировании расслоенных массивов и заполнивших серию трещин.

Наибольший интерес представляют детально описанные авторами рудные тела Правоингамакитского месторождения. Наряду с малочисленными пластовыми маломощными сульфидными залежами в них обнаружены жилы и линзы, сложенные молочно-белым сливным кварцем с прожилками и гнездами сульфидов, и кулисообразно залегающие залежи массивных сульфидов, окруженными вкрапленностью пирита и халькопирита (Крупные ..., 2006). В жильных телах установлены высокие концентрации благородных металлов (г/т): 0,1-2,2 Рt; 0,9-6,2 Рd; 0,1-0,4 Аu, в них диагностирован ряд редких и нехарактерных для медистых песчаников минералов; мелкие (до10 мкм) выделения клаусталита $-(Pb_{1\,00}(Se_{0\,78}S_{0\,22})_{1\,00})$ гессита _ $Ag_{1.98}Te_{1.02}$ бравоита (Ni_{0.73}Fe_{0.30})_{1.03}S_{1.97}, богдановичита - AgBiSe₂. Здесь же присутствуют интерметаллиды палладия, состав которых из-за мелких размеров (первые микроны) точно не определен (Gongalsky, Krivolutskaya, 2007).

В брекчированном кварце, цементируемом агрегатом пиритхалькопиритового состава, были обнаружены первичные, первичновторичные и вторичные двухфазовые газово-жидкие включения, которые гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 222 – 192°С и содержат водный раствор с концентрацией солей 2,7-2,6 мас.% экв. NaCl (Гонгальский и др., 2007).

Чинейский габброидный массив, расположенный между Удоканским и Правоингамакитским месторождениями, содержит эндо- и экзоконтактовые руды (месторождения Рудное, Солнечное, Сквозное, Контактовое). В эндоконтакте преобладают пирротин-халькопиритовые, в экзоконтакте – халькопиритовые, борнит-халькопиритовые руды. В центральной части массива локализованы месторождения Fe-Ti-V руд (с попутным компонентами – Cu, Ni, Co) -Этырко и Магнитное, - по запасам ванадия относящиеся к суперкрупным. Сульфидные минералы в этих месторождениях присутствуют в виде пентландит-халькопирит-пирротиновой вкрапленности в верхних частях ритмических единиц, а также образуют пологие прожилковые тела, связанные с послойными срывами между сплошными титаномагнетитовыми рудами и вмещающими габброидами.

Сульфидная минерализация в габброидах *Майлавского* интрузива, относимого нами к чинейскому комплексу (Гонгальский и др., 2004), обнаружена к северу от Чинейского массива и западу от Удоканского месторождения. Состав руд и примесных элементов в них практически идентичен таковому из расположенного рядом Контактового месторождения Чинейского массива. В рудах установлены повышенные концентрации Cu - до 2.7 %, Ni – до 0.1%, Pt – 0.9 г/т, Pd -2 г/т, Ag – 4.2 г/т. Аналогичные рудные тела Cu-Ni состава присутствуют в породах Луктурского массива, включенного также в состав чинейского комплекса (юго-восточный борт Верхнечарской впадины).



Кодаро-Удоканского прогиба:

1 - четвертичные отложения; 2 — платобазальты (N₂-Q); 3 — юрские угленосные терригенные отложения; 4 — граниты, гранодиориты, граносиениты и монцониты ингамакитского комплекса (PZ₃); 5 - нефелиновые сиениты, граносиениты и монцониты ханинского комплекса (PZ₃); 6 - пестроцветные отложения ордовика; 7 - пестроцветные отложения кембрия; 8 - пестроцветные отложения венда; 9 - габбро-диабазы, габбро и иабазовые порфириты доросского комплекса; 10 - расслоенные плутоны Чинейского комплекса; 11 — граниты кодарского комплекса; 12 — редкометальные граниты Катугинского комплекса; 13—15 — карбонатнотерригенные отложения удоканской серии (13 — кеменская подсерия, 14 — чинейская подсерия, 15 - кодарская подсерия); 16 - анортозиты Каларского комплекса; 17 - слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 18тоналиттрондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 19 - Чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые, плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 20 - каларская толща (гранат-биотитовые плагиогнейсы с прослоями и линзами двупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 21 — метаморфические и магматические комплексы Джугджуро-Становой складчатой области;

21 - разрывные нарушения; 22 – горизонт сульфидных руд Удоканского месторождения; 23-Главная дайка Удоканского месторождения; 24 – месторождения (І-Удокан, ІІ-Чиней, ІІІ-Катугин, 1-Правоингамакитское, 2-Сакинское, 3-Клюквенное, 4-Луктурское, 5-Ункурское, 6-Красное, 7-Бурпала, 8-Рудное, 9-Солнечное, 10-Сквозное, 11-Контактовое). ВЧ – Верхнечарская и ВК-Верхнекаларская впадины.



Рис. 2. Субсогласные с осадочными текстурами линзы и секущие прожилки халькозин-борнитовых руд Удоканского месторождения (а), линза сплошных халькопиритовых руд Рудного (Б) и кварц- миллерит-пирит-халькопиритовых жилы Правоингамакитского месторождений.



□ Этырко-2 ■ Этырко-1 ♦ Контактовое м Майлавский массив ▲ Луктур Рис. 3. Диаграммы Сu-Fe халькопиритов, Fe-Ni пирротинов, Ni-Co пентландитов и Ni-Co миллеритов сульфидных руд

Характеристика сульфидных минералов.

Сравнение составов сульфидных минералов из указанных выше объектов свидетельствует о наличии определенных закономерностей в поведении в них главных и примесных элементов. Они продемонстрированы на серии диаграмм (рис. 3). На диаграмме Fe-Cu от основной группы несколько отличаются халькопириты Майлавского. Луктурского массивов и Контактового месторождения Чинейского массива (рис. 3А). В пирротинах изученных месторождений содержания никеля сильно варьируют и находятся в обратной зависимости от концентраций железа (рис. 3Б). При этом наиболее низкими значениями характеризуются пирротины Солнечного месторождении Чинейского массива, самыми высокими - Контактового месторождения и пирротины Майлавского массива. Промежуточные значения Ni в пирротинах типичны для Рудного и Луктурского месторождений. Наиболее обогащенными Со являются пентландиты центральной части Чинейского массива (рис. 3В), а также месторождений Рудное, Контактовое. Самые низкие концентрации Со установлены в медно-никелевых рудах Луктурского массива. Миллерит изучен на трех месторождениях: более никелистым он является в жильных рудах Правоинтамакитского месторождения (рис. 3Г). Отмечаются также высокие концентрации Си и Со в пиритах кварц-сульфидных жил Правоингамакитского и Солнечного месторождений. Борнит как в рудах Удоканского, так и Рудного месторождений по составу примесей фактически постоянен.

Заключение. Закономерное расположение месторождений и рудопроявлений меди в главных структурах Кодаро-Удоканского района, близкий по времени интервал формирования руд, а также сходные изменения содержаний главных элементов и элементов-примесей в рудах, могут свидетельствовать о принадлежности указанных объектов к единой рудномагматической системе, включающей магматические, гидротермальные и осадочные рудами Удокан-Чинейского района. Главными механизмами образования руд, по-видимому, являлись фракционирование ультрабазитбазитовых расплавов, переотложение сульфидного вещества под действием гидротермальных растворов в результате тектономагматический активизаций в районе и т.д. Дальнейшее выявление последовательности формирования медных руд месторождений разных генетических типов, их эволюционного развития требует проведения детальных прецизионных исследований минералов, так и получение изотопных характеристик.

Работа выполнена по программе ОНЗ РАН №2 «Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного использования»

Литература

Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области России. – Чита, 2004. 520 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ (аналитический обзор). Чита, 2002. 63 с.

Гонгальский Б.И., Изох А.Э., Кривенко А.П. и др. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности формирования и размещения. М.: ИГЕМ. 2004. С.206-218.

Гонгальский Б.И., Ю.Г. Сафонов, Н.А. Криволуцкая, В.Ю. Прокофьев, А.А. Юшин. Новый тип золото-платино-медного оруденения в Северном Забайкалье. Докл. РАН. 2007. (в печати).

Крупные и супекрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006.

Gongalskiy B.I., Krivolutskaya N.A. The Udokan-Chiney ore-magmatic system in the Northtransbaikalia, Siberia, Russia. <u>EGU 2007-A-08385</u>. 3 p.

РАВНОВЕСИЯ РАСПЛАВ-ФЛЮИД: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА

Горбачев Н.С., Каширцева Г.А.

ИЭМ РАН, Черноголовка, gor@iem.ac.ru

Экспериментальные флюидно-магматичекие системы с избытком флюида моделируют процессы дегазации магм, связанных с дистилляцией флюидов при декомпрессии, кристаллизации магм или с восходящими потоками глубинных (сквозмагматических по Д.С. Коржинскому) флюидов.

Для оценки состава, экстрагирующей способности и кислотноосновной эволюции ювенильных флюидов рассматриваются результаты экспериментального изучения взаимодействия водных флюидов различного состава (H₂O, H₂O+CO₂, HCl, H₂S, HF) с базальтовыми расплавами в интервале T=1100-11300°C, P=1-14 кбар.

Выявлена высокая экстрагирующая способность флюидов (рис.1-4). Минерализация флюида варьирует от 20 до 110 г/л, коэффициенты распределения макро и микрокомпонентов между флюидом и расплавом Df/l (i) – от $n \times 10^{-3}$ до 10 и более, возрастая с увеличением концентраций кислотных компонентов во флюиде, повышением P, понижением T.

В зависимости от состава флюида и давления состав солевой нагрузки флюида меняется от существенно кремнекислотного кварцнормативного при чисто водном или слабоконцентрированном (до 0.1 моль кислотных компонентов) флюиде и при низких Р (до 1 кбар) до щелочного нефелиннормативного при более высоких концентрациях (0.1-1 моль) кислотных компонентов и высоком (> 5 кбар) давлении.



Рис. 1. Вариации минерализации m флюида: a) от давления P . 1 – 1m HCl+1m CO₂, 2 – HCl; б) от типа флюида. 1-H₂O, 2-0.1 m HF, 3-H₂S, 4-0.1m HCl, 5-1m HCl, 6-1m HCl+1m CO₂,7- 1m NaCl+1m CO₂. T=1100°C, P=5 кбар.



Рис.2. Состав сухого остатка флюида: а) концентрация С - тип флюида; б) концентрация С - давление Р. Т=1100°С, Р=5 кбар.

По величине коэффициентов распределения одного элемента Df/l(i) и разделения 2-х элементов Kd f/l (i/j) между флюидом и расплавом, характеризующих относительное сродство элементов к флюиду и расплаву выделяются магмофильные, гидрофильные и индифферентные элементы.

Гидрофильными свойстами храктеризуются сера, хлор, вода, Df/l S = 70-90, Df/l Cl ~ Df/l H_2O = 6-10, из петрогенных и рудогенных макро и микро элементов – щелочные металлы, медь, золото, платина. Зависимость Df/l от давления характеризуется экстремумом, наиболее ярко выраженным у P3Э. Отчетливая зависимость Kd f/l некоторых пар элементов (K/Ba, K,Sr, Cu/Fe, Cu/Zn, Cu/Pb) может использоваться в качестве флюидно-расплавных геобарометров для оценки глубины дегазации магм основного и среднего составов.



Рис.3 а-г). Вариации D f/l(i) и Kd f/l (i/j) от Р. Т=1100°С, Р=5 кбар, 1m HCl

Характер влияния P на минерализацию флюида свидетельствует о том, что на глубинах 10-15 км (3-5 кбар) существенно изменяются экстрагирующие свойства и геохимическая специализация магматических флюидов. Флюды, формируемые на меньших глубинах характеризуются умеренной минерализацией, (до 60 г/л) обогащены кремнием, алюминием, железом, обеднены магнием, щелочами, кальцием, рудными элементами, хлором. Глубинные флюиды (15 км и более) характеризуются высокой минерализацией (до 100 и более г/л), обогащены щелочами, кальцием, хлором и рудными элементами, обеднены алюминием, магнием, железом.

Изменение экстрагирующих свойств магматических флюидов при изменении Т и Р может играть важную роль в фракционировании макро и микроэлементов на различных уровнях земной коры, в развитии процессов базификации и дебазификации, гранитизации, растворения, переноса и отложения минералов, в формировании геохимических аномалий, в частности иридиевой, в осадочных отложениях.

РФФИ, № 06-05-64895, ОНЗ РАН т. 7-І.1

ХРОМИТ И ЕГО РАВНОВЕСИЯ.

Горбачев Н.С., Некрасов А.Н., Султанов Д.М. ИЭМ РАН, Черноголовка, gor@iem.ac.ru

В качестве индикаторов условий породо и рудообразования наибольший интерес представляют акцессорные хромиты из расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов, ксенолитов мантийных пород, включений в алмазах, метеоритов, а также из экспериментальных систем. Их устойчивость в широком интервале физико-химических условий, от обстановки высокотемпературного метаморфизма и метасоматоза до гипергенеза позволяет широко их использовать также при поисковых работах.

Акцессорные хромиты из ульраосновных пород различных фаций глубинности, характеризуются двумя главными типами изоморфизма: *Р тренд* изоморфизм Cr^{3+} - Al^{3+} ; *fO2 тренд* – изоморфизм Fe^{2+} + Ti^{4+} = 2 Cr^{3+} . Каждый из видов изоморфизма характеризуется индивидуальным ИКС спектрами и параметрами кристаллической решетки. Максимальное содержанием Cr_2O_3 (больше 62 вес.%) и минимальное Al_2O_3 , имеют хромиты пород алмазной фации глубинности верхней мантии и хромиты метеоритов (рис.1).

Высокие (> 62 вес.%) содержания хрома в хромитах из ксенолитов в кимберлитах рассматривается как свидетельство восстановительной обстановки их образования, признаком алмазоносности кимберлитов и широко используются при их поисках.

Кроме хромит-содержащих парагенезисов - fO_2 индикаторов, признаком восстановительной обстановки при формировании хромитов является обогащение хромом (до п вес.%) сосуществующих с хромитом оливинов, пироксенов, сульфидов за счет вхождения в них Cr^{2+} , связанное с уменьшением Cr^{3+}/Cr^{2+} отношения в расплавах при уменьшении fO_2 .

Высоким сродством Zn к кислородсодержащим соединениям (силикатным расплавам, хромитам) по сравнению со сродством к сульфидным расплавам обусловлено формирование Zn-содержащих хромитов при раннем сульфидном насыщении мафических магм. Эта особенность хромитов может быть использована для выделения потенциально сульфидоносных базит-гипербазитовых интрузивов, коматиитов.

Хромит-содержащие парагенезисы базит-гипербазитовых пород являются важными геотермометрами (рис.2.).

Формы выделения хромита в природных и экспериментальных образцах зависят от условий кристаллизации. Идеальные кристаллы наблюдаются в полнокристаллических магматических породах, например в пикритовых габбро-долеритах Норильских интрузивов. Скелетной формы кристаллы характерны для экспериментальных образцов, образующихся при быстром охлаждении (закалке) водосодержащих магматических расплавов.



Рис. 1. Слева - содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 в хромитах из различных геологических объектов: I – изоморфизм Cr^{3+} - Al^{3+} , II - Fe^{2+} + Ti^{4+} = 2 Cr^{3+} . 1, 2 - из матийных ксенолитов, в том числе 2 – алмаз-содержащих, 3-7 – из метеоритов: 3, 4 – хондриты H и LL типов, 5 – железные, 6, 7 – железо-каменные; справа - изменение параметров кристаллической решетки a_0 и ИКС спектров v хромитов в зависимости от состава.



Рис. 2. Геотермометрия хромит-содержащих парагенезисов из различных геологических объектов на основе: а) хромит (Sp)-гранатового (Ga); b) хромит (Sp)- ортопироксенового (Opx); c) хромит (Sp)-клинопироксенового (Cpx) геотермометров, откалиброванных по двупироксеновому геотермометру.





Рис. 3. Формы выделения (светлое) и реакционные соотношения хромитов: слева - в пикритовом габбро-долерите Талнахского интрузива; справа – в эксперименте по плавлению водосодержащего перидотита, замещение хромита (белое) гранатом (кайма). Т=1400°С, Р=4.0 ГПа.

Характерны реакционные соотношения и зональность хромита в магматических системах (рис. 3). Наблюдаемое в высокобарных экспериментах (40 кбар) замещение хромита гранатом определяет граничные условия стабильности хромита по давлению, зональность хромита с замещением Cr^{3+} - Al^{3+} - условия равновесия с флюидсодержащими расплавами, каймы Ті-магнетита, ильменита вокруг хромита с изоморфизмом $Fe^{2+} + Ti^{4+} = 2 Cr^{3+}$. – реакция первичных протовыделений хромита на уменьшение глубинности и повышение $fO_{2 B}$ коровых магматических очагах.

Финансовая поддержка: программа ОНЗ РАН 2006 г, т. 7-І.1, грант РФФИ № 06-05-64895.

СТРОНЦИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕУПЬЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Григорьева А.В.¹, Левченко Е.Н.² ¹ ИГЕМ РАН, Москва, grig@igem.ru, ² ИМГРЭ, Москва, levchenko@imgre.ru

В осадочном чехле центральной части Восточно-Европейской платформы широко развиты карбонатные отложения, содержащие стронциевое оруденение. Наиболее перспективной является обширная Тульско-Рязанская целестиновая провинция, которая прослеживается сплошным горизонтом в пределах Тульской, Рязанской, Калужской, Смоленской областей и имеет площадь порядка 21тыс. км². На данной площади разведано Табольское месторождение (Тульская область) и выявлено около 30 рудопроявлений. В последние годы некоторые специалисты значительно расширили границы Тульско-Рязанской провинции, переименовав ее в Московскую целестиновую провинцию (МЦП).

Изучаемый объект входит в состав Тульской целестиновой провинции и располагается в районе поймы реки Упы. Возраст целестинсодержащих карбонатных пород – верхний девон-карбон.

Рудная зона залегает субпараллельно падению осадочного комплекса пород. По предварительным данным вскрыта рудная зона общей мощностью 15м, в пределах которой выделено 24 интервала с содержанием SrSO₄ более 10% и два интервала с содержанием SrSO₄ более 25%. (Рис.1).



Рис. 1. Схематическая карта перспективных участков Верхнеупьевской площади

На первом этапе исследований было изучено 30 проб, отобранных из скважин 2,8,12 и 16; был проведен минералогический анализ протолочных проб и петрографическое описание шлифов.

Необходимо заметить, что пробы значительно различаются по своему составу. Так материал проб из скв. 2 содержит большое количество глинистого и глинисто-карбонатного материала (частицы размером менее 0,044мм), а также во всех пробах этой скважины присутствует эпигенетический кварц, представленный кристаллографически правильными формами разных размеров; пробы из скв. 8 отличаются содержанием тяжелой фракции и разнообразием ее минерального состава, например, в пробе на глубине 26,4-27,0м тяжелая фракция составляет 6,1% от класса крупности -0,5+0,044мм и содержит большой спектр тяжелых минералов, в том числе самородные золото и серебро. Стронциевая минерализация охватывает все исследованные пробы во всем их многообразии, и представлена, в основном, целестином, который присутствует в породе в тонкорассеянном состоянии, иногда образуя скопления кристаллов в полостях породы. Основные минеральные фазы вмещающей толщи представлены кальцитом; доломитом; сидеритом; анкеритом; их сростками в разных сочетаниях; плотными карбонатными агрегатами; рыхлым тонкодисперсным карбонатным материалом, часто насыщенным тончайшими частицами сульфидов (пиритом и его окисленными формами), в некоторых случаях, и органическим веществом. Кроме того, в классах крупности +0,25-0,56 и +0,56мм выделяются, так называемые, карбонатные брекчии, представляющие собой кавернозные агломераты тонкодисперсного карбонатного материала (размер частиц которых < 0,005мм), плотных тонкокристаллических агрегатов и достаточно крупных кристаллов кальцита, иногда доломита или анкерита. Каверны и полости в этих образованиях инкрустируются правильными ромбическими кристаллами кальцита или сочетаниями карбонатов, иногда в срастании с целестином. Такие образования можно рассматривать как продукты процессов перекристаллизации древних карбонатных осадков разного времени, и, следовательно, разных физикохимических условий.

Кальцит является главным минералом комплекса и присутствует в нем в виде нескольких генераций. Отмечаются скопления крупнокристаллических образований, инкрустирующие полости и трещины в породе, представленные правильными кристаллографическими формами; тонкозернистые агрегаты глобулярного типа и новообразованные кристаллиты по доломиту, представленные тончайшими гексагональными формами (см. рис.2, 3).



Рис. 2. Скв 2, глубина 12,4-12,5м. Кристалл целестина на границе тонкокристаллического и крупнокристаллического кальцита. (Размер кадра 1,3х0,97мм)

На рисунке 2 агрегаты кальцита образуют перемежающиеся зоны и гнезда тонкозернистого (размер кристаллитов 0,005-0,007мм) и крупнозернистых агрегатов с размерами индивидов 0,25-0,35мм. Отмечаются секущие трещины, целиком или частично выполненные крупными кристаллами

кальцита (max paзмер зерен 0,4мм). На границе тонкозернистых и крупнозернистых агрегатов кальцита отмечаются редкие хорошо сформированные кристаллы целестина.



Рис. 3. Скв. 16, глубина 58м. Процесс перекристаллизации доломита с образованием тонкодисперсного кальцита. (Размер кадра 1,3х0,97мм)

Рисунок 3 иллюстрирует начальную стадию процесса дедоломитизации, в результате которого доломит постепенно преобразуется в кальцит. На поверхности кристалла доломита образуются множественные центры кристаллизации кальцита, в которых зарождаются тончайшие гексагональные кристаллиты кальцита. Дальнейший рост кристаллов кальцита приводит к полному замещению доломитовых образований кальцитом, что и наблюдается в пробах, отобранных из более высоких горизонтов.

Целестин в классе крупности -0,25мм находится в пробах в свободном состоянии и концентрируется в тяжелой фракции, в некоторых случаях (скв.12, гл. 76,6-77,0м) составляет более чем 90% тяжелой фракции. В более крупных классах часть кристаллов целестина (максимальный размер зерен 0,7мм) также присутствует в свободном состоянии, а часть находится в сростках с карбонатами.

Свободные зерна целестина преимущественно находятся в рыхлых тонкодисперсных карбонатных образованиях и легко освобождаются при небольшом механическом воздействии.

Целестин представлен хрупкими бесцветными кристаллами в виде плоских удлиненных призм (рис.2), оканчивающихся уплощенными пирамидами, а также пластинчатыми обломками. Размеры кристаллов находятся в пределах от 0,005 до 0,7мм. Практически все зерна целестина, в большей или меньшей степени (что определяется по уровню прозрачности), содержат включения тонкодисперсных карбонатов, пирита или (в редких случаях) тончайшего гематита. Исключение составляет проба из скв. 12, гл.76,7-77,0м, где основная часть зерен целестина не имеет включений. Зерна целестина хрупкие, трещиноватые.

Иногда встречаются плоско-призматические обломки баритоцелестина, как правило, достаточно чистые, в редких случаях с включениями тонкодисперсного гетатита.

Анализируя полученные предварительные результаты минералогического и петрографического анализов можно с достаточной степенью уверенности определить основные типы пород и минеральные фазы, слагающие целестинсодержащую толщу и определить содержание целестина в них. Петрографическое изучение шлифов дало возможность определить формы нахождения целестина, их положение во вмещающей толще, а также изучить комплекс вмещающих пород.

Литература

Бетехтин А.Г. Минералогия. Москва, 1950.

Ваулин Л.Л., Гуркин В.В., Подхалюдин В.С. Изучение целесообразности развития сырьевой базы производства стронциевых продуктов на основе целестиновых месторождений Тульской области (Тульская целестиновая провинция). Геолфонды АООТ ПГН, 1992.

Тигунов Л.П., Левченко Е.Н. и др. Минерально-сырьевая база стронция в России и перспективы ее использования. Минеральное сырье, № 6, 2000.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Часть II. Москва, 1940.

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Газеев В.М., Абрамов С.С., Грознова Е.О. ИГЕМ РАН, Москва, gurbanov@igem.ru

В истории развития плейстоцен-голоценового Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ) выделены докальдерный, кальдерный и посткальдерный циклы его эволюции.

Докальдерный цикл вулканической активности (нижний неоплейстоцен, 800-900 тыс. лет назад) представлен останцами лавовых потоков трахиандезибазальтового (верховья р.Тызыл) и трахиандезидацитового (устьевая часть р.Худес) составов. Ранний этап кальдерного цикла (верхи среднего неоплейстоцена, 720-690 тыс. лет назад) представлен залегающими в основании вулканической постройки наиболее кислыми породами – риолитами и риодацитами (истоки р. Уллукам) с синхронными им и идентичными по составу реликтами толщ игнимбритов и туфов (истоки рек Кюкюртли, Бийтиктебе и Малка). Поздний этап кальдерного цикла (низы верхнего неоплейстоцена, 667-620 тыс. лет назад) представлен агломератовыми лавами, лавовыми потоками, реликтами туфовых горизонтов и экструзивными телами дацитового состава. Наиболее крупное (1.6×1.1 км и 0.8 км в вертикальном эрозионном срезе) экструзивное куполообразное тело дацитового состава обнаружено в «стене Кюкюртли». Кроме того, мелкие (5-40×50-200 м) субвулканические тела дацитового состава обнажаются в истоках рек Уллукам, Кюкюртли, Бийтиктебе и перевала Ирикчат. В экзоконтактах экструзии Кюкюртли и дацитовых даек перевала Ирикчат широко проявлены гидротермально-метасоматические изменения в прорываемых ими лавовых потоках, сопровождающиеся пирит-марказитовой и, реже, пирротин-халькопиритовой минерализациями. Ранний этап посткальдерного цикла (середина-верхи позднего неоплейстоцена, 220-15 тыс. лет назад) характеризуется излиянием лав дацитового состава и эксплозивными извержениями пирокластического материала (туфы и пеплы дацитового состава). Поздний этап посткальдерного цикла (голоцен, от 10 тыс. лет назад и до I-II века нашей эры) представлен глыбовыми лавовыми потоками, лавобрекчиями и туфовым горизонтом дацитового состава.

В пределах ЭВЦ нами впервые были выделены Кюкюртлинская (КРМС) и Ирикская рудно-магматические системы.

До настоящего времени в пределах ЭВЦ и одноименной кальдеры не были известны гидротермально-метасоматические образования. Однако из литературных источников известно, что с кальдерными комплексами (Голдфилд, Раунд Маунтин, Джефферсон, Макдермитт, Силвертон, Крид, Саммитвилль, Квеста и др.) связан ряд рудных месторождений молибдена, золота, серебра, урана, ртути и цветных металлов, расположенных на западе США, а также ряд крупных меднопорфировых месторождений юга Аризоны, связанных с кальдерами позднемелового-раннетретичного возраста (Lipman et al., 1993). Еще одной причиной изучения потенциальной рудоносности плейстоцен-голоценовых вулканических комплексов Большого Кавказа является их близость, по составу и геодинамической обстановке, с чилийскими стратовулканами и секущими их более молодыми субвулканическими порфировыми интрузивными штоками (subvolcanic dome) с широко проявившимися наложенными позднемагматическими изменениями (аргиллизация и др.) как вмещающих вулканитов, так и самих штоков. С этими структурами в Чили генетически связывают крупные медно-молибденпорфировые месторождения (Sillitoe, 1989).

В ряде мест вулканической постройки Эльбруса были обнаружены в коренном залегании и в виде высыпок (шлейфов) так называемые гейзериты - отложения палеотермальных источников. В мире существует самостоятельный тип вулканогенных гейзеритово-опалитовых месторождений, в том числе зо-лото- и сереброносных, приуроченных к вулканическим поясам Калифорнии, Невады, Италии, Японии, Чили, Курил (вулкан Кудрявый и др.) и Камчатки (Котляр, 1970, Науменко, 1987), которые формировались в близповерхностных

условиях из газовых эксгаляций и термальных кислых или слабощелочных растворов при температуре до 300°С и давлении до 20 атм.

С нашей точки зрения, в пределах ЭВЦ наиболее изученной и перспективной на обнаружение оруденения меднопорфирового типа на верхнерудном уровне эрозионного среза является Кюкюртлинская РМС, для которой проведены изучение состава, стадийности, зональности и физикохимических условий формирования рудной минерализации.

Состав ассоциаций жильных минералов в метасоматически измененных породах изучался методами термогравиметрического анализа на приборе OD102 (ИГЕМ РАН) и рентгено-фазового анализа на дифрактометре Rigaku D/MAX-2200. Составы рудных минералов определены на микроанализаторе Camebax SX-50 и на сканирующем электронном микроскопе JEOLscanning JSM-5300 с системой Link ICIS SATW (ИГЕМ РАН, аналитик Н.В. Трубкин). Для оценки температур минералообразования и составов растворов были изучены флюидные включения в минералах из экструзивных тел, вторичных кварцитов и гейзеритов. Микротермометрия проводилась в термокриокамере Linkam-THMSG 600 (Англия) с длиннофокусным объективом 80[°] фирмы Olympus (Япония).

По данным РФА и ИНАА анализов, для пород ЭВЦ установлена их следующая геохимическая специализация. Для неизмененных пород (лавы, туфы, субвулканические тела) характерны следующие содержания рудных элементов (в г/т): Мо (5-13), Zn (63-73, а в некоторых голоценовых лавовых потоках от 243 до 335), Pb (19-56), Sb (3-7.5), Au (в единичных пробах до 0.038), Ba (489-578). Для гидротермально-метасоматически измененных пород характерны повышенные содержания элементов (в г/т): Мо (10-63), Zn (111-497, до 2394-3115), Pb (72-690), Sb (44-71, до 439-1419), Ag (3-16), Au (0.035-0.048), W (10-144), Se (до 11), Ba (635-702). Гейзериты характеризуются следующими средними содержаниями элементов (в г/т): Zn (6.0-17.0, до 497), Mo (1.2-9.4, до 374.8), Ag (0.3-2.9, до 16.0), Sb (0.1-0.8, до 1419), Ba (30.0-98.0, до 765), Pb (8.0-10.0, до 72.0), иногда Au (до 1.2) и W (1.0-2.8, до 23.0).

Дациты, слагающие самое крупное экструзивное тело (купол) КРМС, претерпели слабые гидротермально-метасоматические изменения. Порода зеленовато-серого цвета, а на участках развития зон дробления, с интенсивным проявлением окварцевания и развития глинистых минералов, приобретает зеленовато-бурый оттенок. Гидротермальноона метасоматические изменения как экструзивных тел, так и вмещающих его пород заключается в развитии аргиллизации, представленной двумя фациями: «фоновой» ассоциацией монтмориллонит + тридимит (→ кристобалит) + гематит + гетит \pm карбонат \pm пирит, имеющей площадное развитие, и ассоциацией галлуазит (каолинит ?) + тридимит (-> кристобалит -> халцедоновидный кварц) + карбонат \pm натроярозит. В ядерных частях экструзивных тел КРМС, а также в истоках рек Уллукам и Бийтиктебе, наблюдаполностью окварцованные породы с обильной прожилковоются

вкрапленной гематит-пиритовой минерализацией. Этот тип изменений обычно контролируется разрывными нарушениями. Заключительный этап изменений связан с развитием минерализации состава кальцит + доломит + арагонит + сапонит + натролит + пирит + марказит, частично или полностью заполняющей миароловые пустотки в экструзивных телах. Карбонаты аргиллизитов отвечают по составу сидеритам-магнезитам и резко отличаются от карбонатов (кальцит и доломит), входящих в состав минерализации, заполняющей миароловые пустотки.

В пределах ЭВЦ (породы кальдерного и посткальдерного циклов) рудная минерализация представлена магнетитом, ильменитом, пиритом (стехиометрического состава, а также Ni-Co-содержащим), пирротином (стехиометрического состава, также Ni-Co-содержащим), арсенопиритом, халькопиритом, миллеритом, галенитом и тонкодисперсными частицами самородной меди. В дацитах экструзии Кюкюртли пириты и пирротины имеют стехиометрический состав, в чем обнаруживается их сходство с сульфидами из пород кальдерного цикла ЭВЦ. Но они отличаются от пиритов и пирротинов посткальдерного цикла, где, помимо минералов стехиометрического состава, заметную роль играют пириты и пирротины, обогащенные Cu, Co и Ni, а также отмечается миллерит. Особенности составов рудных минералов свидетельствуют о наложении гидротермальнометасоматических образований, связанных с эволюцией гидротермальной системы Кюкюртли, на породы кальдерного цикла, и о самостоятельном развитии более поздней минерализации в породах посткальдерного цикла.

Для КРМС установлена следующая последовательность формирования ассоциаций рудных минералов.

Оксиды титана и железа (ильменит, магнетит) являются наиболее ранними минералами, как акцессорными (магматогенными), так и метасоматически наложенными на основную массу породы и порфировые вкрапленники биотита. Крупные кристаллы ильменита обычно корродированы, катаклазированы и замещены лейкоксеном.

Сульфидные микровключения пирротина и халькопирита магматического генезиса устанавливается в порфировых вкрапленниках кварца, плагиоклаза, в магнетите и ильмените. Подобные микровключения типичны для плиоцен-четвертичных вулканитов Кавказа, в том числе и для дацитов Эльбруса (Попов, Федоров, 1995).

Пирит-марказитовая ассоциация, преобладающая среди рудных минералов, метасоматически развивается по порфировым вкрапленникам биотита или по тонкопористой основной массе породы. В первом случае морфология зерен игольчатая (развивается по спайности биотита, часто совместно с более ранними изометричными или таблитчатыми зернами рутила и титаномагнетита), а во втором – сульфиды образуют ажурные агрегаты вокруг вкрапленников породообразующих минералов, либо рассеянную метасоматическую вкрапленность, иногда с игольчатыми включениями пирротина поздней генерации. В миароловых пустотках, размером до 4 см в поперечнике, сульфиды и нерудные минералы (кварц, гипс и др.) образуют корочки на их стенках, вплоть до полного заполнения. Участки породы в непосредственной близи от миароловых пустоток калишпатизированы и насыщены мельчайшей вкрапленностью сульфидных минералов. Установлена следующая последовательность нарастания минералов на стенки пор в дацитах: кварц + пирит + марказит → халцедоновидный кварц нескольких генераций → гипс, ярозит (развивающийся по пириту), сульфатные минералы. В метасоматических оторочках пор, на фоне поздней калишпатизации породы, развиваются пирит и марказит. При этом нередко сульфиды образуют сфероидальные агрегаты, что характерно для близповерхностных месторождений, где минералообразование происходило из газовых конденсатов при повышенном давлении флюидов в микрообъемах замкнутых систем (Гамянин и др., 1999).

Наиболее крупные пирит-марказитовые агрегаты обычно наблюдаются в экзоконтактах кварцевых прожилков, где встречаются кубические метакристаллы пирита со слабо развитой гранью октаэдра и копьевидные кристаллы-ромбоэдры марказита. Сульфиды не только сопровождаются, но и корродируются кварцем более поздней генерации. По пириту и марказиту развиваются гематит и ярозит, по халькопириту – ковеллин.

Галенит образует редкую мельчайшую вкрапленность (размером 10-30 мкм), тяготеющую к зонкам окварцевания пород и кварцевым прожилкам. Он отмечен также в срастаниях с марказитом.

Вторичные кварциты в пределах КРМС являются продуктом окварцевания исходных пород и сопровождаются пиритизацией и гематитизацией. Мощность зон вторичных кварцитов составляет первые десятки метров, а их протяженность – первые сотни метров. Мелкие кубические метакристаллы пирита образуют шаровидные скопления (фрамбоиды), обычно расположенные изолированно друг от друга, а также веретенообразные агрегаты. Кроме фрамбоидов, пирит образует рассеянную вкрапленность кубических и кубооктаэдрических кристаллов в кварце. В ассоциации с пиритом редко встречается марказит. Гематит развивается по пириту (содержит его реликты, либо образует полные псевдоморфозы). В поле развития вторичных кварцитов на отдельных участках отмечены пиритовые «линзы» и «кокарды», являющиеся, скорее всего, реликтами бывших пор и обломков, замещенных кварцем. Гематит развит преимущественно в более пористых участках породы, а реликтовый пирит сохраняется в кварце.

Первичные флюидные включения(ФВ) во всех изученных образцах кварцев и карбонатов ЭВЦ имеют двухфазный состав (газ+раствор), а их размеры обычно не превышают 15 мкм (в единичных случаях до 35 мкм). Газовая фаза ФВ не превышает 20% объема вакуолей. Температуры гомогенизации ФВ в кварце и карбонате секущих прожилков из апикальной части экструзии Кюкюртли составляют 140-170°С, в кварце гейзеритов - 120-150°С. Растворы являются низко-среднесолеными, а их основными компонентами являются MgCl₂, NaCl с примесью гидрокарбонатов или сульфатов, либо NaCl с примесью KCl.

Температуры образования халькопирит-пирит-пирротинового парагенезиса, рассчитанные по термометрическим уравнениям (Урусов и др., 1997), для ЭВЦ составили 156°С и 275°С (дациты соответственно средней и нижней частей Малкинского лавового потока), а для экструзии Кюкюртли - 190°С. Гидротермальные растворы, участвовавшие в метасоматических изменениях пород КРМС и сформировавшие как вторичные кварциты, так и гейзериты, имели фторидный состав, о чем свидетельствуют впервые обнаруженные в этих метасоматитах фторсодержащие минералы (жарчихит, ральстонит, αральстонит, флюорит).

По составу и текстурно-структурным признакам, по аналогии с рядом медно-молибденпорфировых месторождений Чили и США (Sillitoe, 1989; Vila, Sillitoe, 1991; Lipman et al., 1993), выявленная в пределах КРМС рудная минерализация может быть отнесена к медно-порфировому генетическому типу (на надрудном уровне эрозионного среза). Судя по тому, что в вулканитах КРМС и ЭВЦ установлены резко повышенные содержания Ag, Mo, Zn, As, Sb, Se и Ba, а также по масштабности и площадному характеру развития процесса аргиллизации, с учетом данных по медномолибденпорфировым рудно-магматическим системам Большого Кавказа (Гурбанов и др., 2006), в зоне пропилитизации, на глубинах до 1000 м от современного эрозионного среза КРМС, можно ожидать обнаружение жильного Pb-Zn оруденения, а на несколько более глубоких уровнях – прожилково-вкрапленного Au-Ag, Cu или Cu-Mo оруденения верхней части порфировой рудно-магматической системы, связанных с субвулканическими телами кислого состава (дацитами).

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 07-05-00485, Госконтракта ФЦНП №02.445.11.7255 и Направления №2 Программы №16 Президиума РАН.

Литература

Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Сыромятникова А.С. Состав и структурные особенности сфероидов из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Записки ВМО, 1999, № 5, с. 71-76.

Гурбанов А.Г., Бубнов С.Н., Газеев В.М., Докучаев А.Я. Позднемиоценовый-голоценовый магматизм и геодинамика Большого Кавказа // Типы магм и их источников в истории Земли. Часть 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли / Под ред. акад. О.А. Богатикова и акад. В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2006, с. 269-319.

Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970, с. 263-307.

Науменко В.В. Вулканизм и вулканогенное оруденение. Киев: Препринт ИГФМ, 1987, 65 с.

Попов В.С., Федоров Б.В. Сульфидные микровключения в плиоценчетвертичных вулканических породах Кавказа // Геохимия, 1995, № 3, с. 386-403.

Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997, 500 с.

130

Lipman P.W., Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), cotemporaneous granites, and associated ore deposits // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1993, No 57, p. 85–124.

Sillitoe R.H. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources // Houston, Texas, Cirum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series. Chapter 22. Copper Deposits and Andean Evolution, 1989, v. 11, p. 285-311.

Vila T., Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile // Economic Geology, 1991, v. 86, p. 1238-1260.

ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫЙ-ГОЛОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И СВЯЗАННОЕ С НИМ ОРУДЕНЕНИЕ

Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я., Газеев В.М.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>gurbanov@igem.ru</u>

Согласно современным геотектоническим реконструкциям, позднемиоцен-голоценовый магматизм Большого Кавказа проявился в условиях континентальной коллизии (Короновский, Демина, 1999; Philip et al., 1989 и др.). К позднему миоцену (около 11 млн. лет назад) в пределах Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса замкнулись бассейны с корой океанического типа, и на продолжающиеся процессы субдукции наложилась коллизионная геодинамическая обстановка. Последняя была вызвана перемещением в северо-северо-восточном направлении Аравийской плиты (Philip et al., 1989) и ее последующим столкновением сначала с Мало- и Большекавказскими микроплитами (10 млн. лет назад), а затем и с южной окраиной Евразийской плиты (Скифская эпигерцинская платформа). В результате этого столкновения, в условиях субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Большого Кавказа, а новейший магматизм проявился здесь в связи с дроблением земной коры и возможным наличием под коллизионной структурой, являющейся северным окончанием Восточно-Африканской - Транскавказской рифтовой системы, мантийного диапира (Ярмолюк и др., 2004), вызывающего плавление континентальной коры.

Подавляющее большинство проявлений молодого магматизма на Северном Кавказе, в Грузии и Армении связано с историей формирования зоны Транскавказского поперечного поднятия, в пределах которой коллизионные процессы привели к образованию участков присводовых и сводовых растяжений. Последние были благоприятны для возникновения каналов, по которым магматические расплавы могли подниматься в верхние горизонты земной коры.

На Большом Кавказе и его северной периферии выделяются три основных этапа молодой магматической активности, время проявлений которых, согласно различным авторам, почти совпадает (Борсук, 1979; Короновский, Демина, 1999; Катастрофические..., 2002 и др.): 1) поздний миоцен; 2) поздний плиоцен; 3) неоплейстоцен - голоцен.

На позднемиоценовом этапе в южной части Скифской платформы проявился субщелочной гранитоидный магматизм. В это время сформировались лакколиты района Кавказских Минеральных Вод (Большой Бештау, Бык, Развалка, Змейка, Джуца и др.), возраст которых составляет 8-9 млн. лет (Аракелянц и др., 1968; Борсук, 1979 и др.). Геохимические особенности пород, парагенезисы и составы минералов свидетельствуют о принадлежности гранитоидов КМВ к латитовому типу, а их поздних фаз - к редкометальным Li-F гранитам (Катастрофические, 2002; Носова и др., 2005).

Позднеплиоценовый этап имел место около 2-2.8 млн. лет назад и начался катастрофической эксплозивной вулканической активностью, которая после непродолжительной паузы сменилась гипабиссальным и субинтрузивным магматизмом.

В это время сформировались гигантская Верхнечегемская кальдера, сложенная спекшимися риолитовыми и дацитовыми туфами и прорывающим их резургентным гранит-порфировым куполом, а также Эльджуртинский гранитный массив и Сангутидонский, Теплинский и другие дифференцированные диорит-гранодиоритовые массивы.

Заключительный этап молодой магматической активности на Большом Кавказе связан с развитием андезит-дацитового вулканизма. К этому времени относятся извержения в пределах Эльбрусского вулканического центра. Юговосточнее Эльбрусского района возникли вулканические постройки полигенного вулкана Казбек и ряда мелких моногенных вулканов-спутников к югу, юго-востоку, востоку и западу от него.

Сопоставление обстановок проявления позднеплиоценового оруденения в пределах Танадон-Казбекской зоны и его характеристик в районах изученных рудоносных площадей, с основными элементами типовой модели медно-порфировой рудно-магматической системы (РМС) позволяет рассматривать Сангутидонское, Теплинское и Танадонское поля рудной минерализации как выражение надстраивающих друг друга по вертикали, от рудного к отдаленно-рудному уровню, частей единой (эталонной для рудного района) РМС меднопорфирового типа.

В Сангутидонском рудном поле установлен наиболее полный набор признаков, описывающих типовую РМС на рудном уровне эрозионного среза. Здесь обобщенный ряд зональности рудообразующих химических элементов имеет вид (от центра системы к флангам): (Cu, Mo) \rightarrow (Bi, As, W, Au) \rightarrow (Pb, Zn, Ag).



Схема неогенового и четвертичного магматизма Восточно-Анатолийско-Кавказского региона (по (Pearce at al., 1990), с дополнениями)

Условные обозначения: 1 - среднемиоцен-четвертичные толеитовые базальты Аравийской плиты; 2 – четвертичные стратовулканы Армянского плато; 3-4 - миоплиоценовые вулканы и вулканические постройки Карского плато: 3 - стратовулканы, кальдеры, 4 - вулканические отложения (лавовые купола и потоки, туфовые горизонты); 5 - активные разломы; 6 - сдвиги; 7 - сбросы; 8 - надвиги; 9 - сутурные зоны (I - раннемеловая, II - позднемеловая-палеогеновая, III - неогеновая); 10 предполагаемые разломы.

Прямоугольником выделен район развития позднемиоценовых-голоценовых рудно-магматических систем Большого Кавказа.

Зональность оруденения здесь сопряжена с конформной, относительно центрального штока, зональностью гидротермальнометасоматических изменений вмещающих пород. В зоне, очерченной контуром центрального порфирового штока, развиты калиевые (ортоклазбиотитовые) метасоматиты, которые окаймляются зоной филлизитов (кварц-карбонат-хлорит-серицитовых с турмалином метасоматитов), вмещающей основную массу медно-молибденовых руд. Далее, во фланговой зоне жильного золотоносного мышьякового и полиметаллического оруденений, продукты метасоматического преобразования вмещающих пород представлены фациями пропилитов.

В отличие от Сангутидонского рудного поля, обстановки Теплинского (участки Суарком и Льядон) и Танадонского полей рудной минерализации отвечают скорее всего верхнерудному – надрудному (отдаленнорудному) диапазону медно-порфировой системы. На Теплинском участке интрузивная «рама» представлена своей апикальной частью, в составе которой вместе с гранодиоритами в качестве их фациальной разновидности значительную роль играют кварцевые диориты. На участке Суарком выходы как апикальных частей гранитоидных массивов, так и тектонически и гидротермально переработанных роговиков в их надинтрузивной толще прорываются серией сближенных даек рудоносных дацитов и андезитов. С дайками ассоциирует размещенное в центральной части рудного поля телескопированное прожилково-вкрапленное медно-молибденовое и жильное мышьяковое оруденение. Фланговые части системы маркируются здесь медно-полиметаллическими с вольфрамом рудопроявлениями. Вторичные изменения фанеритовых гранитоидов и пород дайковой серии представлены лишь пропилитами.

Особенностью оруденения в Теплинском рудном поле, в сравнении с Сангутидонским, является: более существенная роль турмалина в составе кварц-молибденитовых жил; наличие в парагенезисе с пиритом леллингита (помимо арсенопирита); большая доля молибденита и более значительное развитие арсенопирит-полиметаллического оруденения (золоторудная ассоциация часто приобретает самостоятельное значение, локализуясь не только в зонах роста и межзерновом пространстве арсенопирита, но и в виде оперяющей сети нитевидных прожилков в роговиках, вмещающих пирит-арсенопиритовые с леллингитом жилы. Следует также отметить, что молибдениты из рудных тел Теплинского рудного поля, по сравнению с молибденитами из рудопроявлений Сангутидонского рудного поля, обогащены: W - в три раза, Re – в два раза и незначительно - Sn, Zn и обеднены Ta, Sb, Cu, As, Te, Nb, Se, что является их типоморфной геохимической особенностью

Признаки скарнирования роговиков, значительное присутствие молибденита и наличие шеелита в составе арсенопирит-полиметаллических жил, сближает, с геологической и минералогической точек зрения, оруденения Теплинского и Тырныаузского рудных полей, хотя присутствующие в них молибдениты резко различаются по геохимическим особенностям.

Надрудный «профиль» Танадонского поля характеризуется преобладанием жильных проявлений золотоносной арсенопирит-редкометальной минерализации, совмещенной с узкими линейными зонами кварц-хлориткарбонатных метасоматитов в позднепалеозойских гранитоидах субстрата.

Завершающий неоплейстоцен-голоценовый этап характеризуется широко проявленной вулканической активностью с генетически связанным с ней субинтрузивным магматизмом и представлен Эльбрусским и Казбекским вулканическими центрами. В пределах Эльбрусского вулканического центра впервые обнаружена четвертичная эпитермальная рудная минерализация и выделены Кюкюртлинская и Ирикская рудно-магматические системы, связанные с кальдерным этапом его развития. Установлена связь аномально повышенных содержаний Mn, Zn, Pb, Sb, U, Cs, Mo и As с разрывной тектоникой и зонами площадной аргиллитизации.

Таким образом, рудно-магматические системы, связанные с новейшим магматизмом, относятся к медно-молибденпорфировому типу. Эрозионным срезом Сангутидонская РМС вскрыта на гипабиссальном рудном уровне (медно-молибденпорфировое и золотосодержащее арсенопиритполиметаллическое оруденение), Кавминводская кольцевая структура – на субвулканическом надрудном уровне (урановое оруденение, полиметаллическая и скарново-полиметаллическая минерализация), Ирикская и Кюкюртлинская РМС – на вулканическом удаленно-надрудном уровне (рассеянная пиритизация, геохимические аномалии Mn, Zn, Pb, Sb, U, Mo, As).

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 07-05-00485, Госконтракта ФЦНП №02.445.11.7255 и Направления №2 Программы №16 Президиума РАН.

Литература

Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л. Новейшая гранитоидная вулкано-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1157-1160.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979, 300 с.

Катастрофические процессы и их влияние на природную среду // Том 1. Вулканизм (под ред. акад. Н.П. Лаверова). М.: Изд. РООУПППГ, 2002, 436 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника, 1999, № 2, с. 17-35.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я., Греков И.И., Гурбанов А.Г. Неогеновые позднеколлизионные субщелочные гранитоиды района Кавказских Минеральных Вод: Т-Р-fO2 условия становления, фракционная и флюидномагматическая дифференциация // Петрология, 2005, т. 13, № 2, с. 139-178.

Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990, v. 44, p. 189-229.

Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. Позднекайнозойские трансконтинентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента Земли и геодинамика их формирования // ДАН, 2004, т. 395, № 1, с. 91-95.

Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling histoty of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size / age relationships // Earth and Planetary Science Letters, 1993, № 117, p. 393-406.

Philip Y., Cisternas A., Gvishiani A. and Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics, 1989, v. 161. p. 1-21.

РАСТВОРИМОСТЬ ПЛАТИНЫ И ПАЛЛАДИЯ В ХЛОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Дадзе Т.П., Каширцева Г.А.

ИЭМ РАН, Черноголовка, Московская обл. <u>dadze@iem.ac.ru</u>

Геологические наблюдения свидетельствуют о важной роли гидротермальных растворов в мобилизации, транспорте и отложении благородных металлов. Экспериментальные исследования поведения Pt и Pd в гидротермальных рудообразующих растворах позволяют получить количественные данные о растворимости, формах переноса и условий образования месторождений данных элементов.

Опыты по растворимости платины и палладия при T = 200.300 и $350^{\circ}C$ и P = 500 атм. в кислых хлоридных растворах проводили в титановых автоклавах из сплава BT-8 объемом 20 см³, предварительно пассивированных 20% азотной кислотой при 400°С в течение суток. Автоклавы помещали в безградиентную зону печей сопротивления, температуру в которой поддерживали с точностью ±2°. Давление в автоклавах определяли расчетным путем по P-V-T данным для хлоридных растворов (Егоров, Икорникова, 1973). Пластинку из платины или палладия размером 10x5x0.1 мм подвешивали на обтюраторе в верхней части автоклава. Солянокислые раствора готовили из фиксаналов HCl и NaCl марки о.с.ч. Закалку проводили холодной проточной водой. В закалочных растворах определяли количество растворенных платины и палладия атомно-абсорбционным методом в пламени ацетилен-воздух на приборе AAS-N и контролировали по потере веса пластинок на весах марки Mettler H-54 с точностью до 6-го знака. Следует отметить удовлетворительное совпадение результатов анализа по двум методам. Достижение равновесия в системе оценивалось кинетическими опытами. На рисунке 1 представлены данные по растворимости платины и палладия, показывающие характер и время установления равновесия в системе Me(Pt,Pd)-H₂O-HCl.

Очевидно, что в таких условиях равновесие достигается менее чем за трое суток.

На рисунках 2, 3, 4 представлены полученные экспериментальные данные зависимости растворимости платины и палладия в солянокислых растворах при различных температурах.

Из рисунков виден неоднозначный характер растворимости платины и палладия для разной температуры. Так при T=200⁰C с увеличением концентрации HCl количество платины и палладия в растворах увеличивается. При температурах же 300 и 350⁰C растворимость этих металлов сначала увеличивается, затем падает. Вероятно это связано с изменением форм комплексов платины и палладия. В соответствии с данными (Mountain, Wood, 1988; Wood, et al., 1989; Gammons, 1995, 1996) можно предположить, что в наших условиях платина и палладий находятся в виде комплексов $PtCl_6^{2-}$, $PtCl_5^-$ и $PdCl_2$, $PdCl_3^-$.



Рис. 1. Время достижения равновесия в растворе 0.025m HCl при T=300°C



В таблице 1 представлены предварительные данные по растворимости платины и палладия при T=200, 300^oC в растворах с постоянной концентрацией хлор-иона. Целью этого исследования является выяснения роли pH и концентрацией CI^c в растворимости платины и палладия. Из таблицы видно, что для платины в исследуемом интервале концентраций HCI+NaCl определяющую роль играет pH раствора. Для палладия картина несколько иная. Так с увеличением кислотности от pH=2.5 до pH=1.7 при T=200^oC и от pH=2.7 до pH=1.9 при T=300^oC растворимость палладия растет, при дальнейшем увеличении кислотности – падает. Возможно, это связано со сменой формы комплекса палладия. Очевидно, что имеющихся экспериментальных данных недостаточно для определенного ответа на поставленную задачу. Исследования в этом направлении продолжаются.

m _{HCl} +m _{NaCl}	pH*	$m_{Pt} \bullet 10^3$	log m _{Pt}	$m_{Pd} \bullet 10^3$	log m _{Pd}	
		200°C				
0.005 + 0.045	2.461	0.095	-4.02	0.284	-3.54	
0.01+0.04	2.159	0.164	-3.78	1.065	-2.97	
0.02+0.03	1.856	0.095	-4.02	1.562	-2.81	
0.03+0.02	1.678	0.206	-3.69	2.907	-2.53	
0.04 + 0.01	1.551	0.185	-3.73	2.393	-2.62	
0.05 + 0.00	1.453	0.566	-3.25	1.250	-2.90	
		300°C				
0.005 + 0.045	2.731	0.66	-3.18	1.18	-2.93	
0.01 + 0.04	2.420	1.12	-2.95	3.96	-2.40	
0.02+0.03	2.101	2.12	-2.67	5.06	-2.30	
0.03+0.02	1.906	1.85	-2.73	7.60	-2.12	
0.04 + 0.01	1.763	2.78	-2.56	6.30	-2.20	
0.05 + 0.00	1.649	3.69	-2.43	6.14	-2.21	

Таблица 1 Экспериментальные данные по растворимости Pt и Pd в хлоридных растворах с постоянной концентрацией хлор-иона

*рН растворов при параметрах эксперимента рассчитывали по модели НСН (Шваров, 1999).

Тем не менее, полученные экспериментальные данные по растворимости платины и палладия показали наличие достаточно значимых содержаний этих металлов в кислых гидротермальных хлоридных растворах. Этот факт свидетельствует о возможности транспорта платины и палладия в виде хлорокомплексов.

Литература

Егоров В.М., Икорникова Н.Ю. Парциальные мольные объемы водных хлоридных растворов при высоких температурах и давлениях.// Записки ВМО, 1973, т.102, вып.3, с. 272-281.

Mountain B.W. and Wood S.A. Chemical controls on the solubility, transport, and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: a thermodynamic approach. // Econ. Geol., 1988, v. 83, No 3, p. 492-510.

Wood S.A., Mountain B.W., and Fenlon B.J. Thermodynamic constraints on the solubility of platinum and palladium in hydrothermal solutions: Reassessment of hydroxide, bisulfide and ammonia complexing. // Econ. Geol., 1989, v. 84 No 7, p. 2020-2028.

Gammons C.H. Experimental investigations of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: IV. The stoichiometry of Pt(IV) and Pd(II) chloride complexes at 100 to 300° C. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995, v. 59, No 9, p. 1655-1667.

Gammons C.H Experimental investigations of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: V. Equilibria between platinum metal, Pt(II) and Pt(IV) chloride complexes at25 to 300° C. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1996, v. 60, No 9, p. 1683-1694.

Шваров Ю.В. Алгоритмизация равновесного моделирования динамических геохимических процессов. // Геохимия, 1999, № 6, с. 646-652.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕЕ-МОНТО ПО МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Двуреченская С.С., Кряжев С.Г., Андреев А.В. ЦНИГРИ МПР, Москва, s34@mail.ru

Месторождение Новогоднее-Монто, расположенное на Полярном Урале, служит эталоном сравнительно слабо изученных золоторудных объектов, связанных с оруденением скарнов. Рудное поле месторождения приурочено к локальной тектоно-магматической структуре, входящей в состав Войкарского (Малоуральского) краевого вулкано-плутонического пояса герцинского возраста (Язева, Бочкарев, 1984). Интрузивные магматические образования рудного поля относятся к собскому (габбро-диорит-тоналитовая формация, 400 млн.лет) и конгорскому (габбро-монцонитовая формация, 380 млн. лет) комплексам. Рудовмещающая толща сложена лавами и туфами базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов (базальт-андезито-базальтовая формация), которые вверх по разрезу сменяются горизонтами и пачками вулканогенноосадочных и осадочных пород с мощными линзовидными телами известняков. Известняки в экзоконтакте собских гранитоидов мраморизованы и в различной степени (преимущественно вдоль контактов) замещены известковыми скарнами пироксен-гранатовой и пироксен-гранат-эпидотовой фаций, а также массивными магнетитовыми рудами.

В рудном поле выделяются два типа золотоносных образований:

 Массивные скопления и вкрапленность золотоносных сульфидов в скарново-магнетитовых залежах. Зоны интенсивной сульфидизации развиваются преимущественно вдоль контактов магнетитовых руд с мраморами. На основе опробования выделено несколько промышленных рудных тел, залегающих субсогласно весьма сложным контактам карбонатных и алюмосиликатных вулканогенных пород.

2) Секущие крутопадающие зоны линзовидных кварцевых жил и прожилков с околожильными пирит-кальцит-кварц-серицитовыми метасо-

матитами. Жильные тела характеризуются относительно низкими средними содержаниями золота при весьма неравномерном распределении металла.

Целью минералого-геохимических исследований являлось определение генезиса и условий локализации золотого оруденения в скарновомагнетитовых залежах. Решение вопроса о взаимоотношениях жильного и сульфидно-вкрапленного типов оруденения имеет большое значение при разработке прогнозно-поисковых критериев.

Исследования показали, что в сульфидно-магнетитовых рудных телах присутствуют два типа золотоносной минерализации, которые относятся к разным стадиям рудообразования (рис., табл 1-3).

В количественном отношении резко преобладает ранняя ассоциация кобальтина, пирита, халькопирита и пирротина. Самородное золото-І наиболее часто встречается в виде изометричных сингенетичных включений в кобальтине и пирите. Значительно реже самородное золото выполняет микротрещинки и каверны в магнетите и породообразующих минералах, имеет угловатую, крючковатую, прожилковидную и неправильную формы выделений. Размер золотин 1-40 мкм, в среднем 8-10 мкм. Золотинки часто содержат микровключения сульфида, чем обусловлена существенная примесь Fe по данным рентгеноспектрального микроанализа (табл.2). Самородное золото является высокопробным и практически безпримесным (присутствует примесь Hg).

Наложенная минерализация встречается как в скарновых залежах, так и в околоскарновых породах. По минералого-геохимическим особенностям она полностью аналогична ассоциации рудных минералов в кварцевых жилах и околожильных кварц-кальцит-серицитовых метасоматитах.

Таблица 1.

S	Fe	As	Со	Au	Bi	Ni	Cu	Se	Ag	Sb	Σ	
	Пирит-I (20)*: $(Fe_{0.99}Co_{0.01})_{1.00}S_{2.00}$											
52.63	45.78	0.34	0.63	0.04	0.14	0.02	0.05	0.02	0.02	0	99.67	
	Пирит-II (11): Fe _{1.00} S _{2.00}											
52.57	45.92	0	0	0	0.27	0	0.05	0	0.01	0.03	99.17	
		Кобал	ьтин	(9): ((Co _{0.95} F	e _{0.05}) ₁	.00As _{0.}	98(S _{1.}	01Se0.01)1.02		
19.53	1.87	44.20	33.84	0.08	0.10	0.06	0.02	0.43	0.04	0.03	100.20	
	Пирротин (3): (Fe _{6.90} Co _{0.03} Ni _{0.01}) _{6.94} S _{8.0}											
39.34	58.64	0.01	0.27	0.06	0.17	0.10	0.03	0	0	0	98.62	
	Халькопирит (7): $Cu_{0.99}Fe_{1.00}S_{2.01}$											
34.58	29.88	0	0.04	0.01	0.08	0.02	33.60	0.01	0.03	0.03	98.28	

Химический состав (масс.%) и кристаллохимические формулы сульфидов

Примечание: здесь и далее в скобках указано количество анализов.

Таблица 2

Химический с	состав са	мородного	золота	(масс.%)
--------------	-----------	-----------	--------	---------	---

			-			,				
Au	Ag	Fe	Hg	Bi	Те	Sb	Se			
Самородное золото-І (16)										
<u>90.30 - 99.35</u>	<u>0.86 - 2.44</u>	<u>0 - 6.90</u>	<u>0 - 0.39</u>	$\frac{0 - 0.40}{0.00}$	$\frac{0 - 0.82}{0.07}$	$\frac{0 - 0.13}{0.04}$	0 - 0.03			
95.95	1.64	1.92	0.23	0.08	0.07	0.04	0.01			
Самородное золото-II (7)										
73.64 - 88.60	11.84 - 23.17	0.20 - 5.04	0 - 0.35	0 - 0.34	0.04 - 0.12	0 - 0.06	0 - 0.06			
79.87	17.54	1.78	0.23	0.10	0.07	0.02	0.02			
Самородное золото-III (15)										
83.60 - 86.97	12.40 - 15.66	0	0.15 - 0.57	He	0 - 0.19	He	0 - 0.03			
85.31	14.19		0.33	опр.	0.08	опр.	0.01			

Таблица 3

Химический состав (масс.%) и кристаллохимические формулы галенита и теллуридных минералов

Ag	Au	Те	Pb	Sb	Se	S	Cu	Hg	Bi	Σ		
	Галенит (5): Pb _{1.00} (S _{0.99} Se _{0.01}) _{1.00}											
0.05	0	0	86.35	0	0.34	13.19	0.12	0	0.72	100.77		
	$\Gamma eccum (8): (Ag_{1.97}Sb_{0.01})_{1.98}Te_{1.02}$											
61.65	0.29	37.57	0.01	0.24	0	0.06	0.05	0	0.02	99.89		
			Пет	yum (4):	Ag _{3.07} A	u _{0.93} Te	2.90					
42.65	23.9	33.03	0.12	0.20	0	0.06	0.13	0	0.05	100.14		
	Алтаит (4): $(Pb_{0.99}Ag_{0.01}Au_{0.01})_{1.01}Te_{0.99}$											
0.37	0.30	37.75	61.35	0.11	0.11	0	0.03	0.07	0	99.98		
	Теллуровисмутит (1): (Bi _{1.94} Ag _{0.06} Sb _{0.02}) _{2.02} Te _{2.98}											
0.88	0	47.12	0	0.26	0.05	0.06	0.07	0	50.09	98.53		

Главные минералы – пирит и галенит, реже встречаются халькопирит и арсенопирит. Самородное золото-ІІ низкопробное, мелкое (5-10 мкм) и образует включения неправильной формы в пирите, халькопирите или тонкие прожилки в галените. Иногда встречается в кварце в виде изометричных зерен или занозистых выделений размером до 30 мкм.

К особому типу рудной минерализации отнесена ассоциация самородного золота с теллуридами (табл.3), выявленная исключительно в мощных кварцевых жилах на глубинах не более 150 м от современной поверхности. Самородное золото-III образует нитевидные выделения в петците и гессите, реже ассоциирует с пиритом, галенитом и халькопиритом. По результатам изучения флюидных включений отложение минералов происходило при весьма низкой температуре (около 130°С). Самостоятельного значения в рудобалансе золото-теллуридная ассоциация не имеет.



Рис. 1 Самородное золото в рудах месторождения Новогоднее-Монто

а-г – включения высокопробного самородного золота-I в минералах сульфидномагнетитовых руд: сингенетичные в кобальтине (а), на контакте Со-пирита с магнетитом (б), в кавернах магнетита (в), на контакте магнетита и пирротина (г); д-е – включения низкопробного самородного золота-II в позднем пирите (д) и жильных минералах (е) из сульфидно-магнетитовых руд; ж – включения низкопробного самородного золота-III и теллуридных минералов в кварцевых жилах. Наличие двух генераций золотоносного пирита в рудах подтверждено изотопными данными. Кобальтсодержащий пирит (а также кобальтин) характеризуется значениями $\delta^{34}S + 1.0 \pm 0.5\%$ (15 определений). Пирит, ассоциирующий с низкопробным золотом, отличается отрицательными $\delta^{34}S$ в скарновых рудах и в кварцевых жилах ($\delta^{34}S - 1.2 \pm 0.7\%$, 14 определений). Узкие диапазоны вариаций изотопного состава серы сульфидов при близости значений $\delta^{34}S$ к метеоритному стандарту указывают на глубинный источник серы и связанных с сульфидами рудных компонентов. Снижение $\delta^{34}S$ по мере развития рудного процесса является характерной чертой скарново-магнетитовых месторождений Урала (Баранов и др., 1985).

Установлен интрарудный возраст даек монцодиоритовых порфиритов конгорского комплекса. В отдельных интрузивных телах выявлено присутствие первично-магматического золотоносного мышьяковистого пирита. По данным химических анализов такие породы в целом обогащены также Fe, Ti, Co, Mg, V, Mn, Cu, Zn. Локальное обогащение расплава металлами и серой может быть обусловлено ассимиляцией золото-сульфидных руд. Аномально "тяжелый" изотопный состав серы пирита (δ^{34} S +3.8‰) указывает на ее вероятную мобилизацию при термальном метаморфизме сульфидов. В свою очередь, на дайки отчетливо накладываются зоны серицитизации с пиритом-2.

Количество позднего наложенного золота в сульфидно-магнетитскарновых залежах невелико, однако его присутствие позволяет уверенно говорить о первичной золотоносности ранней кобальтин-пиритовой ассоциации и определить ее как главную продуктивную для этого типа руд.

Таким образом, руды месторождения Новогоднее-Монто сложены характерными минералами высокотемпературного оруденения скарнового типа. Как известно, семейство сопутствующих скарновых руд образуется в заключительные этапы ранней щелочной стадии в результате пространственного совмещения скарнового и непосредственно сменяющего его рудного процессов (Скарновые..., 1985). Главной причиной оруденения скарнов является повышение кислотности растворов, что приводит к замещению скарновых минералов рудными окислами (магнетитом) при температуре порядка 500°С и затем сульфидами при 450-350°С. Близкими аналогами являются объекты скарново-кобальтовой промышленной группы месторождений, отличающиеся развитием кобальтин-магнетитового оруденения известковых скарнов. Отличие состоит в высокой золотоносности сульфидов, связанной, вероятно, с особенностями рудогенерирующего магматизма.

Литература

Баранов Э.Н., Гриненко Л.Н., Павлов Г.П. Изотопный состав серы пиритов скарново-магнетитовых месторождений Урала. // Геохимия, 1985, № 12. С. 1713-1722.

Скарновые месторождения. Колл.авторов. — М.: Наука, 1985.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.

КЛАСТЕРНАЯ САМОСБОРКА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ЕЕ РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Дистлер В.В., Юдовская М.А., Диков Ю.П., Битюцкая Л.А., Крячко В.В.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>distler@igem.ru</u>, Воронежский Государственный Университет



Рис.1. Наноструктурированная поверхность изоферроплатины: а – ACM топограмма, б, с – характерные рельефы поверхности.

Использованы новые полходы к разработке теоретических основ рудогенеза благородных металлов при параметрах магматических и близких к ним условий рудообразования. Базовая сущность этих подходов заключается в открытии ранее не известного явления наноблоковой тонкой структуры природных кристаллов изоферроплатины и металлических твердых растворов переменного состава системы Os-Ir-Ru, образующих платиноидную минерализацию расслоенного дунитгарцбургит-габбрового массива Се-России.Идентичные веро-Востока по сути явления установлены также в твердофазовых продуктах сублимации газовых флюидов действующих фумарол вулкана Кудрявый, Курильские острова.

Для идентификации подобных состояний использованы методы атомной силовой микроскопии (ACM), Оже- и РФС-спектроскопии. Методом АСМ впервые обнаружена наноблоковая тонкая структура паркетного типа кристаллов изоферроплатины. Обработка АСМтопограмм методами Фурье и вейв-

лет-анализа позволила оценить характерные масштабы и самоподобный характер взаимосвязи элементов наноблоковой структуры, отражающей квазикристаллическое строение изоферроплатины (Introduction..., 1987). Исследовались относительно крупные, размером 2–3 мм, кристаллы изо-
ферроплатины и рутениридосмина. Состав изоферроплатины (мас.%): Pt – 80-89, Fe – 8.5-11, Ir – 1.3-7.3, Cu – 0.4-0.6, Os – 0.0-0.5, Ni – 0.1-0.2. Состав рутениридосмина колебался в пределах (мас.%): Os – 79.3-34.5, Ir – 17.5-48.7, Ru – 22.4-5.5.

Исследование топографии поверхности кристаллов на сканирующем атомно-силовом микроскопе Femtoscan 001 позволяет строить двухмерные и трехмерные изображения поверхности и их сечения с определением нанометровых масштабов, как по горизонтали, так и по вертикали. Отдельные сечения изображения анализировались при помощи спектра мощности Фурье. Дополнительные спектральные исследования топограмм проводились с использованием вейвлет-анализа. Образцы для исследования на АСМ представляли собой специально полированные зерна изоферроплатины, запрессованные в акрилоксидную матрицу.

Для всех исследованных образцов наблюдается особый тип структурированной поверхности – наноблоки или «паркеты» (рис.1). Визуально хорошо фиксируются наиболее мелкие элементы структуры размером первые десятки нанометра, которые кратно трем объединяются во все более и более крупные блоки более высоких порядков. Этот тип структуры сохраняется на всех исследованных масштабах. При деформации тип структуры не меняется, что свидетельствует о ее высоких прочностных свойствах. Неизменность морфологии на всех масштабах указывает на самоподобие поверхности изучаемых кристаллов. Такой тип структур описывается с помощью геометрии замощения пространства (Заславский и др., 1991).

Количественная оценка самоподобия производилась с помощью одномерного и двумерного вейвлет-анализа ACM-топограмм. Вейвлет-анализ является одним из видов спектрального анализа самоподобных сигналов, который используется в ACM-микроскопии для обработки цифровых изображений. В отличие от классических статистических методов анализа вайвлет-анализ позволяет определить параметры подобия анализируемой структуры (самоподобие) и выявить иерархию масштабов ее проявления и эффективен при идентификации структур фрактального типа.

Процедура получения количественных размерных характеристик (масштабов) отдельных элементов тонкой структуры включала анализ АСМ-топограмм отдельных сечений поверхности, построение на их основе вейвлетных спектров мощности (скалограмм), фиксирующих существование характерных масштабов и самоподобный характер их взаимосвязи. Линейные скалограммы двумерного вейвлет-преобразования и гистограммы распределения для АСМ-топограмм с различной площадью сканирования, свидетельствуют о самоподобном характере анализируемых поверхностей различных сечений изоферроплатины на разных масштабах. Анализ характерных масштабов для всей базы данных методами как Фурье, так и вейвлет-анализа, показывает, что формообразующими элементами паркета, в основном, являются 3 типа полигональных наноблоков с линейными размерами ~30, 50, 100 нм. Сумма полученных фактических данных позволяет заключить, что тонкая структура кристаллов изоферроплатины построена на основе правильных закономерных комбинаций наноразмерных блоков. Тонкая структура может рассматриваться как непериодическое, хотя и упорядоченное образование, организованное по принципу самоподобия. Обнаруженная паркетная наноструктура и самоподобие в широком диапазоне масштабов позволяют рассматривать изучаемые объекты как квазикристаллы.



Рис. 2. Топология поверхности рутенирилоосмина. АСМ-топограмма

Близкая по сути наноблоковая структура характеризует кристаллы рутениридосмина. Однако в ее основе лежат ромбовидные наноблоки, так же организованные по принципу самоподобия (рис.2). Кроме того, ранее при изучении платиновой минерализации хромититов Кемпирсайского рудного района в работе (Дистлер и др., 2003) методами просвечивающей электронной микроскопии в качестве элементарных блоков. слагающих кристалл осмистого иридия, установлены наноблоки состава Os_{1-x}Ir_x раз-

мером десятки – первые сотни нм, образующие агрегатированные срастания в виде цепей. Судя по соотношениям размерных параметров отдельных внешне самоподобных индивидов тонкой структуры можно предположить, что данные кристаллы осмистого иридия относятся к классу квазикристаллов. Характерно, что такие кристаллы осмистого иридия находятся в срастании с такими экзотическими фазами как Cu₃Os, PbNi и иными фазами переменного состава общего вида (Os,Ir,Ni,Fe,Cu), с широким диапазоном смесимости компонентов, сосуществующих в составе одного минерального агрегата, что свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации этих фаз.

Возможность процесса агрегирования наноразмерных индивидов фаз благородных металлов зафиксирована в продуктах сублимации газовых флюидов современной вулканической системы вулкана Кудрявый. Здесь в составе природных минеральных ассоциаций впервые установлено присутствие платино-хлор-фосфор-углеводородного комплексного соединения PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂, сосуществующего с гидроксидом платины и самородной платиной и рядом других редких фаз переходных и благородных металлов. Убежденность авторов в реальности синтеза платино-углеводородных комплексов в высокотемпературных условиях укрепилась, после того как в тех же образцах было установлено присутствие Se- и Re-углеводородных комплексов близких по составу лигандов.



Рис.3. Рентгеновские фотоэлектронные спектры сосуществующих соединений платины в сублиматах вулканических флюидов: а – характеристические состояния Pt4f в сосуществующих Pt⁰ и Pt(OH)₂;6,в – характеристические состояния Pt4f в платино-хлорфосфор-углеводородном комплексоном соединении PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂ в пробах с низким (б) и высоким (в) содержанием Al (аналитическая линия Al2*p*).

Основным методом идентификации состояний металлических компонентов в сублиматах являлась фотоэлектронная спектроскопия (РФС), основанная на определении энергетических параметрах остовных электронных уровней отдельных химических элементов, вошедших в химическую связь определенных соединений, т.е. их структурно-химического состояния (Practical..., 1983). Основным объектом исследований служили вулканические сублиматы, полученные при осаждении фаз из флюида на внутренней части кварцевых трубок, установленных на выходе фумарол. Условия и механизмы формирования сублиматов и фазовой зональности в кварцевых трубках детально описаны в (Коржинский и др., 1996; Tkachenko et al., 1999; Yudovskaya et al., 2006). Отметим лишь главные особенности фазообразования в трубках. Формирование фазового состава сублиматов происходит непосредственно из газового флюида и, таким образом, может рассматриваться как газотраспортный процесс. Сублимация твердых фаз осуществляется благодаря достижению резкого температурного градиента, составляющего от 850 - 720°С на входе флюида в трубку, до 500 - 600°С на его выходе, при общей длине пробега флюида по трубке 1 м и скорости ламинарного течения флюида 5 – 20 м/сек. Надо отметить, что пластинки самородной платины были диагностированы в сублиматах трубок и ранее при электронно-микроскопическом изучении (Коржинский и др., 1996). По данным РФС, ноль-валентная платина, гидроксид платины и платиноорганическое комплексное соединение $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ установлены в наиболее высокотемпературных зонах, которые характеризуются повышенными содержаниями суммы платиновых металлов.

Поскольку соединение PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂ не выделено нами в отдельный продукт следует обратить особое внимание на технологию его идентификации. При РФС исследовании была обнаружена устойчивая группа спин-дублетных линий, располагающихся с низкоэнергетической стороны линии Al2p в интервале 70-75eV. Как по энергетическому положению, так и по величине спин-лублетного расшепления с устойчивым межлублетным расстоянием 3.3eV данный интервал соответствует линии Pt4f (рис.3). Энергетическое положение высокоинтенсивной линии менялось от 71.1 до 72.6 eV, которые соответствуют (таблица 1) эталонным энергетическим характеристикам таких фаз как самородная Pt, гидроксид Pt(OH)2 и платиноорганическому соединению $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ (NIST database). Вторым характеристическим элементом данного соединения является фосфор. Весьма важно, что одновременно измеренная величина энергетического состояния фосфора в том же образце точно отвечает соединению PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂ (таблица 1). Существенно, что концентрация платины в образцах не превышала 0.015 ат. И. В процессе последовательного травления образца ионами аргона на спектрах появляется платина в металлическом состоянии, а концентрация её в максимуме достигает 0.028 ат.%. Установлено, что в результате суммарного травления на глубину 400-600Å сигнал платины исчезает, что, скорее всего, обусловлено наноразмерным состоянием ее фаз.

Таблица 1.

фаза	Элект-	Энері	тетические па	Энергетические		
	ронные		в образце	параметры эталона		
	уровни	Энер Спин-		Кон-	Энергия	Спин-
		гия дублетное		цен-	связи,	дублетное
		свя-	расщепле-	трация	eV	расщеп-
		3И,	ние, eV	в об-		ление, eV
		eV		разце,		
		a		ат. %		
Pt^0	$Pt4f_{7/2}$	71.1			71.1	
	$Pt4f_{5/2}$	74.4	3.3	0.04	74.4	3.3
	$Pt4f_{7/2}$	72.6			72.6	
Pt(OH) ₂	$Pt4f_{5/2}$	75.9	3.3		75.9	3.3
	$Pt4f_{7/2}$	72.1		0.07	72.1	
$PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$	$Pt4f_{5/2}$	75.4	3.3		75.4	3.3
	P2p	131.8	-	0.6	131.7	

Энергетические параметры элементов в минеральных фазах платины в сублиматах вулканического флюида

Реальность формирования хлоридных форм платины подтверждается высокими содержаниями хлора в конденсатах вулканического газа. При абсолютном преобладании в его составе водной (92 – 98 об. %) составляющей, следующими по распространености компонентами являются соединения S, C, галогены и водород (SO₂, H₂S, CO₂, HCl, HF, H₂). Мы не можем определенно утверждать - является ли соединение PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂ фиксируемой формой переноса и прямой сублимации платины газовым флюидом или представляет собой продукт газотранспортных реакций.

Выполненные нами исследования позволили выявить ряд особенностей фазообразования в газотранспортных процессах. Они заключаются, прежде всего, в постоянном сосуществовании разновалентных форм одного и того же химического элемента. Так, в наших экспериментах помимо Ptорганического комплекса и установлен Se-органический хлор-комплекс SeCl₂(C₆H₅)₂ надежно диагностированный по энергетическому состоянию селена по линии, а так же Re-органический фосфор-хлор-комплекс $ReC[P(CH_3)_2(C_6H_5)]_4(N_2)$. Последний установлен в одном образце с платиновым комплексом. Для платины, селена и рения, впрочем, как и для ряда других элементов, изученных в серии настоящих выполненных измерений методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, установлено сосуществование в одном образце их разновалентных состояний. Формирование фазы PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂ и ассоциированных с ней минералов происходит в высоконеравновесных условиях, определяющих состояние среды реализации газотранспортных процессов и реакций, в том числе реакций диспропорционирования. Применительно к пониманию особенностей и условий формирования металорганических комплексов, следует иметь в виду, что основными формами их выделения, очевидно, являются наноразмерные фазы. Возможно, что размерные параметры являются ведущим фактором, обеспечившим стабильность металорганических соединений.

На основе приведенных данных мы можем констатировать существование в природных условиях таких апериодичных структур как квазикристаллы. Апериодичность их обусловлена отсутствием проявления механизма трансляции при образовании твердого тела. Однако такие кристаллы могут обладать вращательной симметрией и фрактальной упорядоченностью. Важно подчеркнуть, что экспериментально получена и изучена большая группа металлических твердых растворов, двойных и тройных сплавов, по структуре представляющих собой квазикристаллы с участием в их составе Pd, Ru, Os в комбинации с Ni, Cu,Al. Образование подобных фаз связывается с высокоградиентными, прежде всего по температурным параметрам, процессами, определяющими формирование в конечное время множества соединений различных структур. Такие процессы протекают по гетерогенным реакциям газ – твердое, газ – жидкое – твердое и к числу таких процессов относятся газотранспортные реакции и процессы (Шефер, 1964). Их общий смысл заключается в том, что любой нелетучий компонент соединяясь в высокотемпературных условиях с летучим компонентом может быть перенесен в обстановку с более низкой температурой и отложен в виде исходного состояния по гетерогенным реакциям отмеченным выше. Частным случаем таких реакций являются реакции диспропорционирования. Одна из важнейших характеристик таких реакций заключается в формировании самородных или интерметаллических состояний металлов вне связи с высоковосстановительными условиями минералообразования, но требующих лишь существование определенных температурных градиентов. Подобные реакции с участием благородных металлов реально наблюдаются при конденсации современных фумарольных систем действующих вулканов. По-видимому, эти механизмы также являются определяющими при формировании минерализации платиновых металлов, по крайней мере, такой, в составе которой участвовали изученные кристаллы изоферроплатины, рутениридосмина, а так же платиноидной минерализации ранее изученных хромититов. Однако возможно, что это же свойственно и более широкому кругу эндогенных месторождений благородных металлов, для которых иные модели их образования представляются маловероятными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00191.

Литература

Introduction to mathematic of quasicrystals. Ed. Jarie M. Academic Press. INC. Boston. 1987.

Заславский Г.Б, Сагдеев Р.З., Усиков Д.А. и др. Слабый хаос и квазирегулярные структуры. М.: Наука, 1991.

В.В.Дистлер, В.В.Крячко, М.А.Юдовская. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля. ГРМ, 2003, т.45, №1, с.44-74.

Practical surface analysis by Auger and X-ray spectroscopy. Eds. D.Briggs and M.P.Seach. New-York-Brisban-Toronto-Singapore: John Wiley and Sons. 1983.

NIST X-ray photoelectron spectroscopy database 20, version 3.4. 2003.

Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф. и др. //Геохимия, 1996.. №12, с.1175-1182.

Ткаченко С.И., Портер Р.П., Коржинский М.А., ван Берген М.Д., Шмулович К.И., Штейнберг Г.С. Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп //Геохимия, 1999, т. 37. с.355-366

Yudovskaya M. A., Distler V. V., Chaplygin I. V., Mokhov A. V., Trubkin N. V., Gorbacheva S. A. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Isllands // Miner Deposita, 2006, м. 40, р. 828-848.

Шефер А.А. Химические транспортные реакции. М. Мир. 1964.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕОБЫЧНЫХ СТРУКТУР СРАСТАНИЙ СФАЛЕРИТА, ХАЛЬКОПИРИТА И СТАННИНА В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

М. Г. Добровольская¹, А. Д. Генкин², **Н. С. Бортников²**, **Т. И. Голованова²** ¹РУДН, Москва, ²ИГЕМ РАН, Москва

В коллекции рудных минералов академика А.Г. Бетехтина хранились образцы из оловорудных месторождений Санта Агнес (Корнуолл) и Синанча (Южное Приморье). Образец из месторождения Санта Агнес имеет историческую ценность. Он числился в минералогической коллекции императрицы Екатерины II, с 1911 года хранился в музее Горного института (Санкт-Петербург), а затем оказался в коллекции академика А. Г. Бетехтина, который с 1928 г. по 1937 г. работал в Горном институте в качестве ассистента, доцента и профессора кафедры минералогии и кафедры месторождений полезных ископаемых. В связи с созданием Института геологических наук в Москве, а позже ИГЕМ РАН, где много лет работал А.Г. Бетехтин, коллекция рудных минералов хранится в лаборатории рудных месторождений, носящей имя академика А.Г. Бетехтина.

Детальное микроскопическое изучение образцов из месторождения Санта Агнес и Синанча, относящихся к одному генетическому типу, но различающихся структурами минеральных агрегатов и их составами, показало, что несмотря на сходство в минеральном составе и строении руд, в последних наблюдались такие структуры трех описываемых сульфидов, которые возникли при разных геологических и физико-химических условиях. Для объяснения происхождения структур срастания сфалерита, залькопирита и станнина наряду с минераграфическим изучением полированных шлифов были получены химические составы сульфидов, образующих разные типы срастаний, что позволило более определенно говорить о происхождении срастаний сульфидов.

Сведения о рудной минерализации месторождений Корнуолла приводятся в ряде публикаций (Halliday,1980, Campbell, Pauter, 1990: Рундквист, 1980: Щеглов, 1992 и др.). По данным А. Д. Рундквиста (1980) жильное месторождение Санта Агнес находится на севере рудного поля Корнуолл. Оно залегает в терригенных породах девона и карбона, прорванных интрузиями основных и кислых пород. Оруденение контролируется дайками кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. В рудах широко распространены касситерит, станнин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, встречаются вольфрамит, сульфосоли серебра и висмута. Кварц является главным жильным минералом, отмечаются хлорит, серицит, турмалин, флюорит, кальцит. Изученный образец сложен арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, станнином, в меньшем количестве присутствуют касситерит и кварц.

Месторождение Синанча в настоящее время отработано. По данным Е. А. Радкевич (Радкевич, 1959, 1960) месторождение локализовано в кварцевых порфирах, заключенных между сближенными параллельными дайками порфиритов. Рудные линзы и дайки приурочены к одному и тому же тектоническому шву северо-западного направления. Среди главных рудных минералов указаны сфалерит, галенит, касситерит, магнетит, из жильных – олигонит. В подчиненном количестве присутствуют пирротин, пирит, марказит, из жильных – родохрозит, кварц, опал. Мало распространены вюртцит, халькопирит, станнин, арсенопирит, блеклая руда, джемсонит, серицит, хлорит. К редким минералам отнесены пираргирит, канфильдит, тиллит, франкеит, штернбергит, самородные серебро и висмут. Встречаются гранат, диопсид, родонит. В рудах отмечены признаки разложения тиллита на галенит и касситерит. Образец из месторождения Синанча сложен крупнозернистыми агрегатами сфалерита, среди которого развиты скопления халькопирита с небольшими включениями пирротина и пирита и мелкие включения станнина. В этих же участках наблюдались касситерит в виде коротких прожилков, из жильных минералов – кварц.

В образце из месторождения Санта Агнес обнаружены два типа срастаний сфалерита, халькопирита и станнина. Первый тип представлен относительно крупнозернистыми агрегатами перечисленных сульфидов, которые кристаллизовались позже кварца, касситерита и арсенопирита. Об этом свидетельствуют признаки замещения ранних минералов, заполнение в них трещин поздними сульфидами, образование коррозионных границ. Сфалерит отлагался раньше халькопирита и станнина (рис. 1). Станнин в виде тонкой каймы нарастает на сфалерит, халькопирит образует внешнюю кайму. В сфалерите часто наблюдаются прожилки и включения станнина и халькопирита, последний в виде прожилков встречается в станнине.



Второй тип представлен срастаниями трех сульфидов, в которых основным минералом является станнин, в нем присутствуют сфалерит в виде 152 точечных включений, округлых телец и линзочек и халькопирит в виде ламеллий, дисковидных и веретенообразных включений (рис. 2). Сфалерит и халькопирит образуют в станнине и более крупные выделения неправильной формы. Некоторые зерна станнина с включениями сфалерита часто не содержат халькопиритовых вростков. В ряде участков точечные тельца сфалерита наблюдаются в станнине, содержащем включения халькопирита. Последние располагаются в сфалерите и станнине либо хаотично, либо ориентированно, образуя срастания, весьма сходные с решетчатыми структурами халькопирит-станнин, залькопирит-борнит, возникшими вследствие распада твердого раствора (Рамдор, 1960).

В природе часто встречаются разнообразные по форме и размерам включения халькопирита и станнина в сфалерите, которые обычно трактуются как структуры распада твердого раствора. В 1991 году авторы объясняли халькопиритовую болезнь в сфалерите замещением (наиболее распространенное явление), сокристаллизацией и распадом твердого раствора (Bortnikov et all, 1991). Структуры распада станнина в сфалерите были описаны в Благодатском свинцово-цинковом месторождении ((Добровольская, Шадлун, 1974) и в некоторых касситерит-сульфидных месторождениях. Распадные структуры халькопирита в станнине описаны в монографии П. Рамдора (Рамдор, 1960). В ней же со ссылкой на Ф. Альфельда (Ahlfeld, 1934) рассматривается происхождение точечных округлых включений сфалерита в станнине в месторождениях.

В образце из месторождения Синанча обнаружен другой тип срастаний сфалерита и станнина, представленный мирмекитовыми структурами (рис. 3). Ранее на эти структуры обратила внимание Е. А. Радкевич при описании сульфостаннатов и называла их графическими. Позже А.Д. Генкин (Структурно-текстурные особенности..., 1964) привел эти структуры как пример разложения гипотетического сульфида на залькопирит, станнин и сфалерит. Авторы решили вернуться к изучению образца, используя аналитические методы. Детальное микроскопическое изучение полированного шлифа в иммерсии при больших увеличениях показало, что мирмекитовые сфалерит-станниновые структуры проявлены локально и приурочены к халькопириту, заместившему сфалерит, о чем свидетельствует травление его в парах царской водки (рис. 3). При больших увеличениях (х500 и х800 с иммерсией) на границе сфалерита и халькопирита наблюдались каймы вокруг сфалерита, станнина или среди халькопирита, состоящие из срастаний сфалерита и станнина (рис. 4). В последнем срастания сфалерита и станнина имеют округлую форму, оба сульфида присутствуют в переменных количествах. В халькопирите встречаются включения, состоящие либо только из сфалерита, либо из станнина. Обычно границы срастаний ровные, признаки замещения минералов отсутствуют. В сфалерите встречаются эмульсиевидные включения халькопирита, ориентированные вдоль двойниковых швов или сконцентрированные в центральных частях зерен сфалерита, их присутствие связано с замещением сфалерита халькопиритом.

RMS DPI 2007-1-1-1

Некоторые агрегаты халькопирита содержат ламелли и дисковидные включения станнина, структуры которых отвечают структурам распада твердого раствора. Иногда включения станнина сливаются, образуя тонкие прерывистые прожилки или более крупные включения. При замещении халькопирита с включениями сфалерита и станнина кварцем, метакристаллами пирита или прожилками сфалерита поздней генерации включения станнина сохраняются в минерале, который заместил халькопирит.

Сфалерит, халькопирит и станнин, образующие разные формы выделения и структуры срастаний в образцах из месторождений Санта Агнес и Синанча были проанализированы на приборе Cameca-MS 46 при условиях: ускоряющее напряжение 20 kv, ток 20 нА. Аналитические линии для Zn, Cu, Mn, Fe, S - Ka, для Cd, Sn, In – La.

В полированных шлифах (месторождение Санта Агнес) химический состав сфалерита (11 ан.) менялся следующим образом. Относительно крупные зерна сфалерита в срастаниях с арсенопиритом, халькопиритом и станнином (4 ан.) близки по составу: содержания в них в мас. %: Fe – 3, Cu - 0.2, Sn - 0.09, Повышаются содержания Cu и Sn в сфалерите, содержащем включения станнина и халькопирита, соответственно, до 0.70 и до 0.46 мас.% (6 ан.). Субмикроскопические включения сфалерита в станнине (1 ан.) содержали в мас. %: 8.36 Fe, 18 Sn, 21 Cu, в пересчете анализа на минералы - 37 % сфалерита и 63 % станнина. Химический состав халькопирита (7 ан.) в относительно крупных срастаниях с другими сульфидами и в обособлениях среди станнина почти одинаков. В халькопирите присутствуют до 0.2 мас. % Zn и такое же количество Sn. Отличается состав халькопирита, образующего ламелли в станнине. В нем увеличиваются содержания Zn до 0.66 мас.% и Sn до 6 мас. %, что, вероятно, связано с влиянием матрицы – Zn-содержащего станнина. Химический состав станнина, независимо от форм его выделения, практически не меняется, за исключением содержания Zn, варьирующего от 3.61 до 5.75 мас. %.

Химический состав сульфидов в полированных шлифах (месторождение Синанча) отличается от описанных выше. Сфалерит, образующий относительно крупные обособления (10 ан.) относится к высокожелезистым разностям. Содержание Fe в нем от 9.38 до 12.34 мас. %, Mn – до 2 мас. %. Количество Cu варьирует от 0.26 до 1.80 мас. %, Sn – от 0.01 до 0.57 мас.%. Повышенные содержания Sn (0.51, 0.57 мас. %) получены в сфалерите на контакте с касситеритом и во внешней зонке зонального сфалерита (2 ан.). В составе халькопирита (9 ан.) присутствуют примеси Zn и Sn, соответственно, 0.07 – 0.42 мас. % и 0.06 – 1.34 мас. %. Колебания в содержании цинка и олова в халькопирите, вероятно, связаны с субмикроскопическими включениями сфалерита и станнина. Состав халькопирита (4 ан.) с разнообразными по форме и размерам включениями станнина и сфалерита меняется. Содержание в нем Zn от 0.57 до 8.07 мас. %, Sn – от 6.64 до 10.76 мас. %. Высокие содержания Zn и Sn обусловлены неоднородностьо халькопирита, заместившего сфалерит-станниновые срастания. Состав станнина (8 ан.), не постоянен. В нем заметны колебания содержаний всех главных элементов, в том числе и цинка. Мелкие включения станнина в халькопирите содержат 0.65-1.86 мас. % Zn. Зерна станнина (2 ан.), образующие мирмекитовые структуры в сфалерите обогащены Zn до 6.52 мас. %.

Сопоставляя результаты микроскопического изучения и результаты химических анализов, можно сделать некоторые выводы о происхождении своеобразных структур срастаний сфалерита, халькопирита и станнина в месторождениях Санта Агнес и Синанча.

В месторождении Санта Агнес структуры срастаний трех сульфидов указывают на то, что они образовались в разные периоды рудоотложения. В ранние периоды более высокотемпературные гидротермы, несущие яинк, медь и олово, отлагали твердые растворы, при снижении температуры происходил распад твердого раствора с выделением самостоятельных минералов – сфалерита и халькопирита, образующих распадные включения в станнине. Об этом свидетельствуют относительно высокие содержания цинка в станнине, снижение содержания меди и железа, увеличение цинка и олова в ламеллях халькопирита, образующих структуры распада в станнине. По данным Ф. Альфельда (Ahlfeld, 1934) точечные включения сфалерита и ламелли халькопирита в станнине с уверенностью могут рассматриваться как структуры распада твердого раствора. Распадные включения сфалерита в станнине автор наблюдал в рудах месторождений Боливии, образованных при более высоких температурах. По данным А.Р. Кампбелла и К.С. Пантера (Campbell and Panter, 1990), температуры достигали 370°С. В следующий период рудоотложения сфалерит, станнин, халькопирит отлагались последовательно, при этом станнин содержал 3-4 мас. % Zn, а халькопирит – десятые доли Zn и Sn. По нашим данным кристаллизация сосуществующей сфалерит-станниновой пары происходила при Т 260 -270°C.

Структуры срастаний трех сульфидов в месторождении Синанча имеют разное происхождение. Включения халькопирита и станнина в сфалерите возникли в связи с замещением последнего. Мирмекитоподобные разноориентированные включения сфалерита и станнина в халькопирите весьма сходны с мирмекитовыми срастаниями станнина и халькопирита, возникшими из гексастаннина (Рамдор, 1960). П. Рамдор относит подобные срастания к структурам взаимного проникновения и определяет их как эвтектические. Структуры срастания сфалерита и станнина (рис. 4) также можно, по-видимому, отнести к мирмекитовым, которые являются продуктом кристаллизации жидкой эвтектики. Почему именно эти структуры в виде кайм и округлых выделений с четкими границами возникли в халькопирите, заместившем сфалерит, а в халькопирите вокруг обособлений сфалерита и станнина, объяснить пока не удалось. Е. А. Радкевич (1948), описывая руды месторождения Синанча, считает, что они подверглись метаморфизму под воздействием дайки. Возможно, что частичное плавление могло привести к образованию мирмекитовых структур срастаний сфалерита и станнина. Сходные структуры блеклой руды в сфалерите, возникшие в результате теплового водействия дайки, были описаны в Николаевском Pb-Zn месторождении (Добровольская и др. 1990)

Литература

Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. Изд- Наука. М. 1974, 274 с.

Добровёольская М.Г., Баскина В.А., Балашова С.П. и др. Последовательность формирования руд и базитовые дайки Николаевского месторождения (Южное Приморье) // Геол. рудн. месторождений, 1990. Т. 32, № 1, с. 85-97.

Радкевич Е.А. О сульфостаннатах в касситерит-сульфидном Синанчинском месторождении Южного Приморья // Геология и рудные месторождения Дальнего Востока. Изд-во АН СССР. М. 1959, вып. 18, с. 30-45.

Радкевич Е.А. Метаморфизм руд Синанчи // Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3, с. 131-140.

Радкевич Е.А., Лобанова Г. М., Томсон И. Н. И др. Геология свинцовоцинковых месторождений Приморья. Изд-во АН СССР. М. 1960, 328 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. Изд-во иностранной литературы, 1960.

Рундквист Д.В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия) // Геол. рудн. месторождений, 1980. Т. 22, № 6, с. 3-17.

Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. Изд-во Недра. М. 1964, 598 с.

Щеглов А.Д. Загадки Корнуолл // Геология рудных месторождений,1992, Т. 34, № 5, с. 80-97.

Ahlfeld F. Uber Zinnkies // Neus Jb. F. Miner., Geol. und Paleont. Abhaundlungen, 68, Beib. Bd, 1934, c. 268-287.

Bortnikov N.C., Genkin A.D., Dobrovolskaya M.G. et all. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite.Exsolution, coprecipitation, or disease? // Econ. Geol, 1991, v. 86, p. 1070-1082.

Campbell A. R. and Panter K.S. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolfframite, cassiterite and quartz from St. Michaels Mount and Cligga Head, Cornwall, England // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, v. 54, № 3, p. 673-681.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ (РАЗРЕЗ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)

Докучаев А.Я.¹, Наркисова В.В.², Тарханов Г.В.², Дойникова О.А.¹, Кузьмина А.С.².

¹ИГЕМ РАН, Москва, dok@igem.ru, ²ФГУП НПЦ «Недра», Ярославль

Воронцовский террейн представлен толщей метаморфизованных тонкообломочных терригенных осадков с низкой долей эффузивноосадочных пород. Он простирается с ЮВ на СЗ широкой (100-150 км) полосой вдоль Лосевско-Мамонского разлома более чем на 600 км. Эти флишоидные отложения вмещают многочисленные интрузии ультрамафитмафитового, гранитового и сиенитового составов и субвулканические базит-гранитоидные тела, с которыми связаны разные типы рудопроявлений: медно-никелевое (мамонский, еланский комплексы), титановое (моховский), молибденовое (павловский комплекс) и др. Возраст интрузивных тел составляет 2.08-2.02 млрд. лет (Чернышов, 1995; Щипанский и др., 2007), а возраст метаморфизма флишоидной толщи - около 2.1 млрд. лет (Щипанский и др., 2007). Эти отложения интересны с точки зрения условий формирования и рудоносности.

Мамонский комплекс включает дифференцированные массивы представляющие ультроосновного-основного состава, собой дунитперидотит-габброноритовую формацию (Чернышов, 1996). С этим типом дифференцированных интрузий связаны различные по мощности (от первых метров до 40-85 м) и протяженности (150-2200 м) зоны платиноидномедно-никелевого оруденения. U-Pb возраст цирконов из этих массивов составляет 2080±20 млн. лет (Чернышов и др., 1990). Еланский комплекс объединяет дифференцированные массивы пироксенит-норит-диоритовой формации (Чернышов, 1996). С этим типом дифференцированных интрузий связаны месторожления высоконикелистового платиноилно-мелнокобальтового типа (Чернышов и др., 1991). Рудоносные зоны мощностью до 110 м и протяженностью свыше 1000 м залегают преимущественно в норитах. U-Pb изотопный возраст цирконов из этих массивов составляет 2060±20 млн. лет (Чернышов и др., 1990).

В восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ), в отложениях воронцовской серии (PR₁), пробурена Воронежская параметрическая скважина (ВПС) глубиной 3005 м (2005-2006 г.г.). Скважина расположена в 32 км к востоку от Лосевско-Мамонского разлома, в районе пикета 3205 опорного геофизического профиля 1-ЕВ.

В разрезе ВПС метаосадочные породы (инт. 1765-3005 м) вмещают интрузию биотит-роговообманковых кварцевых диоритов (инт. 560-1765 м)

и субвулканическое тело порфировидных двупироксен-биотитовых кварцевых диоритов (инт. 250-560 м), секущееся дайкой гранодиоритов (инт. 517-537 м). Кварцевые диориты в нижней части массива содержат многочисленные ксенолиты метаосадочных пород и включают два метаосадочных блока-отторженца мощностью около 10 м и 90 м.

Метаосалочные поролы представлены низкоглиноземистыми породами кислого состава /гранат-(мусковит)-биотитовыми плагиогнейсами/ и умеренноглиноземистыми до высокоглиноземистых породами среднего андалузит)-силлиманит-биотитовыми состава /плагиоклаз-(мусковит, сланцами с гранатом и ставролитом/. В нижней части разреза с ними ассоциируют высокоглиноземистые сланцы основного состава /ставролитгранат-плагиоклаз-(силлиманит)-анлалузит-мусковит-биотитовые/. Срели алюмосиликатных метаморфических пород изредка встречаются известково-силикатные породы кислого-основного состава: гранат-амфиболплагиоклазовые кварцитосланцы, плагиоклаз-биотит-амфиболовые и плагиоклаз-гранат-амфиболовые сланцы, плагиоамфиболиты.

Состав минералов определялся на базе растрового электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» совместно с энергодисперсионной системой для рентгеновского микроанализа «INCA-Energy 350» (МГУ).

В плагиогнейсах гранат спессартин-альмандинового или пиропальмандинового состава (Fe#=72-89) ассоциирует с олигоклазом (An₁₄₋₃₀) и умеренно-железистым биотитом (Fe#=51-68). В кристаллических сланцах более магнезиальные спессартин-альмандин (Fe#=70-77) и биотит (Fe#=50-56) ассоциируют с олигоклаз-андезином (An₂₂₋₄₇).

Известковистые кристаллические сланцы характеризуются присутствием нескольких сосуществующих амфиболов. В плагиоклаз-гранатамфиболовых сланцах глиноземистая феррочермакитовая роговая обманка, железистая роговая обманка и магнезиально-железистый амфибол (грюнерит) ассоциируют с основным плагиоклазом (An₅₀₋₉₀) и гранатом гроссуляральмандинового состава (Fe#=80-88). В плагиоклаз-биотит-амфиболовых сланцах магнезиальная роговая обманка сосуществует с чермакитовой роговой обманкой и грюнеритом в ассоциации с высокомагнезиальным биотитом (Fe#=25-42) и олигоклаз-андезином (An₂₂₋₄₇). В плагиоамфиболитах магнезиальная роговая обманка и чермакитовая роговая обманка ассоциируют с андезином-лабрадором (An₃₂₋₆₃).

Метаосадочные породы по особенностям своего химического состава: высоким значениям Al_2O_3/SiO_2 (ср. 0.24), Fe_2O_3*+MgO (4.5-12%) и TiO_2 (0.4-0.9% до 1.2%) и преимущественно низким значениям K_2O/Na_2O (ср. 0.6) и $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (ср. 2.7) сопоставимы с осадками континентальных вулканических дуг и активных континентальных окраин (Bhatia, 1983). Формирование осадочной толщи осуществлялось преимущественно за счет грауваккового материала - состав в координатах $MgO/CaO - SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$, по (Розен, 1993) и $CaO*+Na_2O - Al_2O_3 - K_2O$, по (Nesbitt, Young, 1989) и др. Наиболее низкоглиноземистые, высококремнистые плагиогнейсы

сформировалась за счет дополнительного привноса кварца из независимого источника, плагиоамфиболиты – за счет эффузивно-обломочного материала.

Максимальные параметры метаморфического преобразования соответствуют фации гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов или низам амфиболитовой фации.

Особенности состава пород, минералов и данные термобарометрических расчетов показывают, что накопление осадков воронцовской толщи и последующий метаморфизм могли реализоваться в обстановке подобной преддуговой зоны активной континентальной окраины.

Породы характеризуются крутым (30-40° к оси керна) залеганием, часто интенсивно дислоцированы и пронизаны кварцевыми жилами. К прослоям кристаллических сланцев, залегающих среди тонкополосчатых и однородных по текстуре плагиогнейсов, приурочены зоны межслоевой складчатости, тектонического дробления и метасоматоза. Наложенные метаморфические преобразования проявлены зонально в замещении хлоритом биотита, граната и роговой обманки, олигоклаза – серицитом либо агрегатом калиевого полевого шпата и кварца, в развитии рудной минерализации.

Исследования составов и ассоциаций рудных минералов проводились методами оптической и электронной микроскопии. Электронномикроскопические исследования проводились на сканирующем микроскопе JSM-5300 (Jeol), состав минералов определялся с помощью рентгеновского энергодисперсионного анализатора Link ISIS.

Для разреза Воронежской ПС установлены три стадии (этапа) образования рудной минерализации. Первая, предшествовавшая внедрению кварцевых диоритов и даек гранодиоритов, *сульфидная медно-никелевая*, вероятно, связанная с мамонским комплексом ультроосновного-основного состава (дунит-перидотит-габбро-норитовая формация). Вторая, связанная с внедрением кварцевых диоритов и даек гранодиоритов, *молибденмеднопорфирового типа*. Третья – «тектоногенная», связанная с образованием поздних зон трещиноватости (амагматогенная).

Сульфидная медно-никелевая минерализация. Ряд проявлений медно-никелевых руд (с платиноидами) связан с кварцевыми диоритами интрузивных фаз дунит-перидотит-габбро-норитовой формации (мамонский и еланский комплексы) (Чернышов и др., 2002). Минералы сульфидной медноникелевой ассоциации в разрезе Воронежской ПС наблюдаются только в метаосадочных породах и в ксенолитах метаосадочных пород, встреченных в диоритах. Данную минерализацию по результатам наших наблюдений следует, очевидно, связывать с гидротермальными системами, функционировавшими до внедрения тел диоритов и даек гранодиоритов.

Количественно преобладающей в разрезе ВПС и наиболее ранней является ассоциация <u>кварц</u> + хлорит + карбонат + <u>пирротин</u> + <u>халькопирит</u> + сфалерит + пентландит + сульфид железа (Со-Ni-содержащий пирротин) + макинавит + кобальтин (основная продуктивная *сульфидная медно-*никелевая ассоциация).

Сульфидная медно-никелевая минерализация образует рассеянную гидротермально-метасоматическую вкрапленность и сопровождается окварцеванием и хлоритизацией вмещающих сланцев; она пространственно тяготеет к зонкам дробления и смятия в сланцах, к участкам взаимопересечения прожилков и линзообразным обособлениям, сложенным биотитом, кварцем, кварцем+хлоритом, а также эпигенетичным углеродистым веществом (УГВ).

Совместное нахождение рудных минералов с УГВ предполагается, главным образом, за счет фильтрации гидротермальных растворов в проницаемые участки, обогащенные УГВ. Помимо ранних прожилковых зонок, обогащенных УГВ на стадии (этапе) формирования сульфидной медно-никелевой минерализации, отмечаются зонки прожилковой минерализации, где УГВ наблюдается совместно с поздней кварц-пиритовой ассоциацией.

Эта ассоциация является высокотемпературной, о чем этом свидетельствуют структуры распада в пирротине - пламеневидные и веретенообразные ламелли с различным содержанием никеля, кобальта и меди, а также включения в пирротине пентландита, макинавита и халькопирита, которые образуются в результате распада твердого раствора при понижении температуры до 400°С (выделение меди в виде халькопирита) и до 200°С (выделение никеля в виде пентландита и макинавита) (Воган, Крейг, 1981).

Макинавит и кобальтин являются наиболее поздними минералами сульфидной медно-никелевой ассоциации. Редко встречающийся кобальтин образует чечевицеобразные обособления и ромбовидные кристаллы на краях агрегатов пирротина, пентландита, халькопирита и макинавита в результате перераспределения Со из первичного твердого раствора при понижении температуры.

Макинавит (Fe,Ni)₉S₈ установлен в составе сульфидной медноникелевой ассоциации в разрезе ВПС по оптическим свойствам и по данным микрозондового изучения. Вхождение Ni (и Co) в решетку макинавита повышает верхний предел устойчивости минерала до $250\pm50^{\circ}$ С, тогда как макинавит состава FeS устойчив только ниже 135° С (Clark, 1967). Следовательно, изученный нами макинавит, имеющий состав Fe_{0.47}Ni_{2.48}Co_{1.51})_{8.46}S₈, был образован при относительно высоких температурах.

Ильменит является акцессорным минералом в кварцевых диоритах – магматическим или позднемагматическим. Помимо этого, в породах присутствует ильменит, который, судя по установленному прожилкообразному характеру его выделений, образовался близко одновременно с сульфидной медно-никелевой ассоциацией, т.е. является гидротермальным. На глубинах 2590-2598 м ильменит был установлен в ассоциации с пиритом в позднем кварц-хлоритовом прожилке, а на глубинах 938-951 м (в кварцевых диоритах) ильменит метасоматически накладывается на порфировые вкрапленники биотита.

Минерализация молибден-меднопорфирового типа. В кварцевых диоритах и гранодиоритах установлены две ассоциации: 1) более ранняя ассоциация: хлорит + пирротин + халькопирит + сфалерит и 2) поздняя ассоциация: карбонат + хлорит + пирит + халькопирит. В составе первой ассоциации спорадически отмечаются галенит и молибденит. Молибденит встречен в сланцах блока-отторженца метаосадочных пород, среди вмещающих кварцевых диоритов на глубинах 1419-1432 м в составе рассеянной халькопирит-пирротиновой минерализации и диагностирован по оптическим свойствам и по микрозондовым данным. В составе халькопиритпирротиновой минерализации в кварцевых диоритах не установлено никелевых минералов.

Обе ассоциации рудных минералов, установленные в кварцевых диоритах, распространены также и во вмещающих сланцах в виде прожилков и рассеянной метасоматической вкрапленности, сопровождаемой хлоритизацией пород. Здесь в составе жильных минералов, помимо хлорита, наблюдаются кварц и карбонат.

Эту минерализация парагенетически связанна с внедрением диоритов и даек гранодиоритов. Мы относим ее к более поздней стадии оруденения, чем сульфидная медно-никелевая ассоциация. На глубинах 2409-2418 м установлено, что зонку дробления, обогащенную эпигенетическим УГВ, сечет карбонатный прожилок с пирротином и халькопиритом.

Тектоногенная минерализация. Наиболее поздней является тектоногенная прожилково-вкрапленная ассоциация кварц + карбонат + (хлорит) + марказит + <u>пирит</u>. Она проявлена во всех типах вмещающих пород и, повидимому, сформировалась на самостоятельной поздней стадии дробления пород. Данная минерализация тяготеет к нитевидным прожилкам и зонкам дробления пород, залеченным жильными минералами и углеродистым веществом.

УГВ в разрезе ВПС встречается в осадочно-метаморфических образованиях воронцовской толши и ее ксенолитах в диоритовом комплексе в виде графитизированных включений двух генераций. Первая генерация УГВ (более ранняя) присутствует в виде довольно крупных (десятки мкм), полностью раскристаллизованных (R^amax > 23%, R^amin ~ 7.5%) чешуек и фрагментов графита таблитчатой формы, относительно равномерно рассеянных в слюдистых минералах вдоль их спайности, преимущественно ориентированной вдоль рассланцеванности породы в целом. Для них характерно полное прямое погасание и высокие значения анизотропии отражательной способности (OC). Общее содержание УГВ этой генерации невысокое (0.1-0.3%), а степень его преобразования соответствует уровню метаморфизма вмещающих пород. Вторая генерация УГВ (более поздняя) связана с трещиноватостью пород воронцовской серии. Она проявлена в виде фрагментов разнообразной формы и размеров и приурочена к трещинам различной ориентации, в том числе секущим сланцеватость пород. Степень графитизации отдельных наиболее крупных фрагментов, по которым возможно замерить величину ОС, несколько ниже, чем у включений первой генерации, соответствуя начальному уровню графитизации УГВ. Судя по явно выраженному эпигенетическому характеру, характерному пятнистому погасанию и низкой анизотропии ОС ($R^amax ~ 16-18\%$, $R^amin~ 11-12\%$), их можно отнести к разряду высших антраксолитов. С включениями эпигенетического УГВ достаточно часто ассоциирует карбонатная и сульфидная минерализация, причем последняя из них иногда накладывается на УГВ в виде мелкой вкрапленности, что может свидетельствовать об их едином гидротермальном источнике и барьерной (восстановительной) роли УГВ по отношению к рудной минерализации.

Литература

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981, 575 с.

Чернышов Н.М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетическая модель их формирования (Центральная Россия) // Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, № 3, с. 220-236.

Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол., 1996, № 1, с. 5-20.

Чернышов Н.М., Молотков С.П., Буковшин В.В. Минерально-сырьевой потенциал эндогенных платиноидно-медно-никелевых и благороднометальных формаций ВКМ // Вестник Воронежского ун-та. Геология, 2002, № 1, с. 164-180.

Чернышов Н.М., Переславцев А.В., Молотков С.П., Чернышова М.Н. Новый тип никеленосной формации в докембрии Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991, № 9, с. 111-124.

Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н., Бартницкий Е.Н. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // ДАН УССР, 1990, сер. Б., № 6, с. 11-19.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника, 2007, № 1, с. 43-70.

Clark A.H. Mackinawite from the Lizard, Cornwall // Mineral. Mag., 1967, v. 36, № 280.

ПАРАГЕНЕЗИС РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ И ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КЫЗЫЛКУМОВ (УЗБЕКИСТАН)

Дунин-Барковская Э.А.

Узбекистанское минералогическое общество, Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, е mail: eleonoradb@yandex.ru

Впервые рассматривается участие редкоземельных элементов и минералов в формировании золоторудных месторождений Узбекистана. Золоторудные месторождения классифицированы на три генетические группы с геохимическими типами и рудными формациями:

I группа - близповерхностные и гипабиссальные эпитермальные и переходные к мезотермальным, связанные с вулканогенно-интрузивными процессами: 1) Аи-Те геохимический тип, золото – теллуридно - сульфидно - кварцевая рудная формация (Кочбулак, Самарчук, Бургунда и др.), 2) Аи-Аg геохимический тип, серебро - карбонатно - адуляр - кварцевая малосульфидная р.ф.(Реваште, Чадак и др.) и золото - кварцевая (Каульды и др.).

II группа - мезоабисальные, среднетемпературные месторождения в осадочно - терригенных породах и прорывающих и интрузивах: 1) Аи - W геохимический тип, золото - редкометалльно - кварцевая р.ф. (Мурунтау, Мютенбай), 2) Аи -Аs геохимический тип, золото - мышьяковисто -сульфидная (Кокпатас, Даугызтау) и золото - мышьяковисто - сульфидно -кварцевая р.ф. (Чармитан, Гужум).

III группа – россыпи, иногда богатые, но небольшого размера («Долина» и др.).

Гигантское золоторудное месторождение Мурунтау представляет собой сложную геохимическую систему в черносланцевых толщах О₂-S. По результатам работы многих специалистов оно рассматривается как полигенное, многостадийное, формировавшееся длительный период - 65 миллионов лет (Мурунтау, 1998). Огромный карьер глубиной около 400 м демонстрирует руды штокверкового и жильного типа. Его формирование исходило при участии осадочного, метамофогенного, магматического и гидротермального процессов. Выделены три этапа гидротермального рудообразования: 1 – золото-редкометальный (W, Mo, Bi) 2- кварц - золотомышьяковисто-сульфидный с редкоземельной минерализации, 3 – кварцзолото-полиметаллический. Каждый этап выразился в образование нескольких парагенетических ассоциаций и частных парагенезисов. Во втором этапе жильная и прожилковая золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация сопровождается развитием метасоматитов и прожилков хлоритполевошпат (калишпат)-кварцевого состава с монацитом, рутилом, ксенотимом, апатитом, магнезиальным хлоритом.

Геохимическая характеристика руд Мурунтау: (основные элементы) Au, W, Ag, Bi, Mo, Pb, As, Sb, Co, Ni, Pb, Se, Te, Pt, Pb редкие земли (элементы примеси).

Минералогические особенности руд:

1. Высокопробное золото тонкого и мелкого классов,

Незначительная примесь невидимого золота в сульфидах;

2. Изоморфизм Со и Ni в сульфоарсенидах, изоморфизм S и Se в ряду галенит - клаусталит;

3. Гидротермальная минерализация редких земель (ксенотим, моноцит) рутила и апатита в прожилках и метасанититах хлорит - калишпат кварцевого состава, сопровождающих золото - пирит -арсенопирит - кварцевую ассоциацию.

4. Генезис месторождения полигенный. В его формировании участвовали метаморфические, магматические метасоматически -гидротермальные процессы.

Рассмотрены состав, формы нахождения и связь редкоземельных минералов с золото-пирит-арсенопиритовой ассоциацией минералов в месторождениях золота Западного Узбекистана: золото-сульфидномышьяковистых (Кокпатас), золото-сульфидных (Даугызтау), золотокварцевых малосульфидных (Мурунтау).

Суммарный кларк редких земель (лантлоидов) в верхней части континентальной земной коры составляет 168, а иттрия 22 г/т (Tayler and Maclennan, 1985). Анализы на редкие земли выполнены на масспектрометре ELAN – 6000 со стандартом в ИГГАН Узбекистана (химик С.Е.Лебедева, оператор В.В. Козлов). Микрозондовые исследования формы нахождения проведены на электронном микрозонде «JEOL» (автор и Е.Н. Игнатиков).

Содержание редких земель в изученных пробах превышает кларк незначительно, максимально до двух раз (табл.1).

Среди первичных руд наиболее повышены содержания суммы редких земель в месторождении Кокпатас на участке Ближний (технологическая проба из шахты 8) - 315,87 г/т, на участке Южный – значительно ниже – 196,2, но близкое к содержанию в руде Даугызтау – 211. В Мурунтау бонанцевая руда (технологическая проба из шахты М, горизонт 128 м) содержала 243,2, а забалансовая (технологическая проба М-9 с борта карьера) – ниже.

На примере месторождения Кокпатас рассмотрено поведение редкоземельных минералов в технологическом процессе переработки золотых руд. Флотоконцентраты из сульфидной руды Кокпатаса редкими землями не обогащаются – 217 г/т. В окисленных рудах содержание редких земель выше, чем в сульфидных.

Рассмотрено распределение редкоземельных элементов по группам: цериевая, самариевая, эрбиевая и иттрий (табл. 2), как это принято в справочнике «Требования промышленности к качеству минерального сырья (иттрий и лантаноиды). Среди редкоземельных элементов золоторудных месторождений содержание лантаноидов в среднем в 10 раз выше, чем иттрия. Среди лантаноидов цериевая группа составляет от 82 до 88 %, самариевая 9-11%, эрбиевая 2-3%.

Таблица 1

Лантаноиды в золоторудных месторожден	иях среди черносланцевых толщ в
Западном Узбекистане (по техно.	логическим пробам), г/т

Г	руппа и лантан	ериевн юидов	ЫΧ		Груг Ј	ппа са пантан	марие оидов	вых	Группа эрбиен лантаноидог			биевы идов	ЫХ 3	
La	Ce	Рг	Nd	Ей	Sm	Tb	Gd	Dy	Но	Yb				
	1. Месторождение Кокпатас													
41.3	81.5	10.9	26.7	2.4	6.1	1.8	6.2	3.3	1.8	1.3	1.8	1.3	1.7	
46.5	94.0	11.3	29.8	1.9	6.3	1.0	6.6	3.3	0.8	0.2	1.4	0.2	1.1	
43.9	87.8	11.1	28.2	2.15	6.20	1.4	6.4	3.3	1.3	0.75	1.6	0.75	1.40	
			1.2	Сульф	оидная	руда	(участ	ок Бли	іжний)				
62.0	110.2	16.0	40.7	3.0	9.0	1.4	8.8	5.0	1.2	0.3	2.0	0.3	1.7	
65.4	115.0	16.2	42.5	3.7	9.8	1.5	9.3	4.9	1.1	0.3	1.9	0.3	1.6	
60.0	11.10	14.4	37.7	2.4	7.8	1.3	7.8	4.1	1.0	0.3	1.7	0.3	1.5	
85.3	140.1	20.8	53.2	3.4	10.9	1.7	11.1	5.6	1.3	0.4	2.2	0.4	2.0	
68.17	119.0	16.85	43.53	3.12	9.38	1.48	9.25	4.9	1.15	0.32	1.95	0.32	1.70	
			1.3	Сульс	ридная	я руда	(участ	гок Ю	жный))				
35.6	74.7	9.9	24.7	2.2	7.1	0.9	5.4	3.3	0.8	0.3	1.6	0.3	1.5	
			1.4	Смеш	анная	руда (участо	эк Бли	жний)				
50.9	99.1	12.3	33.0	2.4	7.6	1.2	6.7	3.9	1.0	0.3	1.8	0.3	1.7	
			1.5	Смеш	анная	руда	(участ	ок Ю	жный)				
80.0	137.4	20.9	54.8	3.5	12.5	1.9	12.2	6.0	1.6	0.6	3.0	0.7	3.3	
			1.6	Окис.	пенная	н руда	(участ	ток Ю:	жный)					
74.0	125.0	18.6	48.1	3.8	10.8	1.6	10.0	5.7	1.3	0.4	2.2	0.5	2.2	
	2.	Место	орожде	ние М	урунт	ay 2.1	Суль	фидна	я руда	из ша	хты М			
48.8	93.6	11.8	30.5	2.0	7.1	1.1	7.0	3.9	1.0	0.4	1.9	0.4	2.1	
2.2 Забалансовая руда (проба М-9), карьер														
41.2	81.8	10.2	26.8	2.0	6.7	0.8	5.1	2.1	0.5 ^v	0.2	1.0	0.4	1.3	
			 3. Мест 	орожд	цение,	Даугы	зтау. С	Сульфі	идная	руда				
41.7	84.0	10.3	26.2	1.5	6.0	1.0	5.6	3.2	0.8	0.3	1.6	0.4	1.8	

Форма нахождения редких земель в рудах Кокпатаса и Мурунтау изучалась с использованием электронного микрозонда. Они находятся в виде самостоятельных минералов: фосфата лантаноидов – монацита и фосфата иттрия – ксенотима. На наличие этих минералов в рудах Мурунтау ранее указывал ещё Г.М. Чеботарев, но считал их аутигенными акцессориями вмещающих осадочно-терригенных пород.

Таблица 2.

Средние содержания групп редкоземельных элементов в золоторудных месторождениях среди черносланцевых толщ Западного Узбекистана (данные по технологическим пробам)

Тип руды (число	Реди	коземе 1антан	льные оиды+	элемен иттрий)	ты)	Группа лантаноидов					
технологических	Общая Иттри		рий	мй Лантано		Цериевая		Самариевая		Эрбиевая	
npooj	сумма, г/т	г/т	%	г/т	%	г/т	%	г/т	%	г/т	%
1. Месторождение Кокпатас									•		
Флотоконцентрат (2)	217,5	21,25	9,88	196,25	90,22	171,0	87,13	19,5	9,94	5,8	2,95
		Уu	асток	Ближни	лй (ша	хта 8)					
Сульфидная руда (4)	315,87	34,67	1,98	281,20	89,02	247,6	88,05	28,12	10,00	5,45	1,94
	Участок Южный (карьер)										
Сульфидная руда (1)	196,2	25,2	12,84	171,0	87,15	147,6	86,32	18,9	11,05	4,5	2,63
	Участок Ближний										
Смешанная руда (1)	252,2	30,0	11,90	222,2	88,10	195,3	87,89	21,8	9,81	5,1	2,30
			Уча	асток Ю	Эжный	[
Смешанная руда (1)	309,1	50,7	16,40	258,4	83,59	213,1	82,47	36,1	13,97	9,2	3,56
	Участо	к Юж	ный (те	ехнолог	ическа	ая проб	ба, кар	ьер)			
Окисленная руда (1)	342,1	37,9	11,08	304,2	88,92	265,7	87,34	31,9	10,49	6,6	
	2.	Место	рожде	ние Му	урунта	y (шах	та М)				
Кварц- сульфидная руда	243,2	31,6	12,99	211,6	87,01	184,7	87,29	21,1	9,97	5,8	2,74
Карьер Мурунтау (проба М-9, забалансовая руда).											
Забалансовая руда (1)	196,7	16,6	8,44	180,1	91,56	160,0	88,84	16,7	9,27	3,4	1,89
3. Месторождение Даугызтау											
Сульфидная руда (1)	211,9	27,5	12,98	184,4	87,02	162,2	87,96	17,3	9,38	4,9	2,66

В минералогической литературе монацит и ксенотим обычно характеризуются как высоко - температурные минералы магматических пород или карбонатитов, образующие россыпи при их разрушении. Монацит известен как минерал высокотемпературных образований: в виде акцессория он встречается в кислых (граниты) и щелочных (сиениты) магматических породах и их пегматитах, фенгитах, некоторых вольфрамовых гидротермально-грейзеновых месторождениях, метаморфических породах. Указывается и на парагенезис моноцита и ксенотима. (Годовиков, 1983).

Приведённые нами исследования позволили сделать выводы генетического характера о связи и образовании монацита, ксенотима, и метасоматитов, сопровождающих золотоносную кварц-пирит-арсенопиритовую ассоциацию минералов Мурунтау.

Монацит встречен в акцессорных количествах в ассоциации с пиритом, рутилом, апатитом в измененных породах вокруг золото-сульфидных образований. Он представлен хорошо ограненными кристаллами или метакристаллами преимущественно пластинчатой формы, иногда образует двойники. Размер зерен – несколько десятков микрон (40мкм х 45мкм и др.). Встречаются друзовидные сростки метакристаллов монацита и призматических кристаллов рутила в калишпат-хлорит-кварцевых прожилках.

Образование монацита произошло в высокотемпературных метасоматитах (хлорит-калишпат-кварцевый парагенезис) золото-пирит-арсенопириткварцевой ассоциации минералов и свидетельствует о связи редкоземельной акцессорной минерализации и золотого оруденения в процессе рудообразования. По арсенопиритовому геотермометру немного выше 491°. В формировании долгоживущей геохимической системы месторождения Мурунтау участвовали и редкоземельные элементы, преимущественно лантаноиды.

На основании изучения содержания редкоземельных элементов в рудах месторождений Кокпатас, Даугызтау и Мурунтау, минеральных форм их нахождения и взаимоотношений с другими минералами сделаны выводы:

 редкие земли присутствуют в золоторудных месторождениях в виде гидротермальных фосфатов лантаноидов – монацита и фосфата иттрия – ксенотима;

- содержание редких земель находится на уровне кларка в земной коре (168 г/т) или превышает его до двух раз (Кокпатас);

- минералы редких земель не обогащают флотоконцентрат (Кокпатас);

- в формировании долгоживущей геохимической системы месторождения Мурунтау участвовали и редкоземельные элементы, преимущественно лантаноиды цериевой группы;

- редкоземельная минерализация месторождения Мурунтау генетически связана с высокотемпературной золото-пирит-арсенопиритовой ассоциацией.

В рудах золото-сульфидных месторождений Кокпатас и Даугызтау редкоземельная минерализация также может быть связана с кварц-хлориткалишпатовым метасоматозом.

Литература

1. Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983.

2. Дунин-Барковская Э.А. Редкоземельные элементы в золоторудных месторождениях Западного Узбекистана как индикаторы физико-химических условий рудоотложения. //Материалы научно-технической конференции, ТашГТУ, 2006г.

3. Золоторудное месторождение Мурунтау. - Ташкент: Фан, 1998.

4. Иттрий и лантаноиды. Требования промышленности качеству минерального сырья.- Москва, 1998.

5. Tayler, Macleman, 1985

К ВОПРОСУ О "Pt₂Fe"

Евстигнеева Т.Л., Трубкин Н.В. ИГЕМ РАН, Москва, evst@igem.ru

Как известно, в области высоких температур, выше 835°С, в системе Pt-Fe существует полный ряд твердых растворов, а в субсолидусной области установлены три упорядоченных соединения, Pt₃Fe, PtFe и PtFe₃. Первые два из них соответствуют минералам изоферроплатине и тетраферроплатине. Минералы платины и железа – основные минералы платиновых металлов в различных геологических обстановках: альпинотипные гипербазиты, массивы аляскинского типа, дифференцированные массивы основных пород с сульфидным оруденением и т.д. Несмотря на большое число публикаций с данными о составе минералов этой группы, остается неясным один важный вопрос - почему в ряде случаев состав «изоферроплатины» отвечает Pt₂Fe?

Существует 3 точки зрения на то, что это: 1. еще одна упорядоченная фаза в системе с оригинальной структурой; 2. неупорядоченный тв.раствор (Pt,Fe); и 3. тонкие срастания Pt₃Fe и PtFe? Для проверки предложенных вариантов с помощью камеры Гандольфи были изучены рентгеновские характеристики ряда платиновых «наггетс» (самородков) из нескольких ультраосновных массивов России (Инагли, Кондер, Гули и Нижний Тагил) (образцы К.Малича) (таблица 1). Кроме основных рефлексов неупорядоченной железистой платины (Pt,Fe) [(111), (200), (220), (222) и (331)], рентгенограммы большинства самородков содержали дополнительные отражения. После анализа выяснилось, что эти отражения принадлежат самородному осмию, сплавам Os-Ir-Ru и Ru-Os-Ir, лауриту и некоторым другим минералам, находившимся в виде включений в матрице (Pt.Fe) сплавов. Если действительно есть фаза Pt₂Fe, она должна иметь оригинальную рентгенограмму. Однако, рентгеновские характеристики зерен Pt₂Fe не подтверждают это: порошкограммы большинства зерен состава Pt₂Fe представляет собой комбинацию рефлексов двух фаз - Pt₃Fe и PtFe. В области высоких температур на всем протяжении ряда платина-железо существует твердый раствор (Pt,Fe) с неупорядоченной кубической структурой типа Си₃Au (пр.гр.Fm3m). Ему соответствует минерал железистая платина.

В образце NT10, несмотря на очень маленький размер зерна, рентгенограмма без сомнения содержит отражения, характеризующие две Pt-Fe фазы, тетрагональную и кубическую, что подтверждает мнение И.Жерновского с соавторами (1985). Иногда на полученных рентгенограммах наблюдалось уширение некоторых отражений. Например, для образцов G2, I7, NT9 и NT10 характерен «размытый» рефлекс с d_a ~ 2.20 Å.

На остальных рентгенограммах рефлексы, характеризующие упорядоченную кубическую структуру изоферроплатины, Pt₃Fe, (Pm3m) [(100), (110), (210), (211) и т.д.], или тетрагональную структуру тетраферроплатины, PtFe, (P4/mmm) [(200) – (002), (311) – (113)] не наблюдались. Т.о. все изученные самородки природных сплавов Pt-Fe, кроме NT10, согласно номенклатуре Л.Кабри и М.Фезера (Cabri & Feather 1975) являются железистой платиной с разупорядоченной гранецентрированной кубической структурой (fcc).

Параметры эл.ячеек, a_0 , (Табл. 1) рассчитанные на базе неупорядоченной кубической плотноупакованной структуры согласуются с ранее опубликованными данными для кубических соединений Pt-Fe (Cabri & Feather 1975, Cabri et al.,1981). Вариации a_0 природных соединений (Pt,Fe) по сравнению с синтетическими вызваны небольшими примесями Os, Ir, Rh, Pd и Cu, Ni и определяются атомным радиусом замещающего элемента. Общая корреляция " a_0 , Å – [Fe+Ni+Cu], at.%" слабо негативна (Puc. 1). Другие ЭПГ увеличивают параметр элементарной ячейки (Табл.1).



Рис.1. Зависимость параметров кубической ячейки (Pt,Fe) от состава

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в изученных случаях состав « Pt_2Fe » характеризует либо железистую платину, либо относится к смеси Pt_3Fe и PtFe. Поскольку состав Pt_2Fe достаточно части встречается в россыпях, связанных с рядом ультраосновных массивов (Гули, Россия; Кранах, Австрия; Юбдо, Эфиопия и др.) интересно выяснить, является ли этот состав показателем первичных условий образования или характеризует более поздние процессы.

Таблица 1.

Рентгенограммы природных Pt-Fe сплавов

	Å	27	41	52	61	12	81	5)
10	d_{α} ,	2.2	1.9	1.3	1.1	1.1	0.8	55 (12
NT	I	10	4	9	10b	3b	9	3.8;
	lα,Å	2.227	1.933	1.360	1.159	I.114	0.884	6 (7)
NT9	I (10	4	10	9	4b	10 (3.85
	d_{α} ,Å	2.232	1.933	1.373	1.163	1.113	0.883	55 (7)
K11	I	10	8	10	10	1	10	3.86
	$d_\alpha, \text{\AA}$	2.227	1.926	1.364	1.163	1.115	0.883	3 (3)
K8	I	10	8	8	10	2	10b	3.858
	d _a ,Å	2.227	1.918	1.359	1.158	1.104	0.885	4(10)
17	I	10	10	8b	8b	8b	6b	3.84
	$d_\alpha, \text{\AA}$	2.22	1.926	1.364	1.169	1.120	0.888	2 (10)
I5	I	10	10	10	10	2	10b	3.862
	$d_{\alpha}, {\rm \AA}$	2.23	1.941	1.366	1.170	1.120	0.888	70(8)
I4	I	10	10	10	5	2	10	3.8
2	$d_{\alpha}, {\rm \AA}$	2.227	1.933	1.363	1.159	1.116	0.885	58(6)
G1:	I	10	10	8	10	1	9	3.8.
	$d_\alpha, {\rm \AA}$	2.227	1.910	1.366	1.168	1.132	068.0	66(20)
G6	I	3	10	3	1	3	2b	3.8
	$d_\alpha, {\rm \AA}$	2.185	1.903	1.351	1.151	1.104	0.888	9(10)
G2	I	10	6	10	10b	4	2b	3.81
	$d_\alpha, {\rm \AA}$	2.22	1.918	1.358	1.161	1.113	0.886	348(7)
G1	I	6	10	9	10	Э	6b	3.8
hkl		111	002	022	113	222	133	$\overset{a_{cp.,}}{\mathring{A}}$

Для изучения особенностей состава и строения Pt-Fe минералы из россыпей комплекса Юбдо, Эфиопия были исследованы с помощью сканирующей электронной микроскопии (JEM 5300 + INCA). Ранее уже были изучены некоторые самородки из этого комплекса (Cabri et al., 1981; Евстигнеева и др., 1992) и выявлено большое число минералов платиновых металлов. Методом сканирующей электронной микроскопии было исследовано более 40 зерен МПМ из Юбдо. Образцы представляют собой полиминеральные срастания, часто в «рубашке» из оксидов/гидроксидов железа и марганца. Из минералов Pt-Fe кроме изоферроплатины (Pt₃Fe) и "Pt₂Fe", в изученных самородках установлены никелистая ферроникельплатина [Pt(Fe,Ni,Cu)], тетраферроплатина (PtFe), медистая тетраферроплатина с различным содержанием меди вплоть до туламинита (Pt₂FeCu). Среди других минералов платиновых металлов в ассоциации с соединениями Pt-Fe-(Ni,Cu) - выявлены (Os,Ir,Pt); (Au,Ag); PdBi, PdBi₂, Bi, CuAu, Ag₂Au, Ag₂Au₃; PtAs₂, (Rh,Pt); Pd, (Pt,Pd); Cu₃Zn₂; (Rh,Ir)AsS; Ir(As,Sb)S; Pt₃Sb; PdSb; OsS₂, a также апатит (Ca₃(PO₄)₂, хромит, Fe₂O₃, оксиды железа и марганца.

Судя по морфологии самородков, взаимоотношениях минералов в срастаниях «первичный» (Pt,Fe) минерал – изоферроплатина (Puc.2a). Иногда она содержит первые масс.% иридия и осмия. Однако, практически во всех самородках наблюдаются и новообразования «вторичных» Pt-Fe сплавов. Это мелкие зерна на периферии самородков или в нарушенных участках (по трещинкам, в раздробленных зонах) (Puc.2б)



Рис.2. Типичные «самородки» минералов платиновых металлов из Юбдо. а) кайма тетрафероплатины (серое) вокруг изоферроплатины (светлосерое) с включениями самородного осмия (белое) и гидрооксида иридия (черное); б) самородки изоферроплатины состава Pt₃(Fe,Ni,Cu) (два светлых зерна в левой части рисунка) и Pt₂(Fe,Cu) (белое) с включениями тетраферроплатины (серое) (зерно справа). Изображение в обратно-рассеянных электронах. СЭМ, увеличение 750.

По составу «новообразованные» (Pt,Fe) минералы отличаются от исходных, прежде всего по повышенному содержанию меди и отношению Pt:(Fe+Cu). Например, более плотный центр одного самородка совсем не содержит меди (Pt_{3-x}Fe), а к периферии зерна содержание меди возрастает до 3.94 мас.%. В другом зерне основная фаза содержит 1.35, а «дробленые» участки 6.54 мас.% Сu. Отношение Pt:(Fe+Cu) у этих фаз меньше 3:1 и часто близко 2:1. Минералы такого состава широко распространены и в россыпях Юбдо, и во многих других (Cabri et al., 1996).

Согласно диаграмме устойчивости (Pt,Fe) сплавов от условий образования (температура, фугитивность серы) (Рис.3) линия равновесия "(Pt,Fe) /Pt₃Fe" всего на четыре log единицы выше линии равновесия "PtFe/PtFe₃" на диаграмме lgfS₂-Т (Евстигнеева и др., 1989). Поле устойчивости смеси изоферроплатины и тетраферроплатины располагается вдоль линии равновесия Pt₃Fe/PtFe. Поэтому можно предположить, что железистая платина состава Pt₂Fe устойчива примерно в тех же условиях. Что касается температуры образования Pt₂Fe, судя по ассоциирующим МПМ и другим минералам, скорее всего она не выше 400-500°С.



Рис.3. Устойчивость (Pt-Fe) фаз в поле "lgfS2 – T"

Проведенное исследование подтвердило широкую распространенность Pt-Fe природных сплавов состава Pt₂Fe. Показано, что выделения такого состава представляют собой либо тончайшие срастания Pt₃Fe + PtFe. либо гомогенные неупорядоченные образования типа железистой платины (Pt,Fe) Pt:Fe~2:1.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы ОНЗ-9 ОНЗ РАН.

Литература

Cabri L.G., Criddle A.J., Laflamme J.H.G., Bearne G.S., Harris D.C. Mineralogical study of complex Pt-Fe nuggets from Ethiopia // Bullettin de Mineralogie, 1981, 104, p.508-525.

Евстигнеева Т.Л., Кудрявцев А.С., Рудашевский Н.С. Минералы элементов платиновой группы из Юбдо (Эфиопия)// Минерал. журнал, 1992, т.14, №1, с.29-41.

Жерновский И.В., Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Фазовая неоднородность изоферроплатины, богатой железом// Докл. РАН, 1985,. т. 283, .№1, с. 1096-2000.

Cabri L.G.& Feather M. Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic allovs// Can.Mineral., 1975, 13. P. 117-126.

Cabri L.G.< Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and Distribution of Platinumgroup Mineral (PGM) Placer Deposits of the World// Explor.Mining.Geol., 1996, v.5, No.2, pp.73-!67.

Евстигнеева Т.Л., Некрасов И.Я., Лапутина И.П. О фазовых отношениях в системе Pt-Fe-S-O// Доклады АН СССР, 1989, т.308, №2, с.440-444.

МЕХАНИЗМ ВЫПОЛНЕНИЯ ПОЛОСТЕЙ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ РЕЗУЛЬТАТАМ)

Ежов С.В.

МГГРУ, Москва, <u>ezhovsv@mail.ru</u>

Причина и механизм минерального выполнения открывающихся трещинных полостей являлись одним из главных направлений научных исследований А.Г.Бетехтина. Генетические построения А.Г.Бетехтина строились на изучении громадного геологического материала, достижений в области физико-химического направления, в опоре на фундаментальные положения химии (Бетехтин, 1953 1.2).

В настоящее время имеется возможность дополнить наши представления по данной проблеме результатами прямого экспериментирования.

В одной из серий опытов, проведенных в институте экспериментальной минералогии РАН, наблюдались случаи естественного зарастания полостей. По особенностям соотношения состава новообразованных минеральных агрегатов с составом окружающих пород можно выделить следующие случаи:

1. Зарастание полостей некоторыми из минералов, входящих в состав боковых пород. Так, неоднократно наблюдалось, как стенки мелких полостей среди измененного гранодиорит-порфира, преобразованного в ходе опыта в клинопироксен-полевошпатовую породу, покрываются щетками относительно крупных кристаллов пироксена. Некоторые полости оказывались заполненными такими кристаллами в значительной части своего объема (рис. 1). Можно видеть, что здесь воспроизводится механизм образования жил «альпийского типа» - переотложение в полости некоторых из минералов, присутствующих в боковой породе (Ежов, 2005).

2. Выделение в полости минералов, в составе которых есть компоненты двоякого рода: 1 – присутствующие непосредственно в боковой породе, 2 – привносимые (за счет диффузии) из более отдаленного окружения. Как пример можно привести результаты опыта, где полость в магнетитовом агрегате оказалась покрытой кристаллической корочкой андрадита (рис. 2).

Здесь трехвалентное железо, вошедшее в андрадит, имеет «местный» источник – магнетит окружающего агрегата, тогда как кальций и кремний диффундируют из прослоев известняка и гранодиорита, располагающихся на значительном расстоянии от зарастающей полости. К этому же типу можно отнести наблюдавшиеся случаи роста розеток волластонита в полостях в массе перекристаллизованного известняка (кальций – местный, кремний – диффундирующий по поровому пространству между зерен кальцита).



Рис. 1. Крупные кристаллы клинопироксена в полости среди тонкозернистой клинопироксен-плагиоклазовой породы (измененного гранодиорит-порфира). Т = 600°С, раствор 1м NaCl.



Рис.2. Щетка кристаллов андрадита (светлосерое) по контуру полости (темносерое) в магнетитовом (белое) агрегате. Черное – дефекты полировки. Т = 600°С, раствор 1м NaCl.

3. Отложение в полости минералов, все компоненты которых являются чуждыми для боковых пород. Показательными здесь являются наблюдавшиеся случаи интенсивного отложения в полостях среди измененного гранодиоритпорфира таких минералов, как халькозин, самородное золото, шеелит (рис. 3). Источники рудных компонентов в этих опытах были различными. Это могли быть рудные минералы, включаемые в первоначальный состав препарата, но располагавшиеся на значительном расстоянии от местонахождения зарастающей полости (вольфрам и кальций для шеелита), материал ампулы (золото), в которой размещался препарат, или даже компоненты, отложившиеся на стенках автоклава в ходе предыдущих опытов и «заразивших» систему при осуществлении данного эксперимента (медь и сера для халькозина).



Рис. 3. Прожилок шеелита (белое) среди тонкозернистой калишпатовой породы (измененный гранодиорит-порфир). Т = 550°С, раствор 1м NaCl+KCl. Черное – дефекты полировки. Во всех разобранных случаях, несмотря на различие источников участвующих в процессе компонентов, есть одно общее: компоненты минералов, выделяющихся в полости, свободно диффундируют по поровому пространству боковой породы, не производя там никаких изменений, не вступая в реакции с минералами этой породы. Значит, концентрация этих компонентов в поровом пространстве боковой породы нигде не превышает равновесного уровня, и лишь в полости этот уровень оказывается превышенным.

Причина различия уровней равновесной концентрации компонентов в поровом растворе горной породы и растворе, находящемся в сравнительной крупной полости, видится в своеобразном проявлении поверхностного эффекта. Для порового раствора относительно велика доля пленки, непосредственно прилегающей к поверхности минеральных зерен. Растворимость минералов в этой пленке может быть иная, по сравнению с «открытым» раствором. Эффект зарастания полостей проявляется не всегда, а лишь для тех минералов и лишь в тех условиях, когда растворимость минерала в пленочной фазе (а значит, и в поровом растворе) превышает его растворимость в «открытом» растворе. Создается градиент концентраций между поровым раствором и раствором открытой полости, и этот градиент обусловливает непрерывное диффузионное движение вещества в сторону полости. Этот самопроизвольный процесс, своеобразный диффузионный «конвейер», будет осуществляться до полного зарастания полости, или может быть прерван по той или иной причине (истощение источника диффундирующих компонентов, изменение термодинамических условий и обусловленных ими степени растворимости минералов, при экспериментальных исследованиях – просто прерывание опыта).

Вторая серия экспериментов, результаты которой имеют прямое отношение к обсуждаемой проблеме, это опыты, проводимые при температуре 600°С, где в составе препарата изначально присутствовали сульфиды меди и свинца (халькопирит и галенит). В этих условиях возможно существование эвтектического расплава в системе Cu-Pb-S (Минералы, 1974). И действительно, в опытах зачастую отмечается появление капель сульфидного расплава (рис. 4). В данной серии опытов препарат размещался в ампулах, имеющих продольный разрез – так, что все части препарата имели свободный контакт с открытым раствором и могли с ним взаимодействовать. Сульфидный расплав появлялся в двух разных позициях: 1 - там, где первоначально размещалась смесь исходных сульфидов, 2 – на удалении (в опытах – до 2-см) от источника компонентов в виде капель, оседавших на поверхности карбонатных пород.

Последняя форма локализации эвтектики имеет принципиально важное генетическое значение. Отметим:

- капли расплава зарождаются только лишь на поверхности карбонатных прослоев (известняка, доломита) с открытым раствором, и отсутствуют на поверхности гранитоида, - капли любого размера, от мельчайших (своеобразных «зародышей») до относительно крупных (десятые доли мм) обладают идентичным составом.



Рис. 4. Капля сульфидной эвтектики. Белое – галенит, серое - халькозин. Т = 600°С, раствор 1 м NaCl.

Отмеченные особенности подводят к выводу, что эвтектический расплав в генетическом отношении идентичен кристаллическому веществу, т.к.: эвтектические обособления зарождаются, как и зерна новообразованных минералов, на геохимических барьерах (в опытах – на границах карбонатных пород с открытым раствором), эвтектические обособления (капли) увеличиваются в размерах, усваивая растворенные в окружающем флюиде компоненты, и это усвоение происходит в строгих стехиометрических соотношения.

Эвтектические обособления могут, таким образом, возникать не только как выплавки (по механизму плавления исходного материала), но и как новообразования, зарождающиеся на геохимических барьерах и разрастающиеся за счет диффундирующих в поровом растворе всех необходимых для данного расплава компонентов (можно назвать такой способ образования расплава «генерацией»). Генерацией расплава в открывающихся тектонических полостях при температурах, отвечающих амфиболитовой фации метаморфизма, можно объяснить возникновение изолированных, не связанных с какими-либо «материнскими» гранитами, тел метаморфогенных пегматитов (Ежов, 2005).

При низких температурах выделение вещества из пересыщенных растворов может происходить, как полагают многие исследователи, в коллоидную фазу. Механизм в целом остается аналогичным – направленная диффузия компонентов по поровым растворам из окружающих пород в направлении открытой полости, и выделение там диффундирующих компонентов вследствие более низкой растворимости соответствующего вещества, но только уже не в виде капель расплава или кристаллов, а в форме коллоидных частиц. Главное условие, обусловливающее длительное протекание процесса, здесь то же самое - самопроизвольное поддержание градиента концентрации компонентов в поровых растворах и в растворе, находящимся в большой полости. Действием этого механизма можно объяс-176 нить, к примеру, образование агатов. Источником кремнезема агатов являются сами боковые породы, и перенос материала в заполняемую полость осуществлялся путем диффузии по поровому пространству (Годовиков, 1987). Генерируемые в полости коллоидные частицы кремнезема налипают на стенки в форме облекающих слоев кремнистого геля, или, разрастаясь и увеличиваясь в массе, погружаются на дно камеры, образуя горизонтальнослоистые осадки. Дальнейшая эволюция гелевых накоплений приводит к формированию сложных агатовых текстур (Ежов, 2007). Сходный механизм можно предполагать ответственным и за формирование многих гидротермальных жил, несущих отчетливые свидетельства изначально гелевого состояния жильной массы (Бетехтин, 1955₂, Чухров, 1955, Левицкий, 1953, Лебедев, 1965).

Выделяемые формы проявления процесса (генерация эвтектического расплава при высоких температурах, непосредственная кристаллизация при средних, и образование коллоидных систем при низких) можно рассматривать как температурные фации процесса диффузионного заполнения пустот в горных породах (рис. 5).



а б в Рис. 5. Схема фациальности процесса самопроизвольного заполнения полостей: а – при высоких температурах (генерация в полости эвтектического расплава),

б – при средних температурах (кристаллизация минералов в полости),

в – при низких температурах (генерация в полости коллоидных частиц).

Литература

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.:Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953, с. 122 – 275, (1)

Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Там же, с. 276 - 308, (2)

Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., Наука, 1965, 309 с.

Левицкий О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. Там же, с. 309 – 331. Ежов С.В. Генезис метаморфогенных пегматитов в свете экспериментальных данных. Докл. XV Российского совещания по экспериментальной минералогии. Сыктывкар, 2005. с. 160-162.

Ежов С.В. Генетическая классификация текстур агата.. VIII международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады, т.3, М., 2007, с.113 – 116.

Минералы. Справочник: Диаграммы фазовых равновесий. Вып.1, М, Недра, 1974, с. 81.

Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М., Недра, 1987, 368 с. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, М., 1955, 670 с.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАНСКА ШТЬЯВНИЦА И ГОДРУША (ЗАПАДНИЕ КАРПАТЫ, СЛО-ВАКИЯ): МИНЕРАЛОГИЯ, ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Елень С.¹, Коваленкер В.А.², Габер М.¹ ¹ ГИ САН, Банска Быстрица, jelen@savbb.sk, ² ИГЕМ РАН, Москва

Многоэтапная геологическая и металлогеническая эволюция Штьявницкого андезитового стратовулкана (верхний баден – сармат) в Западных Карпатах (Словакия) создала условия для образования крупных многофазовых гидротермальных систем эпитермальных золото-серебряных и золотосеребро-полиметаллических жил штьявницкого, годрушского и кремницкого типа. Более чем 120 основных жил залегает в центральной части крупной кальдеры в пропилитизированных пироксеновых андезитах, диоритах, кварцдиоритовых порфирах И гранодиорите. Их детальное структурногеологическое, геохимическое и минералогическое исследование позволило комплексно изучить условия образования благороднометальной и полиметаллической минерализации, парагенезисы и состав минералов - носителей ценных компонентов, их пространственное распределение и эволюцию магматических, постмагматических и гидротермальных флюидов по времени (Kovalenker et al. 2006). Основную промышленную ценность среди известных в пределах штьявницкого стратовулкана разных генетических типов оруденения (Lexa 2001) представляют Аи минерализация жильной системы Светозар и эпитермальная жильная Au-Ag, Au-Ag полиметаллическая и Рb-Zn-Cu±Au-Ag минерализация.

Жильная система Светозар образовалась в центральной части рудного района. Золото-кварцевое с небольшим количеством сульфидов оруденение сформировано в виде пологих полосчатых и/или брекчированных субгоризонтальных жил и прожилков с мощностью 0.1-2 м в нижней части комплекса пироксеновых андезитов и андезитовых пофриров в кровле гранодио-

ритового массива. Предполагается, что, по крайней мере, ранняя фаза этой минерализации древнее силлов кварц-диоритовых порфиров, которые разделяют гранодиориты и блоки минерализованных андезитов (Lexa 2001). Среднее содержание Аи в добытой руде составляет от 5 до 9 г/т и Ад - до 10 г/т. В бонанцах концентрации Au и Ag локально могут достигать 500 г/т. Величина Аи:Ад варьирует от 3:1 до 1:3. Парагенезис минералов Аи-Ад составляют самородное золото, электрум, полибазит, Ад-тетраэдрит и теллуриды - гессит, алтаит и петцит. Самородное золото образует разнообразные выделения, часто в виде тонких проволоковидных скоплений (рис. 1), срастающихся с кристаллами кварца и частично его корродирующих. Пробность золота варьирует от 960 до 750. В петците определено от 17.7 до 24.9 мас.% Аи и от 43.1 до 47.6 мас.% Ад, в гессите концентрации Аи составляют до 3.6 мас.%. В составе Ад-тетраэдрита установлено до 2 мас. % Ад. Особенностью состава полибазита, содержащего от 6.7 до 7.9 мас.% Си, является присутствие Те (до 6.7 мас.%). Рудоотложение происходило из нагретых растворов хлоридного Mg-Na состава с концентрацией солей 8,0-0.5 мас. % экв. NaCl при температурах 330-160°С, в открытых трещинах, при низком давлении, нередко из кипящих растворов. Давление составляло 130-60 бар.Золотое оруденения сформировалось на глубине около 550 м (Kodera et al., 2005). Изотопный состав серы в сульфидах жильной системы Светозар (пирите, сфалерите, галените и халькопирите) варирует в пределах -1.0 – 8.44 ‰, т.е. аналогиче изотопному составу серы сульфидов жил штьявницкого типа. Расчеты показывают, что по своим параметрам он близок к изотопному составу флюидов, отделившихся от неконтаминированных гранитных магм, в которых $\delta^{34}S$ расплава варьировало от -3 до +3 ‰, и отделившийся флюид обладал повышенным окислительным состоянием (Mat'o et al 1996). Возраст Au-Ag оруденения по данным датирования гидротермального иллита из жил системы Светозар лежит в пределах 12.8±0.6 и 11.5-11.9±0.3 млн. лет, по Rb-Sr и K-Ar изохронам соотвественно (Чернышев и др. 2000).



Рис. 1. Агрегат проволок самородного золота частично корродирует идиоморфные кристаллы кварца. Сульфиды удалены растворением в азотной кислоте. Жильная система Светозар, 14 горизонт, Банска Годруша (СЭМ)

Эпитермальная жильная Au-Ag полиметаллическая минерализация в изученных месторождениях проявлена в трех типах жил:

1.полиметаллические жилы с Au и Ag («штьявницки тип»)

2.Ag-Au жилы с полиметаллической минерализацией («годрушски тип»)

3.Au-Ag жилы («кремницки тип»)

1. Полиметаллические жилы штьявницкого типа с Au и Ag (Грюнер, Ян, Шпиталер, Бибер, Терезия, Охсенкопф, Амалия, Бакали, Розалия, Медена) образовались в восточной части рудного района. Они залегают главным образом в андезите, кварц-диоритовом порфире, гранодиорите и диорите. В строении кварц-сульфидных жил (Pb+Zn>>Cu+Fe) в приповерхностных участках существенную роль играют родонит, барит и Са-Мп-карбонаты. В отработанных на полиметаллы рудах среднее содержание золота достигало 0.5 г/т, серебра 25 г/т, а в жилах с Ац-Ад минерализацией - до 23 г/т Ац и до 300 г/т Ag (Koděra et al. 1986). Благороднометальную минерализацию характеризует наличие нескольких по времени и пространстве отличающихся парагенетических ассоциаций благородных металлов. В близповерхностных участках жильных систем преобладают наиболее поздние парагенезисы минералов Аи и Ад, которые образовались в заключительной стадии многофазной эволюции эпитермального оруденения и являлись основным источником руд золота и серебра в прошлом. Анализы некоторых проб руды из разведочной штольни Терезия содержали от 27 до 193 г/т Аи и от 813 до 4261 г/т Ад. Более ранний парагенезис представляет концентрации Au и Ag в кварце с тонко диспергированным гематитом (т.н. «цинопел»). Он проявлен не повсеместно и особенно типичен для верхних частей южного фланга жилы Терезия. Его наличие документирует присутствие четных разнообразных золотин в кварце и в зернах пирита с пластинками гематита часто вместе с акантитом. Пробность самородного золота варьирует от 550 до 800. На глубоких уровнях жильных систем (жилы Бибер, Розалия, Бакали) проявления благороднометальной минерализации в рудах существенно уменьшаются (среднее содержание Au в рудах вариирует от 0n до 0.0n г/т). По данным опробования концентрации золота и серебра в локальных участках изредка достигают содержания 5 - 14 г/т и 500 - 19 000 г/т, соответственно. В составе парагенетической ассоциации наряду с самородным золотом установлены разнообразные минералы серебра (акантит, науманнит, полибазит, пирсеит, стефанит, минерал Ag₁₀Cu₂SeTe₃S₄, минералы тетраэдрит-фрейбергитового и матильдит-галенитового рядов, падераит, викингит, Ад-виттихенит, айкинит, эмплектит, годрушит, гладит, хаммарит, линдстремит, фридрихит и целый ряд сложных по составу сульфосолей Ag-Cu-Pb-Bi (Коваленкер и др. 1993). Они наиболее часто срастаются с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, в меньшей степени приурочены к кварцу, хлориту, пириту и гематиту. Пробность самородного золота варьирует от 580 до 850, повышаясь с нарастанием глубины. При детальном изучении состава в некоторых выделениях золотинах установлена неоднородность, которая выражается в понижении содер-
жаний золота от их центра к периферии (разница в концентрациях достигает 11 мас.% Аи). Наиболее молодую карбонат-сульфосольную парагенетическую минеральную ассоциацию заключительной стадии минерализации образуют электрум, самородное серебро, полибазит, пирсеит, пираргирит, прустит. акантит. штромейерит. маккинстриит. минералы тетраэдритфрейбергитового ряда. Содержания Ад в тетраэдрите достигает 18.7 мас.%. Рудоотложение происходило из нагретых растворов хлоридного Mg-Na состава с концентрацией солей 12.1-0.2 мас. % экв. NaCl при температурах 380-50 °C, в открытых трещинах, при низком давлении, из кипящих растворов. Давление составляло 240-10 бар, давление СО₂ не превышало 4.5-0.5 бар (Коваленкер и др. 2006). Глубина формирования минерализации составляет интервал 1.6 - 0.4км (Kovalenker et al.. 1991). Возраст Au-Agполиметаллического оруденения по данным датирования гидротермального иллита по жиле Терезия составляет 11.2±0.4 и 12.1±0.2 млн. лет по Rb-Sr и К-Аг изохронам, соответственно (Чернышев и др. 2000).

2. Ад-Аи жилы с полиметаллической минерализацией годрушского типа размещаются в западной части рудного района в породах годрушского интрузивного комплекса – в гранодиорите, диорите, кварц-диоритовом и андезитовом порфирах. Выполнение жил (Колоредо, Шопфер, Нова и Главна Антон, Финстерорт, Бреннер, Алжбета, Матиаш, Ян Бенедикти и др.) характеризует в основном кварц-карбонатный малосульфидный состав со стабильным присутствием золота и серебра. Содержание серебра и золота в рудах в более богатых близповерхностных участках жил составляло около 800 г/т с отношением Au:Ag от 1:200 до 1:100. Значительное вторичное обогащение серебром близповерхностных участков некоторых жил произошло под влиянием процессов окисления и вторичного обогащения, а также гидротермальным выщелачиванием серебра из минералов и его перемещением в верхние участки жил. Еще в 30-ых гг. прошлого века отбирались богатые остатки руд с содержанием Au от 12 до 42 г/т а от 4 800 до 13 000 г/т Ад. О резком падении содержаний этих металлов на глубину свидетельствуют данные последних лет эксплуатации 1.4-2 г/т Au и 150-200 г/т Ag (Koděra et al. 1986). Более раннюю сульфидную минерализацию (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит), проявленную в основном в нижних частях жил, сопровождает парагенетическая ассоциация минералов золота и серебра, которую представляют электрум, акантит, пираргирит, фрейбергит и полибазит (Onačila, Rojkovičová, 1992). Этот парагенезис приобретает в близповерхностных участках жил более широкое распространение, в некоторых жилах он доминирует (Беренлойтен), где резко увеличивается спектр слагающих его минералов. Здесь распространены электрум, акантит, Ag-(Pb)-Sb сульфосоли (миаргирит, диафорит и фрейеслебенит), пираргирит, прустит а также редкий теллурид бенлеонардит (идентифицирован из северной части жилы Ян Бенедикти у села Вигне; Mat'o et al. 1996). Весьма примечательно, что неоднородность электрума проявилась здесь (в отличие от рассмотренной выше неоднородности золотин в жилах Штьявницкого типа) снижением содержания Au к центре от периферии выделений, чем на окраине. Проба золота - электрума варирует от 480 до 800. Из других характерных элементов - примесей золота определились только содержания Си (до 1.07 мас.%) и Hg (до 0.11 мас.%).

3. Золотосеребряные, в основном малосульфидные жилы кремницкого типа, расположены на периферии годрушско-штьявницкого горста, залегают среди толши амфибол-биотитовых андезитов и по времени и пространстве приурочены к риолитовому вулканизму. Характерной особенностью этого типа жил является относительно небольшой эрозионный срез (100-200 м) и мощное развитие адуляризации в приповерхностных частях гидротермальных систем (Lexa 2001). Жилы интенсивно разрабатывались на золото и серебро в течении нескольких столетий, особенно в районе Банской Белы (жилы Голлфартнер и Баумгартнер, восточная окраина горста) и села Вигне (жила Тройкралёва, западная окраина горста). Особенно богатые участки располагались в зоне вторичного сульфидного обогащения жил Баумгартнер и Сибенвибер, с содержанием Au и Ag 3200 г/т (Koděra et al. 1986). Отношение Аи:Ад варьирует от 1:1 до 1:10, в среднем содержание Аи достигает в приповерхностной части 5 г/т, но с глубиной (200-300 м) обыкновенно резко снижается до 1-2 г/т. Выполнение жил часто кавернозное или брекчиевидное, преимущественно кварцевое, в меньшей мере присутствуют карбонаты, иногда адуляр. Пылевидное самородное золото диспергировано в пирите, кварце, а также находится в околорудных метасоматитах – аргиллизитатах. Парагенетическую ассоциацию представляют самородное золото, электрум, кюстелит, самородное серебро, акантит, Ад-тетраэдрит, которые преимущественно срастаются с пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и марказитом. Наиболее часто встречаются округлые и ксероморфные зерна электрума в сульфидах и в кварце, а также его срастания с акантитом. Пробность золота (электрум) варирует от 670 до 410, в присутствии минералов серебра она резко снижается до состава кюстелита (62-80 мас.% Ад и 20-36 мас.% Ац). Из остальных типоморфных элементов-примесей золота в его составе определились лишь незначительные количества меди (до 0.23 мас.%) и ртути (до 0.51 мас.%).

Заключение Парагенетические ассоциации минералов золота и серебра в рудах Штьявницко-годрушского рудного района представлены самородным золотом, самородным серебром, и широким спектром разнообразных минералов серебра. Золото присутствует в металлической форме, в виде самостоятельных минеральных фаз - интерметаллических сплавов. Рентгенспектральные микроанализы выявили наличие твердых растворов Au-Ag от самородного серебра, через кюстелит и электрум вплоть до высокопробного самородного золота. Золото вместе с минералами серебра распространено по глубине по всему вертикальному разрезу жильных систем всего Штьявницкогорушского рудного района. Наиболее ранние парагенезисы минералов благородных металлов преобладают в глубоких частях жильных систем (Бибер, Розалия, Светозар) и как правило представлены мелкозернистым, высокопробным золотом, акантитом, полибазитом, селенидами и теллуридами Ag (науманнитом, гесситом), в некоторых участках проявлены сульфовисмутиты Ag. Более поздние парагенезисы с золотом – электрумом, и/или кюстелитом представлены относительно более крупнозернистыми, но с более низкой пробой выделениями электрума. Они характерны для близповерхностных участков жильных систем, где доминируют и сопровождаются акантитом, сульфоантимонитами и сульфоарсенитами серебра (пираргирит, прустит, стефанит, полибазит, пирсеит, реже штромейерит, маккинстриит). Для годрушского типа жил характерна ассоциация Ag-(Pb)-Sb сульфосолей (миаргирит, диафорит и фрейеслебенит), которая в штьявницком типе не проявляется.

Благодарности Исследования проводились при поддержке Грантового агенства ВЕГА Словацкой республики (грант № ГА 6059), Агенства для поддержки исследования и развития науки Словацкой Республики (контракт № ЛПП-0362-06) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-00517).

Литература:

Koděra V., a kol. Topografická mineralógia Slovenska J. Veda, Vyd. Sav, 1986, 577 s.

Koděra P., Lexa J., Rankin A.H., Fallick A.A. Epithermal gold veins in caldera settings: banská hodruša, Slovakia. Mineralium deposita, 2005, 39, 921-943

Kovalenker V.A., et al.:Mineral assemblages and physical-chemical model of the formation of gold-silver-polimetallic deposit Banska Stiavnica (Central Slovakia) // Geologica Carpathica, 1991, 42, 291-302.

Kovalenker V.A., et al. Composition of Magmatic Melts and evolution of Mineral-Forming Fluids in the Banská Štiavnica Epithermal Au-Ag-Pb-Zn Deposit, Slovakia: A Study of Inclusions in Minerals. Geochemistry International, 2006, 44, 2, 118-136.

Lexa J. Metalogenéza štiavnického stratovulkánu. Mineralia Slovaca, 2001, 33, 203-214.

Maťo L., Knésl J. & Rojkovičová, L. Teluridy v sz. časti hodrušského rudného poľa, neovulkanity stredného Slovenska. Mineralia Slovaca, 1996, 28, 259-264.

Maťo Ľ., et al. Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity. Mineralia Slovaca, 1996, 28, 6, 455-490.

Onačila, d., Rojkovičová, ľ. Zlato-strieborná mineralizácia žíl v hodrušskom rudnom poli. Mineralia Slovaca, 1992, 24, 245-256.

Чернышев И.В., и др. Геохронология эпитермального оруденения неогеновой вулканической области Центральной Словакии // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ИГЕМ РАН, 2000, 381-384

О РОЛИ МИКРООРГАНИЗМОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ АССОЦИАЦИЙ МИНЕРАЛОВ МАРГАНЦА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАНСКА ШТЯВНИЦА (ЗАПАДНИЕ КАРПАТЫ, СЛОВАКИЯ)

Елень С.¹, Коваленкер В.А.², Сандомирская С.М.², Габер М.¹, Школьник Е.М.³

¹ ГИ САН, Банска Быстрица, jelen@savbb.sk, ² ИГЕМ РАН, Москва, ³ДВГИ РАН, Владивосток

Ассоциация минералов марганца и железа была установлена в зоне окисления в близповерхностной обогащенной благородными металлами кварцево-рудной Терезия части южного фланга жилы Au-Agполиметаллического эпитермального месторождения Банска Штьявница (Словакия). В составе этой ассоциации ранее был установлен тодорокит (Háber et al. 2002), сейчас идентифицированы также пиролюзит, криптомелан, коронадит, минералы рядов (Мп)-ферроксигит-вернадит и/или ферроксигит-ахтенскит. Указанные минералы выполняют друзовые пустоты между крупными кристаллами кварца в пределах жилы, что свидетельствует о том, что оксиды Mn и Fe являются наиболее поздними образованиями выполнения жилы.

Мелкозернистые агрегаты минералов марганца встречаются в виде колломорфных корок толщиной до 4 см (рис. 1, а), иногда несколько последовательных нарастающих друг на друга корочек, а также образованных мелкими игольчатыми кристалликами сферолитовые и почковидные агрегаты с лучистой и волокнистой структурой. Для преобладающего среди срастаний **тодорокита** характерны пластинчатые выделения, которые при электронно-микроскопическом изучении на просвет выявляют типичные тройниковые или двойниковые сростки микрокристаллов. **Пиролюзит** образует мелкие идиоморфные кристаллики, которые в виде тонких корочек нарастают на кварц, либо находятся в краевых частях почковидных агрегатов минералов Mn и Fe. **Криптомелан** в виде тонкозернистых скоплений выполняет межзерновые пустоты в агрегатах кварца. **Коронадит** образует микроскопические скопления среди волокнистых агрегатов Mn-Fe окислов и гидроокислов Fe.

Рудная минерализация в изученных участках жилы Терезия имеет подчиненное значение по сравнению с жильной составляющей. Она представлена в основном сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. В меньших количествах присутствуют тетраэдрит – теннантит, акантит, полибазит - пирсеит, самородное золото, электрум, самородное серебро и гематит. Пирротин, марказит, борнит, Cu-Ag-S минеральные фазы, халькозин, герсдорффит, магнетит, ильменит и рутил встречены только как акцессории. Среди жильных и вторичных минералов основное значение имеют 184 кварц, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, кутнагорит, церуссит, смитсонит, витерит), родонит, олигонит, англезит, ковеллин, Feхлорит, клинозоизит, эпидот, барит, гипс, глинистые минералы (каолинит, иллит, иллит – смектит) и лимонит.

Морфология агрегатов почковидных корок (рис. 1, а) была изучена Е.А. Жегалло (ПИН РАН. Москва) с использованием сканирующего электронного микроскопа CAM SCAN 4. Наблюдалось типичное последовательное наслоение агрегатов Mn- и Fe-оксидов в виде слойков-рядов (рис. 1, b). Некоторые слойки характеризуют вертикально ориентированные изогнутые столбчатые слоевища, между которыми располагаются малоплотные, разно ориентированные переплетения тончайших нитей, вероятно, минерализованных гифов грибов. В пользу этого заключения также свидетельствует присутствие в данном образце органического углерода (Сого = 0.10-0.22 ± 0.05 мас.%; IR C-mat 5500 Ströhlein). Довольно часто здесь также встречаются вертикальные постройки с изменчивым расположением пачек грибов и возможными плодовыми телами в верхних частях постройки. Толщина гифов - доли мкм, длина – первые сотни мкм. Другие слойки – ряды образуют ветвистые, высоко ячеистые, пористые талломы, с перистыми краевыми венчикоподобными, шарообразными окончаниями, которые, вероятно, являются плодовыми органами. Толщина таллом до 40-50 мкм, протяженность отдельных тяжей - до 200-300 мкм. Концевые плодовые органы достигают 15-30 мкм. Характерные также относительно крупные (40-50 мкм) частично разрушенные кокковидные формы, (рис. 1, с), которые возможно, являются или микробиальными остатками, или плодовыми продуктами. Частично, вероятно, сохранился гликокаликс (закристаллизованная микробиальная жидкость), замещенная тодорокитом. Лучшей сохранности кокки, разных размеров – диаметром в 3 и 10 мкм. Некоторые гифы несут разнообразные узловатые перемычки сгустки или перпендикулярные отростки. Наблюдались также вертикальные и слегка наклонные слоевища с системой овальных пустот- галерей с плодовыми окончаниями в верхней части слоя, а также ячеистая структура с кокковидными формами (размером до 15 мкм) на слоевищах. Сетчатое переплетение гифов наблюдается между сравнительно плотными талломами, в которых хорошо видно их нитчатое строение. Присутствуют тонкие нити гифов, практически не минерализованные (разрушаются электронным фокусированным пучком, рис. 1, d). Не исключено, что это почти современные образования. Пустотки ячеистых структур в описанных выше агрегатах заполнены идиоморфными кристалликами (возможно Са-Мп карбонатов) ромбоэдрического габитуса.



Рис. 1 а) Почковидный агрегат тодорокита и других минералов марганца из друзовой пустоты жилы Терезия; b) Деталь строения одного из слоев агрегата; c) Частично разрушенные бактериальные кокковидные клетки различных размеров; d) Не минерализованные (разрушаются электронным пучком) современные тонкие гифы (белые), среди высокопористых структур грибного слоя. SEM BEI

Изучение химического состава минералов марганца (энергодисперсионный спектрометр LINK ISIS [А.В. Мохов, ИГЕМ РАН], микрозонд САМЕСА SX-100 [Геологическая служба Словакии]) показало, что кроме Мп в анализированных минералах содержатся К (3,10-3,82 мас. %) – в криптомелане, Pb (18,28-20,42 мас.%) – в коронадите, а также, в меньших количествах - Zn, Fe, Na, Ca, Mg, Sr, Ba. Анализы нескольких изученных минералов приведены в таблице 1. Пересчет анализов показал, что кристаллохимические формулы изученных минералов соответствуют тодорокиту (1), криптомелану (2) и коронадоиту (3):

$$(Na^{+}_{0.25} K_{0.15} Ca_{0.45} Zn_{0.16})_{1.01} (Mn^{4+}_{5.20} Mn^{2+}_{0.45} Mg^{2+}_{0.34})_{5.99} O_{12} 3H_2O (1)$$

$$(Na_{0.10} K_{0.72} Ca_{0.02} Zn_{0.05})_{0.91} Mn_{8.03} O_{16}$$
(2)

 $(Pb_{0,80}K_{0,03}Ba_{0,02}Zn_{0,11}Ca_{0,06}Sr_{0,01})_{1,03}(Fe_{0,72}Mn_{7,06}Si_{0,10})_{7,88}O_{16,07}$ (3)

Таблица 1.

Химический состав Мп минералов из месторождения Банска Штьявница (мас. %)

	_	5	6	0	0	6	ŝ	5	2		5	6	0	0	6	3	5	2
	uma	101,1	6,66	99.4	100.0	83,8(83,8	100,0	99,53		101,1	6,66	99.4	100.0	83,8	83,8	100,0	99,52
Ba		0,00	0,00	-	-	$00^{\circ}0$	$00^{\circ}0$	0,22	0,18	BaO	$00^{\circ}0$	$00^{\circ}0$	-	-	0,00	0,00	0,24	0,20
	r	0,10	0,13			0,00	0,00	0,08	0,09	SrO	0,12	0,15			0,00	0,00	0,10	0,11
	þ	0,00	0,00	ı	ı	0,00	0,00	19,94	20,42	PbO	0,00	0,00			0,00	0,00	21,48	21,99
IN		0,03	0,00	ı	ı	0,16	0,08	0,00	0,01	AI_2O_3	0,05	0,00			0,30	0,16	0,00	0,02
Ni		0,08	0,02			0,00	0,00	0,00	0,02	NiO	0,10	0,03	ı	ı	0,00	0,00	0,00	0,03
Si		0,30	0,41			0,04	0,03	0,21	0,21	SiO_2	0,63	0,87	ı	ı	0,09	0,07	0,45	0,46
Fe		0,13	0,14	-	-	0,13	8£'0	1,98	1,95	FeO	0,17	0,18	-	-	0,16	0,49	2,54	2,51
Na		0,00	0,03	1.17	2.10	0,31	0,29	0,03	0,03	Na_2O	0,00	0,04	1.58	2.82	0,42	0,39	0,04	0,04
Mg		0,00	0,00	2.18	2.86	0,00	0,02	0,01	0,00	MgO	0,00	0,00	3.62	4.74	0,00	0,03	0,01	0,00
K		0,01	0,01	1.21	1.37	3,82	3,87	0,13	0,13	K_2O	0,02	0,01	1.46	1.65	4,61	4,67	0,16	0,16
Са		0,22	0,29	3.85	3.71	0,12	0,16	0,26	0,27	CaO	0,31	0,41	5.39	5.19	0,16	0,22	0,36	0,38
Zn		0,82	0,22	2.36	2.51	0,46	0,39	0,76	0,71	D u D	1,02	0,28	2.93	3.13	0,57	0,49	0,95	0,89
Mn		62,39	61,94	65.38	63.87	60,05	59,88	46,58	45,97	MnO ₂	98,73	98,02	84.42	82.47	77,54	77,32	73,71	72,75
Ъ		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.

ία où
21
S
2
Ę
È
글
Ĥ
Ä
ŏ.
H
<u> </u>
-
Ĵ.
9
14
<u>.</u>
-
E
12
5
¥
5
2
E
H
5
5
<u> </u>
Ĵ,
4
1
\mathcal{O}
~
E
E
¥
Š
5
Ľ
2
2
-
ć
ί Π
ТĽ.
-
~
E
2
2
H
5
Q
9
Z
• •
:19
191
алы:
ралы:
ералы:
нералы:
инералы:
Иинералы:

Дебаеграммы											
Пиролюзит		JCPDS, 72-		Крип-		JCP	DS, 72-	Тодо	рокит	AST	M, 13–
		1984		томелан		1	982			164	
Ι	dα	I	dα	Ι	dα	Ι	d _α	I	dα	Ι	dα
10	3.109	999	3.1027	8	6.96	999	6.9402	100	9.58	100	9.68
9	2.386	504	2.3989	6	4.81	772	4.9075			2B	7.15
		83	2.194		3.341	24	3.4701	50	4.82	80	4.80
4	2.101	129	2.1049	9	3.109	378	3.1037			5B	4.45
		39	1.9623			138	2.4537	10	3.22	15	3.22
7	1.618	429	1.6190	10	2.390	421	2.3885	40	2.458	20	2.46
3	1.552	121	1.5513			71	2.3134	40	2.406	40	2.39
1	1.426	54	1.4325	4	2.152	105	2.1476	30	2.360	15	2.34
						48	1.9248	20	2.219	20	2.22
				4	1.830	202	1.8262	10	2.178	5B	2.15
				ļ	Цифракт	гограм	имы				
100	3,1118	999	3.1027	1	1.721	3	1.7350	30	1.971	20	1.98
15	2,4013	504	2.3989			88	1.6358			5	1.92
4	2,1113	129	2.1049	2	1.622	43	1.6160			10	1.75
28	1,6205	429	1.6190			25	1.5518			5	1.54
20	1,5573	121	1.5513	5	1.540	177	1.5350	40	1.422	30	1.42
2	1,4334	54	1.4325	4	1.426	39	1.4235			10	1.39
3	1,3014	124	1.3027	2	1.353	114	1.3496			50	1.331

Рентгеноструктурные данные пиролюзита, криптомелана и тодорокита (Банска Штьавница)

Камера РКГ-86 (пиролюзит, тодорокит), камера Гандольфи (Fe излучение, диаметер шарика 0,3 мм - криптомелан).

Рентгенометрическая идентификация тодорокита, пиролюзита и криптомеллана (X-ray diffraction data) проводилась на дифрактографе ДРОН-2 (А.Биронь, ГИ САН, Банска Быстрица) а также методом Дебая-Шерера в камере РКГ-86 (λ_{Fe} диаметер шарика 0,3 мм) и в камере Гандольфи (λ_{Cr} диаметер препарата 0,3 мм) (Л.А.Левицкая, ИГЕМ РАН, Москва). Результаты исследования, приведенные в таблице 2. Они показывают, что основные линии рентгенограмм изученных минералов, а также дифрактограммы хорошо совпадают и соответствуют основным рефлексам эталонного тодорокита (ASTM 13-164, Берри и др. 1974), пиролюзита и криптомелана (Но-264, Но-416, Михеев 1957). В то же время, на рентгенограммах гомогенных выделений минералов ряда (Mn)-ферроксигит-вернадит или ферроксигит-ахтенскит проявилось лишь несколько рефлексов, что не позволило однозначно их идентифицировать. Скорее всего, это связано с тем, что исследованные фазы могли быть или недостаточно раскристаллизованными, или рентгеноаморфными. фазы агтрегатов, что показывает и детальное исследование с помощью растрового электронного микроскопа JEOL JSM-840.

Рассмотренные результаты позволяют заключить, что ассоциации оксидов Мп возникли при разложении распространенных в верхней части жилы Терезия первичных манганкальцита, родохрозита, олигонита и родонита, скорее всего при участии микроорганизмов. Можно предположить, что в зоне окисления здесь сформировалась строматолитоподобная структура, образованная в результате последовательного нарастания варьирующих разновидностей почвенных грибковых форм. Как и в обычных строматолитах, после отмирания каждого слоя происходила его минерализация, прежде всего, учитывая характер субстрата, гидроокислами марганца. Возможно, этот процесс продолжается по настоящее время, поскольку, как было показано выше, установлено присутствие неминерализованных гифов, а также выполняющих пространство между ними пока точно не идентифицированных идиоморфных ромбоэдрических кристалликов Са-Мп-карбонатов. Следует заметить, что ранее образованные оксидами марганца строматолитоподобные натечные формы, подобные рассмотренным выше, были изучены на стенках и в кровле пещер Хилден Каве, Лечугилла и Спидер Кавес в Нью Мехико, США (Boston et al., 2001). Электронно-микроскопические исследования натечных образцов из этих пещер позволили авторам данного исследования определить в них формы микроорганизмов (filomenous manganese "snow"), которые были минерализованы смесью тодорокита, бусерита и аморфными окислами Мп. Кроме того, формирование скоплений минерализованных микробиальных структур, развивающихся по Mn-карбонатам в зоне окисления железо-марганцевого горизонта, было установлено также в фосфоритоносном бассейне Каратау в Казахстане (Школьник и др., 2000).

Благодарности. Авторы благодарят И.А.Жегалло (ПИН РАН), О.А.Дойникову, Л.А.Левицкую (ИГЕМ РАН), А. Бироня (ГИ САН) за проведение дополнительных анализов, Я. Гапер (ИМ САН) - за помощь при интерпретации результатов исследования. Работы были поддержаны Грантовым агенством ВЕГА Словацкой Республики (грант № ГА 6059), Агенством для поддержки исследований и развития науки Словацкой Республики (контракт № ЛПП-0362-06) и Российским фондом фундаментальных исследований (проект 07-05- 00517).

Литература

Berry L.G. (ed.) Selected Powder Diffraction Data for Minerals. Joint Committee

on Powder Diffraction Standards, Philadelphia, 1974, 833 p.

Boston P.J., Spilde M.N., Northup D.E., Melim L.A., Soroka D.S., Kleina L.G., Lavoie K.H., Hose L.D., Mallory L.M., Dahm C.N., Crossey L.J. & Schelble R.T. Cave Biosignature Suites: Microbes, Minerals, and Mars. Astrobiology, 2001, v.1, N.1, p. 25-55.

Háber M., Jeleň S., Kovalenker V.A., Gorshkov A.A., Sivtsov A.V. a Shkolnik E.I. Todorokit zo žily Terézia ložiska Banská Štiavnica. Zb. Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat. Olomouc, 2002, c. 31-36.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиыдат, Москва, 1957, 868 с.

Школьник Е.Л., Жегалло Е.А., Еганов Е.А. Карбонатно - марганцевые строматолиты и продукты их окисления в железо-марганцевом горизонте Каратауского фосфоритоносного бассейна. Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологи. Сыктывкар, Россия, 2000, с.123-124

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬ-НОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТО-РОЖДЕНИИ НОВОГОДНЕЕ-МОНТО (Полярный УРАЛ)

Карелина Е.В., Дружинин А.В., Добровольская М.Г.

РУДН, Москва, <u>vermarkov@yandex.ru</u>

Как известно, А.Г.Бетехтин долгое время изучал месторождения Урала. В настоящее время продолжаются минералогические исследования как месторождений в достаточной степени детально изученных, так и недавно открытых. В основу настоящей работы были положены традиционные методы исследования минералов, разработанные А.Г.Бетехтиным, П. Рамдором, Д.П.Григорьевым и др.

Месторождение Новогоднее-Монто расположено на территории Тюменской области в Ямало-Ненецком автономном округе на восточном склоне Полярного Урала. Региональная позиция месторождения определяется его положением в месте сочленения Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского синклинория, в пределах Войкарской структурно-формационной зоны (СФЗ). Оруденение локализовано в вулканогенноосадочных породах андезит-базальтового состава Тоупугольской свиты (S₁. 2) и известково-флишоидных образованиях (D₂₋₃). Среди вмещающих пород также участвуют Собский и Конторский гранитоидные комплексы.

Скарны развиты в зонах интенсивно рассланцованных и раздробленных карбонат-содержащих туфогенно-осадочных пород Тоупугольской свиты и прослеживаются в виде полосы шириной 300 м север-северовосточного простирания на расстояние более 400 м. В пределах полосы выделено два горизонта скарнированных пород, залегающих согласно с вмещающими породами с углами падения на юго-восток - 50-70°.

На месторождении установлены два морфологических типа золоторудной минерализации: золотосодержащий скарново-магнетитовый и золото-сульфидно-кварцевый. Первый тип скарны пироксен-эпилотгранатового состава с мелкозернистой структурой, текстуры - пятнистые, брекчиевидные. Мощность зоны развития скарновых тел колеблется от 25 до 300 метров. В скарнах встречаются сульфилно-магнетитовые прослои и линзы мощностью в 5-7 метров и протяженностью до нескольких десятков метров. Из рудных минералов в них преобладает магнетит, присутствуют также пирит, халькопирит, реже сфалерит, пирротин, кобальтоносный пирит, самородное золото. Второй тип рудных тел представлен зонами развития крутопадающих кварц-карбонатных, реже кварцевых маломощных (от нескольких сантиметров до 0,2 -0,3 м) жил, протяженностью 5-15 м. Жилы не выдержаны по падению и простиранию, характеризуются линзовидным или четковидным строением и содержат сульфидов не более 7-10%. Такие зоны, общей протяженностью от первых десятков до 50-60 м, прослеживаются в северо-западном и субмеридиональном направлении, их мощность не превышает первых десятков метров. Средние содержания золота в золотосодержашем скарново-магнетитовом и золото-сульфидно-кварцевом типах руд, соответственно, 5-7 г/т и 30-50 г/т.

В сульфидно-магнетитовом типе в результате изучения минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд было выделено три стадии: скарново-магнетитовая, кварц-халькопирит-пиритовая и галенитхалькопирит-кальцитовая с самородным золотом (табл.1), и в каждой стадии - последовательно образующиеся минеральные ассоциации.

В скарново-магнетитовую стадию отлагались три минеральные ассоциации: гранат-пироксеновая, гематит-магнетитовая и кобальтинарсенопирит-пиритовая (кобальтин был впервые обнаружен в рудах месторождения). Кварц-халькопирит-пиритовая стадия включает две ассоциации: сфалерит-халькопиритовую и пирит-кварцевую. Характерной особенностью галенит-халькопирит-кальцитовой с самородным золотом стадии является преобладание текстур и структур прожилковых, прожилкововкрапленных и цементации. В этой стадии доминируют кварц и кальцит, рудные минералы – в подчиненном количестве. Минеральные ассоциации: галенит-халькопиритовая, золото-кварцевая с пиритом и карбонатная. С золото-кварцевой ассоциацией связано образованиее основной массы мелкозернистого самородного золота и блеклых руд (теннантита). Золото высокопробное - содержание золота в отдельных зернах от 90 до 97 мас.%, серебра - от 2 до 5 мас.% (по данным микрозондового анализа). Формы выделения золотин различные: аллотриоморфнозернистые, тонкосреднезернистые, размер - от 10⁻⁴ до 10⁻² мм. В ассоциации с поздними жильными минералами (кварцем, серицитом и хлоритом) золото выполняет межзерновые пространства в магнетите и жильных минералах и цементирует более ранние катаклазированные минералы -халькопирит II, пирит I, Ш (рис.1).

Таблица 1. Стадии минералообразования в первом типе оруденения

СТАДИИ	CKAPHOBO- MATHETHTOBAS	KBAPH-XAЛЬКОПИРИТ- ПИРИТОВАЯ	FAJEHHT- XAJIAKOIIUPUT.KAJIAJIUTOBAS
МИНЕРЛЫ	MAINETHTODAA	In HIGHA	С ЗОЛОТОМ
TIMPOKCEH			
TPAHAT			
АМФИБОЛЫ			
ГЕМАТИГ			
MATHETHT			
тодилс			
пирротин			
АРСЕНОПИРИТ			
КОБАЛЬТИН*			
TIMPHT			
СФАЛЕРИТ			
ХАЛЬКОПИРИТ			
ГАЛЕНИТ			
ЗОЛОТО САМ.			
CEPHILHT			
XЛОРИТ			
КВАРЦ			
TEHHAHTUT			
KAJIMI			
дробление			
ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ	Гранат, пироксен, гематит, магнетит, пирит, пирротин, кобальтин, арсенопирит	Халькопириг, сфалериг, кварц, пирит	Галенит, золото сам., кварц, кальцит, пирит



Рис. 1 Золото по границе двух идиоморфных зерен пирита в халькопирите. Рядом – обломки магнетита (серое). Пирит и халькопирит пересечены кварцкарбонатными микропрожилками. Увел. 800.

Второй тип оруденения представлен кварц-карбонатными жилами, в которых преобладают кальцит, кварц, хлорит и серицит, а из рудных - присутствуют пирит, халькопирит, галенит, золото самородное и блеклые руды. Сульфиды образуют вкрапленные текстуры и структуры катакластические, замещения и цементации. Выделено две стадии: пирит-кварцевая и галенитхалькопирит-кальцитовая с самородным золотом, в пределах которых следует отметить следующие минеральные ассоциации: кварц-пиритовую, галенитхалькопиритовую, золото-кварцевую и карбонатную (табл.2).

Подавляющая часть микроскопического золота в рудах жильного типа представлена ксеноморфными образованиями в трещинах и межзерновых полостях минеральных агрегатов (рис.2). В ассоциации с поздними 192

жильными минералами (кварцем и кальцитом), а также мелкочешуйчатым серицитом, хлоритом золото самородное цементирует раздробленные зерна более раннего пирита, халькопирита и галенита. Размер золотин - от мелкозернистого 0,1 мм до субмикроскопического - $5*10^{-3}$ мм. По данным микрозондового анализа в золотинах содержание золота от 90 до 97мас.%, серебра - от 2 до 5 мас.%.

Выделенные минеральные ассоциации, а также размер, форма, пробность золота и содержание в нем других элементов свидетельствуют о том, что золотая минерализация является наложенной и принадлежит среднетемпературному гидротермальному типу золото-сульфидно-кварцевой формации (Петровская, 1955, 1962).



Рис. 2. Халькопирит, галенит и золото цементируют раздробленные зерна раннего пирита. Темносерое - жильная порода. Увел.103.

гаолица 2.	Стадии	минерало	ооразования	BO B	тором	типе	оруден	ения

СТАДИИ	КВАРЦ- ПИРИТОВАЯ	ГАЛЕНИТ- ХАЛЬКОПИРИТ-КАЛЬЦИТОВАЯ С					
МИНЕРЛЫ		ЗОЛОТОМ					
КВАРЦ							
ПИРИТ							
XAJIKOHUPUT							
ГАЛЕНИТ							
ЗОЛОТО САМ.							
ТЕННАНТИТ							
XЛОРИТ							
СЕРИЦИТ							
КАЛЬЦИТ							
Структуры и текстуры руд	Вкрапленные	Прожилковые, прожилково- вкрапленные					
Температурный режим	Среднетемпературный						
> 25% ·	5- 25%						

Сопоставляя схемы последовательности минералообразования для скарново-магнетитовых и жильных рудных тел месторождения, нетрудно заметить, что пирит-кварцевая и галенит-халькопирит-кальцитовая стадии, сформировавшие жилы, получили развитие в полном объеме и в рудных скарнах, завершая процесс их образования. Устанавливается полное сходство минерального состава и последовательности отложения минералов в обоих типах рудных тел. Одинаковая для этих типов руд пробность золота, а также состав присутствующих в нем примесей, одинаковые минеральные ассоциации и другие признаки свидетельствуют о том, что отложение тонкодисперсного, микроскопического золота происходило в период формирования золото-сульфидно-кварц-карбонатного типа руд.

Присутствие кобальта в рудах в количестве, в сотни раз превышающем кларковые значения (по результатам геохимических анализов руд), а также отношение Co/Ni > 3 дают основание относить скарны к кобальтинмагнетитовому типу.

Скарново-сульфидно-магнетитовые руды месторождения были сформированы путем инфильтрационного метасоматоза карбонатсодержащих вулканогенно-осадочных пород в зонах их интенсивного дробления и рассланцевания. Позднее происходило отложение сульфидов, кварца и кальцита в течение двух последующих стадий - кварц-пиритхалькопиритовой и галенит-халькопирит-кальцитовой с золотом самородным. Золото-сульфидно-кварц-карбонатная минерализация проявилась как в образовании самостоятельных рудных тел (кварц-карбонатных жил) в вулканогенно-осадочных породах, так и при наложении на ранее сформированные скарновые тела в виде зон развития мелких секущих прожилков поздних сульфидов и жильных минералов, ассоциирующих с самородным зопотом

Литература

Петровская Н.В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях// Записки Всесоюзного минералогического общества, 1955, ч.8, вып. 3, С. 290-307

Петровская Н.В. О типоморфизме самородного золота// Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. 1962, Т.2.М., С. 260-286

РОЛЬ ТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА РУД ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ, МЕХАНИЗМОВ И СПОСОБОВ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА: СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ В СВЕТЕ РАЗВИТИЯ ИДЕЙ А.Г. БЕТЕХТИНА

Коваленкер В.А.

ИГЕМ РАН, Москва, kva@igem.ru

Особое место в научной деятельности А.Г. Бетехтина на всем протяжении его жизни занимала минераграфия, объектами изучения которой являются руды, подобно тому, как в петрографии – объектами изучения являются горные породы. Вклад А.Г. Бетехтина в развитие минераграфии как самостоятельного научного направления в учении о рудных месторождениях общепризнан, поскольку во многом благодаря его основополагающим трудам был пройден путь от решения методами рудной микроскопии залач по выявлению минерального состава руд к обоснованию их генезиса. Особая заслуга А.Г. Бетехтина заключается и в том, что в своих фундаментальных трудах, изданных еще в середине прошлого века, он провидчески обосновал необходимость для изучения генетических особенностей руд использования методов и термобарогеохимии, и изотопной геохимии, и физико-химического анализа парагенезисов, которые заняли видное место в арсенале методологических подходов минераграфии (Бетехтин, 1950; 1951; 1955_{1,2}, и др.). В то же время, он считал, что изучение структур и текстур руд остается одним из ключевых методов для выяснения условий, механизмов и способов отложения минерального вещества при формировании рудных тел и на этом А.Г. Бетехтин неоднократно акцентировал внимание (Бетехтин, 1934; 1937; 1945; 195512; Бетехтин и др. 1958; 1964). Именно он заложил основы структурно-текстурного анализа при изучении генезиса руд, которые на протяжении многих лет использовались при исследованиях практически всех генетических типов эндогенных минеральных месторождений - от магматических медно-никелевых и хромитовых до гидротермальных порфировых, скарновых, жильных мезо- и эпитермальных. Библиография публикаций на эту тему насчитывает сотни наименований.

Одновременно с упомянутым выше, А.Г. Бетехтин в своих работах неоднократно возвращался к проблеме роли коллоидов в переносе и отложении рудных концентраций (Бетехтин, 1955_{1,2}; Бетехтин и др. 1958; 1964), подчеркивая необходимость учитывать этот фактор при обсуждении проблем рудогенеза, особенно в близповерхностных (эпитермальных) обстановках.

Эпитермальные месторождения представляют важный в экономическом отношении распространенный тип золоторудных месторождений, образование которых происходило широком диапазоне физико-химических условий, в разных геодинамических обстановках, на протяжении практически всех периодов геологического развития Земли. Разнообразие условий эпитермального минералообразования предопределяет образование здесь практически всего спектра возможных текстурных рисунков руд. Поэтому далее, используя текстуры эпитермальных руд в качестве типовых примеров, рассмотрим возможности их генетической интерпретации для расшифровки условий, механизмов и способов отложения минерального вещества.

Основой используемого подхода к генетической интерпретации текстур является известное положение о том, что гидротермальное минералообразование происходит или при кристаллизации из растворов, заполнявших трещины и полости (жилы выполнения), или путем замещения вмещающих пород при просачивании или диффузии в них минералообразующих растворов, производящих частичный или полный вынос слагающих породы компонентов. Реализация этих двух инициальных процессов приводит к возникновению простых текстурных рисунков, названных элементарными текстурами (Коваленкер, 1995), являющихся индикаторами тех или иных механизмов минералоотложения.

К элементарным текстурам отнесены: (а) первичные текстуры роста, которые наиболее широко проявлены в жилах выполнения и для которых характерны как скрытокристаллический (массивный, полосчатый, колломорфный) халцедон, так и кристаллический (сахаровидный, гребенчатый) кварц; (б) текстуры перекристаллизации, отражающие трансформацию аморфного кремнезема и/или халцедона в кристаллический кварц под воздействием более поздних наложенных процессов; (в) текстуры замещения, которые представлены частичными или полными псевдоморфозами минералов кремнезема по более ранним образованиям (Коваленкер, 1995).

На самом деле, в реальных месторождениях чаще присутствуют комбинации тех или иных элементарных текстур, чем отдельные их типы. Формирование таких комбинированных текстур обязано совокупному одновременному или последовательному воздействию разных механизмов и факторов. Поскольку здесь в качестве примера рассматриваются текстурноструктурные особенности эпитермальных руд, в которых в количественном отношении преобладают кварц и другие минералы кремнезема, при интерпретации их структур и текстур необходимо использовать экспериментальных данных по поведению растворимого кремнезема в гидротермальном процессе.

Р. Фурнье (1985) показал, что наиболее стабильной формой кремнезема в гидротермальных системах является кварц, который отлагается или прямо из раствора, или возникает в результате последовательной трансформации инициально отложенного аморфного кремнезема в α - и β -кристобалит, затем в опал и халцедон. Следует, однако, иметь в виду, что все минералы кремнезема (кроме кварца) - метастабильные образования, поскольку выпадают из пересыщенных по отношению к кварцу растворов. При этом, пересыщение может достигаться различными способами, что находит отражение в реальном структурно-текстурных рисунках выпадающих фаз SiO₂. Факторами, вызывающими осаждение кремнезема являются: резкое 196

охлаждение гидротермального раствора при его подъеме к поверхности, когда температура падает от более, чем 200 0 C до поверхностной; резкая декомпрессия и сопровождающее этот процесс вскипание (эффервесценция) флюидов, приводящие к нарушению их структуры, изменению газового состава, строения аква-комплексов и коагуляции коллоидов; изменение pH вследствие реакции с вмещающими породами по мере продвижения гидротермального раствора к поверхности. При текстурно-структурном анализе указанные факторы и их возможные соотношения должны оцениваться.

Наиболее простым строением в эпитермальных месторождениях обладают руды с массивными и полосчатыми, изредка также колломорфными текстурами, образование которых происходило в основном путем замещения вмещающих вулканических пород в зонах дробления и межформационных срывов, о чем свидетельствуют расплывчатые границы рудных тел, теневые и реликтовые структуры. Как правило, рудные тела подобного строения характеризуются относительно низкими (рядовыми) содержаниями золота, серебра и других полезных компонентов. В жилах выполнения, имеющих резкие контакты с вмещающими породами, обычно развиты крустификационные текстуры, для которых характерно переслаивание зон гребенчатого, шестоватого и мелкозернистого кварца. Для определения способа и механизма их формирования следует учитывать, что при осаждении кварца в открытом пространстве непосредственно из раствора, он растет в виде кристаллов, с-оси которых ориентированы приблизительно перпендикулярно к поверхности, на которую он нарастает. Именно так, вероятно, происходит образование щеток кварца в гребенчатых и крустификационных текстурах. В то же время, халцедон может образовываться либо прямым осаждением из гидротермального раствора, пересыщенного в отношении кварца, при температуре ниже 180°C, либо вследствие трансформации ранее отложенного аморфного кремнезема. Отложение последнего требует, однако, высокой степени пересыщенности флюида в отношении кварца, при которой в растворе может произойти гомогенная нуклеация (Weres et al., 1982).

Заслуживают внимания признаки ритмической повторяемости отдельных полосок в зонах крустификации и их контрастные различия: головки кварцевых кристаллов покрываются слоями мелкозернистого кварца и халцедона, на которые в свою очередь нарастают новые зоны гребенчатого кварца. В отдельных случаях удается заметить связи ритмов кристаллизации кварца с пульсацией тектонических движений: по-видимому, выпадение гелей доминировало в период быстрого приоткрывания трещинных полостей. При этом, мелкие жилы и прожилки обычно сложены минеральными агрегатами одного "ритма", тогда как выполнение более мощных жил преимущественно полиритмичное.

Весьма примечательно, что в рудных жилах с разнообразными текстурными рисунками часто преобладают текстуры многократных наслоений на стенках трещинных полостей с четко проявленными метаколлоидными образованиями - трещинами синерезиса в отдельных слоях, глобулярным строением, текстурами мембранного типа. Многие из чередующихся зон имеют тонкополосчатое внутреннее строение, отражающее своеобразное расслоение гелей и историю их последующей перекристаллизации. Весьма характерны здесь сгустковые овоидные обособления самородного золота, сульфидов и теллуридов в слоях кремнезема, которые по ряду признаков могут трактоваться как сингенетичные образования. Особенности расположения этих обособлений позволяют предполагать их возникновение в результате диффузионного перераспределения рудного вещества в слоях еще не затвердевшего геля кремнезема.

Наиболее сложной комбинацией разнообразных текстурных рисунков обладают богатые (бонанцевые) руды с *кокардовой* и *брекчиевой* текстурами, в которых процессы телескопирования и многократного брекчирования привели к пространственному совмещению фрагментов многообразных текстур ранних минеральных агрегатов и новообразованного цемента, свидетельствуя о сочетании различных способов отложения минерального вещества, нередко проявлявшихся даже в пределах ограниченного пространства. Преимущественное развитие того, или иного способа отложения минеральных агрегатов контролировалось здесь структурнотектонической обстановкой и физико-химическими параметрами рудообразующих растворов.

Наблюдавшиеся в изученных месторождениях, особенно в их верхних частях, признаки инициального осаждения кварца в виде аморфного кремнезема, который затем вследствие структурных трансформаций был преобразован в халцедон и, далее, в кварц показывают, что в специфических обстановках эпитермального рудогенеза могли достигаться условия, при которых имел место высокий уровень пересыщения кремнезема в отношении кварца. Одним из наиболее действенных механизмов, контролировавших пересыщение флюидов в отношении минералов кремнезема является адиабатическое расширение, связанное с кипением (гетерогенизацией) флюидов. Поднимающийся вверх по каналам циркуляции рудообразующий раствор претерпевает обратимое расширение в связи со снижением гидростатического давления. При этом на некоторой глубине, которая зависит от температуры, солености, газонасыщенности рудообразующего флюида, давление пара начинает превышать гидростатическое, вследствие чего происходит гетерогенизация (кипение) раствора. Она сопровождается быстрым удалением летучих (в основном H₂O и кислых газов) и резким охлаждением флюида в результате его адиабатического расширения. Это приводит к пересыщению раствора в отношении халцедона и аморфного кремнезема, вызывая их интенсивное отложение. Здесь, в зоне кипения, формируются колломорфные, полосчатые и крустификационные текстуры.

Те же причины, приводящие также к ощелачиванию флюида вследствие ухода газов, вызывают осаждение золота и других металлов, поскольку в изменившихся условиях их сульфидные и хлоридные комплексы становятся неустойчивыми. В то же время, структурные соотношения самородного золота и халцедона в отдельных обогащенных золотом полосках колломорфно-ритмичных кварцеворудных агрегатов, соизмеримость в них реликтовых глобулей аморфного кремнезема и частиц самородного золота, количество которого к тому же в некоторых участках может превышать количество кварца, позволяет допустить, что и золото, и кварц в этих полосках изначально были отложены в виде коллоидных частиц.

Рассмотренные выше данные показывают, что коллоидный способ переноса и концентрирования золота может быть вполне реальным в эпитермальных обстановках и является подходящим для объяснения происхождения бонанцев. Высокая концентрация золота в них может быть вызвана последовательным его накоплением в результате многократного поступления в виде золотокремнеземных коллоидных растворов. Преобладание в бонанцах руд с брекчиевой текстурой свидетельствует о значительной роли взрывных явлений при их формировании: отложение коллоидного материала на стенках каналов циркуляции приводит к их постепенному сужению, вызывая рост температуры и давления раствора, вплоть до того момента, когда давление превысит прочность кварцевой «пробки» и произойдет ее гидроразрыв, носящий взрывной характер (Fournier, 1985). Наличие в цементе брекчий аморфного кремнезема со «сгустками» самородного золота показывает, что драматические изменения РТпараметров флюида во время эксплозии привели к резкому пересыщению, прежде всего в отношении кремнезема и золота, образованию их коллоидных частиц и кремнезема, и золота, которые коагулировали и в виде золотокремнеземных гелей фиксировались в рассматриваемых брекчиевых рудах. При этом, структурно-текстурные особенности этих руд свидетельствует, что механизм гидротермального брекчирования, сопровождаемый концентрированием золота в коллоидной форме, мог реализовываться в течение жизни гидротермальной системы неоднократно.

Таким образом, рассмотренные здесь на примерах эпитермальных месторождений материалы показывают, что одним из важнейших факторов, оказывавших влияние на формирование структурно-текстурного облика эпитермальных руд являлся флюидный режим, в зависимости от которого происходило или прямое осаждение минералов из раствора с образованием руд с относительно простыми текстурами, или приводились в действие механизмы, которые вызывали пересыщение флюида в отношении кремнезема и золота, зарождение и нуклеацию их коллоидных частиц, формирование бонанцевых руд с крустификационными, кокардовыми и брекчиевыми текстурами.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, грант 07-05-00517

Литература

Бетехтин А.Г. Классификация структур и текстур руд // Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 1-2.

Бетехтин А.Г. О минераграфии // Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, №6

Бетехтин А.Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe-S-O и Cu-Fe-S-O // Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, №5

Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов // Зап. ВМО, 1951, №2

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений. М.:Изд-во АН СССР, 1955₁, с.125-279

Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений. М.:Изд-во АН СССР, 1955₂, с.279-311

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Структурнотекстурные особенности эндогенных руд. М.: Недра, 1964

Коваленкер В.А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпитермальных руд золота и серебра. Диссертация ... доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1995. 102с

Fournier R.O. The behavior of silica in hydrothermal solutions // Rev. in Econ. Geol. 1985. v.2. p.45-62.

Weres O., Yee A., Tsao L. Equations and type curves for predicting aggregation of amorphous silica in geothermal brines. // Society of Petroleum Engineers Journal, 1982, v.22, No2, p. 9-16.

СУЛЬФОСОЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ (МИНЕРАЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ)

Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

На площади Сихотэ-Алиня (Приморье) широко проявлена оловянная минерализация. В этом регионе среди осадочных пород Журавлевского террейна выделяется Лужкинская металлогеническая зона развития оловянных руд с максимальной их концентрацией в пяти оловорудных районах. В центральной части этой зоны расположен Кавалеровский оловорудный район. Месторождения района при касситерит-сульфидном составе руд отрабатывались на олово, попутная (сульфидная) минерализация при гравитационной технологии безвозвратно терялась. В настоящее время месторождения с низкими содержаниями олова признаны нерентабельными (богатые руды отработаны) и законсервированы.

Сульфидная составляющая оловянных руд района не имеет полной оценки, но именно с ней можно связывать перспективы возрождения экономики глубоко дотационного района. Сульфидная минерализация в рудах занимает ведущее положение и заключает комплекс рудных элементов, 200 типоморфных для Тихоокеанского рудного пояса. К их числу принадлежат свинец, цинк, молибден, вольфрам, серебро, сурьма, образующие в разных частях рудного пояса промышленные скопления.

Основные рудные элементы, и, прежде всего цинк, свинец, медь, присутствуют в рудах в составе сульфидных минералов, другая группа элементов находится в рудах в составе сульфосолей. К этой группе принадлежат серебро, висмут, сурьма, более 2/3 запасов которых сосредоточено в сульфосольной минерализации оловорудных месторождений.

На площади района проявления оловянных руд относятся к разным оловорудным формациям, рудную основу их составляет сульфидная минерализация. Сульфосольное оруденение в сульфидных рудах занимает не более 5 % объема массы. Состав сульфосольной минерализации в оловянных месторождениях района неоднородный. Выделяются медная, свинцовая и серебряная группы сульфосолей с преобладающими сульфоангидритами As₂S₃, Sb₂S₃, Bi₂S₃. Дополнительно нужно отметить сульфостаннаты, важную группу сульфосолей оловорудных месторождений. Разные сочетания элементов сульфооснований (Cu, Pb, Ag) и сульфоангидритов (Bi, Sb, As, Sn) с привлечением теллуридов и селенидов предопределяют нахождение в рудах оловорудных месторождений большого комплекса сульфосольных минералов. Распределение этих минералов в рудах имеет свои особенности. Значительно отличаются по сульфосольной минерализации оловянные месторождения разных оловорудных формаций. В отдельных месторождениях соотношение сульфосольных минералов меняется по простиранию и падению рудных жил и повторяет особенности распределения всей сульфидной минерализации.

В месторождениях оловянно-сульфидной формации, образованных в первый рудно-магматический этап, преобладающим развитием пользуются свинцово-сурьмяные сульфосоли, менее представлены свинцово-висмутовые, медно-сурьмяные и свинцово-олово-сурьмяные сульфосольные ассоциации. К числу уверенно диагносцируемых сульфосольных минералов относятся: буланжерит, джемсонит, менегенит (свинцово-сурьмяные сульфосоли); андорит, фрейеслебенит, прустит пираргирит. миаргирит. диафорит. (серебросурьмяные); лиллианит, козалит, густавит (свинцово-висмутовые); тетраэдрит, фрейбергит, бурнонит (медно-сурьмяные); цилиндрит, франкеит, канфильдит (сульфосоли олова). В составе сульфосольных руд первого рудного этапа присутствуют двойные соли (гудмундит, тиллит, станнин) и самородные элементы (висмут, сурьма, серебро).

Сульфидную минерализацию в рудах второго рудно-магматического этапа (месторождения касситерит-сульфидно-силикатной формации) представляют свинцово-висмутовые и серебряно-висмутовые сульфосоли, находящиеся в ассоциации с теллуридами и селенидами висмута. К числу сульфосольных минералов относятся матильдит, викингит, галеновисмутин, густавит, козалит, хейровскит, лиллианит, ширмерит, канфильдит. С минералами сульфосольной минерализации ассоциируют самородные висмут и золото.

В проявлениях оловянных руд касситерито-кварцевой формации (третий рудно-магматический этап) верхние и глубокие горизонты жильных тел различаются по количественной роли сульфидной составляющей. В головной части жильных тел, главной является свинцово-цинковая минерализация с повышенными содержаниями серебра в галените. В числе сульфосолей серебра присутствуют пираргирит, миаргирит, андорит, канфильдит, а также обогащенный серебром фрейбергит и другие сульфосольные минералы.

На глубоких горизонтах специализация руд определяется медью, молибденом, висмутом, золотом, оловом при отсутствии серебра, свинца, сурьмы. Наиболее представительны сульфиды и теллуриды висмута (теллуровисмутин, тетрадимит, жозеит), самородные висмут и золото. Типичны для рассматриваемой минерализации арсенопирит, леллингит и герсдорфит.

Сульфидные руды оловорудных месторождений с сульфосольной минерализацией при больших объемах свинца, цинка, меди, серебра, висмута, сурьмы, индия не имеют полной оценки. Оловянный профиль производства на первом этапе освоения района диктовал необходимость восполнения запасов только легкообогатимых оловянных руд. По нашим данным район по концентрации серебряной минерализации в сульфосольной составляющей сульфидных руд сопоставляется с рудными районами Боливии (Американский сектор Тихоокеанского рудного пояса).

Известные в настоящее время в рудах Кавалеровского района более 40 минеральных видов сульфосолей будут дополняться новыми группами сульфосольных минералов в процессе переоценки рудоносности района на комплексные руды. Практическая значимость этих сульфидносульфосольных руд найдет воплощение в организации рентабельного горнорудного производства.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ТЕЛЛУРИДОВ И СЕЛЕНИДОВ В ЗОЛО-ТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УЗБЕКИСТАНА

Конеев Р.И.

НУУз, Ташкент, <u>rkoneev@yahoo.com</u>

Исследование парагенетических отношений теллуридов, селенидов и золота имеет длительную историю, но их систематическое и детальное изучение стало возможным с широким распространением методологии и методов микро- и наноминералогии (Конеев, Кушмурадов и др., 1994; Юшкин, Асхабов, Ракин, 2005). Все более отчетливо стала выясняться важная роль теллура и селена в геохимии и минералогии золота и серебра. Не случайно, с 2003г. начал работать Международный геологический проект IGCP-486 «Au-Ag-Te-Se deposits» (Cook, Ciobanu, Kojonen, 2003). В материалах рабочих встреч IGCP-486, проходивших в Румынии, Болгарии, Турции, Москве и Ташкенте показано, что теллуриды и селениды присутствуют в различных типах золоторудных месторождений, иногда определяя промышленные концентрации золота и серебра. Традиционно считается, что теллуриды и селениды наибольшее распространение имеют в золото-серебряных близкоповерхностных месторождениях. Но заметим, что еще В. Линдгрен (1932) выделял золото-теллуридовые и селенидовые жилы и типы эпи-, мезо- и гипотермальных месторождений.

Исследования, проводившиеся на золоторудных месторождениях Узбекистана с широким использованием микроанализаторов Jeol JXA8800R Superprobe и JSM 5910LV, показали, что теллуриды и селениды не являются «редкими» или «второстепенными» минералами. Их основная форма нахождения микро- и наноминеральная. В рудах таких месторождений как Мурунтау, Мютенбай, Высоковольтное, Косманачи, Чармитан, Гужумсай, Кочбулак, Кызылалмасай они образуют закономерные микропарагенезисы и наноансамбли с преимущественно тонкодисперсными соединениями Au-Ag.

Все промышленные золоторудные месторождения Узбекистана размещаются в пределах Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса, образуя Кызылкумский, Нуратинский и Кураминский рудные узлы (см. схему). На всех месторождениях обычно проявлено до шести золотосодержащих минеральных ассоциаций, которые образуют ряд геохимических парагенезисов /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Ag-Sb/Au-Hg/ (Конеев, 2006). Такая последовательность отложения является закономерной, универсальной и характерна для большинства золоторудных месторождений мира (Кременецкий, Минцер, 1995; Рундквист, 1997). Заметим, что наиболее полно подобный стандартный ряд парагенезисов проявлен на крупнейших месторождениях Узбекистана, но промышленный ресурс обычно определяют 2-3 минеральные ассоциации: Мурунтау /Au-W/Au-As/ – Чармитан /Au-As/Au-Ag/Au-Sb/ – Кочбулак /Au-Te/Au-As/ – Кызылалмасай /Au-Ag/Au-As/. Золото-сурьмяные и ртутные промышленные месторождения известны на территории Киргизстана и Таджикистана (Кадамжай, Хайдаркан). Таким образом, в пределах БКВПП, с запада на восток возрастает значение все более поздних парагенезисов выделенного ряда.

В рудах всех месторождений установлены теллуриды и селениды (Рудные месторождения Узбекистана, 2001; Коваленкер, Сафонов и др, 1997; Конеев, 2006). В их распределении наблюдается опредленная закономерность, связанная с последовательностью образования геохимических парагенезисов (таблица); - наиболее часто теллуриды встречаются в месторождениях с доминирующими в рудах Au-W, Au-As и Au-Te парагенезисами (Мурунтау, Чармитан, Кочбулак);

в месторождениях Кызылкумского и Нуратинского регионов, относящихся к гипо- и мезотермальным, преобладают теллуриды висмута;
 эпитермальных Кураминского региона – теллуриды Au, Ag, Pb, Sb, Hg. В
 Кураминских месторождениях увеличивается количество селенидов, но исключительно висмута;

- в месторождениях с ведущими Au-Ag (Кызылалма, Арабулак), Au-Sb, Au-Hg (Кадамжай, Хайдаркан) парагенезисами начинают доминировать селениды Ag, Pb, Cu, Sb, Hg;

- наблюдается закономерная смена составов теллуридов и селенидов: теллуриды висмута – теллуриды Au, Ag, Pb, Sb, Hg и селениды Bi - теллуриды серебра и селениды Ag, Cu, Sb, Hg. Такая последовательность характеризует смену гипо-мезо-эпитермальных обстановок рудообразования;

 парагенезисы теллуридов и селенидов вполне однозначно отражают физико-химические условия и тип месторождения. Они могут быть использованы при поисках, типизации и оценке скрытых золоторудных объектов.



Схема размещения месторождений золота и серебра на территории Узбекистана

Таблица

Месторождения	Мурунтау	Чармитан	Кочбулак	Кызылалма- сай
Минералы	Au-W	Au-As	Au-Te	Au-Ag
Главные рудные	Пирит Арсенопирит Шеелит Молибденит	Арсенопирит Пирит Галенит Лёллингит	Пирит Тетраэдрит Голдфилдит Галенит	Пирит Халькопирит Арсенопирит Фрейбергит
		Джемсонит Буланжерит	Халькопирит Сфалерит	Галенит Акантит
Теллуриды	Цумоит Пильзенит Хедлейит Жозеит В Ингодит Тетрадимит Теллуровис- мутит Сульфоцумо- ит	Хедлейит Жозеит В Пильзенит Тетрадимит Теллуровис- мутит Верлит Цумоит Гессит	Петцит Сильванит Гёссит Теллурантимон Колорадоит Алтаит Теллуровисму- тит Тетрадимит	Гёссит Сервелеит Фазы Ад-Те- Se
Селениды	Кавацулит Клаусталит	Ві ₂ (Te,Se) ₂ S Агвиларит	Лайтакариит Гуанахуатит Невскит Джуноит Кавацулит	Науманнит Агвиларит Клаусталит Берцелианит Богданови- чит
Соединения золота	Au ₈ Ag, Au ₃ Ag, Au ₂ Bi	Au ₃ Ag, Au ₂ Ag, Au ₂ Bi, Au ₂ Sb	Au ₈ Ag, Au ₃ Ag, AuTe ₂	AuAg, Au ₂ Ag ₃ , AuAg ₃

Теллуриды и селениды руд ведущих золоторудных месторождений Узбекистана

Примечание: составлено по данным Г.М.Чеботарёва, Е.М.Громовой, Н.В.Котова, Т.Э.Эшимова, В.А.Коваленкера, Р.П.Бадаловой, Р.И.Конеева.

Литература

Конеев Р.И., Кушмурадов О.К., Туресебеков А.Х. Микроминералогияпредмет, методы, применение. Ташкент: Университет, 1994.

Юшкин Н.П., Асхабов А.М., Ракин В.М. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. СПб: Наука. 2005.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Kojonen. Те - and Se – bearing gold deposits: problems, opportunities and an introduction to IGCP-486 // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Ташкент: ИМР, 2003. с. 354-356.

Линдгрен В. Месторождения золота и платины. М: Цветмет издат. 1932.

Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. Универсальность золоторудных систем – ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечественная геология, 1995, N1. с. 19-27. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геол. рудн. мест., 1997, №1. с. 11-24.

Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: Гидроингео, гл. ред. Н.А. Ахмедов, 2001. 661 с.

Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (РУз) // Геол. руд. мест. 1997, т.39. №2. с. 127-152.

Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-кураминского региона (Узбекистан). СПб: Дельта, 2006.

НЕСМЕСИМОСТЬ В СУЛЬФАТСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДАХ ПО ДАННЫМ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Котельникова З.А.¹, Котельников А.Р.²

¹ ИГЕМ РАН, Москва, <u>kotelnik@igem.ru</u> ² ИЭМ РАН, Черноголовка Московской обл., kotelnik@iem.ac.ru

Изучение природных флюидных включений показало, что в содержащихся в них растворах основными являются ионы Na, Ca, K, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, в некоторых случаях встречаются высокие содержания В и F. Повышенные концентрации таких компонентов как SO₄, CO₃, B и F часто связаны с различными рудопроявлениями. Однако экспериментальных данных по свойствам водносолевых систем при повышенных температурах и давлениях явно недостаточно. Особенно мало изучены водные растворы солей, имеющих диаграммы состояния второго типа, такие как NaF, Na₂SO₄, Na₂CO₃ и другие. Отличительной чертой таких соединений, имеющих обычно отрицательный температурный коэффициент растворимости, является наличие критических явлений как в недосыщенных так и в насыщенных растворах. Кроме того, диаграммы состояния их водных систем осложнены явлениями метастабильного расслаивания жидкости. Ранее предпринимались попытки изучения свойств растворов фторида натрия методом синтетических флюидных включений в кварце [Котельникова, Котельников, 2002]. Было показано, что присутствие во флюиде фторида натрия в невысоких количествах (2.1 мас.% раствор NaF в воде) привело к тому, что кварц уже не являлся инертным компонентом, и необходимо было рассматривать не бинарную, а тройную систему. Это коренным образом отличалось от случаев, когда в растворе при синтезе включений присутствовали хлориды натрия, калия или другие соли первого типа: даже при более высоких температурах и давлениях кварц не влиял на фазовые равновесия в NaCl-содержащем флюиде.

Целью данной работы явилось экспериментальное изучение фазового состояния сульфатсодержащего флюида при высоких Р и Т методом синтетических флюидных включений. Экспериментальная методика подробно описана в литературе [Bodnar et.al, 1985]. Система вода-сульфат натрия была изучена в (Равич, 1974) до температуры 500°С и давления 1400 бар методом фиксирования изменения хода кривых зависимости давления от температуры и объема в момент фазового перехода. Были оценены параметры критической точки Q, которые отвечали 440°С, Р=1160 бар и концентрации 25–35 мас%, и изучена растворимость соли. Оказалось, что температурный коэффициент растворимости меняет свой знак с отрицательного на положительный при повышении температуры и давления до значений, близких к точке Q.

При 300°С и Р=500 бар – в области изученных Равичем параметров – в опытах с различными составами флюидообразующих смесей обнаружены только двухфазные включения. Температура гомогенизации их превышает температуру синтеза, что может говорить только о гетерогенном захвате. При 300°С и Р=500 бар фигуративные точки опытов лежат вне поля нижней двухфазной области газ (V)+ жидкость (L). Кроме того, в нижней двухфазной области сосуществуют жидкость и пар, поэтому обязательно должны были захватываться существенно жидкие и существенно газовые включения. Однако все изученные включения гомогенизировались в жидкость, гомогенизирующихся в газ не обнаружено ни в одном из образцов.

Предположение о существовании несмесимости при 300°С и Р=500 бар подтверждают и немногочисленные результаты криометрии. Во включениях содержатся растворы, не соответствующие ни исходной концентрации, ни значению растворимости соли, полученной Равичем. Среди включений, гомогенизация которых происходит в одном температурном интервале, можно выделить две группы: с растворами, содержащими первые проценты соли и с более концентрированными составами (14 – 18 мас. %). Известно (Равич, 1974), что приблизительно в области параметров опыта на диаграмме состояния бинарной системы присутствует метастабильное поле расслаивания жидкости, в котором существует равновесие несмешивающихся жидких фаз в присутствии пара. Если расслоение в процессе опыта имело место, и включения захватывали две разные жидкости (и, вероятно, пузырек пара), то этим можно объяснить особенности составов и температур гомогенизации изученных включений. Метастабильное состояние не является термодинамически устойчивым, но способно длительно сохраняться во времени. Вещества при этом имеют более высокие значения изобарного потенциала и, как следствие, - обладают большей активностью при химических взаимодействиях, растворимостью, давлением насыщенного пара и т. д., чем в термодинамически устойчивом состоянии. Известно, что метастабильную форму можно получить путем фазовых превращений или химической реакции, проводя процесс в условиях, далеких от равновесных. В нашем случае быстрое нагревание при введении опыта в режим соответствует этому требованию. Для получения более устойчивых форм и перехода в стабильное состояние необходимо изменение значительного числа связей, существующих между частицами. Возможно, что кинетический фактор при этом служит некоторым энергетическим барьером. Само по себе переотложение кремнезема на стенках залечиваемых трещин, вызванное разностью химического потенциалов вдоль неровностей поверхности, не должно вызывать разрыва связей между частицами, поэтому можно полагать, что результаты опытов при 300°C и P=500 бар действительно отражают явления жидкостного расслоения.

Опыты, проведенные при более высоких температурах и давлениях, подтвердили наличие области расслоения в исследуемой системе. Синтез включений при 700°C и P=1 и 2 кбар был проведен в присутствии 14,2 мас. % водного раствора сульфата натрия.

В опыте при давлении 1 кбар были захвачены включения двух типов: V+L и трехфазных газ+жидкость+кристалл (V+L+S). В трехфазных включениях при нагревании происходила частичная гомогенизация (растворение пара) в интервале 351-372°С, кристаллы соли не растворялись вплоть до вскрытия. Двухфазные включения гомогенизировались в интервале 370-389°С. По результатам криометрии концентрация соли в них отвечала 10.5-19.9 мас. И Широкий интервал концентраций говорит о том, что в некоторые включения захватывались две несмесимые фазы. Поскольку второй несмесимой флюидной фазой при параметрах опыта является высококонцентрированный раствор (L₂), представленный во включениях V+L+S, при определении состава жидкости с относительно меньшим содержанием соли (L₁), следует брать минимальные значения концентраций, - более высокие значения, скорее всего, указывают на некоторую примесь фазы L_2 [Bodnar et al., 1985]. Помимо таких включений встречены отдельные разности, также содержащие две фазы V+L, но с концентрацией около 30-35 мас.% Na₂SO₄. При нагревании до 356-367°C в них происходило расслоение жидкости на две несмешивающиеся фазы, и вплоть до растворения пара при 375-394°С во включениях сосуществовали три некристаллические фазы.

В процессе опыта при давлении 2 кбар произошел захват двух типов включений: преобладали двухфазные (V+L), встречены и немногочисленные трехфазные (V+L+S), что свидетельствует о гетерогенном состоянии флюида. Криометрическое исследование двухфазных включений показало, что содержания соли отвечают 6.7 – 12.7 мас. % Na₂SO₄. Температуры гомогенизации (в жидкость) этих включений составили 354 - 358°С.

В трехфазных включениях при нагревании приблизительно при температуре 250°С происходило расслоение жидкости. Появившаяся более вязкая жидкость при дальнейшем повышении температуры увеличивалась в объеме и существовала вплоть до вскрытия включений при 400-404°С. Исходная жидкость при этом постепенно приобретала более темную окраску. Газовый пузырек постепенно уменьшался в объеме и растворялся при 316-317°С. Таким образом, в интервале температур 250 - 316°С во включении сосуществовали две жидкости и пар.

При 249-250°С происходила мгновенная перестройка кристаллической фазы. Это доказывает, что кристаллы во включениях представлены Na₂SO₄, - известно, что при 233°С ромбическая структура его сменяется моноклинной.

По-видимому, увеличение давления до 2 кбар повышает температуру структурного перехода. При нагревании выше 350°С началось интенсивное растворение соли, однако при 400-404°С включения начали вскрываться. Полученные результаты показали, что при 700°С, Р=1 и 2 кбар флюид находился в гетерогенном состоянии: одновременно сосуществовали две флюидные фазы: относительно низкоконцентрированные растворы, содержащие около 7 и 11 мас. % Na₂SO₄ (при P=1 и 2 кбар соответственно), и солевые раствор-расплавы, в которых содержание соли существенно превышает содержание воды. Грубая оценка концентрации Na₂SO₄ в трехфазных включениях, основанная на объемных соотношениях, дает величины 60-70 мас. % соли.

Проведенные при нагревании наблюдения свидетельствуют о том, что в интервале температур от 250 до минимум 400°С имеет место расслаивание жидкости, причем как насыщенной (включения с кристаллами), так и недосыщенной (включения V+L). В бинарной системе вода- сульфат натрия существует область метастабильного расслаивания жидкости (Равич, 1974). Однако величина давления, при которых существует область расслаивания была оценена только для одной системы вода-кварц-окись натрия, и давления эти довольно низкие – первые сотни бар. В нашем случае обращает на себя внимание тот факт, что несмесимость существовала вплоть до вскрытия включений. Известно (Наумов и др., 1966; Котельникова, 1994), что массовое вскрытие включение начинается при превышении внутреннего давления над наружным приблизительно на 750-1000 бар. Если изучаемые включения были синтезированы при давлении 2 кбар, при нагревании до 400°С вполне реально, что внутреннее давление приблизилось к указанной критической величине, и можно предполагать, что расслаивание жидкости протекало при давлениях, не ниже 500-600 бар.

Было показано, что в тройных системах метастабильные равновесия могут переходить в стабильные (Валяшко, 1990). Специальные опыты по нагреванию и охлаждению включений с разной скоростью показали, что на ход и величину температуры начала расслаивания это не оказывает никакого влияния. Поэтому, вероятно, можно утверждать, что в данном случае расслаивание жидкости на две фазы – процесс стабильный. А это, в свою очередь, свидетельствует о том, что кварц в данном случае – не инертный компонент, он активно принимает участие в фазовых равновесиях, и следует говорить не о бинарной, а о тройной системе вода – сульфат натрия – кварц. Нам не ясна причина такого явления: в случае NaF при взаимодействии последнего с водой и кварцем образуются нерастворимые соединения (малладрит), в результате растет щелочность флюида. Но сульфат натрия не дает промежуточных соединений с водой и кварцем, поэтому продукты гидролиза его не выводятся.

Чтобы обосновать предположение о неинертности кварца относительно растворов Na₂SO₄, были поставлены специальные опыты, в которых синтез включений проводился в тех же условиях, что описаны выше, но в систему был введен альбит. Изучение включений показало, что при 700°С и P=2 кбар, как и в опыте без альбита, получены включения: преобладающие V+L и немногочис-

ленные V+L+S. Сравнение результатов термо-криометрии включений показало, что во включениях V+L+S частичная гомогенизация происходила в том же интервале 316-317°C, однако расслоения жидкости не наблюдалось. Включения V+L гомогенизировались при близких температурах 355-362°C и содержали 7.3 - 26 мас.% Na₂SO₄. В нескольких включениях наблюдалось расслоение жидкости в присутствии пара в температурном интервале 359 -370°C. При этом «новая» жидкость, в отличие от случая расслоения ненасыщенного раствора в опыте без альбита, имела меньшую плотность и вязкость по сравнению с исходной (появлялась на границе L-V, а не у стенок включения). Таким образом, наличие в системе алюмосиликата оказало влияние на флюидные равновесия, и можно утверждать, что даже при отсутствии промежуточных соединений между компонентами системы (алюмо)силикаты активно участвуют в равновесиях во флюиде.

Явления несмесимости флюида в изучаемой системе не ограничиваются расслоением жидкости в присутствии пара. Так, в образце из опыта, проведенного при 800°С и Р=3 кбар в присутствии 30 мас. % Na₂SO₄, встречены включения нескольких типов – двух -, трех- и четырехфазные, содержащие при комнатной температуре соответственно: V+L, V+L+S и V+L₁+S+L₂. Четырехфазные включения чрезвычайно редки, вторая жидкость в них присутствует в очень незначительных количествах, она имеет более высокую вязкость по сравнению с водной фазой, внешне похожа на стекло природных расплавных включений, поэтому в дальнейшем будем именовать ее стеклом. При повышении температуры выше 181°С у стенки включения в стекле стала появляться еще одна жидкость, которая постепенно (250°C) приобретала форму капли, отгибающей мениск жидкость – стекло. Максимальные размеры эта капля имела при температуре 250-265°С, а затем она стала уменьшаться, и при 300°С стекло приобрело исходный вид. Дальнейшее нагревание привело к растворению пара при 334°С, небольшому увеличению объема стекла, и довольно сильному потемнению жидкости. Изменялась и твердая фаза: сначала шел рост крупных кристаллов за счет мелких, а затем началось растворение. Однако, при 400°С объем твердой фазы был еще очень большим. Нагревание вскоре было прекращено, т.к. при 400 – 410°С началось массовое вскрытие включений.

При нагревании трехфазных включений до температур 328-331°C происходила частичная гомогенизация флюидной части. Соль начинала интенсивно растворяться при температурах выше 350°C.

Криометрия двухфазных включений показала, что по содержанию соли среди них можно выделить две группы: низкоконцентрированные, содержащие от 4 до 0.6 мас.% Na₂SO₄ и включения, в которых последней исчезающей твердой фазой является кристаллическая соль, с концентрацией 10.3 – 23.2 мас.% Na₂SO₄. Возможно, эти включения– комбинированные, захватившие помимо разбавленного раствора соли высоконцентрированный раствор, представленный трехфазными включениями. Все вышеописанные включения гомогенизируются в жидкость при 364 - 373°С. Явления расслоения в двух- и трехфазных включениях не наблюдались.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о сложных процессах гетерогенизации флюидов: при разделении высокотемпературных несмесимых фаз каждая из этих фаз может при снижении Р-Т-параметров в свою очередь расслаиваться. В тройной системе существуют параметры, при которых одновременно в равновесии могут находиться четыре некристаллических фазы.

Литература

1. Валяшко М.В. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: «Наука», 1990.

2. Котельникова З.А., КотельниковА.Р. NaF-содержащие флюидные включения в кварце, синтезированные при 450-500°С и Р=500-2000 бар // Геохимия, 2004, № 8, с.908-912.

3. Котельникова З.А. Экспериментальное изучение сохранности флюидных включений при изменении внешних условий //Геохимия, 1994, №5, с.345=356.

4. Наумов В.Б., Балицкий В.С., Хетчиков Л.Н. О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газово – жидких включений // Докл. АН СССР, 1966, т. 171, №1, с. 183 – 185.

5. *Равич М.И.* Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях . М.: «Наука», 1974.

6. Bodnar R. J., Burnham C.W., Sterner M.S. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H_2O -NaCl to 1000°C and 1500 bars. Geochim. et Cosmochim Acta. // 1985, v. 49, p. 1861-1873.

ЗИГЕНИТ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУЛАТУЙ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Краснов А.Н.¹, Прокофьев В.Ю.²

¹ФГУП ЦНИГРИ, Москва, kras2003@rambler.ru, ²ИГЕМ РАН, Москва

Золоторудное месторождение Талатуй находится на территории Читинской области вблизи поселка Вершино-Дарасунский. Оно входит в Дарасунский рудный район и расположено недалеко от крупного золото-сульфидного месторождения Дарасун. Оруденение месторождения локализовано в гидротермально измененных магматических породах кручининского комплекса основного и среднего состава. Рудовмещающая толща прорвана дайками и штокообразными телами диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и лампрофиров средне-позднеюрского возраста (амуджикано-сретенский комплекс). Вмещающие оруденение магматические породы подвергнуты сильной гидротермальной переработке. Зоны метасоматически измененных пород осложненны многочисленными поперечными и продольными тектоническими нарушениями (Ильина, 1994).

Рудные тела месторождения представляют собой жило- и линзообразные зоны северо-западного простирания, с нечеткими границами, которые определяются по данным опробования. Распределение золота имеет характер рудных столбов, приуроченных к пересечениям рудных тел с поперечными разрывными нарушениями. Главными минералами являются магнетит, пирит, турмалин. Менее широко распространены эпидот, хлорит, полевые шпаты, халькопирит, сфалерит, пирротин и более редкие минералы. Наиболее высокие содержания золота связаны с сульфидами (Прокофьев и др., 2007).

Таблица 1.

Зигенит из месторождения Талатуй			3µ 11	игенит 1-0068	Карролит 42-1450		
Ι	L	dÅ	Ι	dÅ	Ι	dÅ	
3	30.5	5.50	3	5.47	2	5.49	
7	50.7	3.35	4	3.34	6	3.35	
5	54.0	3.15					
2	55.9	3.047	5	3.06			
10	59.8	2.855	10	2.86	10	2.858	
4	65.6	2.612					
8	72.8	2.366	7	2.36	8	2.368	
3	87.0	2.003					
4	90.3	1.937	2	1.928	2	1.932	
3	95.1	1.848			7	1.832	
6	96.8	1.819	6	1.815			
9	106.5	1.672	8	1.670	9	1.672	
0.5	112.0	1.601			0.5	1.603	
1	121.7	1.492	0.5	1.495	1	1.498	
4	126.9	1.442	3	1.441	2	1.445	
3	135.9	1.365	2	1.362	2	1.367	
0.5	141.2	1.325	0.5	1.320	0.5	1.326	
0.5	145.8	1.293					
2	150.3	1.264	2	1.261			

Дебаеграмма найденного зигенита и эталонные данные. (ICPDS -International Centre for Diffraction Data)

Примечание: анализ выполнен на установке УРС-1,0, камера 86 мм, условия съемки 20kV, 18mA, λ 1.93604, аналитик Левицкая Л.П.

В сульфидных рудах месторождения Талатуй нами был обнаружен минерал из группы тиошпинелей - зигенит ($CoNi_2S_4$). Этот минерал группы линнеита, изотропный, кремово-белого цвета с розоватым оттенком, образует изометричные зерна величиной до 50 мкм в халькопирите или на гра-

нице халькопирита и пирита (рис. 1). Дебаеграммы минералов группы линнеита (таб. 1) достаточно сходны и проведенный нами анализ образца не позволяет диагностировать найденных минерал. Химический состав зигенита отличается от идеального (Fe -1.65-2.86 wt%, Co - 29.27-29.91 wt%, Ni - 19.8-21.77 wt%, Cu - 5.21-7.54 wt%, S - 41.37-41.97 wt%, отмечаются незначительные примеси Zn, Se, Mn - менее 0,05 wt%). Ранее считалось (Боришанская и др., 1981), что составы, близкие к NiCo₂S₄, можно называть никелистым линнеитом. Согласно более поздним работам (Wagner, Cook, 1999), тиошпинели, в которых формульные коэффициенты для Ni > 1.0, а для Cu < 0.5, следует относить к медистому зигениту. Наиболее близкий по химическому составу к зигениту из руд месторождения Талатуй минерал был найден в пирит-халькопиритовых рудах Удоканского месторождения (Болдырева и др., 1986) в ассоциации с пиритом, халькопиритом, линнеитом и сфалеритом.



Рис 1. Зигенит из сульфидных руд месторождения Талатуй. Полированный шлиф, 1-халькопирит, 2 – пирит, 3 – зигенит.

Образование зигенита в рудах месторождения Талатуй происходило совместно с халькопиритом, позднее образования ранней магнетитпирротин-пиритовой ассоциации (Прокофьев и др., 2007). Можно предположить, что образованию минерала из группы тиошпинелей способствовало изменение активности серы в растворе при наличии в рудах магнетита, пирротина и пирита, выполнявших роль буфера.



Рис. 2. Состав зигенита месторождения Талатуй в сравнении с составами минералов группы линнеита в координатах Cu_3S_4 -Fe_3S_4-Co_3S_4-Ni_3S_4: 1 – зигенит из месторождения Талатуй, 2, 3 – литературные данные (Wagner, Cook, 1999), 2 – анализы по различным объектам, 3 – минеральные фазы из месторождения Зигерлэнд (Германия). sg – зигенит, cr – карролит, gr – грегит, fl – флетчерит, ln – линнеит, pd – полидимит, vio – виоларит.

Таблица 2.

Весовые %												
	S	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Se	Сумма			
зигенит м-ние Талатуй	41,37	0	2,71	29,55	21,32	5,60	0	0	100,54			
	41,91	0,02	2,76	29,27	21,77	5,21	0	0,02	100,96			
-«-	41,52	0	2,15	29,74	19,6	7,54	0,13	0,07	100,75			
-«-	41,61	0	1,73	29,36	21,15	6,6	0,05	0,04	100,55			
полидимит м- ние камбалда	41,61	0	2,91	0,13	54,95	0	0	0	99,6			
линнеит м-ние Ичкеульмес	42,52	0	3,06	35,01	22,54	0,52	0	0,49	104,14			
зигенит м-ние Ла-Мотт	41,97	-	3,09	18,64	36,55	0,3	-	-	100,55			
карролит 42- 1450 JCPDS (Заир)	39,90	-	0,50	39,00	0,10	20,00	-	-	99,50			
	Пересчет на сумму формульных единиц											
	S	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Se	Сумма			
зигенит м-ние Талатуй	3,942	0,000	0,148	1,532	1,109	0,269	0,000	0,000	7,000			
	3,967	0,001	0,150	1,507	1,125	0,249	0,000	0,001	7,000			
-«-	3,952	0,000	0,117	1,540	1,019	0,362	0,006	0,003	7,000			
-«-	3,963	0,000	0,094	1,521	1,100	0,317	0,002	0,002	7,000			
полидимит м- ние Камбалда	3,970	-	0,159	0,007	2,864	0,000	-	-	7,000			
линнеит м-ние Ичкеульмес	3,912	-	0,161	1,752	1,132	0,024	-	0,018	7,000			
зигенит м-ние Ла-Мотт	3,970	-	0,168	0,959	1,888	0,014	-	-	7,000			
карролит 42- 1450 JCPDS (Заир)	3,904	-	0,028	2,076	0,005	0,987	-	-	7,000			

Составы зигенита из месторождения Талатуй и минералов группы линеита из других объектов

Литература:

Ильина Г.Ф. Комплексирование геолого-структурных и геохимических методов при крупномасштабном прогнозировании оруденения на Талатуйском месторождении (Восточное Забайкалье) // IV Объединенный международный симпозиум по проблемам прикладной геохимии, посвященный памяти академика Л.В. Таусона. Иркутск, 1994, Т. 1, С. 178-179.

Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д., Коваленкер В. А., Акинфиев Н. Н., Бакшеев И. А., Краснов А. Н., Юргенсон Г. А., Трубкин Н. В. Состав и условия формирования руд золоторудного месторождения Талатуй (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2007г., Т. 59, №1, С. 37-76.

Боришанская С.С., Виноградова Р.А., Крутов Г.А. Минералы никеля и кобальта (систематика, описание и диагностика). М.: Изд-во МГУ, 1981.

Wagner T., Cook N.J. Carrollite and related minerals of the linnaeite group: solid solutions and nomenclature in the light of new data from the Siegerland district; Germany // Can. Mineral. 1999. V. 37, № 3. P. 545–558.

Болдырева М.М., Егоров А.М., Яковлева О.А. Сульфиды кобальта и никеля из Удоканского месторождения // Доклады АН СССР. 1986. Т. 286. №5. С. 1224–1227.

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЛЮИДОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРКУ (СЕВ. ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)

Крылова Т.Л.¹, Lhomme T.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, Ktl@igem.ru, ²CREGU, UMR G2R, университет А. Пуанкаре, Нанси

Урановые месторождения типа "несогласия", открытые во второй половине 20 века в Канаде и Австралии, обладают уникальными запасами. Типоморфным признаком этих месторождений является приуроченность к зонам структурно-формационного несогласия между AR-PR₁ кристаллическим фундаментом и протоплатформенными отложениями средневерхнерифейского возраста. Небольшое по запасам месторождение (или рудопроявление) Карку в Северном Приладожье, в юго-восточной части Балтийского щита является первым месторождением подобного типа в России

Месторождение локализовано в узле пересечения трансконтинентальных разломных зон субмеридионального и северо-западного направлений. Фундамент образован графитсодержащими биотитовыми, биотитамфиболовыми и амфиболовыми сланцами (возраст – ранний протерозой). Платформенный чехол (средний рифей) представлен чередованием пологозалегающих пластов полевошпат-кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями аргиллитов и алевролитов. В верхах разреза залегают горизонты лав базальтов с прослоями туффитов.

Урановое оруденение образует пластовые линзовидные залежи в нижней части терригенной толщи вблизи поверхности несогласия и частично распространяется в породы фундамента. Изменения вмещающих пород выражены в замещении глинистого цемента песчаников иллитсмектитом и в частичном растворении и регенерации кварца. Широко развиты также хлоритизация, карбонатизация, пиритизация и, в меньшей степени, апатитизация, флюоритизация каолинизация и гематитизация.

В процессе формирования месторождения установлена следующая последовательность минералообразования (Величкин и др., 2005):

1 стадия (предрудных изменений): кварц, Fe-хлорит, кальцит, пирит;

2 стадия (рудная): настуран 1, Fe-Mg-хлорит, керит, молибденит 1, пирротин 1, Cd-сфалерит, леллингит, сульфоарсениды Ni-Co-Fe, коффинит 1, кальцит; метамиктизация коффинита 1 и распад его - кварц -самородный свинец - галенит 1;

3 стадия (послерудная): флюорит, кальцит, антраксолит, анатаз, пирротин 2, сфалерит, гринокит, халькопирит, молибденит 2, галенит 2, арсениды Ni-Co-Fe, селениды, коффинит 2, настуран 3.

Первые результаты по условиям образования руд приведены в работе (Величкин и др.,2005). Однако за последнее время были получены новые данные по флюидным включениям (ФВ) в кварце и кальците из рудных зон месторождения, позволяющие более детально рассмотреть условия рудообразования.

Первичные флюидные включения в минералах месторождения изучены методами микротермометрии. Состав газов, а также ионы HCO_3^- , SO_4^{-2-} и HSO_4^- в растворах ФВ определены методом Рамановской спектроскопии. Состав растворов ФВ определяли по температурам плавления эвтектики ($T_{_{3BT}}$). Было принято, что $T_{_{3BT}}$ от -20.8 до -35 ⁰C соответствуют растворам Na-Cl, а ниже -49.8 ⁰C – растворам, в которых преобладает CaCl₂ (Crawford, 1981). Растворы с $T_{_{3BT}}$ от -35 до -49.8 ⁰C интерпретировались как растворы Mg-Cl (Spenser et al., 1990, Davis et al., 1990).

Образцы отобраны из скважин, пробуренных в пределах основной рудной залежи. Скважиной 625 вскрыта зона богатых руд в центре, скважинами 806 и 654, - рядовые, бедные и забалансовые руды на ее периферии.

Изучены первичные ФВ

- в кристаллах регенерированного кварца, образующего каймы, обрастающие обломки первичного кварца песчаников.

- в кальцитовом цементе настурановых руд, образование которого происходило в рудную стадию, но несколько позднее настурана.

Все изученные образцы содержат в основном два типа ФВ: двухфазные, газ+раствор и однофазные ФВ, сингенетичные двухфазным.

Регенерированный кварц. В кварце из скв. 625 двухфазные ФВ имеют $T_r = 261-148^{\circ}C$. Включения содержат Na-хлоридно-бикарбонатные растворы ($T_{_{3BT}}$ =-32/-23 $^{\circ}C$) с концентрацией 16.7 - 0.4 мас. %, экв. NaCl. В газовой фазе обнаружена CO₂ (>99.5-94.0 мол. %), метан и H₂. В одном из ФВ на стенках обнаружено углеродистое вещество.

Однофазные ФВ имеют различное заполнение. Часть из них содержит высокоплотную жидкую CO₂ ($T_{n.r.}$ =-64.3/-61.0⁰C, T_r =29.8-24.4⁰C в жидкую фазу), одно ФВ, где удалось измерить только плавление CO₂ при -
61.3⁰С – низкоплотную СО₂. В большинстве ФВ при микротермометрии фазовые изменения не наблюдались.

В кварце из скв. 806 основная масса двухфазных ФВ имеет $T_r=216-165^{\circ}$ С. В отдельных кристаллах встречены одиночные включения с $T_r=289$ и 302° С. Большинство ФВ содержат растворы Na-Cl ($T_{_{3BT}}=-28/-22^{\circ}$ С). В ряде ФВ обнаружены следы иона SO₄²⁻. В одном из ФВ с $T_{_{3BT}}=-6^{\circ}$ С в растворе присутствуют ионы SO₄²⁻ и HSO₄⁻. Концентрация растворов ваьирует от 3.9 до 0.3 мас. %, экв. NaCl. Газовая фаза содержит O₂ (от >99.5 до 53.0 мол. %), N₂ (от 52 до 38 мол. %, в 2-х ФВ азот не обнаружен) и H₂ (до 1.5 мол. %).

В кварце из скв. 654 обнаружены в основном двухфазные Φ B с Tr=420-182^oC. Растворы имеют состав Na-Cl (T _{эвт}= -34/-24^oC) и концентрацию 4.2-0.4 мас. %, экв. NaCl (в одном Φ B – 11.6 %). В газовой фазе обнаружен O₂ (100->99.5 мол. %) и H₂ (<0.5 %).

Кальцитовый цемент в настурановых рудах. В образцах из скв. 625 в кальците наблюдались ФВ с $T_r=238-87^{0}$ С и растворами Na-Cl ($T_{_{3BT}}=-34/-22^{0}$ С), вероятно, Mg-Cl (Tэвт.=-48/-36⁰C) и хлоридных растворов сложного состава с преобладанием Ca²⁺ ($T_{_{3BT}}=-65/-50^{0}$ С), концентрации которых соответственно составляют 12.0-0.4, 20.6-3.1 и 24.5-16.0 мас.%. Включения с различными T_r , составом и концентрацией растворов локализованы в близко расположенных и одинаковых по минералогическим критериям участках кальцитового цемента.

В кальците из скв. 654 ФВ имеют более высокие $Tr=276-263^{\circ}C$. Они содержат Ca(Mg)Na-хлоридные растворы (Тэвт.=-55/-37°C) с концентрацией от 24.5 до 11 вес.%.

В газовой фазе двухфазных и в однофазных ФВ микротермометрией и Рамановской спектроскопией какие-либо газы не обнаружены. Следует отметить однако, что для кальцита под действием лазера характерна слабая люминесценция, не позволяющая определить малые количества компонентов.

Поправки на давление к T_r не вводились, их следует считать минимальными температурами минералообразования. Необходимо помнить также, что $T_{_{3BT}}$ в изученных ФВ часто бывают ниже значений, известных для двухфазных и трехфазных систем, т.е. катионный состав природных флюидов был существенно более сложным., чем принято нами при их классификации по величинам $T_{_{3BT}}$.

Проведенными исследованиями установлено (Рис. 1):

1. Регенерированный кварц кристаллизовался в температурном интервале 420-150 0 C. В различных участках рудной залежи температуры отложения кварца были различны. В центре рудной залежи (скв. 625) они составляли 260-150 0 C, на ее периферии в скв. 806 температуры были выше - 300-290 и 220-170 0 C и в скв. 654 еще выше - 420-180 0 C.

Кальцитовый цемент в ассциации с настураном отлагался в интервале 275-105 0 C. В центре рудной залежи температуры составляли 240-105 0 C, на ее периферии, как и в кварце, были несколько выше – 275-137 0 C.

2. Минералообразующие флюиды при отложении кварца в скв. 625 имели Na-Cl-HCO₃ состав растворов, на периферии рудной залежи – Na-Cl-SO₄-(HSO₄⁻, HCO₃⁻) или существенно Na-Cl состав. Отложение кальцитового цемента в рудах происходило из одинаковых хлоридных флюидов с различным составом катионов. Флюиды Na-Cl состава были слабосолеными (в основном менее 10 мас. %, экв. Na-Cl, концентрация флюидов с двухвалентными катионами была существенно выше.

3. Минералообразующая среда при рудообразвании была гетерогенна В центре рудной залежи она состояла из водносолевого раствора и водно-углекислотно-метанового флюида различной плотности. При формировании кварца на перферии и при отложении кальцитового цемента газовый флюид был малоплотным и существенно водным.

В работе (Величкин и др., 2005) отмечались значительные вариации всех параметров первичных ФВ, температуры, состава и концентрации растворов, состава и плотности газовой составляющей, в пределах рудных интервалов. Предполагалось, что это явление могло быть обусловлено смешением растворов различного происхождения и/или дискретностью и телескопированием процесса рудообразования. Новые данные показывают, что неоднородность флюидов, особенно при кристаллизации кварца, характерна, по-видимому, для всего рудного поля.



Рис. 1. Температуры гомогенизации, состав и концентрации растворов ФВ при формировании регенерированного кварца и кальцита в ассоциации с настураном из цемента в песчаниках на месторождении Карку

По мнению минералогов, регенерацией кварца завершается процесс катагенеза. Основным прозрачным минералом рудной стадии является кальцит, что и отличает месторождение Карку от месторождений Канады,

где несколько генераций кварца образовалось при формировании урановых руд. Однако высокие температуры кристаллизации позволяют считать, что отложение кварца происходило не только из диагенетических вод в стадию катагенеза, но и из гидротермальных флюидов.

Молекулярные H_2 и O_2 в газовой фазе ФВ в кварце являются продуктами радиолиза воды (Dubessy et al., 1988). Радиолиз мог происходить внутри включений под действием урана, находящегося в растворе или продукты радиолиза могли быть захвачены при циркуляции флюидов через зоны ранее отложившихся руд. Для месторождения Карку, имеющего возраст не менее 1282 млн. лет очевидно, что даже незначительные концентрации растворенного урана могли обусловить наличие в газовой фазе ФВ заметных количеств H_2 и O_2 , но, по-видимому, происходили оба эти процесса. Присутствие продуктов радиолиза практически во всех изученных ФВ однозначно указывает на то, что регенерация кварца сопровождала урановорудный процесс. Основное отличие в минеральном составе руд Карку и Канады состоит в масштабах процесса окварцевания, которое, по-видимому можно считать индикатором масштаба рудного процесса. Размеры кайм регенерированного кварца на Карку не превышают 500 мкм, тогда как на месторождении Мак-Артур кристаллы аналогичного кварца достигают 3 см.

В настоящее время наиболее распространена гипотеза образования месторождений типа «несогласия» в результате взаимодействия диагенетических окислительных растворов-рассолов, выщелачивающих уран из вмещающих пород, с восходящими восстановленными флюидами глубинного происхождения (Hoeve, Quirt, 1987, Quirt, 2003).

Азот в составе газов низкотемпературных ФВ образца из скв. 806, вероятно, был захвачен флюидами при изменении слюд вмещающих пород и, также, как сульфат- и бисульфат-ионы в растворах свидетельствует о вовлечении в рудообразующий процесс подземных вод диагенетического происхождения.

В то же время, в образце из скважины 654, отобранный из безрудной зоны выщелоченных кавернозных песчаников, расположенных выше зоны рядовых руд, газовая фаза наиболее высокотемпературных из всех изученных нами ФВ (Tr=418-420^oC), содержит до 100 мол. % О₂. Не исключено, что захват кислорода произошел при циркуляции восходящих высокотемпературных флюидов через зону богатых руд.

Полученные данные, по-видимому, можно считать прямым подтверждением логически построенной модели формирования месторождений «несогласия».

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-2.

Литература

Величкин В.И., Кушнеренко В.К., Тарасов Н.Н. и др. Геология и условия формирования месторождения типа «несогласия» Карку в Северном Приладожье (Россия) // Геология рудн. Месторождений, 2005, т. 47, № 2, с. 99-126.

Crawford M.L. Phase equilibria in aqueos fluid inclusions, in Hollister L.S. and Crawford M.L. eds., Fluid inclusions: Applications to Petrology, Mineralogical Assocciation of Canada Short Course, 1981, Handbook 6, p. 75-100.

Dubessy J., Pagel M., Beny J.-M. and et. Radiolysis evidenced by H_2 -O₂ and H_2 -bearing fluid inclusions in three uranium deposits. - Geochem. at Cosmochem. Acta, 1988, Vol.52, pp. 1115-1167.

Davis D.W., Lowenstein T.K. and Spenser R.J. // Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V.54. P. 591-601.

Spenser R.J., Moller N., and Weare // The prediction of mineral solubilities in mineral waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ system at temperatures below 25° C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V.54. P. 575-602.

Hoeve, J., Quirt, D. A statinary redox front as a critical factor in the formation of high-grade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca basin, Sascathevan, Canada. Bull. Mineral., 1987, v. 110, 2-3, p. 157-171.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛИМПИАДИНСКОГО ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кряжев С.Г.

ЦНИГРИ МПР, Москва, s34@mail.ru

Олимпиалинское месторождение, расположенное Северов Енисейском районе Красноярского края, помимо важного геологоэкономического значения, привлекает к себе внимание в силу своеобразия геологического строения и минералого-геохимических особенностей (Генкин и др., 1994; Новожилов, Гаврилов, 1999; и др.). Это представительный объект для разработки моделей формирования золото-сульфидных месторождений с "невидимым" золотом, проблема обнаружения которых актуальна для многих золоторудных провинций России. Отложение золота на месторождениях этого типа имеет общую историю с образованием сульфидов, что определяет важную роль геохимии изотопов серы при расшифровке условий рудообразования.

Рудное поле месторождения обрамлено выходами орогенных гранитоидных интрузий Татарско-Аяхтинского комплекса и сложено довольно однообразной по составу толщей кварц-слюдистых сланцев. В этой толще выделяется рудовмещающий горизонт слюдисто-кварц-карбонатных пород (содержание карбонатов от 10 до 50%), перекрытый пачкой углеродистых сланцев (содержание Сорг от 0.7 до 7.7%). К этому литологостратиграфическому уровню приурочены рудные тела Восточного и Западного участков Олимпиадинского месторождения, а также ряд рудопроявлений (Иннокентьевское, Тырадинское, Оленье и др.). Осадочные толщи рудного поля претерпели полихронные метаморфические преобразования, включающие прогрессивный метаморфизм биотитовой ступени зеленосланцевой фации, ороговикование, скарнирование и разнообразные гидротермально-метасоматические изменения. Промышленные первичные золотые руды месторождения образуют подчиненные складкам стратифицированные залежи, выделяемые на основе опробования.

Исследователями месторождения выделено три последовательно сформированных сульфидсодержащих минеральных комплекса, отвечающих стадиям рудообразования, (Генкин и др., 1994; Новожилов, Гаврилов, 1999; Савичев А.А., Гавриленко В.В. 2003):

-дорудный, прожилково-вкрапленный пирит-пирротиновый, проявленный в пределах всего рудного поля;

-ранний, основной продуктивный, вкрапленный золотоарсенопиритовый (с тонкодисперсным золотом), распространенный локально в контуре месторождения;

-поздний, непостоянно продуктивный, вкрапленно-прожилковый золото-сурьмяный (бертьерит-антимонитовый) с относительно крупным самородным золотом.

Результаты изотопных анализов серы перечисленных сульфидных ассоциаций представлены в таблице и на рис.1.



Рис. 1. Изотопный состав серы сульфидов Олимпиадинского месторождения

Дорудный пирротин в пределах месторождения характеризуется весьма однородными значениями δ^{34} S (в среднем +7±2‰), что заставляет признать гидротермально-метасоматическую природу серы ранней сульфидной минерализации. В ассоциации с пиритом и пирротином отмечается

также слабозолотоносный крупнокристаллический арсенопирит, имеющий аналогичные изотопные характеристики (рис 1). Наиболее высокие значения $\delta^{34}S$ (более +8‰) отмечаются на флангах месторождения, что вероятнее всего обусловлено влиянием изотопно-тяжелой серы вмещающих пород. В центральной части месторождения осадочно-диагенетическая сера, очевидно, была полностью вынесена, что характерно для крупных рудномагматических систем (Кряжев, 2002).

Участок	Минерал	$\delta^{34}S_{CDT}$, ‰	Число проб		
Прожилково-вкрапленная минерализация за пределами рудных тел:					
в углеродистых сланцах					
Восточный	Пирит –10.90.7		17		
Восточный	Пирротин –11.22.1		7		
Западный	Пирротин –21.8+14.3		7		
в слюдисто-кварц-карбонатных породах					
Иннокентьевский	Пирротин +15.8+21.8		6		
Восточный	Пирротин +6.6+16.4		7		
Прожилково-вкрапленная минерализация в рудных телах:					
Бедные руды					
Западный	Пирротин	+5.1+6.8	4		
Восточный	Пирротин	+5.2+9.3	13		
Восточный	Пирит	+5.5+8.2	8		
Восточный	Арсенопирит +5.5+8.4		5		
Богатые руды					
Западный	Арсенопирит	+4.1+4.3	3		
Восточный	Арсенопирит	+3.8+5.3	10		
Восточный	Антимонит	+3.2+5.1	6		

Изотопный состав серы сульфидов Олимпиадинского месторождения

Как следует из полученных данных, основную роль в составе сульфидной вкрапленности за пределами месторождения играет сера осадочнодиагенетического происхождения. В углеродистых сланцах преобладают отрицательные значения δ^{34} S (до –21.8‰), свидетельствующие о наличии в породах биогенного пирита. Карбонатные породы отличаются положительными δ^{34} S (до +21.8‰), которые свойственны морским сульфатам протерозойского возраста. Указанные максимальные вариации δ^{34} S отмечаются преимущественно вблизи границы углеродсодержащих и карбонатных пород. Следует отметить, что сохранность выявленных изотопных аномалий доказывает несостоятельность предположений об изотопной «гомогенизации» серы в процессах высокотемпературного метаморфизма. Более того, контрастность аномалий заметно возрастает по мере приближения к гранитоидам (уч. Западный и Иннокентьевский).

Золотоносный арсенопирит и более поздний антимонит накладываются на сульфидизированные породы и имеют свой строго определенный диапазон вариаций δ³⁴S (в среднем +4.3‰). Одинаковый изотопный состав серы этих минералов указывает на их принадлежность к разным стадиям одного (главного) этапа рудообразования. Вероятность наложения безсернистых сурьмусодержащих растворов исключительно на участки развития золотоносного арсенопирита существует, однако требует строгого контроля разновременного оруденения одними структурами и опять приводит к выводу о близости времени формирования арсенопиритовой и сурьмяной минерализации. Наличие в Северо-Енисейском районе золото-сурьмяных рудопроявлений вне связи с золото-сульфидной минерализацией, как и развитие рудных столбов с минералами золото-бертьерит-антимонитовой ассоциации по всему вертикальному диапазону распространения оруденения на Олимпиадинском месторождении свидетельствуют в пользу автономности источника сурьмы и сульфидной серы с δ^{34} S +3 ÷ +5‰. Согласно полученным данным, с этим же долгоживущим источником связаны флюиды, сформировавшие вкрапленные арсенопиритовые руды.

Одной из примечательных особенностей рассматриваемого оруденения является неизменность изотопных характеристик карбонатов, входящих в состав минерализованных золотоносным арсенопиритом и антимонитом пород. Даже в зонах с наибольшей интенсивностью сульфидной вкрапленности порода не отличается от неминерализованных участков по δ^{18} O и δ^{13} C карбонатного вещества. Эти параметры достаточно постоянны в объеме рудного тела (δ^{13} C –0.5 ± 1.5‰, δ^{18} O +21.3 ± 1.5‰, 10 определений) и отвечают метаморфизованным морским известнякам.

Указанная закономерность свидетельствует о низком отношении вода/порода в рудообразующей системе и заставляет предполагать присутствие иных транспортирующих агентов, отличных от водно-солевого раствора. Ранее отмечалось большое количество газовых (CH₄+N₂±CO₂) включений в кварце Олимпиадинского месторождения (Генкин и др., 2002). Причем ореолы азота обнаружены исключительно вблизи золоторудных тел (Прокофьев и др., 1994). Сами по себе эти факты не является неоспоримыми доказательствами газового состава рудообразующего флюида, поскольку подобные включения могли образоваться при вскипании насыщенного газами водного раствора. Однако пространственно-временная связь рудообразующих процессов с плотным углекислотно-метан-азотным флюидом не вызывает сомнений. На рис.2 приведены свидетельства сингенетичности включений такого флюида с антимонитом из богатых золото-сурьмяных руд.

Изотопный состав суммарного углерода флюида, определенный путем вскрытия включений при 650°С в токе кислорода с последующим массспектрометрическим анализом СО₂, составил -17.3 и -17.4 ‰ (скв. 1063, инт. 250 и 265 м). Это значение достаточно близко к диапазону вариаций $\delta^{13}C_{opr}$ углеродистых сланцев (от -18.1 до -22.2‰, среднее из 20 определений –20.5‰). Полученные данные согласуются с предположением о мобиазота BO флюил путем реакции лизации углерода и типа 5C+4NH₃+2H₂O=4CH₄+2N₂+CO₂ (Генкин и др., 2002). Необходимо также отметить, что миграция серы в газовой фазе может обеспечить гомогенизацию изотопного состава этого элемента в большом объеме минерализованных пород.



Рис. 2. Сингенетичные с антимонитом включения плотного метан-азотного флюида ($T_{\kappa pum} = -110$ °C, N₂ \cong CH₄) с примесью сероводорода ($T_{nn} = -88$ °C) в кварце. Месторождение Олимпиадинское, Восточный участок, богатые руды.

В восстановительной (CO₂/CH₄ < 1) щелочной среде, буферированной карбонатами (pH 7–8), в области стабильности ассоциации арсенопирита, пирита и пирротина сероводород может обогащаться изотопом ³⁴S на 3-5‰ относительно суммарной серы растворов (Ohmoto, 1972). Следовательно, относительно высокие δ^{34} S ранней пирит-пирротиновой минерализации можно объяснить более щелочными условиями ее формирования. В этом случае продукты двух стадий оруденения оказываются генетически связаны единством источника серы рудообразующих флюидов с δ^{34} S около +4.5‰. Предположение о постоянстве pH при рудоотложении приводит к выводу о близости изотопного состава серы к «метеоритному» уровню на поздней стадии рудного процесса. Однако, в любом случае установленные существенные изотопные отличия золотоносных сульфидов от сульфидов вмещающих пород свидетельствуют в пользу глубинного источника рудного вещества.

Литература

Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж) // Геология рудных месторождений. 1994. т. 36. № 2. C.111-136.

Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Д., Цепин А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский кряж, Сибирь) // Геология рудных месторождений, 2002, том 44. № I. C. 59-76.

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау М: ЦНИГРИ, 2002. 91 с

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. -М., ЦНИГРИ. 1999.

Прокофьев В.Ю., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др. Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W)-месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия, 1994, №7. С. 1012-1029.

Савичев А.А., Гавриленко В.В. Золото-сульфидное оруденение Северо-Енисейского района (Сибирь) и условия его формирования. // Зап.ВМО, Ч.СХХХІІ, 2003. №2. C.15-29.

Ohmoto H. Sistematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Econ. Geol. 1972. v.67. № 5. P. 551-575.

ШАРИКОВЫЕ РУДЫ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЛЧЕДАННОГО СЕМЕЙСТВА

Кузнецова Т.П¹. ¹ЦНИГРИ Москва, <u>okt@tsnigri.ru</u>

В рудных залежах месторождений колчеданного семейства, подвергшихся интенсивным метаморфическим преобразованиям различных ступеней, нередко фиксируются руды "шариковой" структуры ("ball ores", no Geijer, 1969). В отечественной литературе они были впервые описаны на Холоднинском месторождении в Северном Прибайкалье под названиями "шариковых" (Ручкин и др., 1973) или "микробрекчиевых" (Дистанов и др., 1977). Позднее подобные образования фиксировались в рудах Горевского, Стрежанского, Текели и других месторождений. Характерными особенностями шариковых руд являются высокая концентрация рудного вещества (содержания свинца и цинка в них достигает 35-40 и более %) и своеобразный текстурный рисунок, который определяется присутствием округлых выделений рудных и нерудных минералов диаметром в первые мм, иногда до 2-3 см, а также окатанных и полуокатанных обломков вмещающих пород среди тонко- и мелкозернистых сульфидно-кварцевых агрегатов субграфической структуры (рис.1, 2). Количественные соотношения минералов в сульфидной матрице определяется специализацией основных рудных залежей месторождения. В частности, например, в обогащенных свинцом рудных залежах Горевского месторождения развиты существенно галенитовые шариковые руды, среди медно-колчеданных залежей месторождений Холоднинское, Вискория - существенно халькопиритовые , среди колчеданно-свинцовоцинковых – галенит-сфалерит-пиритовые шариковые руды (Холоднинское, Фалун и др.). Кроме главных сульфидов в составе шариковых руд встречаются выделения фрейбергита, сульфосолей свинца, гудмундита, арсенопирита.



Рис. 1. Месторождение Холоднинское Северное Прибайкалье. Колчеданно-свинцово-цинковые «шариковые» руды. Полированный штуф 10х11 см.



Рис. 2 Горевское месторождение. Енисейский кряж. Пирит-галенитовые «шариковые» руды. Полированный штуф 12х9 см.

В строении изометричных выделений кварцевого или карбонатнокварцевого состава нередко наблюдается концентрическая зональность, которая подчеркивается концентрическими выделениями карбоната или сульфидов. Кроме кварца и карбоната, в составе жильных минералов фиксировались ганит, гранат, мусковит, ставролит, роговая обманка. На месторождении Гарпенберг описаны стяжения мономинерального биотита, концентрация которых достигает 40% от массы жильных минералов.

Шариковые руды образуют линзы, жилы и прожилки мощностью в первые см – первые десятки см, концентрируются в ядерных частях складок. На участках сгущений вязких разломов, расчленяющих породы и руды на ряд субпараллельных пластин, возникает серия выдержанных по простиранию полос "шариковых" руд, создающая впечатление ритмичного чередования "шариковых" и других типов руд. В ряде случаев отмечается значительная, достигающая сотен метров, удаленность прожилков шариковых руд от первичных, дометаморфических рудных залежей, что сближает их с регенерированными рудами поздних этапов метаморфизма. Однако по составу и особенностям строения "шариковые" руды отличаются как от перекристаллизованных так и от типичных регенерированных руд, что вызывает разноречивые суждения о времени и способе их формирования (Vokes, 1969; Zawrence, 1973, Ковалёв, 1984; Старостин и др., 1981; Ручкин, 1984 и др.).

По мнению большинства исследователей, шариковые руды являются результатом максимального проявления высокотемпературного метаморфизма. В общих чертах они соответствуют завершающим фазам процесса метаморфической мобилизации, вплоть до частичного плавления рудного вещества. Об этом свидетельствуют высокие температуры и давления их формирования, а также типоморфные особенности слагающих их минералов (Кузнецова, 1978). Возможно, на заключительных этапах их формирования имело место глубинное окатывание кварца, пирита, других минералов в конвекционных потоках метаморфогенно-гидротермальных растворов.

Литература

Дистанов Э.Г., Ковалёв К.Р., Шобогоров П.Ч. и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. – В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцовоцинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5-43.

Дистанов Э.Г., Ковалёв К.Р. Холоднинское стратиформное колчеданнополиметаллическое месторождение. В кн.: Месторождения Забайкалья. /Под. ред. акад. Н.П. Лаверова (в 2 книгах) – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т.1, кн. 1.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П. Типоморфизм колчеданнополиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). – Геология рудных месторождений, 1973, № 6, с. 69-78.

Старостин В.И., Лычаков В.А., Сергеева Н.Е. Метаморфогенное перераспределение элементов колчеданно-полиметаллических руд. – Геология рудных месторождений, 1981, № 4, с. 30-43.

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья /Дистанов Э.Г., Ковалёв КР., Тарасова Р.С. и др. Новосибирск: Наука, 1982, 208 с.

Geijer P. Sulfidic "ball ores" and the pebble dikes. – Sver. Geol. Undersökn., Arsbook. Ser. C, 1971, № 662, p. 1-29.

Hopwood T.P. "Quarts-eye" – bearing porphyroidal rocks and volcanogenic massive sulfide deposits. – Econ. Geol., 1976, v. 71, № 3, p. 589-612.

Lawerence L. J. Polimetamorphism of the Sulfide Ores of Broken Hill, N. S. W. Australia. – Mineral. Deposita, 1973, v. 8, № 3, p. 211-236.

Sen R., Mukherjee A. D. Metamorphism and deformation of sulfides. 11. Metamorphic episodes and nature of sulfide mineralization in North Caledonian deposits of Norway. – Neues Jahrb. Min. Abh., 1973, v. 119, № 3, p. 217-231.

Vokes F. M. "Ball textures" in sulphide ores. – Geol. Fören. Stockholm Förn., 1973, v. 95, p. 403-406.

О «ГАРНИЕРИТЕ» ГИПЕРГЕННЫХ НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Лазаренков В.Г.¹, Таловина И.В.², Уголков В.Л.³, Рыжкова С.О.⁴ ¹СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург, <u>lazarenkov@mail.ru</u>, ²СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург, <u>ital@mail.ru</u>, ³СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург, ⁴СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург, <u>ryzhkov2000@mail.ru</u>

Оксидно-силикатные руды никеля составляют более 70 % мировых запасов этого металла. Их удельный вес в производстве никеля в зарубежных странах только в период с 1961 по 1987 годы возрос с 29,4 до 55 % (Вершинин, 1993) и в настоящее время эта тенденция сохраняется. В России месторождения оксидно-силикатных руд содержат около 10 % запасов никеля и практически все находятся на Урале в Свердловской, Челябинской и Оренбургской областях.. В связи с постоянно растущим спросом военно-промышленных комплексов США и Китая на нержавеющие и специальные стали, цены на никель на мировом рынке в последние годы неуклонно росли и в течении 2006 года достигали отметки 49000 долларов за тонну. На базе оксидно-силикатных никелевых руд сейчас активно строятся новые металлургические заводы в Австралии, Новой Каледонии, на Кубе, в Индонезии, в Самоа-Новой Гвинее, Бразилии, Колумбии, Венесуэле и в других странах. Россия должна принять участие в этом «никелевом буме», т.к. обладает развитой промышленной базой в виде двух комбинатов («Южуралникель») и двух заводов (Режский и Буруктальский).

В настоящее время название «гарниерит» исключено из минералогических справочников, поскольку по рентгеновским и другим данным он состоит из нескольких минеральных фаз. В отечественной литературе «гарниерит» изучался в работах И.В. Витовской и С.И. Берхина (1970) на образцах из месторождений Уфалейской и Кемпирсайской групп, а также на музейных образцах из Новой Каледонии.

Такова предыстория вопроса, касающегося уральского «гарниерита». Нами этот минерал изучался в метасоматитах и рудах Черемшанского, Синарского, Еловского и Сахаринского месторождений на основе данных химического, термического и рентгенофазового анализов. Химические анализы выполнялись в лаборатории СПГГИ (ТУ) атомно-абсорбционным методом, ана-228 литик О.Л. Галанкина, термические на установке Netzsch STA 449C в термической лаборатории СПГГИ (ТУ), аналитик ВЛ. Уголков, рентгенофазовые анализы на рентгеновском порошковом дифрактометре Geigerflex-D/max (Rigaku) в лаборатории АО «Механобр-Аналит», аналитик М.А. Яговкина. Расшифровка рентгеновских политипов проводилась на основе классификации ICPDF (international centre for diffraction data). Названия и формулы минералов приведены по справочнику Е.И. Семенова, 1991.

По данным рентгеновского и термического анализов «гарниериты» уральских месторождений представляют собой многофазные образования и состоят из серпентинов (пекораита $2Mc_I$, хризотила $2Mc_I$, хризотила $2Orc_I$, лизардита 6T, лизардита 1T, непуита - никелевого лизардита 1T), хлоритов (клинохлора *IIB*, сепиолита и палыгорскита), глинистых минералов (нонтронит, сапонит, монтмориллонит, вермикулит), минералов надгруппы слюд (талька, вилемсита, клинтонита, аннита, флогопита) и кварца. К числу спорадически встречающихся минералов относятся кальцит, сауконит, бейделлит, галлуазит, томсонит, гетит, маггемит, опал, моганит, никельгексагидрит, акцессорный магнезиохромит, а также ривсит.

На диаграмме Si-Mg-Fe+Ni фигуративные точки составов уральских «гарниеритов» попадают в треугольник кварц-хризотил-пекораит, тяготея к стенке кварц-пекораит (рис.), представляющей основной парагенезис пекораит-хризотил-кварцевых метасоматитов и руд Черемшанского и Серовского месторождений. «Клинохлоровая» тенденция «гарниеритов» Сахаринского месторождения отражается в повышенном содержании алюминия. Высокие концентрации в «гарниеритах» уральских месторождений летучих элементов (H₂O, CO₂, S, Cl), а также ряда элементов-примесей (Co, Cu, Zr, Zn, Hf, Ba) свидетельствуют о тенденции «гарниеритов» накапливать эти элементы. Кроме того, они, по-видимому, являются также носителями элементов платиновой группы.



Данные рентгенофазового анализа уральских «гарниеритов» интересно сравнить с данными по минеральному составу «гарниеритов» известных мировых месторождений Новой Каледонии, Бразилии, Индонезии, Колумбии и других мест (таблица).

Таблица

Минералы	Новая Каледония (Pelletier, 1989)	Бразилия (Esson, Carlos, 1978)	Индонезия (Kuhnel a.o., 1978)	Колумбия (Gleeson a.o., 2004)	Польша (Wiewiora, 1978)	Орегон (Ресога а.о., 1949)
Непуит	+ +	-	-	-	-	-
Серпентин	-	+ +	+ +	-	-	-
Лизардит	-	-	-	+	-	-
Девейлит	-	-	-	-	-	+
Сепиолит	-	+ +	+ +	+	-	-
Нимит	-	-	-	+	-	-
Хлорит	-	+ +	+ +	-	-	-
Хлорит- вермикулит	-	-	-	-	+	-
Хлорит- сапонит	-	-	-	-	+	-
Тальк	-	+ +	+ +	+	-	-
Вилемсит	+ +	-	-	-	-	-
Смектит	-	-	+ +	+		-
Сапонит	-	-	-		+	-
Пимелит	+ +	+ +	-	+ +	+ +	+ +
Кварц	-	-	-	+	+	-

Минеральный состав «гарниерита» зарубежных гипергенных никелевых месторождений

Примечание. Знаком «+ +» обозначены существенные содержания минералов, обычно в количестве более 10 %, мелким – менее 1 % -несколько %.

В целом, как видим, состав «гарниеритов» разных месторождений заметно меняется от месторождения к месторождению и, по-видимому, сильно зависит от конкретных условий образования. В отличие от месторождений Новой Каледонии, Бразилии, Индонезии, Колумбии, в которых важными минералами «гарниеритов» являются пимелит (никелевый сапонит) и непуит (никелевый лизардит), сепиолит, монтмориллонит, в составе «гарниеритов» Урала к числу важнейших принадлежат хризотилы, пекораит, клинохлор и тальк. В уральских «гарниеритах» обращает на себя внимание присутствие слюд (флогопита, аннита, клинтонита), а также вермикулита (надгруппа нонтронита, подгруппа сапонита), обычно развивающегося по флогопиту и клинохлору.

Уральские «гарниериты» традиционно рассматриваются как экзогенные образования, чья жильная форма объясняется инфильтрационной природой этого типа метасоматоза. В настоящее время вопрос об условиях образования уральского «гарниерита» следует рассмотреть на современном уровне с учетом новых рентгенофазовых и экспериментальных данных.

Серпентины уральских «гарниеритов» представлены хризотилами 20rc₁, 2Mc₁, пекораитом 2Mc₁ и, в значительно меньшей степени, лизардитом 6T и непуитом. Условия образования хризотила, к которым относится и пекораит, впервые были рассмотрены в экспериментальных работах Д. и Р. Рой (Roy, Roy, 1954), Э.Н. Корытковой с сотрудниками (1972), В.А. Покровского и И.П. Иванова (1984) и других исследователей. По изотопным данным Д. Веннера и Х. Тейлора (Wenner, Taylor, 1971) хризотилы формируются в диапазоне 185-115 °C. Полная сводка экспериментальных и расчетных данных по области устойчивости хризотила для реакции (1) приведена в статье М. Готшалка (Gottschalk, 1997).

$$4Mg_2SiO_4 + 6H_2O \Rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2Mg(OH)_2$$
 (1)
форстерит хризотил брусит (1)

Из неё следует, что положение кривой равновесия хризотилфорстерит меняется от 320-400 °С при низких давлениях (0-1 кбар) до 550 °С при относительно высоких (1-6 кбар). Пекораит – никелевый хризотил – в этом отношении не является исключением. Искусственный синтез «гарниерита-пекораита», выполненный в слабокислых и нейтральных водных средах показал, что он образуется при температуре 250 °С и выше при давлении 100 кг/см² (Козырин и др., 1968).

В целом, суммируя термобарические данные по основным минералам «гарниеритов» уральских месторождений можно констатировать, что они имеют гидротермальное происхождение. Другие минералы «гарниеритов» этих месторождений (нонтронит, монтмориллонит), а также лизардит, сепиолит, палыгорскит, глауконит, вермикулит, карбонаты, цеолиты формировались в экзогенной обстановке и были наложены на ассоциацию гидротермальных минералов.

Таким образом, «гарниериты» уральской провинции слагают две парагенетические ассоциации минералов (рис. 4): гидротермальную (пекораит $2Mc_l$, + хризотил $2Mc_l$ и $2Orc_l$ + клинохлор IIB + тальк + вилемсит + флогопит + кварц) и экзогенную (непуит + лизардит 1T + сепиолит + палыгорскит + нонтронит + сапонит + монтмориллонит + вермикулит + кварц). Это обстоятельство существенно отличает уральские «гарниериты» от «гарниеритов» месторождений Новой Каледонии, Индонезии, Бразилии, Колумбии и других тропических стран, в которых «гарниериты» формировались, по-видимому, главным образом, в экзогенной среде в стандартных условиях температур и давлений.

Важным практическим выводом, вытекающим из генезиса уральского «гарниерита» является то, что гидротермальная минерализация на уральских месторождениях в своем пространственном расположении не ограничивается поверхностной зоной, а предполагает глубинное или боковое продолжение. Это особенно хорошо видно на примере Черемшанского месторождения, где разведочные скважины глубиной 400 м. не вышли из рудной зоны. При этом небезынтересно отметить, что гипотеза гидротермального образования гарниеритовых жил впервые была высказана первыми исследователями месторождений Новой Каледонии. В качестве аргумента в пользу подобного способа их образования указывалось на широкий ареал площадного развития гарниеритовых жил по сравнению с площадью выветрелых пород. Из жильных гарниеритовых месторождений Новой Каледонии (Монду, Кониамбу, Непуи, Поро, Тио) в начале прошлого столетия было добыто 90 тыс. тонн руды с содержанием никеля 6,5 %.

Литература

Вершинин А.С. Геология, поиски и разведка гипергенных месторождений никеля. М., Недра, 1993, 302 с.

Витовская И.В., Берхин С.И. Главнейшие минералы коры выветривания на ультраосновных породах Урала. Гидросиликаты никеля и магния ./ Сб. Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 126-145.

Корыткова Э.Н., Косулин Г.И., Макарова Т.А. Экспериментальное воспроизведение процессов серпентинизации оливина. Изв. АН СССР, сер. геол. 1972, № 3, с. 70-76.

Покровский В.А., Иванов И.П. Фазовые диаграммы состояния модельных гидротермальных систем.//Система MgO-SiO₂-H₂O. Очерки физико-химической петрологии. М: Наука, 1984. с. 119-134.

Gottschalk M. Internally consistent thermodynamic data for rock-formeng minerals in the system SiO₂-TiO₂Al₂O-Fe₂O₃CaO-MgO-FeO-K₂O-Na₂O-H₂O-CO₂. Eur. Mineral, 1997. p.175-223.

Roy D.M., Roy R. An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentine and related layer silicate minerals. Amer. Miner., 1954. v 39. № 11-12. p. 957-975.

Wenner D.B., Taylor H.P. Temperatures of Serpentinization of Ultramafic Rocks Based on O¹²-O¹⁶ Fractionation Between Coexisting Serpentine and Magnetite. Contr. Mineral. Petrol., 1971. v. 32 № 3. p. 165-187.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А.

ИГЕМ РАН, Москва <u>belova@iem.ac.ru</u>

Концентрация рудных металлов, ведущая к образованию их эндогенных месторождений, обусловлена флюидно-магматическим взаимодействием, которое рассматривается здесь применительно к золоторудным месторождениям.

Магматизм во всех его проявлениях сопровождается фильтрующимися через магмы (трансмагматическими) флюидами, порождаемыми расплавным земным ядром. Однако их первичный водородный состав, в который входит только примесь кислородных соединений (CO, NO, SO, PO и др.), обычно не сохраняется вследствие селективной миграции водорода, регулируемой геодинамическим режимом природных процессов. Растяжение коры и мантии способствует миграции водорода, благодаря чему во флюидах достигается преобладание кислородных соединений над водородом, создающее их кислотный характер H₂+3CO=H₂CO₃+2C и др. Под их воздействием генерируется магматизм низкой и нормальной щелочности, сопряженный со структурами деструкции континентальной земной коры. Рудные металлы имеют ничтожную растворимость в кислых растворах, образуя в них нейтральные комплексыAuHS^o, HAu(HS)^o₂ и др. Она существенно ниже их растворимости в равновесных с ними расплавах нормальной щелочности, флюидное воздействие на которые относится к факторам рассеяния рудных металлов.

Роль флюидного воздействия радикально изменяется в магматических циклах, в которых геодинамический режим растяжения коры и мантии сменяется режимом сжатия, препятствующим селективной миграции из флюидов водорода, так что восстанавливается его преобладание над кислородными соединениями. В результате кислородные кислоты флюидов усместо углеводороду и слабым бескислородным кислотам: тупают $4H_2+H_2CO_3=CH_4+3H_2O_3$ $7H_2+2H_2CO_3=C_2H_6+6H_2O_1$ 10H₂+3H₂CO₃=C₃H₈+9H₂O, и т.д., 4H₂+H₂SO₄=H₂S+4H₂O и др. Реакции отражают роль водорода в качестве фактора повышения щелочности флюидов и развития щелочного уклона в магматизме, неизменно фиксируемого образованием углеводородных включений в минералах щелочных пород (Potter et al, 2004): CH₄, C₂H₆, C₃H₈, C₄H₁₀, C₅H₁₂ и др. Повышение щелочности сопровождается эффективным повышением растворимости в них золота и др. металлов (Рис.1), в результате образования ионных миграционных комплексов $Au(HS)^{-}$, $AuHS^{2-}_{2}$ и др.

Повышение щелочности флюидов стимулирует развитие обменных реакций их с расплавами, которые под их воздействием обогащаются щелочами, металлами и сильными основаниями, тогда как кремнезем и другие породообразующие компоненты переходят в трансмагматические флюиды, которые в результате этого трансформируются во флюидные расплавы, получившие в экспериментальных исследованиях название "плотные фазы". Они являются эффективными концентраторами рудных металлов, растворимость которых в них существенно превышает их растворимость в расплавах и флюидах. Трансформация трансмагматических флюидов во флюидные расплавы составляет основу образования эндогенных рудных месторождений, так как только она представляет необходимое звено связи между магматизмом и рудообразованием. От флюидных истинных растворов флюидные расплавы отличаются высокой плотностью, развитием жидкостной несмесимости и кристаллизацией с образованием эвтектик, которые отличаются от магматических эвтектик низкотемпературным характером. Пример низкотемпературной эвтектики кварца с солевыми компонентами описан в работе (Бокий и др., 1982). В них могут вплетаться рудные компоненты KAu(HS), BaAuHS₂ и др. Главные их типы представлены малосульфидными кварцевыми, кварцево-сульфидными, баритовосульфидными и сульфидными углеродистыми флюидными расплавами, продуктивными в отношении золота. Расплавная их природа однозначно доказывается наличием в рудах текстур жидкостной несмесимости (каплевидных, ритмично слоистых и др.). Несмесимость может сопровождаться образованием фаз, очень богатых золотом.

Формация малосульфидных кварцевых месторождений золота охватывает громадное разнообразие его месторождений. В числе их находится и гигантское месторождение Витватерсранд (ЮАР), сформированное излияниями в вулканогенно-осадочный прогиб флюидных лав, расщепленных на капли кварца (до 80%) и сульфидов (до 10%) в углеродистом цементе, богатым золотом и ураном (уранинит, тухолит). Вхождение урана в состав руд является признаком связи со щелочным магматизмом.

Рис.2. иллюстрирует типичную текстуру жидкостной несмесимости руд с обособлением облекающих друг друга кварцевых капель, связанных перемычками и более мелких сульфидных капель (черное).

В более общем случае в глубинных условиях золотоносные флюидные кварцевые расплавы внедряются путем замещения субстрата с образованием неправильных рудных залежей и жил, окруженных ореолами рассеяния золота. Сульфидно-кварцевые жилы представляют наиболее распространенный тип золоторудных месорождений.



Рис.1. Растворимость золота в сероводородных водных растворах при различных значениях pH, T = 300 °C, P = 300 бар (Дадзе, Каширцева, 2004)



Рис.2. Зарисовка шлифа руды месторождения Виватерсранд (Царев, 2002), иллюстрирующая кварцеворудную несмесимость, сопровождающуюся концентрацией углерода, золота и урана в цементе кварцевых капель, ошибочно принимаемых за окатанные гальки

Образование кварцево-сульфидных флюидных расплавов сопряжено с сульфуризацией железистых магматических дифференциатов, которая универсально сопровождается концентрацией золота и меди. Однако их парагенезис зависит от положения железистых диффренциатов в магматических очагах, аналогичных расслоенным интрузивам.

В апикальных их частях железистые дифференциаты возникают непосредственно ниже кислых дифференциатов, венчающих очаги, и сульфуризуются $Fe_2SiO_4+4H_2S=2FeS_2+SiO_2+2H_2O+2H_2$ с привносом меди, цинка, свинца, серебра и золота.

Возникающие в результате флюидные сульфидные расплавы извергаются непосредственно вслед за кислыми дифференциатами, образуя трубообразные обелиски, холмы и доминирующие согласные пластовые залежи, расслоенные на бедные золотом (медные в основании залежей) и богатые золотом (цинковые и особенно свинцово-цинковые баритовые). В месторождениях Куроко в Японии каждое пластовое тело контрастно расслоено на нижние медные (данные в скобках) и верхние цинковые слои с характерной концентрацией в цинковых слоях бария и свинца (мас %): Zn=8,5 (0,5), Pb=1,0 (0,1), Cu=0,9 (3,5), S=23,6 (17,9), BaSO₄=28,4 (2,2), ceребра и золота (г/т): Ag=135 (следы), Au=0,5 (следы). Секущие сульфидные залежи подводящих каналов бедны золотом, как и сопряженные с ними вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в метасоматических породах. Влияние углеводородной специфики проявляется в образовании руд с существенным преобладанием цинка над медью. Так, например, колчеданная руда месторождения Оутокумпу, подчиненного черносланцевой докембрийской формации в Финляндии, имеет следующий средний состав (мас %): SiO₂=38,6, Fe=28,3, Zn=23,5, Cu=3,8, Au=1,0 (Peltola, 1997).

Железистые дифференциаты в основании магматических очагов принципиально отличны. Они сульфуризуются по иной схеме MgFeSiO₄+H₂S=FeS+MgSiO₃+H₂O, образуя медно-никелевые флюидные расплавы. Содержание в них меди прямо коррелируется с содержанием

палладия, платины и особенно золота, что осложняется расщеплением расплавов с очень высоким содержанием перечисленных металлов в крайне медных дифференциатах. Осмий, рутений и иридий проявляют тенденцию к обратной корреляции с медью, образуя парагенезис с никелем. Медноникелевые расплавы редко дают вулканические извержения, находящиеся в ассоциации с коматиитами. В основном они остаются в плутонической фации, в которой проявляют тенденцию к погружению к основанию интрузивов и в подстилающие их породы, образуя залежи сплошных руд, в которых особенно богаты золотом медистые дифференциаты. Характерно развитие парагенезиса (совместной концентрации) золота с платиной, а серебра с палладием. Участие углеводородов в развитии медно-никелевого сульфидного оруденения в расслоенных интрузивах было показано при изучении Федорово-Панского интрузива на Кольском полуострове (Нивин и др., 2002), в котором невысокое содержание углеводородов в безрудных породах существенно возрастает с переходом к вкрапленным и особенно к сплошным сульфидным рудам. Углеводороды способствовали приобретению свойственной медно-никелевым рудам Федоров-Панского интрузива паллалиевой специализации.

Таким образом, золотоносность магматических комплексов проявляется в результате образования в них принципиально отличных от гидротермальных растворов флюидных расплавов, во всех типах которых генерация богатых золотом фаз обусловлена развитием жидкостной несмесимости.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН №2, НШ-2849.2006.5, грантов РФФИ №06-05-64288 и № 04-05-65131.

Литература

Бокий Г.Б., Никитин А.В., Пепин С.В. Химический транспорт углерода азотсодержащими "промежуточными соединениями" как особенность механизма синтеза природных алмазов // ДАН СССР, 1982, Т.226, №3, С.711-714.

Дадзе Т.П., Каширцева Г.А. Экспериментальное изучение растворимости золота в сульфидсодержащих гиротермальных растворах. // В сб. "Экспериментальная минералогия" М.: Наука, 2004, 315-326 с.

Нивин В.А., Латыпов Р.М., Балабонин Н.А., Корчагин А.У. Главные компоненты и дисперсный углерод в в породах Федорово-Панского интрузива // Изв. ВУ-308. 2002. №3. 59-65.

Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ:Бурятский научный центр СО РАН. 2002. 319 С.

Peltola E. Origin of precambrian sulphides of the Outokumpu distict, Finland// Econ. Geol. 1997. V.73., N4, P.461-477.

Potter J, Rankin A.H., Treloar P.J. Abiogenic Fisher-Tropsh synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluis inclusions, textural and isotopic evidence from Lovozero complex, N.W.Russia // Litos. 2004. V.75. P.311-330.

КАЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МИКРОПРИМЕСЕЙ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ОКРАСКУ ОПАЛОВ

Мартынова Т.А.¹, Путивцева Н.В.² ¹ФГУП ВИМС, Москва, ² РГГРУ, Москва

Опалы — природные и синтетические неорганические вещества. Они характе-ризуются своеобразной самоорганизующейся трехмерной структурой. Построенны опалы из монодисперсных частиц SiO₂ сферической формы с размером, составляющим несколько сотен нанометров, называемых мицеллами или глобулями.

Благородные опалы состоят из расположенных по закону плотнейшей физической упаковки сферических глобулей, пространство между которыми заполнено аморфным гелем кремнезема. Глобули в благородном опале достаточно крупные и достигают в диаметре 1500 – 4000Å (150 – 450 нм). Они одинаковы по величине, что обусловило однородную и плотную упаковку. Глобули относят к кремнезему I генерации. Интерстиции между глобулями благородного опала представляют правильно распределенные поры, имеющие почти тетра- или октаэдрические формы. Эти тетраэдрические или октаэдрические пустоты (поры) в упаковке сфер заполнены преимущественно гидратированным аморфным кремнеземом, или, так называемым, аморфным гелем кремнезема II генерации. Аморфный кремнезем служит цементом глобул. (Цементация, вероятно, происходила уже после правильной упаковки частиц.)

Для обыкновенных опалов характерна разновеликость и неупорядоченность сферических частиц. Эти опалы сложены беспорядочно расположенными глобулями разного размера или частицами неправильной формы, а также представлены микроволокнистым или перистым опалом-КТ (кристобалит-тридимитовым).

Как известно, окраска обыкновенных опалов имеет аллохроматическую природу и обусловлена наличием минералов-микропримесей. Разнообразные яркие цвета благородных синтетеческих опалов при отсутствии микропримесей позволяют сделать вывод о псевдохроматической природе окраски, свойственной данным образцам. Для определения типа окраски природных благородных опалов нужно учитывать как состав элементов-микропримесей, так и дифракцию света, вызванную структурными особенностями.

Для изучения качественного состава микропримесей, характерных для разноокрашенных обыкновенных опалов, а также благородных опалов как природного, так и синтетического происхождения использовался рентгенофлюоресцентный метод.

Состав микропримесей обыкновенных опалов приведен в таблице 1.

Для белых обыкновенных опалов характерен небольшой набор элементов примесей: Rb, Sr, Ca (Са присутствует в незначительных количествах). Эти элементы не являются ионами хромофорами и вхождение их в виде микропримесей не приводит к окрашиванию образцов.

Для опалов зеленых оттенков набор элементов, фиксируемых рентгено-флюоресцентным методом, увеличивается, а самое главное, появляется элемент Fe, являющийся сильным хромофором, а состояние ${\rm Fe}^{2+}$ обуславливает зеленую окраску опалов.

Сравнивая графики для коричневого, зеленых приморских и оранжевых мексиканских опалов, можно заметить, что в имеющейся окраске данных образцов не последнюю роль играет элемент Y, концентрации его десятитысячные %, но чем темнее зеленая разность опала (от молочно-зеленого до мутно-зеленого), тем выше концентрация Y.

В опалах коричневого цвета присутствуют те же элементы-примеси, что и в образцах зеленых опалов. Но концентрация Fe по сравнению с зелеными разностями в среднем увеличивается почти в 22 раза и составляет почти 1,2 вес.%. Значения концентраций Ca, Rb, Y также выше. И к элементам Ca, Fe, Rb, Sr, Zr добавляется элемент K, концентрация которого весьма высока —0,16 вес.%.

Таблица 1.

Цвет	Номер образца	Показатель преломления	Удельный вес	Элементы-микропримеси
Белые	1Б	1,41	1,91	Ca, Rb, Sr (Ca=0,0n%; Rb, Sr=0,000n%)
	2Б	1,43	2,06	Rb, Sr
Зеленые	13	1,45	2,07	Ca, Fe, Rb, Sr, Zr, Y (Ca=0,0n%; Rb, Sr, Zr =0,000n%)
	23	1,42	2,04	Ca, Fe, Rb, Sr, Zr (Fe=0,0n%)
	33	1,42	2,01	Ca, Fe, Rb, Sr, Zr
Коричневые	1K	1,48	2,29	K, Ca, Fe, Rb, Sr, Zr, Y (Ca=0,2%; Rb, Sr, Zr=0,00n%; Fe=1,2%)
	2К	1,43	2,27	K, Ca, Fe, Rb, Sr, Zr, Y
Оранжевые	К7,3	1,46	2,12	Ca, Mn, Fe, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Y (Fe=0,0n%; Mn=0,0n%; Rb, Sr, Zr=0,00n%)
	ОП2	1,45	2,12	Ca, Mn, Fe, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Y

Обыкновенные опалы природного происхождения

Следует отметить, что для коричневых опалов характерно резкое увеличение содержания Fe.

Оранжевые опалы характеризуются очень широким спектром элементов-примесей. Появляются Zn, Br, Y, высоки содержания Zr, а самое главное наряду с Fe появляется Mn — сильный хромофор, как правило, его появление вызывает оранжевую окраску минералов.

Пики Br на графике четко фиксированы, к сожалению, численных данных по концентрации Br нет, но концентрация Mn, как можно видеть по данным, достаточно высока (сотые %).

Таблица 2.

Проис- хождение	Номер образца Белые	Иризация	Показатель преломления	Удельный вес	Элементы- микропримеси	
Природ- ные	БО7	слабая, в зеленых тонах	1,41	2,10	Ca, Rb, Sr, Zr, K, Fe, Zn (Ca=0,0n%; Sr, Fe=0,00n%)	
	БО1	зеленая и синяя	1,34	2,10	Ca, Rb, Sr, Zr, Fe	
Синтети- ческие	ОП10	желтая, зеленая, оранжевая	1,42	1,70	Cu	
	ОП17	красная, жел- тая,зеленая и голубая	1,46	1,83	элементы- микропримеси	
	ОП16	зеленая	1,45	1,70	не обнаружены	
	ОП8	золотисто- коричневая	1,45	1,68		
	Черный ОП20	зеленая, красная	1,42	1,74	Fe, Cu, Zn (Fe, Cu=0,00n%; Zn=0,000n%)	

Благородные опалы: природные и синтетические

Благородные природные белые опалы содержат разнообразный спектр элементов, причем, если сравнить набор и количество микропримесей в благородных и обыкновенных опалах, то хорошо заметно, что в благородных опалах их значительно больше и содержания выше (Таблица 2).

Причины повышенного количества примесей в благородном опале были исследованы новосибирскими учеными. Принимая, что образуются благородные опалы из высокоочищенных золей кремнезема, следовало бы ожидать, что количество примесей в благородном опале должно быть меньше, чем в обыкновенных. Однако количественный спектральный и микрозондовый анализы образцов, а также данные австралийских ученых Л. Бэйлиса и П. Моулса показывают, что сумма элементов-примесей в благородных опалах выше, чем в некоторых обыкновенных. Скорее всего элементы-примеси поступают с кремнеземом II генерации и осаждаются вместе с ним в порах, а поскольку величина пористости структуры благородного опала выше, то и сумма элементов-примесей оказывается большей в благородных опалах.

Для синтетических опалов содержания элементов-микропримесей не характерно; если они и присутствуют, то в небольших количествах. В белых синтетических опалах с различной игрой света микропримеси не обнаруживаются. В одном образце зафиксирована крайне незначительная примесь меди. В черных синтетических опалах отмечены Cu, Zn и Fe, причем содержания Cu и Fe — первые тысячные %, а Zn — первые десятитысячные.

Из вышеизложенного следует:

—Для природных опалов особенно характерно содержание таких элементов-примесей как Ca, Rb, Sr, Zr. Варьирующие концентрации Fe (от небольших до очень высоких значений), его валентность оказывают большое влияние на цветовое разнообразие, свойственное опалам. Fe, по своей природе являясь элементом-хромофором, а также в зависимости от валентности и сочетания с дру-гими элементами (например, с Ti), способно разным минералам давать различную окраску.

-Чем светлее зеленая разность опала (от мутно-зеленого до молочно-зеленого), тем оказывается меньшей концентрация Ү.

-Mn, являясь сильным хромофором, наряду с Fe влияет на цвет образцов оранжевых опалов.

 Природные опалы всегда содержат большее количество элементов-примесей, чем синтетические.

-В благородных опалах, количество элементов-примесей, как правило, больше, чем в обыкновенных опалах.

-Чем насыщеннее цвет, проявленный в образце природного опала, тем более высоки концентрации присутствующих в нем элементов.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЭВО-ЛЮЦИИ КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЙКАХ

Мозгова Н.Н.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>mozgova@igem.ru</u>

Известно какую роль отводил А.Г. Бетехтин изучению парагенезисов минералов в развитии общей теории рудообразования. Это нашло отражение и в его исследованиях парагенетических минеральных ассоциаций главных рудных систем в том числе и колчеданообразующих в континентальных месторождениях (Бетехтин, 1953).

Цель настоящей работы – показать возможности, открывающиеся при изучении рудных парагенезисов в современых океанических гидротермальных постройках для оценки эволюции подводного колчеданообразования. В основу положены результаты пятнадцатилетних исследований океанических рудных парагенезисов, проводившихся при участии и большей частью под руководством автора. За это время с разной степенью детальности изучены рудные ассоциации многих подводных объектов. Наибольшее их число приурочено к Северо-Атлантическому хребту (реликтовые постройки ТАГ и Мир с базальтовым субстратом; гидротермальные поля, разной степени зрелоости, связанные с гипербазитами: Логачев-1 (неактивно, возраст до 66,5 тыс. лет), Логачев-2 (неактивно, 3,9 тыс.лет), Рейнбоу (в основном активно, до 23 тыс. лет), а также недавно открытые активные участки Ирина-1 и -2 в пределах поля Логачев, и новые рудопроявления поле Ашадзе (13[°]с.ш.) и «Поле 16[°]с.ш.»). Отдельные парагенезисы изучались в образцах из других регионов океана (задуговом бассейне Манус и межконтинентальной рифтовой зоне Вудларк (район Папуа-Новая Гвинея) и черных курильщиков из Восточно-Тихоокеанского поднятия- 21⁰ ю.ш. и 6⁰ с.ш. Материал для исследования предоставляли сотрудники ВНИИОкеангеологии (С.Г. Краснов, Г.А. Черкашев и Т.В Степанова), института Океангеологии им. П.П. Шершова .РАН (Ю.А.Богданов и К.Г.Муравьев) и кафедры полезных ископаемых МГУ (В.И. Старостин). Результаты исследований совместно с авторами образцов публиковались в статьях и представлялись в докладах на совещаниях разного уровня.

Минеральную основу гидротермальных океанских образований слагают всего несколько сульфидов системы Cu-Fe(Zn)-S – пирротин, пирит, марказит, халькопирит, изокубанит, борнит, сфалерит и вюртцит. Эта система содержит элементы переменной валентности, обладает обширными областями твердых растворов при высоких температурах и соответствующими им минералами переменного состава со значительным размахом вариаций. Кроме того, металлы, входящие в состав минералов, характеризуются разным сродством к кислороду и при гипергенезе их пути расходятся. Все это определяет чуткую реакцию данных минералов на изменение условий, индикаторами которых они могут служить.

Согласно принятому определению, парагенезис – это сонахождение минералов, обусловленное общностью происхождения. Образование минералов может быть одновременным (распад твердых растворов), последовательным в рамках единого процесса (разрастание метасоматическиой колонки) и последовательно чередующимся (зонально-колломорфные агрегаты). Покажем некоторые примеры подобных парагенезисов в океанических колчеданах.

Парагенезисы в структурах распадов твердых растворах. В этом отношении показательны минералы с большим интервалом вариаций составов. Из них особое место занимает изокубанит CuFe₂S₃, кубический аналог ромбического кубанита. Как новый минеральный вид он был открыт в океанических образцах в виде гомогенных сростков (Caye et al., 1988), но распространен здесь преимущественно в структурах распада твердого раствора, где представлен матрицей с решеткой более медистых лейст (Рис.1а.б). Морфология, размеры и частота лейст в этих структурах варьируют, также как состав слагающих компонентов. В качестве лейст установлены новые фазы: фаза X - обедненный медью халькопирит $Cu_{1,n}Fe_{1+nS2}$ где n = ~0,1, и фаза Y обогащенный медью изокубанит Cu₂Fe₃S₅ (Рис.2). Ранее соединение, аналогичное фазе Y, отмечалось в метеоритах. Другой минерал с обширной областью составов – борнит, также встречен как в гомогенных выделениях, так и в структурах распада, причем наблюдаются признаки двух- и многоступенчатых распадов. Так, на Рис 1в ковеллиновая матрица содержит тончайшую решетку борнита, которая "упирается" в крупные лейсты идаита. С учетом экспериментальных данных (Kojima, Sugaki, 1985) по содержанию цинка в изокубанитовой матрице (Рис.1а) температура распада отвечает ~300° С, тогда как по аналогии с имеющимися данными для континентальныз месторождений распад борнитового твердого раствора (Рис. 1в) происходит в гипергенных условиях при температрах 40 °C и ниже. Таким образом эти парагенезисы в древних постройках поля Логачев-1 указывают на большой температурный интервал трансформации рудного вещества.



Рис.1 Структуры распада изокубанитового (а, б.) и борнитового (в) твердых растворов в поле Логачев-1. Лейсты: а — фаза X, б – фаза Y, матрица.— изокубанит; с - лейсты представлены идаитом, матрица — распавшимся борнит-ковеллиновым твердым раствором. Полированные шлифы; в обратнорассеянных электронах + графики линейного сканирования (направление сканирования показано стрелкой); ширина кадров 250 мкм.

В отличие от соотношений изокубанита и фазы Y в поле Логачев-1 в самом молодом активном поле Рейнбоу соотношения иные. Здесь распространен гомогенный изокубанит (Рис.3), скопления которого встречаются на стенках каналов активных гидротермальных медных труб, тогда как фаза Y образует гомогенные зоны (шириной до 2 мм) вокруг каналов. Структуры распада изокубанитового твердого раствора здесь встречаются гораздо реже, они очень тонкие, слабо контрастные и обычно ассоциируют со сфалеритом. Гомогенные выделения фазы Y и изокубанита в Рейнбоу позволили достаточно надежно показать их химические различия. Состав фазы Y (среднее из 18 анализов, вес.%): Cu 27,91, Fe 35,96, Co 0,52, Ni 0,32, S 35,07, сумма 99,80, что отвечает почти стехиометрической формуле $Cu_{2,00}(Fe_{2,94}Co_{0,04}Ni_{0,03})_{3,01}S_{4,99}$ с отношением Fe/Cu = 1,5. Состав гомогенного изокубанита в Рейнбоу (среднее из 6 анализов, вес.%): Cu 20,49, Fe 43,02, Co 0,36, S 33,22, сумма 100,09, формула $Cu_{0,88}(Fe_{2,09}Co_{0,03})_{2,12}S_{3,00,,}$ близкая к идеальной CuFe₂S₃.



Рис.2. Положение фаз Х и У на диаграмме составов



Рис. 3. Параллельные сростки кристаллов гомогенного изокубанита из Рейнбоу (микроштуф, в обратнорассеянных электронах). Поле Логачев-1. Черные кружки – теоретические составы; пустые кружки – составы проанализированных сульфидов; крестики - составы идаита

Таким образом, в двух гидротермальных полях, связанных с одним типом пород, но различных по возрасту и активности, одна и та же парагенетическая ассоциация изокубанит - фаза Y присутствует в форме распада твердого раствора в более древнем поле и в гомогенных выделениях - в молодых активных медных трубах. Это позволяет полагать, что данные различия отражают степень эволюции и преобразований руд при пролонгированном действии флюидов и окружающей морской воды. Следовательно этот парагенезис наряду с некоторыми другими особенностями подводных руд (Мозгова и др. 2005) может служить индикатором их зрелости.

<u>Парагенезисы в системе Cu-Fe-S-O</u>. Эта система также представляет значительный интерес для исследователей руд, поскольку дает возможность судить о режимах серы и кислорода при минерагенезе. В континентальных рудах широко известны процессы образования магнетита и пирита по гематиту, также, как и их обратные соотношения. Согласно А.Г. Бетехтину (1953), эти превращения схематически можно отразить реакцией: $2Fe_2O_3 + 2H_2O \leftrightarrow Fe_3O_4 + FeS_2 + 2H_2O$. Направленность преврашений регулируется изменением окислительных условий. При возрастании активности кислорода преобразование сульфидов железа в оксиды сопровождается замешением халькопирита CuFeS2 менее железистым борнитом Cu-FeS4 и CuS₂ (происходит вынос образующейся окисной формы железа). Известно также, что в процессе рудообразования активность кислорода может меняться (временно или периодически) в зависимости от химических реакций, протекающих с выделением или с поглощением кислорода. Последнее может вызываться реакциями обменного разложения в связи с изменением внешних факторов равновесия (например, pH и Eh), а также способностью летучих компонентов флюидов в сильно восстановительных условиях отдавать часть кислорода, частично восстанавливаясь (например, H₂O и CO₂ до H_2 , CO). Следует также отметить, что среди сульфидов железа показателем повышения окислительных условий может служить замещение пирротина пиритом (анион $[S_2]^{-2}$ в FeS₂ является показателем более окислительных условий, чем анион S⁻² в FeS).

С учетом вышесказанного рассмотрим сульфидно-оксидные парагенезисы в океанических рудах из двух местонахождений.

В районе 6⁰ с.ш. ВТП в образцах тонкозонального строения (ширина зон < 1 см). выявлены противоречивые соотношения гематита, магнетита и пирита. В более крупнозернистых зонах кристаллы гематита преобразуются в магнетит – от периферийных оторочек с сохранением гематитового ядра до полных псевдоморфоз (мушкетовитизация гематита, реакция $2Fe_2O_3 + 2H_2S = Fe_3O_4 + FeS_2 + 2H_2O$; Бетехтин, 1953) нередко с образованием включений пирита (Рис. 4а). На эти псевдоморфозы, а также на сростки пирита нарастают мелкие кристаллы гематита (2-ая генерация), не затронутые мушкетовитизацией (Рис 4б). В более мелкозернистых зонах оолитоподобные сульфидно-оксидные образования тонкого колломорфнозонального строения корродируют и замещают кристаллы оксидов и сульфидов (Рис 4в)., но по краям частично раскристаллизованных колломорфных почек появляются новообразования пирита и гематита в чередующихся тонких зонках. Гематит заметен иногда и в ядрах почек (Рис 4г). Сходные соотношения тех же минералов отмечались в образцах руд 21° ю.ш. BTΠ (Tufar, 1993).

<u>В образцах из</u> новых активных участков <u>Ирина-2</u> в поле Логачев-1 ($14^{0}45^{\circ}$ с.ш. CAX) установлены гематит Fe₂O₃, магнетит Fe₃O₄, пирит Fe₅₂, халькопирит CuFeS₂ и борнит Cu₅FeS₄. Радиальнолучистый агрегат длиннопластинчатых (до нескольких см) кристаллов гематита содержит в интерстициях линзы распавшегося изокубанитового твердого раствора с решеткой лейст и каймами халькопирита., которые подчиняются морфологии гематитового агрегата (Рис.5а,б). В то же время гематит сечется и корродируется халькопиритом, который содержит его реликты (Рис.5в). Это гово-244

рит о смене окислительных условий (образование гематита) восстановительными (наложение сульфидов). На контакте с гематитом халькопирит, теряя часть своего кислорода, замещается оторочкой борнита (Рис 5г), что очевидно обязано кислороду, освобождающемуся при замещении гематита.. В других образцах гематит частично или полностью замещается аморфными гидрооксидами Fe (Puc.5д), что также сопровождается высвобождением кислорода и образованием борнита и халькозина близ контакта. В колломорфных текстурах вокруг реликтов гидроксидов Fe развиты разной ширины халькопиритовые (светлые) и борнитовые (серые) зоны (Puc.5e). Полученные результаты подтверждают выводы А.Г.Бетехтина (1953) о чередованиях режимов S и O в процессе рудообразования (иногда в микро-объемах). Согласно термохимическим расчетам переход сульфидов Fe в оксиды и обратно происходит в узком интервале значений pH и Eh (Garrels, Christ, 1965)



Рис.4 Соотношения гематита, магнетита и пирита . 6° с.ш. ВТП. Полированные шлифы: светло-серое – гематит, темно-серое – магнетит, белое – пирит.



Рис.5. Соотношения сульфидов с оксидами и гидроксидами железа. Ирина-2 Полированные шлифы.

Литература

А.Г.Бетехтин. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд АН СССР, Москва, 1953. С. 122-275.

Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 339-367.

Kojima S., Sugaki A. // Econ. Geol. 1985. V.80. Pp. 158-171.

R.M.Garrels, Ch.L. Christ M. Solutions, minerals and equilibria. Harper and Row, New York, 1965

W. Tufar. Arch. F. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., Wien, Juli 1993, B.16, ss. 109 - 145.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ НАНОМИНЕРАЛОГИИ ВКРАП-ЛЕННО-ПРОЖИЛКОВЫХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОМЫР

Ожогин Д.О.¹, Викулова Л.П.¹, Власов Н.Г.², Дубинчук В.Т.¹, Орлова Н.И.¹, Шувалова Ю.Н.¹

¹Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского, г. Москва, den-120@mail.ru ²OAO «Покровский рудник», г. Благовещенск

Поисковые работы на россыпное и рудное золото в Селемджинском районе Амурской области проводились еще в начале прошлого века, когда определилась промышленная золотоносность рек Селемджа, Верхняя и Нижняя Стойба, Инкан и были выявлены рудные объекты (Ворошиловское, Ингаглинское, Токурское, Ленинское, Афанасьевское). В результате этих работ выявлен Верхнеселемджинский рудный район, в состав которого входит золоторудное месторождение Маломыр.

Золотое оруденение месторождения Маломыр представлено прожилково-вкрапленной золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией, приуроченной к дробленным и метасоматически измененным осадочно-метаморфическим породам позднепалеозойского возраста, обогащенным углеродистым веществом, содержание которого достигает 2%.

Комплексом современных физических методов в сочетании с традиционными минералого-петрографическими исследованиями выявлены и изучены типоморфные особенности всего рудообразующего минерального комплекса золото-сульфидных руд месторождения.

Каждой выделенной парагенетической минеральной ассоциации соответствуют определенные генетические разновидности, как рудных, так и породообразующих минералов.

Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, в подчиненном количестве присутствуют пирротин, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, антимонит, блеклая руда, акантит.

Пирит I, II, III и арсенопирит I, II генераций резко отличаются морфологией выделений в руде, кристаллографическими формами, внутренним строением, химическим составом (отношениями Fe/S, S+As/Fe+Co+Ni, S/As, Ni/Co, элементами-примесями), следовательно, и химическими формулами, а также включениями минералов микро- и нанометровой размерности.

Состав пирита и арсенопирита обуславливает и типоморфные признаки их физических характеристик, а именно: термоэлектродвижущей силы (термо-ЭДС), микротвердости, отражения в монохроматическом свете видимой области спектра. параметра элементарной ячейки и изотопного состава серы.

Методами электронной микроскопии и рентгенографического анализа выявлены, идентифицированы и изучены микро- и нанофазы минералов, присутствующие в виде включений в пирите и арсенопирите.

Сульфиды: миллерит NiS, хизливудит Ni₃S₂, бравоит (NiFeCo)S₂, макинавит FeNi₉S₈, каттьерит CoS₂, аргентит Ag₂S.

Арсениды: никелин NiAs, лёлленгит FeAs₂.

Сульфоарсениды: кобальтин CoAsS.

а

Сульфоантимониды: пираргиритAg₅SbS₃, стефанитAgSbS₄.

Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что тонкодисперсное самородное золото (размером менее 0,5 мкм), представленное в основном выделениями изометричной (каплевидной) формы, приурочено к микротрещинам, микродислакационным нарушениям, интерстициям, интрарудным разрывам, к границам зерен, зональности, линиям спайности, микровключениям, микросрастаниям фаз и порам (рис.1).



Рис.1 а. Самородное золото каплевидной формы в кварце. Реплика с извлечением. ПЭМ. б. Самородное золото в пирите. РЭМ.

Определенные формы нахождения отдельных элементов, присутствующих в виде закономерных минеральных микропарагенезисов, обуславливающих микрозональность рудной минерализации, могут быть использованы в качестве индикатора вертикальной зональности и эрозионного среза золотого оруденения месторождения Маломыр.

Проведенные комплексные исследования особенностей состава и строения рудообразующих минералов золото-сульфидных руд, в которых доминирующую роль играли прецизионные методы электронной микроскопии и рентгенографии, позволяющие изучать микро- и наноразмерные минеральные фазы, показывают, что наноминералогические исследования уверенно становятся эффективным методом поисковых работ, изучения процессов рудообразования и металлогении золота.

О ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ РТУТНЫХ МИ-НЕРАЛОВ И УГЛЕРОДИСТЫХ СОЕДИНЕНИЙ В РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Озерова Н.А.

ИГЕМ РАН, Москва, ozerov@rinet.ru

Углеродистые вещества и минералы в ртутных рудопроявлениях и месторождениях встречаются в твердом, жидком и газообразном состояниях, образуя самостоятельные выделения или ксеногенные включения, а также срастания с гидротермальными минералами, включая киноварь (Диденко, 1985; Мерлич, 1958; Озерова, 1986; Пиковский, 1993, Люминисцентная битуминология, 1986; Bailey, 1959, и др.). Их количества изменяются в широких пределах – от микровключений до значительных скоплений. Так, в ртутном месторождении Терлигхуа (США, Техас) количество битумов и жидких углеводородов (УВ) было столь велико, что обеспечило энергией все эксплуатационные работы на месторождении (данные Yates and Thompson, цитируется по Fein and Williams-Jones, 1997), а на месторождении Аббот (США, Калифорния) отрицательным образом сказывалось на обжиге руд. Среди углеродистых минералов установлены следующие: идриалин – $C_{22}H_{14}$, карпатит – $C_{24}H_{11}$ О, кертисит – $C_{24}H_{18}$, гатчеттит – $C_{40}H_{83}$, ювелит – $Ca(C_2O_4) \cdot H_2O$. Все они в той или иной мере встречаются в тесной ассоциации с киноварью; наиболее широко распространены первые три минерала.

В рассматриваемом аспекте – о генетических взаимоотношениях ртутных минералов с углеродистыми соединениями – приведем некоторые, весьма впечатляющие факты. На Вышковском рудном поле (Закарпатье) описаны включения битумоидов по зонам роста кристаллов киновари (Мерлич, 1958). На месторождении Данджай (Юго-Восточный Китай), наряду с киноварью, во включениях крупных (более 10 см), хорошо ограненных кристаллов кварца, установлены битумы (Федорчук). На месторождении Калвер-Беер (Калифорния) текстурные взаимоотношения нефти и киновари внутри или между кристаллами кварца свидетельствуют об их совместном отложении (Peabody and Einauch, 1992). На месторождениях Нью-Альмаден и Аббот описаны специфические образования – "пенистые" жилы, состоящие из сферических скорлупок опала или кварца, заполненных нефтью и газом, внутри которых отмечается киноварь (Bailey, 1959). На месторождении Идрия в Хорватии (ныне выработанном) нам удалось наблюдать киноварные руды, пропитанные густым битуминозным веществом, называемым здесь идриалитом; когда в нем много смолистого вещества (идриалина), он горит ("ognjenom rudon" – огневая руда).



Рис. 1. Распределение ртути (а) и углеродистых веществ (б) в пределах Восточного термального поля кальдеры Узон

1 - контуры рудной залежи; 2 – термальные источники (М – газирующие метаном); 3 – нефтепроявления; 4 – участки, где установлены полицик-лические ароматические углеводороды в грунтах и донных отложениях; 5-7 – площади развития ртутных аномалий с содержанием Hg, в %: $5 - n \cdot 10^{-4}$, $6 - n \cdot 10^{-3}$, $7 - n \cdot 10^{-2}$; 8-10 – площади развития некарбонатно-го органического углерода в грунтах с содержанием углерода, в %: 8 - 0,2-0,4; 9 - 0,4-0,8, 10 - более 0,8; 11 - озера

Фактов, указывающих на парагенезис киновари и углеродистых веществ и минералов в ртутных месторождениях, достаточно много, в том числе в приведенных в списке литературы работах, и мы не будем их здесь описывать. Приведем лишь некоторые наши оригинальные данные по современному ртутному минералообразованию.

В течение ряда лет исследовалось распределение ртути (Hg) на территории Восточного термального поля кальдеры Узон (Камчатка). Широко развиты площадные ртутные ореолы (Рис. 1а), и в их пределах отмечаются редкие проявления киновари, метациннабарита и металлической ртути. Синхронно с ртутометрической съемкой Ю.И. Пиковский проводил исследования углеводородов с особым вниманием к полициклическим ароматическим углеводородам –ПАУ (Пиковский, 1993), поскольку последние среди углеродистых веществ всегда присутствуют в гидротермальных процессах. Результаты представлены на Рис. 1а и 1б. Из сопоставления этих данных вырисовывается сопряженность в распределении Hg и углеродистых веществ.

В одном из грифонов Апапельских источников (Камчатка) нами наблюдалось современное отложение киновари на колониях водорослей, что впоследствии при их захоронении будет фиксироваться как парагенетическая ассоциация киновари и углеродистых веществ.

Каковы возможные причины формирования таких парагенезисов? Анализ всего известного материала по геологии и геохимии Hg позволил установить новую региональную закономерность в размещении ее месторождений: наличие нефтегазоносных бассейнов или впадин с признаками нефтегазоносности, ограниченных или рассеченных рудоконтролирующими глубинными разломами. По этим разломам Hg в составе флюидов и гидротерм поднимается к поверхности, а углеводороды и сера поступают с нефтяными водами из близлежащего нефтегазоносного бассейна, и формируется парагенетическая ассоциация ртутных минералов и углеводородов. По этой концепции что-либо определенно сказать о генезисе нефтей палеобассейнов нельзя; только то, что они уже существовали ко времени ртутного рудообразования.

Материал по калифорнийским ртутным месторождениям хорошо иллюстрирует эту концепцию (Рис. 2). Нефть из скорлупок "пенистых" жил по изотопному отношению $^{13}C/^{12}C$ близка нефти из меловых отложений нефтегазоносного бассейна Great Valley, расположенного восточнее ртутного пояса Калифорнии (Vredenburg U.D., Cheney E.S., 1971). По изотопному составу кислорода и водорода (White D.E., Barnes J., O'Neil, 1973) современные рудообразующие гидротермы, в том числе формирующие ртутную минерализацию, образуются за счет смешения метеорных вод поверхностного происхождения и нефтяных вод элизионного происхождения. А ртуть поступает в зону рудоотложения по зоне глубинного разлома Сан-Андреас.



Рис. 2. Геолого-геофизический профиль через район ртутных и ртутьсодержащего нефтяного месторождений в Калифорнии

(на основе данных Дж. Карлсона и Р. Вилдена по 37-й параллели) 1 – палеозойские и мезозойские метаморфические породы; 2 – юрские эффузивно-терригенные отложения (францисканская формация); 3 – меловые (нефтегазоносные) –а и кайнозойские – б осадочные породы; 4 – гранитоиды; 5 – рудоконтролирующий разлом Сан-Андреас; 6 –место-рождения: а – киноварные (Нью-Альмаден, Нью-Идрия), б – ртутьсодержащее нефтяное (Кимрик)

На месторождении Идрия вмещающими породами для ртутных руд явились богатые органическим веществом углистые сланцы T₂ ("сконца") и доломиты P₃: "фактор рудоносности" битуминозных доломитов составляет 25 %, пород "сконца" – 60 %, т.е. углеродистые вещества в значительных количествах заимствовались из вмещающих пород.

Для Апапельских источников в будущем парагенезисе киновари и углеродистых веществ некоторый пай внесут колонии водорослей, на которых в настоящее время отлагается тонкодисперсная киноварь.

В случае кальдеры Узон возможно предположить эндогенное происхождение углеводородов. Кальдера принадлежит региональной структуре Курило-Камчатской линейной подвижной зоны, в пределах которой развиты глубинные разломы. К одному из них – Восточно-Камчатскому – в участке его пересечения с Северо-Западным глубинным разломом и приурочена кальдера Узон. Таким образом, с учетом наших геохимических материалов по парагенезису ртути и ее минералов и углеродистых веществ, можно утверждать, что Курило-Камчатская тектоническая зона контролирует размещение в ее пределах минералов ртути, ее геохимических концентраций и углеводородов. Эти материалы не противоречат предположению, что не только Hg, но и парагенные с ней углеводороды могут иметь глубинное происхождение.

Выше были рассмотрены материалы по парагенезису ртутных минералов и углеродистых веществ в ртутных месторождениях (в ситуации подавляющего избытка ртути). Теперь приведем некоторые данные о рассматриваемом парагенезисе в углеводородных природных объектах (при избытке углеродистых компонентов). Это газовые, газоконденсатные и нефтяные месторождения с высокими содержаниями ртути, которые выделены нами как новый генетический тип ртутных месторождений (Ozerova, 2006). Общим для них является приуроченность к ртутным поясам и локализация в узлах пересечения глубинных разломов.

Газовое месторождение Зальцведель-Пекензен (Германия). Концентрация ртути в газах этого месторождения близка пределу насышения (Dickenstein et al., 1973). На установке по очистке газа наблюдалась уникальная картина: за счет снижения температуры и давления происходит активное выделение самородной ртути, которая сливалась в кюветы. Кроме металлической ртути, в скважинах обнаружены амальгамы свинца и новый минерал – альтмаркит (HgPb). Образование этих бессернистых минералов обусловлено отсутствием сероводорода. И это на фоне широкого развития углеводородных газов.

Газонефтяное месторождение Кимрик (Калифорния). На установках по осушению и очистке нефти происходит самопроизвольное выделение металлической ртути (Bailey et al., 1961). Здесь можно говорить о парагенезисе металлической ртути и нефти.

Газоконденсатные месторождения Юго-Восточной Азии (Сиамский газонефтяной бассейн). Публикаций практически нет. Нам известны два газоконденсатных месторождения на шельфе: восточнее Малаккского полуострова и на севере залива Таиланд. Здесь попутно извлекается значительное количество металлической ртути, и также как в предыдущем случае можно говорить о парагенетической ассоциации самородной ртути и углеводородов. Подобные объекты будут еще открыты; тому есть основания.

И в заключение, в весьма осторожной форме, предлагается выделять техногенные парагенезисы ртутных минералов и углеродистых веществ. Так известно, что на месторождении Кимрик в трубопроводах при смешении бессернистых газов этого месторождения с сероводородсодержащими газами из нефтегазового бассейна Great Valley на стенках трубопроводов из газовой фазы отлагается киноварь. Таким образом, оформилась парагенетическая ассоциация киновари и углеводородных газов, но при техногенном вмешательстве. Другой пример: газоконденсатные месторождения в северной части шельфа Таиландского залива, где в результате очистки и осушки газоконденсата, поступающего на технологическую установку на суше, и сброса отходящих продуктов в мелководное море, в морских осадках формируется метациннабарит (Grieb, Petcharuttana, Roy et al., 2001); налицо техногенная парагенетическая ассоциация метациннобарита и углеводородов.

Литература

Диденко А.В. Геохимия углеродсодержащих соединений ртутных месторождений Украины. Киев: Наук. Думка, 1985. 124 с.

Люминисцентная битуминология. М.: Изд-во Моск. университета, 1975, 191 с.
Мерлич Б.В. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье//Сов. геология, 1958, № 2.

Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 231 с.

Пиковский Ю.И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. М.: Изд-во Моск. университета, 1993. 205 с.

Bailey E.H. From veins, formed by immiscible hydrothermal fluids in mercury deposits, California//Bull. Geol. Soc. Amer. 1959, vol. 70, N 5, pp. 661-663.

Fein J.B. and Williams-Jones A.E. The role of mercury-organic interaction in the hydrothermal transport of mercury//Economic geology, 1997, vol. 92, pp. 20-28.

Grieb T.M., Petcharuttana Y., Roy S., Bloom N.S. and Brown K. Mercury studies in the central Gulf of Thailand. In proceeding of the 6th International Conference on Mercury as a Global Pollutant, 2001, Minamata, Japan, abstr. 128.

Ozerova N. Mercury-hydrocarbon deposits – new genetic type of mercury deposits. Understanding the genesis of the ore deposits to meet the demands of the 21st century. 12 the Quadrennial IAGOD Symposium. 2006. M.; CD-ROM.

Peabody C.E. and Einauch M.T. Origin of petroleum and mercury in the Culver-Baer cinnabar deposit. Mayacmas district, California//Economic geology, 1992, vol. 87, pp. 1078-1103.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАУКОНИТОВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Патык-Кара Н.Г.¹, Андрианова Е.А.¹, Дубинчук В.Т.², Левченко Е.Н.¹ ¹ИГЕМ РАН,

²Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского

Глауконит является, наряду с кварцем, полевым шпатом и фосфатами, одним из наиболее характерных аутигенных минералов ископаемых титано-циркониевых россыпей. Его содержания в рудных песках могут составлять 4-5 % (до 10 %), он рассматривается в качестве важного попутного компонента комплексных россыпей и может выделяться в самостоятельный промышленный концентрат, который имеет широкую область применения, главным образом, в качестве мощного сорбента и деактиватора, добавки животным кормам, компонента питательных сред, при производстве удобрений и красителей.

В этом отношении характерны глауконит-кварцевые пески Центрального месторождения титано-циркониевых песков, расположенного в Тамбовской области Европейской части России. Месторождение приурочено к верхней части верхнесеноманских-базальному горизонту сантонских отложений верхнего мела и представляет собой субгоризонтально залегающую пачку мелко-тонкозернистых песков олигомиктового, существенно кварцевого, состава с примесью фосфатов, глауконита и с повышенными содержаниями рудных минералов (ильменита, рутила, циркона), которым также сопутствуют кианит, силлиманит, гранат, тонкое золото.

Содержание глауконита в рудных песках месторождения варьирует в широких пределах от 0.5 до 50-100 кг/, составляя в среднем (по Восточному участку месторождения) 9.24 % в исходных песках и более 10 % в самой зернистой части. Глауконит, имеющий плотность 2.2-2.8, накапливается в основном в легкой фракции песков плотностью < 2.7 г/см³ (в классе - 0.1+0.074 мм) и во фракции 2.7-3 г/см³ в классе крупности -0.25+0.14 мм, концентрируясь в продуктах магнитной сепарации этих фракций, где накапливается около 77 % его общего содержания в продуктивной части песков. Состав глауконитов (по данным полного химического анализа монофракций) (в %): Fe₂O₃ – 18.4, Al₂O₂ –11.2, SiO₂ – 45.2, K₂O – 6.55, MgO – 2.35, CaO – 0.48, Na₂O – 0.45. Характерной особенностью глауконитовых концентратов является относительно повышенное содержание Ti – 2.13, Mn – 0.13 ppm), Zr , Cr – 0.0n ppm), а также аномально высокое содержание мышьяка (более 8%).

<u>Известно, что</u> формирование глауконита происходит в определенном интервале глубин и температур воду (Porrenga. 1967; Vaz, 2005), поэтому глауконит ископаемых россыпей является важным критерием восстановлениях условий их формировании, а именно зеленый глауконит с повышенным содержанием Fe_2O_3 и SiO₂ формируется на глубинах в основном более 60 м при относительно пониженной температуре придонных вод, в то время как коричневый глауконит (вердин) с повышенным содержанием K₂O формируется в зоне глубин 20-60 м при более высоких температурах придонного соля (Vaz, 2005).

Часть глауконита в глауконит-кварцевых песках осадочных формаций обычно бывает переотложенной при подъеме уровня палеобассейна или поступает за счет размыва более древних осадков, и таким образом, имеет аллотигенное происхождение. Анализ изученных глауконитовых концентратов показывает широкое разнообразие их морфологических разновидностей. Наряду с вторично окатанными (т.е. переотложенными) аллотигенными зернами, в том числе зернами слоистого строения, образовавшимися по слюде, широко распространены различные по морфологии зерна аутигенного глауконита глобулярной и субглобулярной структуры, а также окатанные обломки зерен всех морфологических разновидностей, характеризующиеся тонко-пористой (шагреневой) поверхностью коррозионного типа. Практически все глаукониты (более 98%) представлены зернами фисташковой окраски – от ярко окрашенных зерен, фисташковый цвет которых сгущается до темно-бурого и виден только в осколках (число таких зерен невелико и не превышает 1%) до светло-желтых со слабым зеленоватым оттенком. Около 1-1.5 % зерен глауконитов преимущественно глобулярного типа «гроздевидного» строения имеет отчетливо проявленную синевато-зеленую «глауконитовую» окраску. Это говорит о том, что формирование глауконита протекало на значительных (n.10 м) глубинах, ниже зоны сублиторального россыпеобразования, а совместное нахождение тяжелых минералов и глауконита обусловлено привносом последнего в период штормов с больших глубин, о чем свидетельствует раскалывание и повторное окатывание части зерен, либо в процессе поднятия уровня моря, как это наблюдается на современном шельфе (Vaz, 2005).

Характерную особенность глауконитов Центрального месторождения составляет широкое развитие на их поверхности зерен структур и фаз, свидетельствующих о том, что они испытали воздействие наложенных постседиментационных процессов. Методами электронной микроскопии (СЭМ и ПЭМ) на поверхности зерен были выявлены разнообразные структура химической коррозии, которая сопровождалась выносом железа, по сравнению со свежими сколами зерен (рис.1 а). Широко проявлено также обрастание зерен глауконита новообразованными минеральными фазами (рис.1 б-в), которые имеют характер точечных высыпаний, наростов или сплошных скоплений, покрывающих поверхность зерен, иногда по всей ее площади, или сосредоточенных на участках срастания отдельных глобул и по трещинам. При больших увеличениях видно, что часть этих представлена скоплениями микрокристаллов призматической и пластинчатой формы (рис. 1 е). В составе новобразований резко возрастает содержание Са – 4-8, до 15 %, P – 4-8, до 30 %, S – 1-5, до 28 %, Cl – 3-10, до 28 % в локальных точках, что указывает на присутствие в их составе солей морского происхождения (гр. карналлита и ангидрида). Особого внимания заслуживает постоянная примесь мышьяка, рядовые содержания которого колеблются в пределах 2-15 %, увеличивая до 25-45 % в отдельных новообразованиях и до 60-72 % в локальных точках. Из рис. 1 в, е видно, что накопление As происходит одновременно с накоплением Са, Р, S и Cl. Повышенные содержания мышьяка характерны также для скелетов микрофоссилий на поверхности зерен глауконита. Со-нахождение мышьяка с серой позволяет предположить, что по крайней мере часть его присутствует в в сульфидной или сульфатной форме.

Вопрос об источниках мышьяка остается неизученным. Учитывая, что в пределах изученной площади трассируются зоны трещиноватости, повышенной проницаемости и массо-водообмена, вдоль которых нами было установлено более активное постседиментационное изменение ильменита, отмеченное повышенным содержанием вторичных титановых минералов в ильменитовом рудном концентрате россыпи, ранее мы придерживались гипотезы об эксгаляционном происхождении As, сопоставляя его с эксгаляционно-осадочными концентрациями тяжелых металлов, описанными для Воронежского массива (Савко, Шевырев, 2001). Однако, принимая во внимание, что мышьяк входит в состав широко применяемых на пахотных землях минеральных удобрений и пестицидов, более надежной представляется его антропогенное происхождение за счет привноса вадозными водами, циркулирующими в верхних горизонтах осадочного чехла.



Puc.1. Поверхностное строение и состав глауконитов Центрального титаноциркониевого россыпного месторождения (по данным СЭМ): а – зерно глауконита, подвергшееся in situ значительной химической коррозии, которая сопровождается выносом железа (ср. с участком поверхности, не затронутым коррозией); б,в – зерна аутигенного глауконита глобулярного строения, покрытые «сыпью» новообразованных минеральных фаз, в составе которых присутствуют Ca,S, Cl, P,а также As, Ti, Zr; г,д – новобразование на поверхности глауконита с высоким содержанием мышьяка; е – микрофоссилии на поверхности окатанного зерна глауконита слоистого строения с высоким содержанием мышьяка.

Литература

Porrenga D.H. // Marine geology. 1967. Vol. 5. pp 495-501.

Vaz G.G. In: Mineral Deposits of Continental Shelves and Annual Conference of the IGCP-464 Project. Abstracts. St. Petesburg: VNIIOkeangeologia, 2005. p. 105-108.

Савко А.Д., Шевырев Л.Т. // Труды НИИ Воронежского ГУ. Воронеж: Издво ВГУ. 2001. вып. 6. 151 с.

ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ БЛЕКЛЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗНЯКОВСКОЕ (Ю. УРАЛ) Плотинская О.Ю.

ИГЕМ РАН, Москва, plotin@igem.ru

Березняковское золоторудное эпитермальное месторождение расположено в пределах Восточно-Уральской зоны, в 35 км южнее г. Челябинска, и приурочено к Биргиндильско- Томинскому рудному узлу. На территории Березняковского рудного поля известны несколько центров золоторудной минерализации, два из которых – Центральное Березняковское месторождение и его юго-восточная периферия (Юго-Восточное Березняковское месторождение) – на настоящий момент разведаны наиболее детально и описаны данной работе. Вмещающие породы представлены туфами и туфобрекчиями, в меньшей степени, субвулканическими телами андезитдацитового состава (D₃-C₁). Гидрослюдистая кора выветривания распространена до глубины 20–50 м (Грабежев и др., 2000, Lehmann et al., 1999, Новоселов и др., 2003).

На месторождении установлено 3 рудных стадии: пиритовая (вкрапленность пирита в кварц-серицитовых метасоматитах), основная рудная, или теллуридно-полиметаллическая и галенит-сфалеритовая. В пределах основной рудной стадии выделены энаргитовая, блеклорудно-теллуридная и золото-теллуридная подстадии (Plotinskaya et al., 2006, Плотинская и др., 2006). Минерализация энаргитовой подстадии развита только в пределах центральной зоны месторождения и представлена массивными агрегатами энаргита с небольшими количествами блеклой руды, клаусталита и станноидита. Минералы блеклорудно-теллуридной подстадии преобладают в центральной части месторождения и представлены блеклыми рудами, пиритом, сфалеритом и теллуридами. Образования золото-теллуридной подстадии развиты преимущественно в пределах юго-восточной периферии месторождения и представлены блеклыми рудами, также высокопробным самородным Au (937‰) с калаверитом, теллурантимоном, колорадоитом, реже – галенитом и антимонитом.

Минералы группы блеклых руд, наряду с пиритом, являются самыми распространенным рудными минералами месторождения. Наиболее широко они развиты в центральной части месторождения, где слагают массивные скопления. В периферических зонах относительное количество блеклых руд снижается, они образуют вкрапленность или прожилки в жильном кварце. На месторождении выделено четыре генерации блеклых руд.

Блеклые руды *первой* генерации относительно редки и встречается исключительно в пределах агрегатов энаргита, где образует небольшие округлые изометричные (не более 100 µm) выделения. По химическому составу блеклые руды этой генерации отвечают голдфилдит-тетраэдрит-теннантиту с повышенным содержанием Си и преобладанием Zn над Fe. Содержания Te составляют не более 1 фор. ед. (здесь и далее формульные коэффициенты рассчитаны на 29 атомов), при этом, максимальные его содержания отмечены в центральных участках сплошных агрегатов энаргита, в ассоциации с галеноклаусталитом, а по краям, ближе к контактам с пирит-теннантитовыми агрегатами блеклорудно-теллуридной подстадии составляют не более 0,3 фор. ед. Высоким содержаниям Te соответствуют и заметные примеси Bi – до 0,2 фор. ед. Содержания сурьмы составляют 0,8-1,2 фор. ед. и не обнаруживают никакой корреляции с Te (рис. 1).

Блеклые руды *второй* генерации распространены повсеместно в пределах месторождения, являясь главным минералом блеклорудно-теллуридной подстадии. Они слагают массивные пирит-теннантитовые агрегаты размером до нескольких десятков сантиметров. Блеклые руды 2-й генерации ассоциируют с самородным теллуром, теллуридами Au и Pb (алтаитом, сильванитом, креннеритом, петцитом), галеноклаусталитом, реже – с сульфостаннатами Cu и Fe – моусонитом и винсьеннитом, а на более глубоких горизонтах – с теллуридами (тетрадимитом и теллуровисмутитом) и сульфосолями (айкинитом и висмута. По химическому составу блеклые руды-2 представляют собой сурьмянистый теннантит (рис. 2), в котором содержания сурьмы варьирует от 0,75 до 1,3 фор. ед., а Zn преобладает над Fe. Содержание последнего обычно составляет не более 0,9-1,3 фор. ед. Исключение составляют блеклые руды, образующие наиболее крупные массивные агрегаты, цементирующие кристаллы пирита с признаками растворения. Fe здесь составляет около 1,6 фор. ед. и, по-видимому, было заимствовано из растворенного пирита.



Рис. 1. Химический состав блеклых руд первой генерации (ат.%).



Основная рудная стадия, подстадии: □ энаргитовая о блеклорудно-теллуридная ◊золото-теллуридная △ Галенит-сфалеритовая стадия

Рис. 2 – Вариации химических составов блеклых руд различных генераций (арабские цифры) в зависимости от удаленности от центра Березняковского месторождения.

Блеклые руды *третьей* генерации обнаружены только на юговосточной периферии Березняковского месторождения. Они представлены теннантит-тетраэдритами с содержаниями Sb 1,9–2,5 фор. ед. (рис. 2) и встречаются в жильном кварце и карбонатах в ассоциации с теллуридами Ag (гесситом и штютцитом). Как и другие генерации, они характеризуются низкими содержаниями Fe (0.4–0.7 фор. ед.). В блеклых рудах этой генерации содержатся значительные примеси Ag (до 0,45 фор.ед.). Наиболее крупные выделения (100 и более µm), как правило, имеют зональное строение: тетраэдритовое ядро (до 3,3 фор. ед. Sb) и оторочку с содержаниями Sb не более 2,4 фор.ед.

Блеклые руды *четвертой* генерации повсеместно присутствуют в составе минерализации галенит-сфалеритовой стадии. По составу они близки к блеклым рудам третьей генерации, характеризуются примерно равными количествами Sb и As и низкими содержаниями Fe – около 0,4 фор. ед. и незначительными примесями Ag.

Таким образом, эволюция составов блеклых руд во времени выражается в смене висмут-теллур-мышьяковистых на мышьяковистые. Это частично отражается в вариациях составов от центра к юго-восточной периферии месторождения: в смене висмут-теллур-мышьяковистых на мышьяковистые, затем – на серебро-сурьмянистые (рис. 2). Установленная латеральная зональность в химическом составе блеклых руд соответствует минеральной зональности: энаргит + сульфостаннаты -> теннантит + теллуриды Au -> тетраэдрит + теллуриды Ag + самородное золото на фоне снижения общего количества сульфидов, которая хорошо коррелируется со

снижением степеней окисления элементов (As^{5^+} в энаргите $-> As^{3^+}$ в теннантите, Te^{4^+} в голдфилдите $-> Te^{2^-}$ в теллуридах и т.д.). В этом же направлении прослеживается геохимическая зональность, которая выражается в снижении отношения Au/Ag (Савинов, 2005) и содержаний Cu, Te, Se, Sn, As и в увеличении Pb, Zn и Sb (Авилова и др., 2006).

В целом, что минерализация месторождения Березняковское отвечает высокосульфидизированному типу эпитермальной минерализации, а установленная минералого – геохимическая зональность является типичной для месторождений этого типа (Arribas, 1995) и это позволяет говорить о значительной роли минералов группы блеклых руд как индикаторов особенностей эпитермального рудообразующего процесса.

Автор выражает благодарность главному геологу ЗАО «Еткульзолото» Савинову А.И. за содействие в работе; Т. Уильямсу и Дж. Спратту (Музей Естественной Истории, Лондон, Великобритания) за помощь в проведении микрозондовских исследований.

Работа выполнена при поддержке Гранта Президента РФ МК-4396.2006.5, РФФИ № 07-04-00517 и Программ ОНЗ РАН № 2 и 9.

Литература

Авилова О.В. Плотинская О.Ю., Новоселов К.Н. Минералого-геохимическая зональность Березняковского золото-серебряного месторождения (Ю. Урал) // Условия рудообразования, Миасс, ИМин УрО РАН, 2006, с. 209-213

Грабежев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Сотников В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Покровский Б.Г. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000, № 1, с. 38-52

Новоселов К.А., Савинов И.А., Белогуб Е.В., Котляров В.А. Энаргиттеннантитовые руды Березняковского месторождения золота (Южный Урал) // Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс, ИМин УрО РАН, 2003, с. 177-183

Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Коваленкер В.А., Зелтманн Р. Вариации форм нахождения полезных компонентов на месторождении Березняковское (Ю Урал) // Матер. год. собр. РМО, СПб, 2006, с.165-167

Савинов И.А. Геохимия золота и серебра юго-восточного сателлита Березняковского золоторудного месторождения (Южный Урал) // Достижения на рубеже веков. т.2, Миасс, ИМин УрО РАН, 2004, с. 35-39

Arribas (Jr) A. Characteristics of High-Sulphidation Epithermal Deposits, and their relation to Magmatic Fluid, in Magmas, Fluids and Ore Deposits; Mineralogical Assoc. of Canada, Short Course, 1995, v. 23, p. 419-454

Lehmann B., Heinhorst J., Hein U.. Neumann M., Weisser J. D., Fedesejev V. The Bereznjakovskoe gold trend, southern Urals, Russia // Mineralium Deposita, 1999, v. 34. p. 241-249

Plotinskaya O. Yu., Novoselov K. A., Seltmann R., Stanley C. J., Spratt J. Te and Se mineralogy of the Bereznjakovskoje deposit (South Urals) // Au-Ag-telluride-selenide deposits, Izmir, Turkey, 2006, p.137-144

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ СКРЫТОЙ ТЕКСТУРЫ (ФРУСТУМАЦИИ) ГОРНЫХ ПОРОД НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ НА ПРИМЕРЕ ТАНТАЛОНОСНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Поваренных М.Ю.¹, Рассулов В.А.², Иньков В.Н.³, Коваленко С.А.³, Вересов А.Г.⁴

¹ОГЛ БЕН РАН, Москва, <u>povar@igem.ru</u>, ²BИMC, Москва, ³MITY, Москва, ⁴MTY

Развитие идеи академика М.А.Садовского о дискретности геофизической среды («естественной кусковатости») [1] привело к установлению с помощью ряда минералого-петрографических методов изучения вещества нового горнопородного явления – скрытой текстуры (или первичной кусковатости - фрустумации, от лат. «frustum» - «кусок») сначала для простых по минеральному составу и генезису, а затем и для полиминеральных и сложных по генезису макроскопически однородных и нетрещиноватых образцах горных пород [2-3]. Фрустумация заключается в особенности сложения горных пород не только минеральными зёрнами, но и закономерными агрегатами (объёмными ансамблями) минеральных зёрен, между которыми существует физическая граница, подчёркиваемая наличием систем разноуровневой трещиноватости. Предпосылки обнаружения этого явления содержатся работах С.М.Бескина, Р.Л.Бродской. И.С.Делицина, в В.И.Драгунова, А.Г.Жабина, В.В.Индутного, А.Н.Никитина, О.А.Суставова и М.Ю.Поваренных [4], а ещё ранее в работах Ф.Ю.Левинсона-Лессинга (1936) и Е.С.Фёдорова (1896), подчёркивавших сущностное значение макрофизиографических (надструктурных) характеристик горных пород, и Д.С.Коржинского [5] о локальном («мозаичном») равновесии в неравновесных природных геологических процессах.

В отличие от текстуры горных пород, которая наблюдается невооружённым глазом, фрустумация является скрытым (неочевидным) их свойством и выявляется специальными методами. По масштабу проявления (от долей сантиметра до дециметра) фрустумация меньше или равна текстуре.

Фрустумация нами выявлена в образцах большого количества разнообразных горных породах различного генезиса при воздействии коротковолнового ультрафиолетового излучения (длина волны λ =254 нанометра), включая и танталоносные редкометальные граниты. Так, она зафиксирована в первично магматогенном автометасоматически изменённом мелкосреднезернистом, амазонит-альбитовом редкометалльном граните, а также в крупнозернистом до пегматоидного облика альбит-амазонитовом редкометалльном граните Этыкинского танталового месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) и первично магматогенном автометасоматически изменённом средне-мелкозернистом щелочном редкометалльном граните Зашихинского тантало-ниобиевого месторождения (Восточная Сибирь, Россия) (рис. 1).



Рис. 1. Фрустумация в мелкозернистом равномернозернистом амазонит-альбитовом редкометалльном граните Этыкинского месторождения. Два типа фрустумов, выявленных при УФ-облучении (длина волны 254 нм): светящийся ярко-голубым цветом люминесценции и светящийся тёмнофиолетовым цветом люминесценции.

С помощью метода лазерной ультразвуковой эхоскопии (ультразвуковой импульсный метод отражённых волн) [6] на установке, смонтированной в Международном лазерном центре МГУ им. М.В.Ломоносова, просканированы отшлифованные дециметрового размера внешне нетрещиноватые и однородные образцы танталоносных гранитов плоскопараллельной формы. По акустическому треку, полученному от образцов в режиме эхоскопии, и значению их толщины с учётом плоскопараллельности вычислялись скорость распространения в них продольных упругих волн и глубины залегания дефектов, картина расположения которых в обработанном с помощью компьютерной программы виде выводилась на дисплей. Для всех исследованных образцов танталоносных гранитов наблюдались разные картины неоднородного внутреннего строения (см. рис. 2), интерпретируемые как наличие закономерных агрегатов минеральных зёрен (фрустумов), разграниченных между собой системами макроскопической трещиноватости.

Характерные размеры и форма фрустумов в исследованных горных породах существенно различаются. Наименьшие по числу их составляющих минеральных зёрен фрустумы из мономинеральных горных пород (в частности, из силицитового кварцевого ядра танталоносного гранитного пегматита Калбы (Казахстан): около 20-30 зёрен в сечении (площадь 1-2 см²) и около 70-110 зёрен в объёме. Фрустумы в исследованных полиминеральных танталоносных гранитах (этыкинском амазонит-альбитовом и зашихинском щелочном) содержат более 1000 минеральных зёрен калиево-

го полевого шпата, кварца, альбита, литиевой слюды и акцессорных минералов. Морфология фрустумов и способ выполнения ими горнопородных тел, судя по исследованным образцам, весьма прихотливая, и для её описания, возможно, придётся применять теорию фракталов.



Рис. 2. Визуализированная методом лазерной ультразвуковой эхоскопии картина фрустумационного внутреннего строения полиминеральной горной породы (мелкозернистого амазонит-альбитового редкометалльного гранита Этыкинского танталового месторождения). Толщина образца: 21 мм.

Объснение описанного явления возможно, по нашему мнению, лишь при использовании синергетического подхода в науке о горных породах и представлении их как результат возникновения первичных ансамблей (популяций, парагенезисов, или фрустумов) минеральных зёрен и их кооперативного поведения в отличие от представления о горной породе, как о простом наборе минеральных зёрен [2-3]. Рассмотрение фрустумации горных пород как их синергетического свойства, по-сути, может способствовать включению теории Д.С.Коржинского [5] в более общую теорию диссипативных структур И.Р.Пригожина [7]. Фрустумация, возможно, является макроскопической визуализацией так называемого «мозаичного равновесия» в неравновесных горных породах и она даёт представление не только о нижнем размерном пределе этих отдельных элементов «мозаики», но об их форме и характере границ этих своеобразных горнопородных фаз.

Сравнение фракционного состава руд Зашихинского редкометалльно-гранитового местоождений [8-11] и преобладающего в них размера фрустумов показано в таблице 1. Заранее предсказанное нами преобладание в раздробленных рудах фракций кусков, коррелирующих с наиболее распространёнными в них размерамами фрустумов (более 50%), подтвердилось даже с лучшими показателями (59.9 %%) для Зашихинского месторождения. Это свидетельсвует о наличии ослабленных зон пограницам фрустумов в этих горных породах.

Отмечено также, что наложенные процессы (альбитизация и окварцевание в гранитах, развитие рудной минерализации – циркона, колумбиттанталита, пирохлора и торита - в щелочном граните Зашихинского месторождения) наследуют границы фрустумов в качестве ослабленных зон в них и в какой-то степени подчёркивают их своим преимущественным распространением.

Эти проявленные закономерности фрустумационного строения могут быть использованы после их соответствующего предварительного исследования как при прогнозе дробимости, так и для возможного крупнокускового обогащения и видоизменения схем гравитационного обогащения руд из этих месторождений [12].

Табл. 1

Сравнение фракционного состава руд и преобладающего в них размера фрустумов

Гранулометрический состав <i>гранитов</i> Зашихинского месторождения после дробления в щековой дробилке до – 100 мм (преобладающий размер фрустумов 60 мм в диаметре)							
Класс крупно- сти, мм	-100 +75	-75 +50	-50 +30	-30 +20	-20	Bcero	
Выход класса, %%	0	59.9	29.8	7.0	6.3	100.0	

Литературы

1. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т.247. Вып. 4. С. 829-831.

2. Поваренных М.Ю. О фрустумации (свойстве первичной кусковатости, фрагментации) горных пород и её влиянии на их дробимость и возможность крупнокускового обогащения //Труды Годичного собрания Российского Минералогического общества. СПб. 2006. С.168-176.

3. Поваренных М.Ю., Бескин С.М. Применение современных технических и аналитических средств выявления первичной кусковатости (фрустумации или обра-

зования «элементарной ячейки») горных пород // Труды I Всероссийского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск. 2006. С. 138-145.

4. Поваренных М.Ю. О пространственной регулярности ("элементарной ячейке") горных пород //Биохимические карбонаты антропогеновых озер и источников. Пермь. 1989. С. 138-151.

5. Коржинский Д.С.О равновесии при процессах минералообразования // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1965. № 2. С. 128-131.

6. Черепецкая Е.Б., Шкуратник В.Л. Методика оценки структуры и свойств горных пород на образцах методом лазерной ультразвуковой спектроскопии. Отдельные статьи Горного информационно-аналитического бюллетеня. 2004. № 11. 24 с. М.:Изд-во Московского государственного горного ун-та. 2005.

7. *Nicolis G., Prigogine I.* Self-Organization in Non-Equilibrium Systems: From Dissipative Structures to Order Through Fluctuations. New York: J.Willey&Sons. 1977. 347 p.

8. Архангельская В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Разведка и охрана недр. 1997. № 12. С. 7 – 10.

9. Дергачёв В.Б., Анникова И.Ю. Онгонитоподобные дайки Зашихинского редкометального месторождения (Восточные Саяны) // Доклады Академии наук. 1993. Т. 332. № 5. С. 614 – 617.

10. Поваренных М.Ю., Финкельштейн М.Я. Сравнение пород по данным минералогического анализа образцов керна и штуфов Этыкинского гранитного массива / Автоматизированные системы в геологии. Вып. № 1 (67). М.: ВИЭМС. 1988. С. 36-46.

11. Поваренных М.Ю., Куликова И.М., Дякин В.И., Погибельный А.А. 0 составе, физических свойствах, особенностях распределения и взаимоотношениях танталит-колумбита и вольфрамита в разных фациях массива редкометалльных гранитов // Доклады АН СССР. Т. 314. №2. 1990. С. 463-467.

12. Поваренных М.Ю. О фрустумации (свойстве первичной кусковатости, агрегативности) горных пород и её влиянии на их дробимость и возможность крупнокускового обогащения щелочных гранитов и карбонатитов/Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: Мат. Всерос. Совещ. Миасс:ИМин УрО РАН. 2006. СС. 196-199.

РОЛЬ СО2 ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ И РУДООТЛОЖЕНИИ НА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

А.М.Портнов

Московский государственный геологоразведочный университет

1. Для золото-серебряных месторождений, расположенных в верхнепалеозойских вулканоплутонических поясах Средней Азии и мезозойских вулканических поясах Северо-Востока России, характерна интенсивная гидротермальная проработка вмещающих магматических и осадочнометаморфических пород, распространяющаяся на десятки метров в зоны экзоконтакта.

Для этих месторождений характерна вертикальная зональность метасоматитов, выражающаяся в том, что глубинные кварц-хлоритэпидотовые метасоматиты с приближением к поверхности сменяются хлорит-эпидот-альбитовыми, затем кварц-серицитовыми, кварц-серицитадуляровыми, кварц-адуляровыми метасоматитами. К наиболее высоким надрудным горизонтам тяготеют монокварцитовые, кварц-каолинитдиккитовые и кварц-алунитовые метасоматиты.

Такая вертикальная зональность отражает эволюцию кислотностищелочности рудообразующих растворов. Глубинные кислые углекислотные растворы быстро ощелачиваются при потере углекислоты в трещинных зонах с пониженным давлением, а в близповерхностных условиях превращаются в кислые сернокислотные при окислении сероводорода.

2. Кварцевожильное золото-серебряное оруденение в вертикальном разрезе сопровождается зонами калиевого метасоматоза, представленного метасоматитами кварц-адуляр-серицитового состава. Для руд характерны полосчатые текстуры с максимальной концентрацией золота и серебра в центральных частях жил. Полосчатость и зональность рудных жил позволяют провести детальный анализ газово-жидких включений жильного кварца от зальбандов жил до их центральной части, где происходит резкая концентрация аргентита (акантита), самородного золота и теллуридов золота.

Определение концентрации газов в кварце проводилось в поперечных разрезах рудных жил и измерялось в моль/кг H₂O (аналитик Д.И.Хитаров, ВИМС). Одновременно методом ИК-спектроскопии измерялась относительная концентрация CO₂, H₂O и OH-групп без разрушения образцов - в плоскопараллельных пластинках толщиной 0,2-0,3 мм и площадью 1-2 кв.см, вырезанных из различных участков рудных жил (аналитик Е.В.Власова, ИГЕМ).



Рис. 1. Золото-аргентитовая жила месторождения Карамкен (Северо-Восток России). Уменьшено в 2 раза.

Изучались зонально-полосчатые кварцевые жилы с ассоциациями золото-адуляр-кварцевой, золото-пирит-серицит-кварцевой, калаверитсерицит-кварцевой, золото-акантит-серицит-кварцевой, блеклые рудызолотокварцевой, золото-антимонит-кварцевой, аргентит-адуляр-кварцевой "окна", посредством которого и др.. Площадь снималась ИКспектроскопическая информация, составляла 1-2 кв.мм.



А

Б



В

Рис. 2. Зонально-полосчатая текстура золото-кварцевых прожилков месторождения Кочбулак, Средняя Азия. Увеличено в 50 раз.

3. В наборе проанализированных газов (H₂, CH₄, C₂H₂, CO, CO₂) четкая закономерность проявлена в поведении CO₂, концентрация которой оказалась очень высокой в зальбандах рудных жил (в безрудном кварце), где содержание углекислоты составляет 5-6 моль/кг раствора. В зоне рудоотложения концентрация углекислоты резко снижалась – до 0,6-1,3 моль/кг. Эти данные положительно коррелировали с данными ИК-

спектроскопии и отражали снижение углекислоты в кварце разреза рудных жил от зальбандов к центру, вплоть до полного исчезновения углекислоты в кварце рядом с золотом.

Повышенная концентрация CO_2 в ИК-измерениях отражалась увеличением отношения интенсивности полос поглощения CO_2 (2360 см⁻¹) к интенсивности составных частот Si – O (2250 см⁻¹). Отмечались также полосы поглощения (см⁻¹): 3240-3290 (вода); 3310 (OH-Al); 3410 (OH-K); 3440 (OH-Li), 3460 –3470 (OH-K); 3490 (OH-Li), 3520 (OH-Li), 3550 (OH-K); 3590 (OH-K); 3620 (OH-K).

4. Отсутствием CO_2 характеризуются тонкие (1-2 мм) кварцевые прожилки, сопровождающие отложение золота, аргентита, адуляра, и калаверита. Для включений в этом кварце характерна высокая концентрация щелочей - КОН и LiOH. Набор хорошо проявленных полос поглощения CO_2 присущ кварц-серицитовой и кварц-пиритовой ассоциациям на периферии рудных жил. Очевидно, концентрация углекислоты была велика во время отложения безрудного жильного кварца и пирита. Потеря углекислоты за счет падения внешнего давления при трещинообразовании сопровождалась резким ощелачиванием раствора, в котором, вероятно, возникали растворы гидроксидов калия, лития, натрия, и происходила быстрая смена кислой среды на высокощелочную.

Таким образом, высокая концентрация углекислоты в значительной мере определяет кислотность гидротермальных растворов и их способность к переносу устойчивых в кислой среде комплексных соединений золота, серебра и других металлов. Потеря углекислоты сопровождается ростом активности щелочных металлов, в первую очередь калия, распадом растворимых соединений тяжелых металлов, массовым выпадением золота и серебра или их теллуридов или сульфидов.

5. Структуры близповерхностных золото-серебряных месторождений нередко характеризуются трубообразными рудными столбами и структурами «конского хвоста». В некоторых случаях линейный «конский хвост» растягивается в плоскости, и тогда возникает структура "раскрытой книги" (месторождение Кубака на Северо-Востоке России), когда выклинивающаяся на глубине пластообразная и значительная по простиранию кварцевая жила с приближением к поверхности "разворачивается" из плоскости десятками ветвящихся рудных жил.

Подобные трещинные структуры рудных полей свидетельствуют о взрывном характере процесса массовой дегазации гидротермальных растворов на глубине около 1 км за счет снижения внешнего давления. Подсчитано, что при содержании CO_2 100-200 г/кг раствора на крупном месторождении с запасами порядка 100 тонн золота общее количество выделившейся углекислоты достигает миллиона тонн (0,5 куб. км при нормальных условиях). Энергетика взрывного процесса выделения миллиона тонн углекислоты сопоставима со взрывом 200.000 тонн черного пороха. Таким образом, формирование диапировых и трещинных структур многих типов рудных полей, видимо, следует связывать прежде всего с энергией взрывной дегазации гидротерм, а уж потом с тектоническими процессами.

6. В щелочной среде активность калия резко возрастает и порождает интенсивный калиевый метасоматоз вмещающих пород, обычно пространственно совмещенный с горизонтом рудоотложения. Щелочная среда способствует накоплению калия в зонах адуляризации и серицитизации (до 2-3 кларков К). Щелочные растворы активно выносят торий, содержание которого снижается в адуляр-серицитовых метасоматитах до 0,5 кларка. Процесс антагонизма двух главных гамма-излучателей земной коры с накоплением калия в экзоконтактах рудных зон - четко фиксируется при аэрогамма-спектрометрической съемке и геофизических поисках рудных месторождений. В то же время торий, вынесенный щелочными растворами из зон адуляризации и серицитизации золото-серебряных месторождений, накапливается в надрудных метасоматитах алунит-диккитового состава, формирующихся в кислой среде.



Рис. 3. Структура «развернутой книги» месторождения Кубака (Северо-Восток России).

7. Эти закономерности поведения калия и тория в различных типах метасоматитов рудных полей месторождений золота, серебра, а также ряда других халькофильных и литофильных элементов, отражают эволюцию и вариации кислотности-щелочности рудообразующих растворов и служат важным геохимическим индикатором процессов рудоотложения при поиске месторождений полезных ископаемых.

Литература

Портнов А.М., Власова Е.В., Хитаров Д.Н. Р_{СО2} как фактор рудопереноса и рудоотложения на близповерхностных Au-Ag месторождениях. Геология рудн. месторожд. 1987. Т. XXIX, N4. C. 11-114.

РЕЛИКТЫ ПРИРОДНОГО ХАЛЦЕДОНООБРАЗУЮЩЕГО КОЛЛОИДНОГО РАСТВОРА

Прокофьев В. Ю., Мельников Ф. П., Селектор С. Л., Ежов А. А., Трубкин Н. В.

ИГЕМ РАН, Москва vpr@igem.ru, МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, ИФХ РАН, Москва

А. Г. Бетехтин в своих работах обсуждал возможность переноса рудных элементов коллоидными растворами. Им были высказаны идеи о широком диапазоне физико-химических условий, при которых могут существовать в природе коллоидные растворы в виде золей. В качестве факторов устойчивости (сейчас говорят «стабилизации») таких систем им были названы сернистые соединения и золи кремнезема. Многие исследователи (Ф.В. Чухров, Н.А. Радкевич, Л. М. Лебедев, И.Н. Кигай и многие другие) обсуждали участие коллоидных растворов в рудообразующих процессах. Коллоидные растворы, как правило, существуют недолго, поскольку неравновесны и энергетически неустойчивы. Обычно изучают следы их присутствия в геологических процессах, проявляющиеся в виде колломорфных минералов. По этой причине и во флюидных включениях, как правило, ищут только признаки существования таких растворов и продукты их распада. Однако надежных данных о времени «жизни» реликтов коллоидных растворов во флюидных включениях нет, и суждение о невозможности их обнаружения не является бесспорным. Как уже говорилось, в современной коллоидной химии существует понятие о «стабилизации» коллоидных частиц в растворе под воздействием различных факторов (например, за счет поверхностно-активных веществ или растворов электролитов), в результате чего они могут сохраняться без коагуляции в течение длительного времени. Растворы коллоидного золота, приготовленные М. Фарадеем, сохранились до нашего времени. Однако сто лет и сотни миллионов лет – это величины разных порядков, и поэтому любые временные оценки существования коллоидных растворов важны для понимания их роли в природных процессах.



Рис. 1. Реликты халцедонообразующих флюидов в массе халцедона. Масштаб 100 мкм.

Изучение коллоидных растворов в микрообъемах флюидных включений сталкивается с серьезными техническими трудностями, поскольку все методы их исследования имеют небольшую локальность. Фиксация коллоидных частиц в каплях раствора объемом меньше 0.1 мл представляет пока неразрешимую задачу для большинства физических методов.

Авторы настоящего сообщения постарались максимально подробно изучить уникальные включения реликтов минералообразующей среды в халцедоне из миндалин в базальтах триасового возраста района месторождения оптического исландского шпата Гончак (Нижняя Тунгуска). Эти включения были описаны в литературе как реликты коллоидных растворов, однако не изучались современными высокочувствительными аналитическими методами.



Рис. 2. Изображение дна вскрытой полости вакуоли во вторичных электронах. Масштаб 50 мкм.

Халцедон выполняет миндалины в базальтах и предшествует отложению исландского шпата. В массах халцедона имеются шарообразные и веретенообразные полости размером 30-100 мкм, заполненные жидкостью, в которой находится усадочный газовый пузырек (рис. 1). Вокруг таких полостей имеется кайма халцедона (частично раскристаллизованного), отличающаяся по структуре от основной массы этого минерала и явно связанная с формированием указанных полостей.

Изучение внутренней поверхности полостей, вскрытых при изготовлении препаратов, с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM5300 с энергодисперсионной приставкой Link ISIS для анализа химического состава мелких фаз (в ИГЕМ РАН) показало, что изнутри они выполнены в основном аморфным кремнеземом (рис. 2). Местами отмечаются следы (несколько мас. %) хлора, железа, кальция, натрия, калия и серы, которые могли остаться после испарения жидкости, заполнявшей вакуоли, после механического вскрытия последних.

Наблюдение флюоресценции во включениях производилось с задержкой 3-4с на микроскопе BX51WI фирмы Olympus, оборудованном 100вт ртутной лампой U-LH100HG, BX-RFA иллюминатором и светофильтрами U-MWBV2 и U-MNB2 в Центре физико-молекулярной оптики и высокочастотных измерений Университета Бордо 1, Франция. В ряде вскрытых полостей выявлена неоднородность флюоресценции внутренней поверхности, свидетельствующая о наличии на ней нескольких типов соединений, различающихся по цвету флюоресценции (рис. 3). Такие соединения не образуют достаточно крупных фаз (больше 5 мкм), которые могли бы быть зарегистрированы с помощью сканирующего электронного микроскопа. По-видимому, мы имеем дело с пленками флюоресцирующих веществ, осажденных на дне вакуолей (это могут быть, например, карбонаты, органика либо сернистые соединения).



Рис. 3. Флюоресценция дна вакуолей в халцедоне. Масштаб 30 мкм.

Для изучения полированной поверхности халцедона вблизи и вдали от вакуолей использовался сканирующий зондовый микроскоп Solver Pro производства компании HT-MДТ в качестве атомно-силового микроскопа. При изучении поверхности образцов применялись кантеливеры NSG03 и NSG10 производства той же компании. Вдали от включений выявлено наличие линейной текстуры (рис. 4а), связанной, возможно, с волокнистым строением халцедона. Поверхность вблизи вакуолей (в пределах концентрической зоны) обладает явным своеобразием (рис. 4б). Здесь мы видим наличие длинных и узких объектов, которые могут быть прямыми или извилистыми. Эти образования явно тверже халцедона (выступают из него) и могут являться самостоятельными минеральными фазами.



Рис. 4. ACM-изображение структуры поверхности халцедона вдали от включений (а) и в пределах опоясывающей каймы (б). Масштаб 5 мкм.

Наибольший интерес представляет поведение растворов в вакуолях, которое наблюдалось при фазовых переходах в процессе изменения температуры (рис. 5). Микротермометрические исследования флюидных включений проводились на установке THMSG-600 фирмы "Linkam", позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от –196 до 600°С и наблюдать за ними при больших увеличениях. Концентрация солей в растворе флюидных включений оценивалась по температуре плавления льда или растворения галита, с использованием данных из работы (Bodnar, Vityk, 1994).

При охлаждении включений раствор замерзает при температурах -60...-80 °C, становясь темным и непрозрачным. Во время нагревания таких включений протаивание раствора (появление первой порции жидкости) происходит при температурах -35...-60 °C, что может соответствовать температурам эвтектик растворов хлоридов натрия и кальция (Борисенко, 1977). Лед плавится при температурах -10.1...-19.7, причем все льдинки вплоть до исчезновения имеют маленький размер, не укрупняясь вследствие перекристаллизации. Эквивалентная концентрация солей в растворе соответствует значениям 15.0-22.2 мас. % экв. NaCl. При нагревании включений большинство из них гомогенизируется в жидкость при температурах 70–160 °C. После охлаждения газовая фаза появляется в виде множества мелких газовых пузырьков, которые постепенно сливаются в один (рис. 5г, д). При медленном охлаждении пузырьки могут сохраняться в течение 5–10 минут, не объединяясь в одну фазу. Такое поведение не наблюдается у истинных растворов, а характерно для вязких коллоидных систем, мицеллы которых препятствуют слиянию частиц газовой фазы. Можно предполагать, что содержимое включений представляет собой золь кремниевой кислоты. Частицы кремниевой кислоты в таком коллоидном растворе окружены ориентированными молекулами воды, образуя электронейтральные мицеллы, которые могут существовать длительное время без коагуляции. Отдельные включения с большим газовым пузырьком гомогенизируются при более высоких температурах (до 380 °C), причем в них газовый пузырек при охлаждении после гомогенизации появляется сразу в единственном числе или несколько газовых пузырьков почти мгновенно сливаются в один. Возможно, высокие температуры (более 160 °C) разрушают мицеллы в растворе включений и приводят к распаду коллоидной системы.

В целом, несмотря на обилие современных методов, информации о составе коллоидных растворов оказалась невелика, что связано прежде всего со спецификой изучаемого объекта. В то же время изучение флюидных включений в халцедоне позволило не только подтвердить факт формирования халцедона из коллоидных растворов золей кремниевой кислоты. Впечатляет сам факт сохранения коллоидных растворов в вакуолях включений в течение более 100 млн. лет без коагуляции, что может иметь принципиальное значение для правильного понимания роли и поведения коллоидных растворов в геологических процессах. Установление физико-химической природы фактора стабилизации мицелл кремниевой кислоты в растворе включений и химического состава стабилизирующего вещества представляется нам важной задачей дальнейшего изучения этих включений.



Рис. 5. Поведение реликтов коллоидных растворов при разных температурах: a - +20 °C, 6 - +130 °C, B - +70 °C, $\Gamma - +44$ °C.

ТУРМАЛИНЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЛАР (ИНДИЯ)

Прокофьев В. Ю., Бакшеев И. А., Сафонов Ю. Г.

ИГЕМ РАН, Москва vpr@igem.ru, МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

Турмалин – минерал переменного состава, который может нести важную информацию об особенностях минералообразующего процесса, и прежде всего об окислительно-восстановительных условиях, отражающихся в соотношении окисленной и восстановленной форм железа. Авторами был исследован турмалин пегматоидных жил, вскрытых на нижних горизонтах золоторудного поля Колар (Индия). Он имеет практически черный цвет и встречается в виде кристаллических агрегатов, вкрапленности, гнезд размером до 10 см в длину, в ассоциации с альбитом и кварцем. В шлифах зональности турмалина почти не видно, практически отсутствует плеохроизм, что является признаком небольшого количества окисленного железа в структуре минерала.



Рис. 1. Состав турмалина золоторудного поля Колар в разных координатах: a – Fe-Al-Mg (Sh – шерл, D – дравит), б – [] (вакансия)-Са-Na(+K).

Исследование химического состава силикатных минералов производилось с помощью рентгеноспектрального микроанализатора «Camebax SX- 50» (кафедра минералогии МГУ, аналитик – И. А. Брызгалов). Условия анализа: ток зонда – 30 нА, ускоряющее напряжение – 15 кВ, диаметр пучка зонда приблизительно 3 мкм. Измерения проводились по следующим аналитическим линиям: Si K_a , Al K_a , Ca K_a , Mg K_a , Fe K_a , K K_a , Na K_a , F K_a , Mn K_a , Ti K_a , V K_a , Ni K_a , Cr K_a . Предел обнаружения прибора 0.02 мас. %, опшобка измерений для основных компонентов ±2 отн. %, для элементов-примесей значительно больше (~20 отн. %). Для процедуры коррекции использованы PAP–поправки. Мессбауэровские спектры турмалинов были получены в ИМин УрО PAH на спектрометре CM 2201 (источник излучения Co-57 в матрице из хрома) в режиме постоянных ускорений при комнатной температуре (аналитик А.Б. Миронов). Плотность по природному железу в образцах составляла около 10 мг/см². Спектрометр был откалиброван по стандартному образцу нитропруссида натрия. Результаты измерений обрабатывались методом наименьших квадратов с помощью программы SPECTR в приближении тонкого поглотителя (лоренцевская форма линии).

По результатам анализов (рис. 1) турмалин золоторудного поля Колар можно отнести, согласно классификации (Hawthorne, 1999), к промежуточным членам серии дравит («окси-дравит») – шерл («оксишерл») – увит – ферувит Среди элементов-примесей в минерале можно отметить (масс. %) MnO (до 0.10), CuO (до 0.05) и F (до 0.49). Мессбауэровские исследования показали всего 19.9% окисленного железа Fe³⁺ в общем количестве железа в структуре минерала. Это соответствует примерно значению величины lg fO₂ -35 для температуры 500 °C (Fuchs, 1998) и свидетельствует о сильно восстановительных условиях формирования.

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА: СОСТАВ И СТРУКТУРА, УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ

Русинова О.В.¹, Кряжев С.Г.¹, Щегольков Ю.В.¹, Русинов В.Л.² ¹ЦНИГРИ, Москва, ²ИГЕМ РАН, Москва

Изучено углеродистое вещество (УВ) и его поведение в процессе рудообразования для двух классов месторождений: (1) мезотермальных золоторудных, локализованных в углеродистых толщах, и (2) эпитермальных месторождений золото-серебряной, серебро-золото-свинцово-цинковой и серебро-полиметаллической формаций.

Мезотермальные месторождения формируются в областях влияния крупных зон дислокаций (shear zones), имеющих глубинную природу. Предрудные изменения и рудоотложение обычно происходят после того,

как осадочные породы и заключенное в них углеродистое вещество претерпели метаморфизм, как правило, на уровне зеленосланцевой фации. В таких условиях структура углеродистого вещества достигает характеристик, соответствующих температурному интервалу $200 - 350^{\circ}$ С, что отвечает завершению углефикации и переходу к начальным стадиям графитизации ($\Gamma_1 - \Gamma_2$). В используемой нами «угольной» шкале K_1 - K_6 – каменно-угольная серия, A_1 - A_6 – антрацитовая серия, Γ_1 - Γ_6 – графитовая серия.

Различается несколько позиций, в которых образуются твердофазные скопления УВ. (1) Почти полный вынос УВ из области рудоотложения и накопление его в структурных ловушках с образованием зоны повышенных концентраций («плаща») за ее пределами характерны для крупных золото-кварцевых объектов, (Советское и Мурунтау). (2) Заметное накопление УВ наблюдалось вблизи золото-кварцевых жил (Нагорное и др. месторождения Верхнее-Индигирского района). (3) Неконтрастное накопление УВ в зоне рудоотложения с незначительным перемещением его изучено на примере большеобъемного кварцево-сульфидного месторождения Сухой Лог. (4) Для концентраций УВ в безрудных тектонических нарушениях различается по крайней мере три ситуации: (а) крупные зоны смятия с катаклазитами, в которых мелкие литоны покрыты блестящей пленкой УВ (например, «динамосланцы» Южного разлома в Мурунтау); (б) региональные тектонические нарушения зонального строения, ограничивающие распространение руды в пределах крупного месторождения (Григорьевское нарушение в месторождении Советское); (в) экранирующие рудные тела локальные тектонические нарушения, обогащенные УВ, вынесенным из околорудных метасоматитов.

В ходе гидротермального процесса (температура не ниже $200-220^{9}$ С, иногда до $400-450^{\circ}$ С) УВ испытывает превращения, отражающиеся на его составе, структуре и морфологии частиц и агрегатов. Во всех случаях УВ проявляется на дифрактограмме как графитоподобная структура, но организация его изменяется в сторону снижения уровня графитизации, который для метасоматитов крупного жильного золото-кварцевого месторождения Мурунтау определен в интервале от Γ_1 до A_5 , в относительно мелких золото-кварцевых месторождениях Верхне-Индигирского района - от A_4 и A_3 до K_4 и K_3 , в концентрате УВ из руды большеобъемного штокверкового золото-кварцевого месторождения Наталкинское определен как A_4 , а из руды крупного сульфидно-вкрапленного месторождения Нежданинское – K_5 .

В большинстве объектов отмечено изотопное утяжеление в переотложенном веществе. Так, в месторождении Советское величины $\delta^{13}C_{opr}$ фоновых пород находятся в узком интервале значений (от –27,6 до –26,7‰). Относительно этого уровня поле углеродистых сланцев из жильных зон сдвинуто в сторону более тяжелых значений и имеет больший диапазон (от –26,1 до –22,9‰). В месторождении Мурунтау фоновые породы (регионально метаморфизованные мусковит-хлоритовые) имеют $\delta^{13}C_{opr}$ от -29.4 до -28.0‰, а переотложенное вещество на рудном уровне от -27.2 до -

24.8‰. Происходит также заметная изотопная дифференциация углеродистого вещества между рудным и надрудным уровнем.

С помощью метода рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС) установлено, что в углеродистом веществе кроме связей С-С в большинстве случаев присутствуют также связи С-О и в некоторых пробах - С-Ме, т.е. кислородные связи и соединения типа карбидов. Последние по-видимому образуют самостоятельную фазу, которая теряется при концентрировании УВ методом флотации. Из других элементов, которые связаны с углеродом, присутствует азот - в связи с водородом (аминогруппы NH_2 энергия связи 399.6 – 400,5 eV) или с кислородом (нитрогруппы NO_2 , энергия связи 402,3 – 402,7 eV, реже 405,3 eV). Иногда обе формы диагностируются в одной пробе. Для месторождения Сухой Лог установлено, что азот присутствует в УВ за пределами рудных зон и отсутствует в рудах, причем аминогруппы сравнительно с нитрогруппами занимают внешнюю часть ореола.

Эпитермальные месторождения локализованы в посторогенных вулкано-тектонических депрессиях. Рассмотрены три группы месторождений: (а) в районе сближенного вулканизма и интрузивного магматизма (Карамкенский рудный район с золото-серебряным оруденением и месторождение Дукат серебро-золото-свинцово-цинковой формации в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе), (б) вулканогенные (сереброполиметаллическое месторождение Канимансур в Чаткало-Кураминском вулканогенном поясе) и (в) «амагматические» в терригенных породах (золото-серебряное месторождение Тасеево в поясе мезозойской активизации в Восточном Забайкалье).

Формы проявлений УВ в области рудоотложения в эпитермальных месторождениях: (1) антраксолитоподобные выделения, прожилки и микропрожилки в метасоматитах, (2) УВ тонкораспыленное в матрице породы или кварца, скопления пылевидных частиц в хлоритовых агрегатах, (3) диспергированное и прожилковое УВ в «туффизитах». (4) Вне конкретной привязки к области рудоотложения распространены концентрации УВ, связанные с глубокими уровнями тектонических нарушений. Так, в месторождении Канимансур распространено УВ в виде тонких пленок на литонах в «динамосланцах», в основном на больших глубинах, ниже уровня основной минерализации. Оно подкрашивает поверхность микролитонов, сложенных в основном хлоритом, в черный цвет.

Изученные нами углистые обособления, распространенные в подрудной области месторождения Дукат, где температура формирования метасоматитов превосходила 220°С, близки к антрацитам и могут быть определены как антраксолиты подстадий $A_4 - A_6$. Их трудно сопоставить с углями расположенного рядом Омсукчанского бассейна, которые претерпели локальный термальный метаморфизм (до антрацитов и графитов), в то время как полученные нами из Магаданского музея эталонные образцы соответствуют каменным углям. Антраксолиты из Дуката имеют $\delta^{13}C_{opr}$ от -26,0‰ до -27,8‰, туффизиты – от -30.8 до -33.8‰). В месторождении Канимансур во внешней части ореола метасоматитов на рудном уровне УВ в прожилке, имеющее волокнистую форму и определенное рентгенометрически как керит (K₄), отлагалось при 190°С. По данным РФЭС оно не содержит азота, но в волокнистом агрегате УВ присутствует сульфидная сера (сфалерит виден под электронным микроскопом – рис. 1). При более высоких температурах отлагалось УВ по трещинкам в кварцевых прожилках и пленочное в зонах разломов на глубинах более 1000м. С_{орг}, слагающее прожилки, изотопно тяжелое (-20.8‰) сравнительно с УВ из кварцевого прожилка (-24.6‰) и с пленочным (-27.0 -25.8‰) в «динамосланцах». Все пробы УВ из «динамосланцев» и УВ из кварцевого прожилка содержат азот в виде аминогрупп (398,9 – 399,7 eV, иногда присутствует вторая линия – 401,0 – 401,3 eV).



Рис. 1. Ассоциации УВ с другими минералами. а – волокнистый агрегат УВ с включениями зерен сфалерита (м-е Канимансур); б – постройка из сферул на поверхности кристаллов пирита (м-е Сухой Лог); в - «усы давления» (кварц) около зерна УВ в сланце (м-е Мурунтау); г – УВ образует розетки в кварцевом прожилке (м-е Мурунтау). а,б - электронная микроскопия, вид в обратно-рассеянных электронах, в,г – шлифы прозр.

УВ в месторождении Тасеево в основном присутствует в ранних, низкотемпературных, кварцах, в зонах брекчирования, в темных «околожильных» породах, а также в остатках детрита в аргиллизированных породах. В изученных рентгенометрически остатках обугленного дерева присутствует либо только полинафтеновая фаза, либо полинафтеновая с примесью графитовой. Температура аргиллизации близка к 170°С. В аргиллизированных осадочных породах, обогащенных растительным детритом, $\delta^{13}C_{opr} = -25,9\%$; околожильная зона концентрации органического вещества характеризуется изотопно утяжеленным углеродом ($\delta^{13}C_{opr} = -24,2\%$). Согласно РФЭС, азот, связанный с углеродом, ни в какой форме не обнаружен ни в древесных остатках, ни в черном кварце, но присутствует, в виде аминогрупп, в пробах туффизитоподобной породы.

Общие закономерности, выявленные в результате проведенных исследований, сводятся к следующим.

Графитовая структурная фаза (соединениями ароматического типа) является основной во всех мезотермальных и тех эпитермальных золоторудных месторождениях, где УВ до рудно-метасоматического процесса подверглось Р-Т-метаморфизму. В аргиллизированных осадочных породах, где преобразование исходного УВ происходило в относительно низких Р-Т условиях, достоверно установлено присутствие полинафтеновой фазы (соединение имеет алифатический, т.е. цепной тип постройки).

В отличие от регионального метаморфизма, описываемые гидротермальные процессы происходят под действием флюида, неравновесного с УВ породы, в условиях быстро меняющихся Р и Т.

Выделены три типа обстановок, различающихся способом отложения УВ:

(1) Гидротермальный метасоматизм. За счет взаимодействия с флюидом происходит разрыв цепей в алифатических структурах или плоских сеток в графитоподобных и возникают миграционно-подвижные компоненты УВ. В большинстве случаев от исходного вещества к рудной зоне отмечается изотопное утяжеление. Для преобразованного УВ характерно появление С-О связей, а в некоторых случаях также механическая примесь карбидов.

Азот, обнаруженный в составе УВ, не является «остаточным», так как многие пробы азотсодержащего УВ были отобраны в местах накопления миграционного УВ (месторождения Мурунтау, Советское и др.). В месторождении Сухой Лог, где околорудный ореол достаточно «компактный» и характеризуется не выносом $C_{\rm opr}$, а, напротив, некоторым привносом, отмечена зональность в распределении форм азотных связей, позволившая сделать генетический вывод. Распределение в пространстве УВ с нитро- и амино-группами указывает на более окислительные условия в зоне рудоотложения, чем на удалении от нее.

В ореолах метасоматического преобразования встречаются УВсодержащие прожилки и агрегаты (рис. 1).

(2) Стресс-сдвиговые деформации и рассланцевание с образованием «динамосланцев». В месторождении Мурунтау в зоне рассланцевания 280 вдоль Южного разлома выделены серицит-углеродистые метасоматиты. Согласно термодинамическим расчетам А.Б. Кольцова они формировались в результате декомпрессии в обстановке растяжения, а формы выделения УВ позволяют предполагать его накопление в результате поликонденсационных превращений углеродсодержащих веществ на поверхности катализаторов, например, в эпитаксических сростках УВ с калиевой слюдой. УВ пленок из различных участков рудного поля характеризуется близкими величинами $\delta^{13}C_{opr}$. Согласно электронномикроскопическим наблюдениям формирование пленок УВ на железистом хлорите в зонах катаклазитов месторождения Канимансур также происходило как образование продукта уплотнения. Для крупных разломов характерны однообразные изотопные характеристики C_{opr} .

(3) Флюидные эксплозии с образованием туффизитов, обычно содержащих в цементе УВ. Туффизиты характерны для многих районов распространения эпитермальной минерализации и слагают тела, секущие слоистую рудовмещающую толщу. Результаты изучения дайки, неравномерно насыщенной тонкодиспергированным углеродистым веществом, в Хасынском месторождении угля (Stukalova, Rusinova, 2007) позволяют рассматривать подстилающие угленосные толщи как один из источников газов, продвигающих УВ-содержащую массу. Под микроскопом в породе дайки, насыщенной УВ, видно множество пор, заполнившихся кварцем, а под электронным микроскопом – каплевидные обособления УВ (рис. 2). С_{орг} в туффизитах изотопно облегченное ($\delta^{13}C_{opr}$ -30.2 до -31.3‰ в пробах из Карамкена, -30.8 до -33.8‰ в туффизитах месторождения Дукат).



(Хасынское угольное м-е).

а – порода дайки, осветленная и окварцованная, в виде реликта в массе, прокрашенной тонкодиспергированным УВ (фото штуфа); б – система пор, выполненных кварцем, в тонкодиспергированном УВ (шл. прозр.); в – каплевидные обособления УВ (электронная микроскопия, вид в обратно-рассеянных электронах).

Литература

Stukalova I.E., Rusinova O.V. Thermal alteration of coal in the Khasyn coalfield, Magadan region, Russia // International Journal of coal geology, 2007

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В КАЙНОЗОЙСКИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЗЭ-РУДАХ ПРИМОРЬЯ КАК КРИТЕРИЙ ИХ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Середин В.В., Мохов А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, seredinn@igem.ru

В последнее десятилетие в Приморье выявлены многочисленные рудопроявления РЗЭ-минерализации весьма необычных типов (Середин, 1998; Середин, 2004; Середин и др., 2005). Все они локализуются в кайнозойских впадинах и на их обрамлении, в породах фундамента различного типа и возраста. Формирование металлоносных депрессий в этом регионе происходило в условиях рассеянного рифтогенеза, сопровождавшегося базит-щелочнобазитовым вулканизмом.

Во впадинах РЗЭ-руды представлены плащеобразными телами в угольных пластах, а также стратиформными металлоносными горизонтами в аргиллизированных алевропесчаниках и переотложенной коре выветривания гранитов, в породах фундамента, обрамляющих впадины – крутопадающими рудоносными аргиллизированными базитовыми дайками и брекчиями (табл.).

Несмотря на столь различный состав и форму рудных тел все типы РЗЭ-руд имеют целый ряд общих геохимических и минералогических особенностей. К ним относятся:

1) совместное обогащение руд сидерофилами (V, Ni, Cr, PGE), халькофилами (Zn,Cu), литофилами (W,Cs, Be), а также элементами так называемой эпитермальной ассоциации (As, Sb, Hg, Tl, Se, Ag, Au,);

 аналогичный состав минеральных ассоциаций, включающих сульфиды, галогениды, карбонаты, оксиды и переходные между ними фазы (сульфогалогениды, оксигалогениды, галогенкарбонаты), а также широкую группу восстановленных минеральных форм (самородные металлы, интерметаллиды, карбиды, фосфиды);

3) близкий набор РЗЭ-минералов (см. табл.1), имеющих часто аномальный состав.

Подавляющее большинство минералов РЗЭ в этих рудах имеют микронные размеры, что сильно затрудняет их диагностику. Достаточно уверенно в рудах определены только редкие водные карбонаты (кимураит, локкаит, Nd-лантанит), а также бастнезит, черчит, рабдофанит, гояцит, горсейскит, Y-агардит (Seredin, 1996; Середин, 1998). Результаты опытов по кислотному выщелачиванию аргиллизированных базальтов и щелочной экстракции РЗЭ из углей показывают, что часть лантаноидов вероятно сорбирована глинами и органическим веществом, причем их количество может варьировать от 12 до 50% от суммы РЗЭ (Середин, Шпирт, 1999; Середин и др., 2005). Однако наиболее интересной особенностью этих руд является присутствие необычных минеральных фаз, состоящих главным образом из одного редкоземельного элемента (La, Pr, Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Y) и содержащих другие РЗЭ в количествах, обычно не превышающих первые проценты (Seredin, 1996; Середин 2004). Ряд из таких фаз, кроме индивидуальных РЗЭ, концентрирует и другие, главным образом, сидерофильные металлы, образуя весьма экзотичные соединения: La-Mn-Sr, Ce-Cr, Ce-Fe, Pr-Co, Nd-Fe, Sm-Fe, Sm-Co-Fe, Sm-Co-Ca, Gd-Ga, Dy-Fe, Y-Ni. (Puc. 1).

Таблица.

	Типы РЗЭ оруденения							
	Ι	II	III	IV				
Состав руд	Апобрекчие- вые и апоба- зитовые ар- гиллизиты	Аргиллизиро- ванные грани- ты	Аргиллизиро- ванные алевропесча- ники	Металлоносные угли				
Содержа- ния РЗЭ,%	0.05-1.5	0.05-0.2	0.1-0.2	0.1-1.5 (в золе)				
Форма рудных тел	Секущие ли- нейные и тру- бообразные тела	Стратиформ- ные горизонты	Стратиформ- ные горизон- ты	Плащеобразные тела				
Мощность, м	1–20	0.4–5	0.2–0.4	0.1–3.5				
Формы нахожде- ния РЗЭ	Водные кар- бонаты, гало- генкарбонаты, оксалаты (?) фосфаты и алюмофосфа- ты, сорбирован- ные формы	Водные кар- бонаты, гало- 'енкарбонаты, оксалаты (?) фосфаты и алюмофосфа- ты, сорбирован- ные формы		Водные карбона- ты, галогенкарбо- наты, оксигалоге- ниды, оксалаты (?) фосфаты и алюмо- сульфофосфаты, сорбированные формы				
Позиция	Обрамление и ф	ундамент впадин	Нижняя часть осадочного чехла	Нижняя и средняя части осадочного чехла				

Типы РЗЭ-руд, развитых в районе Павловской и Раковской впадин

Почти во всех случаях никаких других примесей, кроме углерода и кислорода, в их составе не установлено, что позволяет предположительно отнести эти фазы к карбонатам или, возможно, к оксалатам. Исключением является зерно оксихлорида самария, нарастающее на гифах грибов в порах ископаемой древесины, захороненной в плиоценовом аллювии Павловской угленосной впадины (Seredin, 1996; Середин, Магазина, 1999).



Рис. 1. Соотношение РЗЭ в минеральных фазах, аномально обогащенных индивидуальными лантаноидами (в относительных масс% от общей суммы РЗЭ). Gd и Dy фазы из металлоносных углей, остальные – из приразломных аргиллизитов.

Необычные РЗЭ-минералы сначала были найдены в металлоносных углях и ископаемой древесине. Это позволило выдвинуть предположение о том, что столь глубокое фракционирование РЗЭ обусловлено обилием в сфере рудоотложения органического вещества, имеющего изначально микропористую структуру, во многом идентичную структуре искусственных ионообменных смол, которые используются в промышленности для получения индивидуальных лантаноидов. Однако в дальнейшем аналогичные минералы были выявлены и в гидротермальных глинах. (Рис. 2).

В случае, когда значительная часть РЗЭ сконцентрирована в подобных минералах, нормированные РЗЭ-спектры имеют нетипичную для горных пород форму за счет появления пиков, отвечающих отдельным лантаноидам (Рис. 3).



Рис. 2. La-Sr-Mn-фазы (белое) и самородный никель (1) в апогранитных приразломных железистых смектитах с включением кальцита, хлоридов калия и натрия и хлорсульфатов Ni, Cu и Fe. Прямоугольник – Рис. 26.



Рис. 3. Аномальные РЗЭ-спектры пород, обогащенных минеральными фазами индивидуальных лантаноидов. А – La-Sr-Mn-фазами. Б – Gd и Gd-Ga-фазами. Нормировано на содержание РЗЭ в верхней континентальной коре (Тейлор, МакЛенон, 1988).

1 – алевропесчаники с карбонат-пиритовым цементом; 2 – апогранитные приразломные аргиллизиты; 3, 4 – надрудные глины, экранирующие кимураитлантанитовые руды: 3 – каолинитовые, 4 – каолинит-гетитовые.

Таким образом, близкая минералогия стратиформного оруденения во впадинах и секущего оруденения в породах фундамента на обрамлении угленосных депрессий, включая наличие фаз с аномальным составом РЗЭ, указывает на то, что эти разные типы руд имеют одинаковую природу. Они отлагались из углекислых газонасыщенных флюидов, продуцированных кайнозойским базитовым вулканизмом непосредственно в подводящих каналах (крутопадающие тела) и при миграции металлоносных растворов в латеральном направлении по проницаемым горизонтам кайнозойских осадков (стратиформное оруденение). Образование минеральных фаз, обогащенных индивидуальными РЗЭ, свидетельствует о реальности глубокого фракционирования лантаноидов в природных условиях в результате взаимодействия подобных флюидов как с глинистыми частицами, так и с органическим веществом, слагающими рудные тела разного типа.

Литература

Середин В. В. Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, №5, с. 403-418.

Середин В. В., Магазина Л. О. Минералогия и геохимия ископаемой древесины Павловского буроугольного месторождения (Приморье) // Литология и полезные ископаемые, 1999, №2, с. 158-173.

Середин В. В., Шпирт М.Ю. Редкоземельные элементы в гуминовом веществе металлоносных углей// Литология и полезные ископаемые,1999, №3, с. 281-286.

Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI. М.: Геоинформмарк, 2004, с. 453–519.

Середин В.В., Кременецкий А.А., Копнева Л.А. Новый тип гидротермальной иттриевоземельной минерализации в кайнозойских рифтогенных структурах Приморья //Прикладная геохимия. Вып. 7. Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Кн. 1. Минералогия и геохимия. М.: ИМГРЭ, 2005, с. 57–77.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Seredin V.V. REE-bearing coals from Russian Far East deposits // International Journal of Coal Geology, 1996, v. 30. p. 101 – 129.

МИНЕРАЛОГИЯ СЕРЕБРА В Pt-Cu-Ni РУДАХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Служеникин С.Ф.¹, Середа Е.В.², Крылова Т.Л.¹, Мохов А.В.¹ ¹ИГЕМ РАН, Москва, ²ПО «Норильскгеология», Талнах

Основная доля валовых концентраций серебра, особенно в существенно пирротиновых рудах падает на его твердые растворы в сульфидах, в основном, в халькопирите. Концентрация серебра в халькопирите по определению на протонном и ионном анализаторах составляет 8-40 г/т во вкрапленных рудах Талнаха и до 50-150 г/т в аналогичных рудах Норильска 1.

В отличии от серебра золото образует, главным образом, собственные минералы – Ag-Au и Au-Cu твердые растворы. Это хорошо согласуется с данными по экспериментальным работам, полученными при кристаллизации Au-Ag-содержащего сульфидного расплава (Кравченко и др., 2000). Основной минеральной формой серебра являются его твердые растворы с золотом.

В массивных и вкрапленных пирротиновых, брекчиевидных и мало-286 сульфидных платиновых рудах Au-Ag сплавы представлены более высокопробными составами (Au – 75-85 мас.%). В богатых медью – халькопиритовых, талнахитовых, моихукитовых, путоранитовых рудах как массивных, так и вкрапленных Au-Ag твердые растворы представлены главным образом электрумом, кюстелитом и самородным серебром. Они часто образуют каймы вокруг выделений платиновых минералов (МПМ). Эти каймы имеют нередко зональное строение. Внутренние части, примыкающие к выделениям МПМ более высокопробные, а периферия более серебряные. Наряду с таким закономерным изменением Au/Ag отношений, в Au-Ag сплавах нередко наблюдается их пятнистое строение, обусловленное локальным изменением их состава (на 10-30 мас. %).

Самородное серебро, практически лишенное примесей, в основном образует выделения в высокомедистых халькопиритовых, талнахитовых, моихукитовых и борнит-халькозиновых рудах. В халькопирите массивных пентландит-халькопиритовых и прожилко-вкрапленных пиритхалькопиритовых рудах в отраженных электронах обнаруживаются мельчайшие (меньше 1 мкр) зернышки самородного серебра, образующие обла-ковидные скопления и прожилки.

Pd-Pt-Cu-Au- твердые растворы, Au₃Cu, аурокуприд, палладиевый и платиновый тетрааурикуприд содержат нередко примесь серебра. Концентрация серебра в борните и сульфидах меди достигает 1 масс.%. Паоловит нередко содержит, наряду с золотом, и серебро (до 5 масс.%).

Миллерит-пирит-халькопиритовые миллерит-борнит-И халькопиритовые руды содержат также теллуриды серебра и палладия теларгпалит и сопчеит, сульфиды серебра и палладия: сульфо- и селенотеллуриды серебра, палладия и свинца; хлориды серебра (табл.1, 2). Сульфид серебра и меди _ штромейерит обнаружен в миллерит-борнитхалькопиритовых рудах в породах экзоконтакта Талнахского интрузива и в халькозин- кальцитовых жилах Октябрьского месторождения. Гессит довольно часто встречается в массивных высокомедистых рудах, особенно в разновидностях с обильным галенитом, чаще всего образуя каймы вокруг выделений МПМ. В пирротин-халькопиритовых и кубанитовых рудах разных типов аргентопентландит может быть основным минералом серебра. Аргентопентраландит редко встречается в гомогенных зернах. В основном он образует сростки с пентландитом. Концентрация серебра в этих выделениях изменчива (табл.3). В борнит-халькозиновых рудах встречается никелевая разновидность аргентопентраландита.

В массивных талнахитовых рудах Талнаха и Норильска 1 в сростках с палладиевыми минералами нередко обнаруживается минерал состава (Pd,Ag)₂Pb, в котором содержание серебра постоянно в пределах 4 масс.% (табл.1).

	Nº№	Содержание элементов, мас.%									
	обр.	Pt	Pd	Ag	Cu	Те	Pb	Bi	S	Se	Сумма
Теларгпалит	1/K-92	0,51	40,49	26,51	0,10	21,5	3,28	7,08		-	99,51
			(P	d _{1.80} Ag	1.16Pt ₀	$_{01}Cu_{0.01}$) _{2.98} (Te	$a_{0.79}Bi$	$_{16}Pb_{0.0}$	7)1.02	00.51
		- 38,36 29,52 - 19,71 6,72 5,40 -								-	99,/1
		-	38.63	31.16	- -	21.6	4.60	3.96	-	-	99.90
		$(Pd_{1.68}Ag_{1.34})_{3.07}(Te_{0.79}Pb_{0.10}Bi_{0.09})_{0.08}$									
	9118	-	39,81	29,46	-	22,22	4,80	2,90	-	-	99,19
		$(Pd_{1.74}Ag_{1.27})_{3.01}(Te_{0.82}Pb_{0.11}Bi_{0.06})_{0.99}$									
(Pd,Cu)7Ag4Pb		-	38,63	23,79	1,29	20,30	11,07	0,78	0,96	2,91	99,73
(1e,Se,S) ₄		$(Pd_{6.56}Cu_{0.36})_{6.92} Ag_{3.98} (Pb_{0.97}Bi_{0.07})_{1.04} (Te_{2.86}Se_{0.62}S_{0.54})_{4.00}$									
		-	37,74	22,03	1,82	21,5	12,3	0,41	0,98	2,45	99,22
			(Pd _{6.46} C	(u _{0.52}) _{6.9}	8 Ag _{3.}	₂ (Pb _{1.0}	₈ Bi _{0.03})	1.11 (Te	3.07Se0	.56S0.56)4.19
Теларгпалит	1370	0,16	36,08	32,11	-	20,26	0,51	10,85	-	-	99,97
	вн/23,0	$(Pd_{1.59}Ag_{1.41})_{3.00}(Te_{0.75}Bi_{0.24.15}Pb_{0.01})_{1.00}$									
		-	42,18	26,72	-	22,13	3,88	4,49	-	-	99,40
				(Pd ₁	.85Ag1	15)3.00(T	e _{0.81} Bi	_{0.10} Pbi ₀	.09)1.00		
Сопчеит		-	25,33	33,89	-	40,53	-	-	-	-	99,75
			$Ag_{3.97}Pd_{3.01}Te_{4.02}$								
		0,63	25,03	34,32	-	40,29	-	-	-	-	100,27
(D. 1. 4.). D. 1					Ag _{4.0}	1 (Pd _{2.97}	$Pt_{0.04})_3$.01Te _{3.98}	3		
(Pd,Ag) ₂ Pb	258	-	46,81	4,55	-	-	49,39	-	-	-	100,75
		$(Pd_{1.83}Ag_{0,18})_{2.01}Pb_{0.99}$									
	1/Hop-04	-	47,50	3,61	-	-	49,25	-	-	-	100,36
		$(Pd_{1.87}Ag_{0,14})_{2,01}Pb_{0,99}$									
	Б-ТН-32	-	46,47	3,88	-	-	48,72	-	-	-	99,07
		$(Pd_{1.85}Ag_{0,145})_{2,00}Pb_{1,00}$									
(Pd,Ag)5BiS2	13/Б-92	-	53,85	12,51	-	-	-	24,84	7,90	-	99,10
		$(Pd_{4,10}Ag_{0,94})_{5,04}Bi_{0,96}S_{2,00}$									
		-	52,77	12,27	-	-	1,77	24,29	7,45	0,57	99,12
			(F	d _{4,07} Ag	5,93)5,0	0(Bi _{0,95} l	Pb _{0,07}) ₁	02 (S _{1,92}	Se _{0.06})31,98	
	1/K-92	-	53,98	11,83	-	-	-	25,73	7,99	-	99,53
	$(Pd_{4,10}Ag_{0,89})_{4,89}Bi_{1,00}S_{2,01}$										
Ag ₂ PdS	1370 вн/23,0	-	31,02	60,33	-	-	-	-	8,64	0,43	100,42
					Ag _{1,9}	₉₉ Pd _{1,03} ((S _{0,96} Se	0,02)0,98			

Таблица 1 Состав минералов палладия и еребра в Pt-Cu-Ni рудах Норильского района


Обр. 1/К-92, 9118, 1370 вн./23,0, 13/Б-92 - прожилково-вкрапленные руды в метаморфических и метасоматических породах; 258, Б-ТН-32 - массиные талнахитовые руды Талнахского месторождения, 1/Нор-04 массивные талнахитовые руды месторождения Норильск 1.

Таблица 2 Состав сульфидов, селенидов, теллуридов и хлорсодержащих гидроокислов серебра в Pt-Ni-Cu месторождениях Норильского района

№ об-	Минерал	Содержание элементов, мас.%							
разца		Au	Ag	Cu	Pd	S	Se	Te	Сумма
1370	Se-акантит	-	84,10	-	-	10,84	4,18	-	99,12
вн/23,0		-	83,13	-	-	9,00	8,82	-	100,95
	S-науманит	I	77,69	-	-	4,98	16,36	-	99,03
	науманит	-	74,97	-	-	1,45	23,60	-	100,02
		-	83,61	-	-	10,48	4,98	-	99,07
	(Ag,Au,Cu,Pt) ₂ S	24,14	56,47	3,70	2,91	11,90	-	-	99,12
	Ag ₂ (S,Te)	-	77,62	-	-	8,32	-	13,66	99,60
	Ag ₂ (Te,S,Se)	-	71,45	-	-	4,15	3,57	19,93	99,10
1306	штромейерит AgCuS	-	52,18	31,11	-	16,05	-	-	99,34
	дигенит	-	1,01	76,84	22,99	-	-	-	100,84
	кюстелит	14,96	80,28	4,29	-	-	-	-	99,53
	сам.серебро	99,56	-	-	-	-	-	-	99,56
1611/	KIOOTODUT	14,61	84,84	-	-	-	-	-	99,45
1905,8	кюстерит	16,26	83,32	-	-	-	-	-	99,58
	кераргиррит	2,41	74,81	-	-	-	(Cl-22,57	99,79
	(Ag,Au,Cu)(OHCl)	27,85	52,62	5,20		O-14,9	(Cl - 0,89	101,46
1098 вн/36,5	кераргиррит	-	74,48	-	-	-	(Cl-24,15	98,63

Обр.1370 вн./23,0 и 1098 вн/36,5 - прожилково-вкрапленные руды в метаморфических и метасоматических породах Талнахского месторождения; обр. 1306 - халькозин- кальцитовые жилы в нижнем экзоконтакте Хараелахского массива - Октябрьское месторождение; обр.

1611/1905,8 - массивные пентландит-халькопиритовые руды Октябрьского месторождения.

В халькозин-кальцитовых жилах Октябрьского месторождения самородное серебро часто образует кристаллики и ассоциирует с самородным висмутом, арсенидами и сульфоарсенидами никеля, кобальта и железа, ураниитом, штромейеритом, самородным висмутом и оксихлоридами висмута (табл.2). Эти руды представляют собой типичную пятиэлиментную формацию.

№ об- разца	Минерал	Содержание элементов, мас.%						
		Fe	Ni	Co	Cu	Ag	Se	Сумма
6025	пентландит	34,08	30,47	0,44	-	-	33,87	98,86
	Ag-содержащий пентландит	35,14	28,01	-	0,53	2,39	32,85	98,92
		36,04	23,22	-	0,56	6,87	32,79	99,48
		36,18	22,53	-	0,78	7,89	31,98	99,36
	аргентопентландит	37,45	16,36	-	0,99	13,95	31,21	99,96
5484	пентландит	25,23	42,38	0,31	0,05	-	33,22	101,19
	аргентопентландит	11,94	43,54	-	-	12,50	30,61	98,59

Таблица 3 Состав аргентопентландита и сосуществующим с ним пентландита в Pt-Ni-Cu месторождениях Норильского района

Обр.6025 галенит-халькопиритовые руды Октябрьского месторождения; обр. 5484 - пентландит-борнит-халькозиновые руды Октябрьского месторождения.

Методами микротермометрии изучены флюидные включения (ФВ) в крупнокристаллическом кальците, выполняющем центральные участки этих халькозин-кальцитовых жил.

В изученном кальците первичные флюидные включения (размер 10-15 мкм) имеют двухфазный состав газ + раствор. При визуальном изучении ФВ по соотношению фаз достаточно определенно различаются две группы включений, в одной из которых газовая фаза занимает 5-8% объема вакуолей, в другой - занимает менее 5-7% объема.

n	Тпл.эвт., ⁰ С	Тпл.льда,⁰С	С, мас.%	TΓ, ⁰ C
14	-58.6/-50.9	-25.9/-15.0	23.3-17.8	269-196
11	-32.6/-30.8	-11.0/-9.7	15.0-13.6	230-145

Таблица. 4 Результаты микротермометрии флюидных вклчений в кальците

В результате микротермометрических исследований (табл.4.) установлено, что визуально выделенные группы ФВ содержат различные по составу растворы.

Включения с большой газовой фазой имеют $Tr = 269-196^{\circ}C$. Для них характерны Тпл. эвт. в интервале от -58.6 до -50.9°C, что отвечает растворам Са-хлоридного состава (Тпл.эвт. системы CaCl₂-H₂O= -49.6°C). Эти растворы имеют концентрацию 23.3-17.8 мас.%.

Включения с меньшей газовой фазой имеют температуры 230-145°С. Они содержат растворы также хлоридного состава, но с преобладанием Na+ в составе катионов. В то же время Тпл. эвт. этих ФВ составляют интевал от -32.6 до -30.8°С, существенно ниже Тпл. эвт. чистых растворов Na-хлоридного состава (-20.6°С). Повидимому, в растворах присутствуют значительные количества других катионов, вероятно, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺, возможно, железа. Концентрация составляет 15-13.6 мас.%.

Таким образом, минералообразование происходило в условиях снижения температур от 270 до 140°С из хлоридных высокосоленых растворов существенно различного состава: с преобладанием Ca²⁺ при высоких температурах и с преобладанием Na⁺ в низкотемпературном интервале. Растворы подобного состава обычно характерны для метаморфогенных вод или для вод метеорного происхождения, просачивающихся сквозь толщу вмещающих пород. Можно полагать, что флюидная система содержала умеренные количества улекислоты, особенно в области высоких температур. Инверсия катионного состава растворов может быть следствием длительного периода формирования прожилков.

Анализ форм нахождения серебра показывает, что на высокотемпературном этапе серебро может входить в состав кристаллизующихся сульфидов. При понижении температуры уже на гидротермальной стадии образуют собственные минералы серебра.

Изменения со временем в рудообразующем растворе соотношения Au и Ag, fS_2 , концентрации хлоридов, pH и температуры ведут к появлению рудных парагенезисов с различными формами золота и серебра, в частности с различной пробностью Au – Ag сплавов.. Максимальные концентрации серебра характерны для кислых растворов. В них Ag образует преимущественно хлоркомплексы. Смена форм нахождения Au и Ag в растворах на фоне понижения температуры ведет к изменению пробности Au – Ag сплавов от самородного золота до самородного серебра. Температура кристаллизации минералов золота и серебра лежат в интервале 450-50° С.

МИНЕРАЛОГИЯ СИСТЕМЫ PtBi₂-PtTe₂-PtSb₂-PdTe₂-PdBi₂ В ПЛАТИНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ И ПЛАТИНОВЫХ РУДАХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Служеникин С.Ф., Евстигнеева Т.Л., Мохов А.В. ИГЕМ РАН, Москва

Природные соединения платиновых металлов типа AB₂ (A=Pt,Pd; B= Te, Bi, Sb) включают такие минералы, как мончеит (PtTe₂), меренскиит (PdTe₂), инсизваит (PtBi₂), фрудит (PdBi₂), геверсит (PtSb₂), масловит (PtTeBi), майчнерит (PdBiTe), тестибиопалладит(PdSbTe). Все эти минералы за исключением тестибиопалладита широко распространены в различных геологических обстановках, в том числе в медно-никелевых сульфидных рудах месторождений Норильского района, Россия. Судя по многочисленным публикациям российских и зарубежных исследователей составы минералов этой группы отличаются широкими вариациями соотношений как Pt:Pd, так и Te:Bi:Sb (Hawlay, Berry, 1958; Stumpfl, 1961; Cabri, 1967; Cabri at all, 1973; Генкин, 1968; Коваленкер и др., 1979; Генкин и др., 1981; Дистлер и др., 1988).Это явилось основанием для предположения о существовании широкого изоморфизма Pt и Pd в рядах мончеит – меренскиит, (Pt,Pd)Te₂; майчнерит – инсизваит, PdTeBi – PtBi₂; майчнерит – масловит, PdTeBi - PtTeBi; Te и Bi в рядах мончеит-меренскиит, (Pt,Pd)(Te,Bi)₂, и масловит-майчнерит, (Pd,Pt)TeBi; и Bi-Sb в инсизваите, Pt(Bi,Sb)₂; и ограниченном изоморфизме Te-Sb в геверсите. В мончеите, масловите, майчнерите и меренскиите содержание сурьмы очень низкое.

Особенности изоморфизма элементов – «партнеров» платины и палладия определяются кристаллической структурой соединений AB₂: мончеит и меренскиит гексагональные; инсизваит, геверсит, масловит, майчнерит и тестибиопалладит кубические; фрудит моноклинный. Майчнерит, масловит и тестибиопалладит имеют упорядоченные структуры на основе структуры пирита, поэтому атомные соотношения элементов – «партнеров» платины и палладия в их составе не могут заметно отличаться от 1:1. Гексагональные висмуто-теллуриды, мончеит и меренскиит, отличаются наиболее широкий спектр изоморфных замещений, что связано, скорее всего, с большей изоморфной емкостью структурного типа Cd(OH)₂ по сравнению со стр.типом FeS₂.

В сульфидных платино-медно-никелевых рудах месторождений Норильского района минералы этой группы обычно встречаются в виде срастаний друг с другом и с другими минералами. Чаще всего отмечаются срастания с моно-висмуто-теллуридами палладия, паоловитом, минералами состава (Pd,Cu,Pt)₃Sn, Pd₂(Sn,Sb), стибиопалладинитом, нигглиитом, алтаитом, гесситом, хедлеитом. В связи с полиминеральным составом срастаний и небольшим размером выделений (Pt,Pd)(Te,Bi,Sb)₂ минералов вопрос об их однородности и реальном составе оставался открытым. С целью проверки имеющихся данных по составу и строению минералов группы было проведено изучение двойных висмуто-теллуридо –стибнидов платины и палладия из всех типов платино-медно-никелевых и платиновых сульфидных руд Норильского района на сканирующих электронных микроскопах фирмы JEOL (Япония), оснащенных энерго-дисперсионными детекторами (для количественного анализа состава изучаемых частиц): JSM-5300 + ЭДД INCA (Oxford) и JSM-5610 + ЭДД JED-2300 (JEOL) и методами РСМА.

В результате проведенных исследований:

1. Выявлен полный изоморфизм Pt и Pd в кубических минералах, широкий изоморфизм Bi и Sb в этих минералах, широкий изоморфизм Bi и Te в гексагональных минералах и ограниченный изоморфизм Sb и Te в кубичсеских минералах (табл.1);

2. Выделения минералов состава (Pt,Pd)(Te,Bi,Sb)₂ имеют гетерегенное строение, которое выражается зональностью – как минеральной, так и химической, а также блоковым строением при неупорядоченном изменении состава минералов (табл.1, рис.1, 2);

3. В едином выделении изученных минералов могут существовать минералы одного состава, но разной сингонии, как, например, масловит и богатый висмутом мончеит.

NºNº	Минерал	Содержание элементов, мас.%							
образцов		Pt	Pd	Bi	Te	Sb	Sn	Сумма	
	инсизваит	32,46	-	66,46	1,01	-	-	99,93	
1/906	mensburr			$Pt_{1,01}(E$	Bi _{1,94} T	$e_{0,05})_{1,9}$	99		
1/200	Te-	31,47 1,70 57,17 8,80 1,43 - 100							
	инсизваит	$(Pt_{0,91}Pd_{0,09})_{1,00}(Bi_{1,54}Te_{0,39}Sb_{0,07})_{2,00}$							
		2,54	22,27	47,09	27,23	-	-	99,13	
	Pt-		(Pd _{0,9}	$_{95}Pt_{0,06}$) _{1,01} (Bi	i _{1,02} Te	0,97)1,9	99	
1/Б-93(6)	майчнерит	10,72	17,03	46,00	25,37	-	-	99,12	
1,2,55(0)			$(Pd_{0,r})$	$_{75}Pt_{0,26}$) _{1,01} (B	i _{1,05} Te	0,94)1,9	99	
	Sn-Bi-Te-	42,29	-	10,51	7,69	35,00	5,11	100,60	
	геверсит		Pt _{0,99} (Sb _{1,31} T	$e_{0,27}B$	i _{0,23} Sn	1 _{0,20}) ₂	01	
	инсизваит	31,17	0,96	67,30	-	1,34	-	100,77	
			$(Pt_{0,9})$	$_{5}Pd_{0,05}$	$_{1,00}$ (B	i _{1,93} Sb	0,07)2,	00	
		35,13	-	49,09	3,21	12,44	-	99,87	
4370-62	Te-Sb- нсизваит		Pt_1	,00(Bi1,	$_{30}$ Sb _{0,5}	$_{6}\text{Te}_{0,14}$	1)2,00		
1070 02		37,12	-	36,04	9,08	17,42	-	99,66	
			Pt ₀	,99(Bi _{0,}	$_{90}Sb_{0,7}$	$_{4}\text{Te}_{0,37}$)2,01		
	Ві-геверсит	38,02	-	35,03	0,71	27,24	-	101,00	
			Pt ₀	,99(Sb1	13Bi _{0,8}	5Te _{0,03})2,01		
	Pd-	36,68	_	38,87	23,89	_	-	99,44	
44	инсизваит			$Pt_{1,00}$	$Te_{1,00}$	Bi _{1,00}			
	Ві-мончеит	36,68	-	-	23,89	38,87	-	99,44	
				$Pt_{1,00}$	$Te_{1,00}$	Bi _{0,99}			
	масловит	36,83	0,44	30,24	29,44	2,45	_	99,40	
		(Pt	_{0,97} Pd	0,02)0,99	$(Tei_{1,1})$	$_{18}\text{Bi}_{0,73}$	$Sb_{0,1}$	0)2,01	
13/Б-93(5)	Pd-	22,33	9,26	42,98	19,51	5,45	-	99,53	
	масловит	(P	t _{0,58} Pc	$l_{0,43})_{1,01}$	$(Bi_{1,0})$	$_{1}\text{Te}_{0,75}$	$Sb_{0,22}$	2)1,99	
	Ві-мончеит	38,34	0,81	19,37	38,96	2,03	-	99,51	
		(Pt	0,96PC	0,04)1,00	$(Tei_{1,4})$	18B10,44	Sb _{0,0}	8)2,00	
	Te-	31,08	1,83	55,84	9,02	0,92	-	98,69	
14/Б-93(2)	инсизваит	(P	$t_{0,91}Pc$	$\mathbf{l}_{0,10}$) _{1,01}	$(Bi_{1,54})$	$_{4}\text{Te}_{0,41}$	Sb _{0,04})1,99	
	Ві-мончеит	37,31	-	38,20	24,82	-	-	100,33	
				$Pt_{1,01}(T)$	$e_{1,03}B$	i _{0,96}) _{1,9}	99		
	меренскиит	0,40	27,76	16,23	56,07	-	_	100,46	
1312/648,5	*		(Pt _{1,0}	$_{0}Pd_{0,01}$) _{1,01} (Te	e _{1,69} Bi	0,30)0,9	99	
,-	Pd-мончеит	24,16	10,84	10,46	53,53	-	_	98,99	
			$(Pt_{0,54})$	$_{10}Pd_{0,44}$) _{0,98} (T	$e_{1,81}Bi$	0,21)2,	02	

Таблица 1 Состав минералов системы PtBi₂-PtTe₂-PtSb₂-PdTe₂-PdBi₂

Обр. 1/90б - вкрапленные руды Октябрьского месторождения; обр. 312/648,5 - брекчиевидные руды Октябрьского месторождения; остальные - галенит-халькопиритовые руды Октябрьского месторождения.



Рис.1. Сросток Sb-Bi-мончеита Pt(Te,Bi, Sb)2 и зональных выделений инсизваита с широким изоморфизмом Pt-Pd и Bi, Te, Sb. Октябрьское месторождение. Галенит-халькопиритовые руды. Полир. шлиф. 12/Б-88. Изображение в отраженных электронах.



Рис.2. Зональные кристаллы минералов системы PtBi₂-PtTe₂-PtSb₂-PdTe₂-PdBi₂ во фрудите Pd,Bi₂.Центральные части кристаллов сложены Pt-майчнеритом (Pd, Pt) Bi Te, перефирия Sn-Bi-Te-геверситом Pt(Sb, Te,Bi, Sn)₂. Октябрьское месторождение. Галенит-халькопиритовые руды. Полир. шлиф. 1/Б-93 (6). Изображение в отраженных электронах.

Литература

Hawlay J.E., Berry J.G. Michenerite and froodite, palladium bismuthide minerals// Canad. Miner., 1958

Stumpfl E.F. Some new platinoid-rich minerals, identified with the electron microanalyzer// Miner.Mag., 1961

Cabri L.J. Glossary of Platinum gro-up minerals// Econ. Geol., 1967

Cabri L.J., Harris D.C. Gait R.I. Michenerite (PdBiTe) redefined and frodite (PdBi₂) confirmed from the Sudbury area// Canad. Miner., 1973

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медноникелевых рудах Норильского района// М. Наука, 1968 Коваленкер В.А., Бегизов В.А., Евстигнеева Т.Л., Тронева Н.В., Рябикин В.А. Масловит (PtBiTe) – новый минерал из Октябрьского медно-никелевого месторождения// М., Геол.рудн.месторожд. № 3, 1979

Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л, Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений// М, Наука, 1981

Дистлер В.В., Гроховская, Евстигнеева Т.Л, Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования// М, Наука, 1988.

О МЕСТОРОЖДЕНИИ, АГРЕГАТЕ, КРИСТАЛЛЕ И РАЗБИЕНИИ РОЗИ

Смирнова Н.Л.

МГУ, Москва, snl194@mail.ru

Век 21 будет веком системных наук. Всеобщая организационная наука – одна из важнейших составляющих каждой науки. Ее универсальные законы и принципы работают во всех системах. Что может быть общего между, казалось бы, такими несовместимыми вещами как поверхность Земли (Прокофьев, 1971), рис.1а, мелкозернистым агрегатом (Бетехтин, 1961), рис. 16, кристаллом Zn (Шубников, Копцик, 2004), рис. 16 и разбиением Рози (Малеев, Журавлев, 2006), рис 2, 3. Одним из универсальных свойств любой системы является образование разнообразных последовательностей. Карта (рис 1a) отображает распределение пород на земной поверхности в первом приближении в виде последовательности лент. Лентам 1 - 5 соответствуют разновидности гнейсов, которые обозначаем a1, a2, a3, а4, а5. Лентам 6, 7, 9, 10, 11 соответствуют кварциты, сланцы, четвертичные отложения, гнейсо-граниты, граниты, которые обозначаем буквами с, d, b, ea, e. В грубом приближении последовательность лент из букв будет e(ae)a(1)ba(1, 5, 1)ca(4)ca(2, 3)da(3)da(3, 1)e, а если опустить детали, то последовательность будет [e][aba][cac][adada][e].

Одна из колонок геологического разреза месторождения горы Коашва (Иванова, 1971) состоит из пород: ювит (а), малиньит (b), из апатитонефелиновых руд пятнисто-полосчатых (c). Буквенная формула последовательности пород abababababababa или [ababababa][cb][aba].

Таким образом, можно составить обобщенную буквенную запись любых последовательностей пород и соотносить их в самом обобщенном виде. Причем при составлении последовательностей надо сначала объединить наименования разновидностей пород в одну группу полусинонимов, обозначив их цифрами, т.е. создать иерархию (порядок старшинства). Тогда число букв будет невелико. Обобщенная буквенная запись позволит охватить громадный материал в виде небольшого числа буквенных формул. Но, кроме того, это дает возможность соотносить последовательности пород в колонках, на картах с любыми другими последовательностями в других системах. Рассмотрим некоторые из них.



Рис. 1 Схематическая геологическая карта (по В.М. Спешилову) (*a*), поверхность кристалла Zn (по Шубникову, Копцику с дополнением) (*б*), структура мелкозернистого агрегата (по Бетехтину с дополнением) (*в*).

Поверхность кристаллов Zn исследованная методом электронной микроскопии представляет собой нерегулярную систему *n*-гонов. Значения *n* можно определить для участка выделенного точками. В его состав входят *n*-гоны с *n*=5, 6, 7 (на рис. выделены соответственно средними, мелкими, большими точками). Координационное число (КЧ, связность, поделенность) вершин равно трем, за исключением одной, к которой примыкают четыре *n*-гона (КЧ 4). Координационную сферу вершин Вг, и граней Гр обозначаем последовательностью граней. Установленные численные фор-

мулы последовательностей Вг 666, 556, 566, 5566, 667, 567, Гр 56666, 6666666, 5566666, 5566666, 5666666, 5666667. В сокращенном виде эти формулы записываем в виде формул буквенных и числовых. В прямых скобках || приводим последовательность разных *n*, а также соответствующих им букв. В уголках приводим число повторов (индексов) следующих друг за другом одинаковых чисел и букв: Вг |a|, |6|<3>, |ab|, |56|<21, 12, 22>, |67|<21>, |abc|, |567|<111>. Гр **5** - |ab|, |56|<14>, **6** - |a|, |6|<6>, |ab|, |56|<15, 24>, |57|<15>, |abc|, |567|<141>, **7** - |ab|, |56|<16> (полужирно выделены КЧ). Установленные буквенные формулы Вг |a|<3>, |ab|<21, 12, 22>, |abc|<111>, Гр |a|<6>, |ab|<14, 15, 16, 24>, |abc|<114>, и формулы идентичные для Вг и Гр |a|<3, 6>, |ab|<21, 12, 12, 14, 15, 16, 22, 24>, |abc|<111, 114>. Сумма повторов в наборе равна КЧ: **3** - 3, 21, 111, **4** - 22, **5** - 41, **6** - 6, 51, 42, 411, **7** - 61.

Нерегулярная поверхность агрегата (рис. 1*6*) состоит из *n*-гонов с n=4, 5, 6, 7 (выделены нами на рис. точками: мелкими - 6-гоны, средними - 5-гоны, крупными - 7-гоны). Формулы Вг |6|<3>, |46|<12>, |56|<12, 21, 31>, |57|<21>, |67|<21>, |567|<111>, Гр |5|<6>, |56|<14, 15, 16, 24, 25>, |567|<221, 131, 141>, |67|<51>, |6565|<2121>, |6767|<3111>, [6567|<2211, 1131>. Буквенные формулы Вг |a|<3>, |ab|<12, 13>, |abc|<111>, Гр |a|<6>, |ab|<14, 15, 16, 24, 25>, |ab|<14, 15, 16, 24, 25>, |ab|<14, 15, 16, 24, 25>, |abc|<221, 311, 411>, |abab|<2121, 3111>, |abac|<2211, 3111>, Вг и Гр |a|<3, 6>, |ab|<12, 13, 14, 15, 16, 24, 25>, |abc|<111, 311, 411, 221>, |abab|<2121, 3111>, |abac|<2211, 3111>, KH **3** – 3, 21, 111, **4** – 31, **5** – 41, 311, 221, **6** – 6, 51, 42, 411, 3111, 2211, **7** – 61, 52.

Разбиение Рози представляет собой нерегулярный граф из 4-, 5-, 6-, 7-, 8-гонов. Разные координационные сферы представлены на рис. 2.



Рис. 2. Координационные сферы в разбиении Рози. Жирной точкой выделен 8-гон (2.7). Рисунки 2.1-2.4 соответствуют 8 координационным сферам. У четырех из них жирной точкой обозначен 7-гон, а у других четырех 8-гон.

Всего установлено 6 разных формул Вг 777, 667, 677, 467, 458, 478, и 11 формул Гр – 6767, 6768 (рис. 2.1), 777674, 776748 (рис. 2.2), 477477, 477478 (рис. 2.3), 6676764, 6676864 (рис. 2.4), 6776764 (рис. 2.5), 6777664 (рис. 2.6), 64676467 (рис. 2.7). Для координационных сфер вершин установлено формулы Вг с КЧ: **3** - |a|, |7|<3>, |ab|, |67|<21, 12>, |abc|, |467|<111>, |468|<111>, |478|<111>. Для координационных сфер граней установлены формулы Гр с КЧ: **4** - |abab|, |6767|<1111>, |abac||6768|<1111>, **6** - |abab|, |4747|, <1212>, |abac|, |7674|<3111>, |ababc|, |47478|<12111>, |abacd|, |76748|<21111>, 7 - |ababac|, |6767664|<111121>, |ababac|, |676764|<111211>, |abac|, |6467|<2113>, |abacad|, |646867|<211111>, 8 - |abacabac|, |64676467|<11111111>. Для координационных сфер граней установлены формулы Гв с КЧ: 4 - |a|<4>, |ab|<22>, 6 - |abacd|<11211>, |abab|<2121>, |abc|<222>, |abcde|<21111>, 7 - |abcd|<2221>, |abac|<3211>, |abc|<421>, |abacd|<12121>, 8 - |abab|<222>,

Приводим КЧ и соответствующие им 22 буквенные формулы с индексами Вг, Гг, Гв. 3 - |a|<3>, |ab|<21>, |abc|<111>, 4 - |a|<4>, |ab|<22>, |abab|<1111>, |abac|<1111>, 6 - |abab|<1212>, |abac|<3111>, |ababc|<1211>, |abacd|<21111>, |abc|, <222>, |abcde|, <21111>, 7 - |abac|<2311, 3211>, |ababac|<111121, 111211>, |abacad|<211111>, |abc|, <421>, |abcd|, <2221>, |abacd|<12121>, 8 - |abacabac|<11111111>. Формулы последовательностей Вг, Гр, Гв буквенные с индексами и арностью: 1 - |a| < 3, 4 >, 2 - |ab| < 21, 22 >,**3** - |abc|<111, 222, 421>, **4** - |abab|<1111, 2121, 2222>, |abac|<1111, 3111, 3211, 2311>, |abcd|<2221>, 5 - |ababc|<12111>, |abacd|<21111, 12121>. |abcde|<21111>, 6 - |ababac|<111121, 111211>, |abacad|<211111>, 8 -|abacabac|<11111111>. Формулы последовательностей Вг. Гр. Гв из буквенных символов: Вариант 1 |a|, |ab|, |abc|, |abcd|, |abcde|, |abab|, |ababc|, |abac|, |abac|₂, |abacd|, |ababac|, |abacad|, (12). Вариант 2 [a], [ab], [abc], [abc][d], [abc][de], [aba][b], [aba][bc], [aba][c], [abacaba][c], [aba][cd], [ababa][c], [aba][cad],. (10), корни [a], [ab], [ababa], [abacaba], [abc], суффиксы [b], [c], [d], [bc], [cd], [de], [cad]. Вариант 3 [a], [ab], [abc], [abc][d], [abc][de], [ab]₂, [ab][abc], [abac], [abac]₂, [ab][abac], [abac][d], [abac][ad]. (10), корни [a], [ab], [abc], [abac], префикс [ab], суффиксы [d], [ad], [de].

Для 5 КЧ приводим соответствующие им наборы индексов для последовательностей Вг, Гр, Гв (всего 13): 3 – 3, 21, 111, 4 – 1111, 6 – 3111, 222, 2211, 21111, 7 – 3211, 2221, 22111, 211111, 8 – 11111111. Линейная компликационная схема, ЛКС «11», 111, 1111, 111111111, 2211, 2211, 222, 2221, «23», 2311, 12, 12111, 121111, «13», 1311, «1», 3. В кавычках латентные не реализованные индексы.

Нами для упрощения разбиение Рози представлено в виде графа из центров п-гонов (рис. 3.1). Граф представляет собой линии, которые пересекаются отрезками. Точки пересечения – это центры 4-гонов. Между точками пересечения находится либо 6-гон, либо два 6-гона (центры в вершинах зигзага). Концы отрезков – центры 7-гонов, кружки на отрезах, объединяющих две линии – центры 8-гонов. На рис. 3.2 выделен фрагмент рис. 3.1. На рис. 3.3 разбиение Рози представлено в виде таких фрагментов, представленных центрированными квадратами. Не вошедшие в блоки 4-гоны образуют зигзагообразные линии, разорванные из-за дефекта. Ряды из блоков по двум направлениям образуют упорядоченные участки. В разрыве содержится дефектный участок. Линиям на рис. 3.1 соответствуют последовательности из 4-гонов и 6-гонов соединенных противоположными ребрами. Эти ленты состоят из модулей двух лент с последовательностью 4-гонов и 6-гонов в отношении 1/1 и ½ (|ab|<11> и |ab|<21>). Первая лента широко известна в кристаллических структурах и содержится в одной из фундаментальных сеток Кеплера-Шубникова |3464|<1111>. Фрагменты-модули из этих сеток 46 (А) и 466 (В) чередуются в порядке АВ. Однако в последовательности АВАВАВ возможен изредка сбой АВВ, но никогда ВАА.



Рис. 3. Разбиение Рози (.1). Фрагмент из разбиения Рози (.2). Схема разбиения Рози из фрагментов (.3).

Предложенный подход позволил выделить упорядоченные и дефектные участки разбиения Рози и по-новому показать их структуру. Подход применим к другим разбиениям. Нами не рассмотрена частота встречаемости реализованных Вг и Гр, так как рассматриваемые участки агрегата и кристалла не представительны.

Итак, анализ координационных сфер вершин и п-гонов, их формул последовательностей для агрегата, поверхности кристалла, разбиения Рози показал, что новых буквенных формул, дополняющих установленное нами ранее множество не обнаружено. Все эти формулы уже содержатся среди полученных нами ранее для регулярных поверхностей полиэдров, внешних форм кристаллов, полициклов из органических молекул, нерегулярных поверхностей сплавов, карты Тургайского прогиба (Смирнова Н.Л. 2007). Однако последовательности слоев в геологических колонках, на геологической карте представлены новыми формулами. Но и в этих новых формулах содержатся блоки уже ранее установленных нами формул. Предложенный подход использованный для геологических колонок позволил бы обобщить накопленный экспериментальный материал.

Характеристика поверхностей формулами последовательностей лент, слоев, граней и вершин координационных сфер Вг, Гр, Гв представляет собой еще один новый признак, который может быть использован для анализа О-, D-, DO-структур в геологии.

Литература

Бетехтин А.Г. Курс миералогии. М. Госгеолтехиздат. 1961. 539 с.

Иванова Т.Н. О структуре Коашвинского апатито-нефелинового месторождения (Хибины). // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Сборник научных трудов. Ленинград 1971, С. 136-141.

Малеев А.В., Журавлев В.Г. / Динамика послойного роста двумерного квазипериодического разбиения Рози. // Структура и свойства твердых тел. Материалы докладов конференции. ННГУ. Н. Новгород. 2006. С. 17-20. 30-31 октября.

Прокофьев А.А. /Главные черты геологии архейских железорудных месторождений Присаянья. // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Сборник научных трудов. Ленинград 1971, С. 347-354.

Смирнова Н.Л. О законах и прогнозе. // Система Планета Земля. Нетрадиционные вопросы геологии. Материалы XIV и XV научного семинара 2006-2007. М., изд-во МГУ. 2007. С 7-17.

Шубников А.В., Копцик В.А. Симметрия в науке и искусстве. М.-Ижевск. 2004. 560 с.

КОЛЛЕКЦИЯ РУД МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, КОТОРЫЕ ИЗУЧАЛИ А.Г. БЕТЕХТИН И ЕГО ПОСЛЕДОВА-ТЕЛИ В РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИГЕМ РАН

Смольянинова В.Н., Суханов М.К.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>smvn@igem.ru</u>

Рудно-петрографический музей Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии Наук – единственный в России специализированный музей, располагающий систематической коллекцией всех известных видов магматических горных пород. Музей имеет региональные коллекции, представляющие магматические породы и главные типы руд большинства рудных районов России и ряда зарубежных стран, а также тематические коллекции, иллюстрирующие особенности магматизма и рудообразования отдельных этапов и геодинамических обстановок, проявлявшихся в ходе эволюции Земли.

Экспозиция образцов с месторождений, на которых работал А.Г. Бетехтин, а позднее его ученики и последователи, создана в руднопетрографическом музее ИГЕМ РАН в 1997 году к 100-летию со дня рождения Анатолия Георгиевича (9 марта 1897 – 20 апреля 1962) и расширена к 110-летнему юбилею (рис.1). Эта выставка отражает основные направления его деятельности и научных интересов: изучение руд месторождений марганца, хрома, цветных металлов, изучение вопросов теории рудообразования, изучение текстур и структур руд.

Исследованием месторождений марганца А.Г. Бетехтин занимался на протяжении всей своей научной деятельности. Эти исследования он начал в 1929 году на крупном месторождении Чиатура (Грузия). Потом они продолжались в различных регионах СССР. Особенно интенсивно пришлось заниматься изысканием марганцевых руд в годы Великой Отечественной войны, когда основные поставщики марганцевых руд для металлургических заводов – Чиатура (Грузия) и Никополь (Украина) оказались отрезанными от этих заводов. В стране была создана комиссия по мобилизации минерально-сырьевых ресурсов страны на нужды обороны, возглавляемая А.Н. Заварицким. А.Г. Бетехтину было поручено руководство группой, занимавшейся марганцеворудным сырьем. Благодаря усилиям этой группы в кратчайшие сроки были введены в эксплуатацию месторождения Полуночное (Сев.Урал) и Джезды (Центр. Казахстан). Итогом многолетних исследований А.Г. Бетехтиным марганцевых руд явилась опубликованная в 1946г. монография. «Промышленные марганцевые руды СССР», за которую автор был удостоен в 1947 г. Сталинской (Государственной) премии.



Во многом благодаря влиянию А.Г. Бетехтина в ИГЕМе сложилась группа его учеников по изучению марганцевых месторождений – А.Т.Суслов, П.Ф. Андрущенко, В.В.Калинин, в которую впоследствии вошли Ж.В.Домбровская и В.Н. Смольянинова.

Экспозиция марганцевых руд представлена образцами из коллекции В.Н. Смольяниновой. В нее вошли основные типы вещественного состава марганцевых руд – оксидные, оксидно-карбонатные, карбонатные, силикатные. Эти образцы взяты из 18 месторождений различных генетических типов.

Наиболее полно представлены руды из классических осадочных месторождений марганца - самого крупного месторождения марганца в Европе Никополя (Украина) и Чиатуры (Грузия), первые эксплуатационные работы на котором начались в 1879 году (здесь и далее подчеркнуты месторождения, описанные А.Г. Бетехтиным в книге «Промышленные марганцевые руды СССР»). На этих двух месторождениях пласты марганцевых руд, приуроченные к палеогеновым отложениям, протягиваются в обоих направлениях на многие километры. В коллекции имеются образцы основных типов руд - первично-оксидные, карбонатные, окисленные. Работы на месторождении Чиатура позволили А.Г. Бетехтину установить фациальную зональность в распределении первично-оксидных и карбонатных типов марганцевых руд [1]. Оксидные руды образуются в прибрежных зонах палеобассейна, по удалении от берега марганец в отложениях снижает свою валентность, и образуются карбонатные руды. В дальнейшем эта фациальная смена марганцевых руд была установлена на Никопольском месторождении и на месторождениях Североуральского палеогенового палеобассейена – Полуночном, Марсятском и др. Обобщение этих данных привело А.Г. Бетехтина к созданию теории осадочного марганцевого рудообразования. В экспозиции имеется образец из месторождения <u>Мангышлак</u> (Зап. Казахстан), которое также залегает в палеогеновых отложениях.

Месторождение <u>Мазульское</u> (Западная Сибирь) имеет предположительно осадочный генезис, но залегает в протерозойских отложениях, и является самым древним из представленных в экспозиции. Обладает комплексным составом - помимо марганцевых руд присутствуют и железные. Первичные руды сложены карбонатами - родохрозитом и сидеритом. Окисленные руды, слагающие марганцевые шляпы рудных тел, сложены оксидами марганца высоких валентностей. И карбонатные и окисленные руды содержат повышенные содержания фосфора.

Остальные образцы взяты на месторождениях главным образом вулканогенно-осадочного генезиса (в некоторых случаях предположительно гидротермального или смешанного генезиса), залегающих в толщах различного состава и возраста, и подвергшихся различной степени метаморфизма и гипергенеза, а потому отличающихся по составу.

Интересны образцы с месторождений, связанных с девонской - каменноугольной эпохой марганцевого рудообразования [2,3]. Это месторождения Примагнитогорского рудного района – <u>Ялимбетово, Биккулово</u>, Центрального Казахстана – Ушкатын (самое крупное месторождение марганца в Казахстане), <u>Джезды, Жаксы-Котр, Ктай, Караджал</u>, Богач, и Горного Алтая – Прозрачное.

Рудоносные горизонты месторождений Ялимбетово и Биккулово сложены главным образом кремнистыми осадками (яшмами), подчиненными свитам эффузивно-осадочных пород ранне- и среднедевонского возраста. Первичные руды представлены силикатами марганца, главным образом, родонитом, бустамитом, в небольшом количестве марганцовистыми гранатами, иногда тефроитом. Пластовые и линзообразные тела марганцевых руд месторождения Прозрачное приурочены к среднедевонским вулканогенно-осадочным отложениям – туффитам, туфопесчаникам, туфоконгломератам. Основной рудный минерал неокисленных руд – браунит, встречается также спессартин. Рудные тела месторождений Джезды и Жаксы-Котр приурочены к грубозернистым аркозовым песчаникам верхнего девона, для руд этого типа характерны конгломератовые текстуры, в которых роль цемента играют оксиды марганца, главным образом браунит. Руды содержат повышенные концентрации бария и ряда халькофильных элементов - свинца, цинка и др., вплоть до образования самостоятельных минералов этих элементов – голландита, коронадита, франклинита. Месторождения Ушка-Караджал, Ктай относятся к кремнисто-карбонатной тын, железомарганцевой формации, претерпевшей невысокую стадию метаморфизма. Для руд этих месторождений характерны полосчатые текстуры. Особенностью Ушкатынского рудного поля является пространственное совмещение марганцевых и железных руд (часто содержащих цинк и германий), сульфидных (существенно пирит-сфалертовых) и цинково-свинцово-баритовых (иногда с медью и серебром) [4].

Марганцевые рудные тела на месторождении Ир-Ними (Дальний Восток) приурочены исключительно к кремнистой (яшмовой) толще. Сложная история формирования и преобразования месторождения привела с одной стороны к появлению различных генетических типов руд (седиментационно-диагенетических, метаморфизованных, гидротермальных), с другой стороны – к большому количеству разнообразных минералов марганца – оксидов, карбонатов, силикатов, причем среди последних весьма необычных по составу [5]. При изучении этих минеральных ассоциаций В.В.Калинин открыл новые минералы: тайканит –Sr₃BaMn₂Si₄O₁₄, страховит – (Ba,Na)₅Mn₅Si₈O₂₄(OH) и намансилит – NaMn³⁺Si₂O₆. К сожалению, скоропостижная смерть В.В.Калинина в 1989 году не позволила сделать новых открытий. Хочется надеяться, что оставленный им материал по месторождению Ир-Ними заинтересует минералогов.

Марганцевое рудопроявление Радужное, образец из которого представлен в экспозиции, является одним из многочисленных проявлений на острове Большой Шантар (Охотское море), которые залегают наряду с фосфоритами и железными рудами в верхнепротерозойскихнижнекембрийских карбонатно-кремнистых эффузивных отложениях [6]. Образец представляет собой окисленную родохрозит-родонитовую руду.

Руды месторождения Тоссор (Киргизия) являются самыми молодыми континентальными образованиями, представленными в экспозиции. Возраст их определяется как предположительно четвертичный. Рудные тела (пласты, линзы, жилы) приурочены к контакту позднепалеозойских гранитов с неогеновыми терригенными отложениями и сопровождаются травертинами (карбонатизированными породами). С точки зрения генезиса месторождение Тоссор интерпретируется как образование термальных минеральных источников. Марганцевые руды месторождения интересны еще и тем, что в них содержатся повышенные содержания вольфрама. Минералами-носителями вольфрама являются минералы марганца – манганит, тодорокит, криптомелан, голландит, пиролюзит (в некоторых из них содержание вольфрама достигает 3-4 процентов).

В минералогическом отношении экспозиция марганцевых руд является весьма представительной. Здесь можно увидеть оксиды и гидрооксиды высоких валентностей марганца: пиролюзит – MnO₂ (здесь и далее формулы приведены по [7]) и криптомелан – $K(Mn^{4+},Mn^{2+})_8O_{16}$ (Ктай, Центр.Казахстан), романешит – (Ba,H₂O)(Mn⁴⁺,Mn³⁺)₅O₁₀ (Караджал, Центр. Казахстан), коронадит – Pb(Mn⁴⁺,Mn²⁺)₈O₁₆ (Жаксы-Котр), тодорокит – (Mn²⁺,Ca,Mg)Mn⁴⁺₃O₇·H₂O (Чарко-Редондо, Куба), манганит - MnO(OH) (Чиатура, Никополь); оксиды марганца с низкой валентностью: браунит – Mn²⁺Mn³⁺₆SiO₁₂ (Джезды, Жаксы- $Mn^{2+}Mn^{3+}O_{4}$ Казахстан), гаусманит (Ушкатын. Котр, Центр. _ Центр.Казахстан); силикаты: родонит – (Mn²⁺,Fe²⁺,Mg,Ca)SiO₃ (Ир-Ними, Дальний Восток), неотокит – (Mn,Fe²⁺)SiO₃·H₂O (<u>Мазульское</u>, Зап.Сибирь), карбонаты родохрозит – MnCO3 (Никополь, Чиатура, Мангышлак, Мазульское), сидерит – FeCO₃ (Мазульское).

В коллекцию марганцевых руд включены также образцы марганцевых конкреций со дна Тихого океана. Один образец взят из зоны Императорского разлома (из коллекции В.Н. Смольяниновой), второй – с Филлипинского моря (из коллекции Н.Г. Гладкова). Железомарганцевые конкреции покрывают обширные площади глубоководных районов Мирового океана. Этот вид марганцевых образований стал интенсивно изучаться во второй половине прошлого века, когда было установлено, что в них помимо марганца содержатся повышенные концентрации таких металлов, как никель, медь, кобальт. Большой вклад в изучение вещественного состава и текстурно-структурных особенностей железо-марганцевых конкреций внесла П.Ф. Андрущенко, ученица А.Г. Бетехтина.

Помимо марганцевых руд в экспозиции представлены разделы "Руды хромитовых месторождений "(из коллекции Г.Г.Кравченко). В нем представлены помимо прочих образцы из Шорджинского месторожднения Закавказья, на котором работал А.Г. Бетехтин [8].

Большое место в творчестве А.Г. Бетехтина занимали вопросы теории образования магматогенных месторождений редких, благородных и цветных металлов. Этому аспекту отвечают разделы выставки "Мезотермальные и эпитермальные месторождения золота" (из коллекции Н.В. Петровской, М.И. Новгородовой, А.А. Филимоновой, Н.Н. Шадлун) и "Руды месторождений цветных металлов" (из коллекции М.Г. Добровольской). А.Г. Бетехтин по праву считается одним из основоположников российской школы минераграфии. В знак уважения перед заслугами А.Г. Бетехтина в области изучения рудных минералов один из новых минералов – сульфид меди и свинца Cu₁₀PbS₆ или (Cu,Fe)₁₁PbS₆, установленный и описанный в медистых песчаниках Мансфельда (Германия) был назван его именем -"бетехтинит" [9]. И еще одно достижение А.Г. Бетехтина в области изучения руд нашло свое отражение в коллекции. Анатолий Георгиевич впервые дал четкие определения таким понятиям как "текстура" и "структура" руд, устранив неразбериху, существовавшую до того времени в литературе. Результаты многолетних исследований в этой области изложены в фундаментальной монографии, выпущенной под его редакцией - "Текстуры и структуры руд"(1958 г.). В нашей экспозиции раздел "Текстуры и структуры руд" представлен образцами из золоторудного месторождения Чармитан, Узбекистан (из коллекции Н.С. Бортникова).

Описанная экспозиция расположена в центральной части музея, всегда доступна для посетителей. По договоренности можно получить образцы для дальнейших исследований современными методами.

Литература

1.Бетехтин А.Г. О генезисе Чиатурского месторождения.// Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937, с.247-257.

2.Калинин В.В., Сапожников Д.Г. Девонская эпоха марганцевого рудообразования на территории СССР// Условия образования рудных месторождений. М., 1986. с.799-804.

3.Рожнов А.А. Новые данные о геологическом строении железомарганцевых руд Атасуйского района (Центральный Казахстан) // Тез. докл. Всес. сов. "Генезис марганцевых месторождений и научные основы прогнозной оценки марганценосности регионов СССР", 19-23 апреля 1976 г. Чиатура. 1976. с.42-45.

4.Каюпова М.М. Вещественный состав и условия образования марганцевых руд на примере месторождений Центрального Казахстана.// Там же, с. 45-48

5.Калинин В.В. Марганцевое месторождение Ир-Ними (Дальний Восток).//Экзогенное рудообразование (Al, Ni, Mn). М. «Наука». 1987. с.224-242.

6.Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск. 1974.466с.

7.Флейшер М. Словарь минеральных видов. М., «Мир». 1990.204 с.

8.Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.// Хромиты СССР. Т.1. М.-Л.,АН СССР. 1937. с.7-156.

9.Schüller A, Wohlmann E. Betechtinit ein neues Blei-Kupfer-Sulfid aus dem Mansfelder Rücken.//Geologie. 1955. B.4, №6.s. 535-555.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ФЛЮОРИТОВЫХ РУД БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Соколов С.В.

ВИМС, Москва, vims-sokol@mail.ru

Большетагнинское месторождение плавикового шпата приурочено к карбонатитовому штоку, слагающему центральную и западную части одноименного массива. Наиболее богатые флюоритом породы локализуются в рудных зонах №1 и №2, залегающих среди крупнозернистых кальцитовых карбонатитов. Из этих зон были отобраны две технологические пробы (соответственно, БТФ-1 и БТФ-2), на материале которых проводилось изучение вещественного состава флюоритовых руд месторождения.

Для исследования был применен комплекс минералогоаналитических методов: оптико-петрографический и минераграфический; химический, РКФА. Идентификация и определение химического состава ультрамикроскопических минеральных фаз осуществлялась на электронном микроанализаторе JXA-8100 Superprobe (аналитик Н.И. Чистякова, ВИМС). Это позволило выявить в составе флюоритовых руд ряд прежде неизвестных на месторождении минеральных видов и разновидностей.

Результаты проведенных исследований показали, что обе пробы представляют собой флюоритоносные карбонатиты, которые характеризуются разнообразием текстур и структур, сложным составом карбонатной составляющей, а также вариативностью содержаний главных и второстепенных породообразующих минералов в карбонатитах одного петрографического типа. Среди текстур наибольшим развитием пользуются массивные, местами переходящие в порфировидные. Текстуры богатых руд чаще полосчатые (линзовидно-полосчатые), а в случае неравномерно-пятнистого распределения флюорита становятся такситовыми. Структуры рудных карбонатитов (от мелко- и даже тонкозернистых до крупнозернистых) задаются флюорит-карбонатным базисом. Нередко наблюдались переходы равномернозернистых карбонатитов в разнозернистые, что обусловлено либо колебаниями размеров зерен флюорита (от долей до 5-10 мм), либо развитием более крупных кристаллов кальцита (3-5 мм) на фоне относительно мелкозернистого карбонатного агрегата.

Аналитические данные свидетельствует о сходстве химического состава руд в обеих пробах (таблица 1). Тем не менее, следует отметить более высокие содержания бария, калия, серы в пробе БТФ-1 и титана, железа, натрия, фосфора в пробе БТФ-2. Руды характеризуются невысокими (по сравнению с карбонатитами других ультраосновных- щелочных массивов) содержаниями Si и особенно Mg, а также более низкими концентрациями Nb, Zr и REE [B.C. Самойлов, 1977 г., 1984 г.]. Ведущими компонентами являются CaO, CO₂ и F – тем самым тип руд определяется как флюориткарбонатный.

	Та	блица 1	_	Ta	аблица 2
Компонент	БТФ-1	БТФ-2	Минерал	БТФ-1	БТФ-2
SiO ₂	5.70	7.10	Флюорит	21	20
TiO ₂	0.05	0.31	Кальцит	47	46
Al_2O_3	1.62	2.10	Кутнагорит	18	12
Fe ₂ O ₃	3.83	6.87	Родохрозит		Сл.
MnO	3.10	2.56	Mn-Сидерит	1	Сл.
MgO	0.83	0.83	Микроклин	8	2
CaO	47.40	43.78	Альбит	Сл.	9
SrO	0.17	0.12	Апатит	3	7
BaO	0.58	0.07	Барит	Сл.	
Na ₂ O	0.05	1.13	Гематит	0.5	4
K ₂ O	1.39	0.21	Гетит, гидрогетит		Сл.
P_2O_5	1.16	2.77	Пирит	1.5	Сл.
S _{сульфидная}	0.75	0.16	Сумма	100.0	100.0
SO_3	0.30	≤0.05		•	
CO ₂	26.53	24.86			
F	10.91	10.82			
H ₂ O ⁻	0.10	0.12			
H_2O^+	0.76	0.88			
Сумма	105.23	104.74			
-O=2F+S	4.87	4.62			

Минеральный состав руд, установленный методом РКФА, вполне согласуется с химико-аналитическими данными. Как следует из таблицы 2, ведущими минералами, помимо преобладающих кальцита и флюорита, являются кутнагорит и полевые шпаты; меньшее значение имеют апатит и

100.36

Сумма

100.12

гематит. Карбонатиты, слагающие пробы БТФ-1 и БТФ-2; различаются по количеству карбонатов, микроклина, альбита, апатита, гематита, а также редкометалльными и редкоземельными минералами с микронными размерами выделений. Следует отметить отсутствие в обеих пробах таких типичных для карбонатитов минералов как магнетит, клинопироксены, амфиболы и слюды биотит-флогопитового ряда и слабое развитие редкометалльной минерализации, представленной на уровне акцессориев пирохлором, цирконом, колумбитом, ильменорутилом.

По составу и соотношению породообразующих минералов можно выделить несколько петрографических типов карбонатитов: 1) кальцитовые (±кутнагорит) с микроклином, типичные для пробы БТФ-1; 2) идентичные им по карбонатной составляющей, но с альбитом – широко представлены в пробе БТФ-2; 3) кутнагоритовые (±сидерит) и манганосидериткутнагоритовые (±кальцит), более распространенные в пробе БТФ-2.

Главные, второстепенные и акцессорные минералы обеих проб характеризуются следующими особенностями.

<u>Флюорит</u> CaF₂ в силу широкого распространения ассоциирует со всеми минералами, слагающими карбонатиты выделенных типов. Для него установлены неравномерность содержания (от 5-8 до 65-70%), морфологическое разнообразие выделений (вкрапления в карбонатной матрице, гнезда, линзы, полосы и тонкие ветвящиеся прожилки) и очень широкие колебания размеров (от 5-10 мкм до 1,5 см). Цвет флюорита изменяется от сиреневого до фиолетового и даже густо-фиолетового; изредка встречаются бесцветные и крайне редко розовые разности. Аналитические данные свидетельствуют, что во флюорите Sr присутствует в количестве 0,17-1,47 мас. %, а содержания Mn и Ba лежат ниже предела обнаружения. Другая особенность флюорита состоит в почти полном отсутствии REE_{Ce}, но в 17 из 26 изученных образцов присутствуют Yb (0,27-1,13%) и/или Y (0,12-0,44%).

Карбонаты – самые распространенные минералы руд – представлены кальцитом, кутнагоритом, сидеритом и родохрозитом. Обычно они слагают сплошные кристаллические массы и находятся в тесных срастаниях как друг с другом, так и с другими минералами.

<u>Кальцит</u> CaCO₃ играет ведущую роль в составе многих типов флюоритоносных карбонатитов. Кристаллический агрегат его зерен размером от долей до 4-5 мм образует основную ткань породы, а в богатых рудах кальцит выполняет интерстиции между выделениями флюорита. С химической стороны кальциты характеризуются почти полным отсутствием бария, редких земель и иттрия, низкими содержаниями MgO (0,00-0,51%) и SrO (0,00-0,49%) и более высокими для FeO (0,18-0,78%), но при этом в разной степени обогащены марганцем. Если в кальците пробы БТФ-1 количество MnO достаточно выдержанное (1,96-2,69%), то в пробе БТФ-2 содержание этого компонента значительно колеблется: не более 0,6% в одних кальцитах и достигает 6,43-7,04% в других образцах. <u>Кутнагорит</u> Ca(Mn,Fe,Mg)(CO₃)₂ вместе с кальцитом является заметной составляющей компонентой многих карбонатитов, а помимо того слагает безкальцитовые разности, в которых ему сопутствует сидерит. Как правило, образует сростки ромбоэдрических и менее идиоморфных кристаллов, размер которых меняется от первых мкм до 0,2-0,3 мм. Посредством микрозондовых исследований были установлены состав и пространственная связь кутнагорита с другими карбонатами, флюоритом, сульфидами, баритом, гематитом.

<u>Сидерит</u> FeCO₃ характеризуется варьирующими содержаниями Ca, Mg, Zn, Mn и находится в тесном срастании с породообразующими карбонатами, флюоритом, гематитом, гетитом, апатитом, пиритом и ильменорутилом. В пробе БТФ-2 обогащенные ZnO (2,24-2,47%) и MnO (4,66-4,71%) сидериты образуют кристаллы субромбического габитуса (размер 25-45 мкм) и более мелкие зерна (10-20 мкм). В кальцит-кутнагоритовых карбонатитах пробы БТФ-1 ксеноморфные выделения манганосидерита (содержит 24,07-28,66% MnO) имеют размеры от 20 до 100 мкм.

<u>Родохрозит</u> MnCO₃ – очень редкий карбонат, округлые зерна которого размером 10-40 мкм отмечены в альбит-кальцит-кутнагоритовых карбонатитах пробы БТФ-2. Из данных микрозондового анализа следует, что родохрозит в заметных количествах концентрирует кальций (3.84-4.38% CaO) и железо (2.39-5.50% FeO).

<u>Полевые шпаты</u> (микроклин K[AlSi₃O₈] и альбит Na[AlSi₃O₈]) достаточно четко распределяются между пробами: если в БТФ-1 присутствует практически один микроклин, то в БТФ-2 концентрируется альбит, значительно преобладающий над К-полевым шпатом. Микроклин образует кристаллы уплощенного облика и зерна неправильной формы, достигающие 2-3 мм в длину. Для альбита типичны более короткие таблицы меньшего размера (0,05-0,7 мм). Оба полевых шпата, образующие равномерную вкрапленность (альбит также прожилковые обособления), совместно не встречаются, также как не наблюдалось развития альбита по микроклину.

<u>Апатит</u> Ca₅(PO₄)₃(F,OH) в рудах распределяется крайне неравномерно в виде редкой или обильной вкрапленности призматических кристаллов (размером 0,5-0,7 мм) и их сростков, но чаще образует скопления мелких округлых или слабо удлиненных зерен, максимальная величина которых не превышает 0,03-0,05 мм. Установлены две разновидности апатита – обогащенная стронцием и полностью лишенная примесей. Первая из них, соответствующая призматическому апатиту, встречается в кальцитовых и кутнагоритовых карбонатитах вместе с флюоритом, полевыми шпатами и гематитом. Для второй разновидности характерны мелкие ксеноморфные выделения апатита, ассоциирующие с гематитом, гидрогетитом, флюоритом, сидеритом и бастнезитом.

<u>Гематит</u> Fe₂O₃ в рудах присутствует в двух морфологических разновидностях (кристаллах пластинчатого габитуса и зернистых агрегатах), причем в каждой из проб выделения гематита распределяются неравномерно и местами образуют скопления. Максимальная величина пластинок составляет 0,5-0,7 мм, а у ксеноморфных зерен не превышает 0,15-0,20 мм; стяжения гематита иногда достигают размеров 2-2,5х3-4 см. С гематитом постоянно ассоциируют гетит FeO(OH) и гидрогетит FeO(OH) nH₂O. Более редкий гетит выполняет интерстиции между пластинчатым гематитом, а гидрогетит развивается вдоль границ его зерен. Особенность состава гематита заключается в повышенных количествах TiO₂ (до 2%), V₂O₅ (преобладают содержания 0,6-1,7%) и Nb₂O₅ (до 1.4%). Иной уровень концентрации элементов-примесей зафиксирован в гетите и гидрогетите. Если по титану и ванадию он еще сохраняется в гетите, то заметно снижается в гидрогетите ($\leq 0.32\%$ TiO₂ и ≤ 0.34 V₂O₅). К тому же в этих минералах постоянно, в отличие от гематита, присутствует CaO (0,17-0,50%) и накапливается MnO (1,03-1,88%).

Сульфиды – пирит FeS₂, сфалерит ZnS, галенит PbS – не получили широкого развития в рудах, особенно в пробе БТФ-2. Кальцитовые и кутнагорит-кальцитовые карбонатиты обеих проб содержат лишь пирит, который в виде кубических кристаллов или ксеноморфных зерен в общем равномерно распределяется среди карбонатов и флюорита, но иногда образует локальные скопления. Величина его отдельных индивидов достигает 7-10 мм, а на микроуровне размер пиритовых выделений попадает в диапазон 5-75 мкм.

В сидеритсодержащих разновидностях кальцитовых карбонатитов появляется сфалерит, а в манганосидерит-кутнагоритовых карбонатитах пробы БТФ-1 присутствуют все три сульфида, ассоциирующие с гематитом и баритом. Химические анализы сульфидов показывают отсутствие характерных для этих минералов примесных элементов, кроме цинка в пирите (0,15-0,31%) и железа в сфалерите (0,35-2,92%).

Барит BaSO₄ шире представлен в карбонатитах пробы БТФ-1, где образует микрозерна, достигающие в поперечнике 50 мкм. В микроклинкальцитовых карбонатитах обнаружен барит как с низкими концентрациями примесей, так и обогащенный стронцием (до 3% SrO); для последнего типичны срастания с гематитом, приуроченные к обогащенным флюоритом vчасткам. Наибольшее развитие барит получает в сидерит-кутнагоритовых карбонатитах, в которых ему сопутствуют сульфиды.

Редкометалльные минералы представлены Nb-рутилом, Vильменорутилом (оба в пробе БТФ-2), Ті-колумбитом (БТФ-1), цирконом (БТФ-2) и пирохлором.

Короткостолбчатые кристаллы рутила TiO₂ (не более 20 мкм в длину) изредка встречались в альбит-кальцит-кутнагоритовых карбонатитах вместе с флюоритом, пирохлором и цирконом. Особенность состава этого минерала состоит в присутствии ванадия (1,07-1,27% V₂O₅) и повышенной концентрации ниобия (4,64-5,20% Nb₂O₅).

В альбит-кутнагоритовых (±Мп-содержащий кальцит) карбонатитах значительно более часто отмечался ильменорутил Fe_xTi_{3-3x}Nb_{2x}O₆. Его призматические кристаллы длиной 10-15 мкм, приуроченные к гидрогетитгематитовым скоплениям, ассоциируют с флюоритом, бастнезитом и родохрозитом. Состав ильменорутила отличается изменчивостью в содержании FeO (от 2,8 до 12,7%) и повышенной концентрацией V_2O_5 (1,4-5,9%).

<u>Колумбит</u> (Fe,Mn)Nb₂O₆ был обнаружен лишь в одном образце микроклин-кальцитового карбонатита вместе с гематитом, флюоритом, апатитом, Sr-баритом и пирохлором. Находящиеся в срастаниях с гематитом таблитчатые кристаллы этого ниобата имеют размеры от 15 до 30 мкм. Отличительной особенностью состава колумбита является высокое содержание титана (5,9-7,1% TiO₂).

<u>Циркон</u> ZrSiO₄ был определен по морфологии кристаллов, оптическим свойствам (прямое угасание относительно удлинения, высокое преломление, пятнистые красно-зеленые цвета интерференции) и желтой люминесценции. Встречается вместе с пирохлором в карбонатитах пробы БТФ-2 в виде единичных изометрично-округлых зерен или призматических кристаллов, иногда увенчанных пирамидальными головками.

<u>Пирохлор</u> (Na,Ca)₂(Nb,Ti)₂O₆(F,OH) приурочен к кальцитовым, в меньшей степени кутнагоритовым карбонатитам с микроклином (проба БТФ-1) и альбитом (проба БТФ-2). Диагностирован в шлифах и протолочках по таким свойствам, как изотропность, окраска (изменяется от серой до коричневой), октаэдрический или кубический габитус кристаллов, типичные двойники прорастания. Обычный размер кристаллов/зерен пирохлора попадает в интервал 0,01-0,4 мм, в единичных случаях достигает 0,7-0,8 мм и даже 1,5 мм. В карбонатной матрице распределяется неравномерно. Ассоциирует с флюоритом, апатитом, пиритом и цирконом, причем с двумя последними нередко образует сростки.

Редкоземельные фтор-карбонаты, характерные для пробы БТФ-2, представлены <u>бастнезитом</u> (Ca,La)(CO₃)F, который установлен практически во всех типах карбонатитов, и очень редким <u>паризитом</u> (Ca,La)₂Ca(CO₃)₃F₂. Выделения бастнезита величиной 5-25 мкм образуют включения в карбонатах и флюорите (обычно в срастании с гематитом). Результаты микрозондовых анализов бастнезита и паризита свидетельствуют о селективно цериевой специфике видообразующих редкоземельных элементов.

Минералогическая характеристика флюоритовых руд Большетагнинского месторождения приводилась в статьях И.И. Егорова с коллегами, А.А. Фролова и Ю.А. Багдасарова и в монографии М.Я. Соминой. Наши исследования позволили пополнить список минералов флюоритсодержащих карбонатитов манганосидеритом, Zn-сидеритом, родохрозитом, гетитом, Nbрутилом, V-ильменорутилом, Ti-колумбитом, цирконом и паризитом.

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ЧАПСОРДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сычева Н.А., Ожогина Е.Г.

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского

Район работ расположен в зоне сопряжения юго-восточной части Саксырского выступа каледонид с покровным комплексом герцинид северо-западного крыла Аскизской мульды Южно-Минусинской межгорной впадины. Каледониды представлены Базинским рифом нижнего кембрия (базинский карбонатный массив и усинская свита), прорванного раннесреднепалеозойскими интрузиями. Герциниды – вулканогенно-осадочным комплексом пород нижнего-среднего девона. Приуроченность марганцевого оруденения к определенным стратифицированным горизонтам в раннедевонских вулканогенных и терригенных отложениях палеозойского наложенного прогиба, морфология и размеры рудных тел, минеральный состав и структурно-текстурные особенности руд позволяют относить его к терригенно-карбонатно-вулканогенным марганценосным формациям и геологопромышленному типу пластовых и линзовидных залежей браунитового состава.

Изучение минерального состава руд Чапсордагского месторождения проводилось по двум технологическим пробам (богатой и бедной руды) с целью определения их технологических свойств. Пробы сформированы кусками браунитовой руды, обломками интенсивно измененных магматических пород, конгломератов и гравеллитов. В богатой пробе количественно преобладают куски руды, а в бедной пробе порядка 75-85% приходится на долю обломков пород.

Марганцевая руда Чапсордагского месторождения имеет массивную, реже пятнистую, участками тонко-прожилковую текстуры. Пятнистая текстура обусловлена присутствием в руде обломков пород и минералов. Наложенная прожилковая текстура связана с наличием в руде прожилков кальцита. Структура руды в целом скрытокристаллическая.

Технологические пробы имеют практически одинаковый минеральный состав, но в значительной степени различаются количественным соотношением минералов (табл.1).

Главным рудным минералом является браунит, в подчиненном количестве присутствуют гаусманит, рансьеит, пиролюзит, гематит и гидроксиды железа. Главные породообразующие минералы – кальцит и плагиоклаз. К второстепенным относятся барит, кварц, слоистые алюмосиликаты. Акцессорные минералы представлены турмалином и апатитом.

Таблица 1

Минералы	Содержание, %			
	Проба А-1	Проба А-2		
Браунит	60	9		
Пиролюзит	1	-		
Гаусманит	1	1		
Рансьеит	8	2		
Гематит + гидроксиды железа	1	2		
Кальцит	13	57		
Плагиоклаз	11	26		
Барит	5	1		
Пироксен	-	1		
Кварц	-	1		

Минеральный состав технологических проб марганцевых руд

Браунит представлен двумя генерациями, различающимися составом, строением и физическими свойствами. Браунит I генерации скрытокристаллического строения слагает практически мономинеральные рудные агрегаты, прожилки, участками замещает плагиоклаз и обломки пород, в результате чего образуются вторичные структуры замещения: фонарные, каемчатые, ажурные. В ассоциации с браунитом I присутствует рансьеит и гаусманит, редко - пиролюзит, вероятно, являющиеся продуктами замещения браунита. Браунит I генерации имеет более высокую микротвердость, плотность и удельную магнитную восприимчивость по сравнению с более поздним браунитом II генерации.

Браунит II генерации мелко- тонкокристаллического строения присутствует в резко подчиненном количестве, образуя агрегаты в основном в ослабленных зонах руды (интерстиции между крупными зернами кальцита, стенки пустот, трещинки). Агрегаты сформированы кристаллами призматической и октаэдроподобной формы размером менее 0,01 мм.

По данным микрорентгеноспектрального анализа, содержание оксидов марганца в брауните I составляет 75-79%, кремнезема 8,5-13%. Основная часть кремнезема входит в структуру минерала. Браунит I генерации отличается более высоким содержанием меди (CuO 1,18-1,53%), которая в основном равномерно распределена по матрице минерала. Содержание оксидов марганца в брауните II генерации не превышает 61%, содержание кремнезема достигает 13,7 %. При этом основная масса кремнезема входит в состав породообразующих минералов, образующих тонкую вкрапленность в брауните II. По данным микрорентгеноспектрального анализа непосредственно в минерал входит 6,75% кремнезема. В брауните II обнаружена медь (0,1%), в отдельных агрегатах ее содержание достигает 0,5%, связанная, вероятно, с изоморфным вхождением в структуру минерала.

Гаусманит присутствует в незначительном количестве, тесно ассоциируя с браунитом. Под микроскопом в шлифах отмечаются скрытокристаллические агрегаты, имеющие несколько более высокое отражение и голубоватый оттенок по сравнению с браунитом и красновато-коричневые внутренние рефлексы в отраженном свете. В проходящем свете гаусманит темно-коричневый с красноватым оттенком. Иногда можно наблюдать индивидуализированные зерна таблитчатой формы с нечетко выраженными полисинтетическими двойниками. Надежная диагностика гаусманита проведена рентгенографическим анализом.

Рансьеит обычно развивается по брауниту вблизи контактов с породообразующими минералами или обломками пород. Иногда отмечаются неравномерно рансьетизированные зерна браунита, имеющие неоднородное строение. Основная масса рансьита представлена тонкодисперсным агрегатом. Структура рансьеита скрытокристаллическая, при больших увеличениях иногда наблюдаются слабо индивидуализированные кристаллы пластинчатой формы.

Кальцит – главный породообразующий минерал, представлен несколькими разновидностями, различающимися морфоструктурными особенностями и цветом. Основная часть кальцита приходится на цемент гравеллитов и конгломератов, кальцит также присутствует в виде включений в брауните. В целом в пробах распределение кальцита неравномерное. Преобладает кальцит кристаллическизернистого строения (мелко-, средне-, крупнокристаллический). Кальцитовый агрегат сложен зернами ксеноморфной, изометричной, пластинчатой, ромбоэдрической формы. Иногда между зернами кальцита отмечается браунит, реже гидроксиды железа. В подчиненном количестве присутствует кальцит пелитоморфного строения. В пустотах и трещинах, а также на поверхности кусков руды кальцит образует корочку мощностью от нескольких до 30 мм. Такие корочки достаточно крепкие и имеют королитовое строение, их образование связано с гипергенными процессами.

Плагиоклаз является породообразующим минералов магматических пород, представлен олигоклазом и андезином, присутствует чаще всего в реликтовой форме. Плагиоклаз интенсивно соссюритизирован. Иногда отмечается неравномерное (вплоть до образования псевдоморфоз) замещение плагиоклазсодержащих пород браунитом.

Барит присутствует в незначительном количестве, в виде зерен таблитчатой и пластинчатой формы с совершенной спайностью. Находится в тесной ассоциации с браунитом. Браунит корродирует кристаллы барита, выполняя трещинки и пустоты в его скоплениях. Реже отмечаются среднеи мелкокристаллические агрегаты барита, встречающиеся в кальцитовом материале.

Апатит обнаружен в шлифах под микроскопом в реликтах магматических пород в виде удлиненных призматических кристаллов размером менее 0,005 мм, имеющих высокий рельеф и отчетливую шагреневую поверхность.

Золото самородное установлено при электронно-микроскопическом исследовании суспензионных препаратов. Золото представлено чешуйками неправильной формы и дендритовидными (ветвистыми) кристаллами. Золото обнаружено непосредственно в брауните. Особый интерес представляет реликты бактерий, импрегнированные самородным золотом.

Медь самородная обнаружена в прозрачно-полированных шлифах под микроскопом по цвету и высокому отражению, представлена микровключениями в брауните. Размер микровключения по длинной оси составляет 50 мкм.

Электронно-микроскопическими исследованиями выявлены более тонкие выделения самородной меди в скрытокристаллическом брауните, представляющие собой тонкодисперсный агрегат, сложенный зернами, имеющими форму, близкую к кубической.

Выводы:

Минералого-аналитическое исследование исходных технологических проб браунитовой руды Чапсордагского месторождения показало, что, несмотря на практически одинаковый минеральный состав, пробы резко отличаются по количественному соотношению рудообразующих минералов и их взаимоотношению (текстурно-структурному рисунку), что в значительной степени определяет технологические схемы их обогащения.

Богатая проба сформирована кусками браунитовой руды. Текстура руды массивная, участками тонко-прожилковая. Структура скрытокристаллическая. Проба на 70 % состоит из оксидов марганца.

По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу руда благоприятна для обогащения физическими методами. Высокое содержание твердых рудных минералов не способствует шламообразованию и позволяет получать концентраты высокого качества.

Бедная проба на 75-85 % сформирована обломками пород. Текстура руды пятнистая, цементная, коррозионная. Структура скрытокристаллическая. Проба на 12 % состоит из оксидов марганца. Высокое содержание породообразующих минералов (кальцита и плагиоклаза) определяет контрастность руды, что благоприятно для обогащения ее методами рентгенорадиометрической сепарации.

Сложный текстурно-структурный рисунок, достаточно низкое содержание рудных марганцевых минералов, высокое содержание фосфора (0,044 % масс, P/Mn=0,0060) позволяют отнести данную руду к категории труднообогатимой. Руда склонна к переизмельчению за счет высокого содержания кальцита, обладающего низкой твердостью.

СОСТОЯНИЕ ЗОЛОТА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ: МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМОВ ПЕРЕНОСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ Тагиров Б.Р.

ИГЕМ РАН, Москва, tagir@jgem.ru

Излагая соображения о способах переноса и отложения минеральных веществ из гидротермальных растворов, А.Г. Бетехтин опирался прежде всего на результаты изучения минеральных масс. Вместе с тем, в работе «Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования» (Бетехтин, 1953) отмечается важность экспериментального изучения состава гидротермальных растворов и приложения к описанию рудных скоплений «законов точных наук, - в первую очередь физики, химии и физической химии...». Особую роль в переносе тяжёлых металлов А.Г. Бетехтин отводил хлористым и фтористым комплексным соединениям. Отметим, что в 50е годы прошлого века под комплексными подразумевались кристаллические соединения, в узлах кристаллов которых находятся комплексы, способные к самостоятельному существованию в растворах. Сернистым соединениям в основном отводилась роль осадителей тяжёлых металлов. Однако в отношении переноса тяжёлых металлов допускалась «вероятность участия в какой-то мере сернистых соединений щелочей в металлоносных растворах в виде каких-то, неясных пока, комплексных соединений». К настоящему времени получены надёжные данные по формам переноса золота хлоридными гидротермальными флюидами. Задача настоящего сообщения – показать состояние проблемы исследования роли состава гидротермальных флюидов при образовании гидротермальной золоторудной минерализации, и обсудить возможность применения имеющихся термодинамических данных для моделирования состояния золота при образовании нескольких конкретных ассоциаций рудных минералов.

Экспериментальная работа выполнялась методами растворимости, XAS (X-ray absorption spectroscopy) и с использованием квантовохимических расчётов («компьютерный эксперимент»).

1. Эксперименты по растворимости. Работа проводилась в два этапа:

1) определение растворимости ассоциаций твёрдых фаз в системе Ag-Au-S (Ag₂S- акантит, Ag₃AuS₂ - ютенбогардит, и AgAuS - петровскаит) при температуре 25 - 250° C, и измерение растворимости металлического золота при 25°C (Tagirov et al., 2006);

2) определение растворимости металлического золота при температуре 350-500°С и давлении 500 – 1500 бар в системе с минеральными буферами, контролирующими величины pH, летучести серы и водорода (калиевый полевой шпат-мусковит-кварц, андалузит-мусковит-кварц, нефелинальбит-корунд, и пирит-пирротин-магнетит, Tagirov et al., 2006). В результате был получен набор значений констант реакций образования гидросульфидных комплексов золота AuHS⁰ и Au(HS)₂⁻, использованный для расчёта параметров уравнения модели HKF (Хелгесон – Киркхэм – Флауэрс, модель позволяет рассчитывать значения термодинамических функций частиц водного раствора при температуре 25-700°С и давлении до 2 кбар; однако «настройка» модели производится по экспериментальным данным).

Термодинамические свойства кристаллического сульфида золота $Au_2S_{(\kappa p)}$ определены методом растворимости (Tagirov et al., 2006) и из измерений низкотемпературной теплоёмкости этой фазы (Gurevich et al., 2004).

Методом XAS нами определена структура гидросульфидных комплексов золота и измерена растворимость металлического золота в системах NaOH-S-H₂O, S-H₂O and S-H₂SO₄-H₂O при температуре 200-450°C и давлении 300-600 бар (Pokrovski et al., 2006). Эксперименты выполнены совместно с Г. Покровским, Ж. Шоттом (CNRS, LMTG, Тулуза, Франция) и группой учёных из Лаборатории Кристаллографии (ESRF-CNRS, Гренобль, Франция), обработка спектральных данных выполнена Г. Покровским. Концентрация серы задавалась введением в экспериментальную систему элементарной серы и составляла 0.3-4 моль/кг H₂O. Установлено, что в околонейтральных растворах золото существует в виде линейного комплекса и окружено 2±0.2 атомами серы на межатомном расстоянии 2.29±0.01 Å. Рассчитанные концентрации золота хорошо согласуются с вышеупомянутыми данными по измерениям растворимости золота в области доминирования Au(HS)₂. Следует отметить, что длина связи Au-S в пределах погрешности эксперимента не зависит ни от температуры, ни от pH, что говорит о высокой степени ковалентности связи.

Полученные нами данные по состоянию золота в сульфидных гидротермальных растворах и термодинамическим свойствам сульфида золота позволили выявить основные факторы, способствующие образованию «невидимого» золота. Установлено, что снижение температуры, летучести серы и рост концентрации растворённого золота способствуют выделению кристаллического золота, тогда как рост содержания «невидимого» золота происходит, напротив, в высокотемпературных условиях при высоких значениях летучести серы. Проведена оценка возможных содержаний золота в гидротермальных растворах, изливающихся при разгрузке «курильщиков» (Бортников и др., 2003).

С привлечением квантовохимических методов нами проведена оценка устойчивости селенидных комплексов меди, серебра и золота (Akinfiev and Tagirov, 2006). Расчет структуры и энергетических характеристик гидросульфидных (HS⁻) и гидроселенидных (HSe⁻) комплексов Au, Ag и Cu проводился на основе квантовохимических методов функционала плотности. Результаты этих расчетов совместно с полученными оценками для гидросульфидных комплексов были использованы для получения термохимических данных гидроселенидных комплексов Au, Ag и Cu при стандартных условиях. Полученные величины затем были подвергнуты специальной обработке в соответствии с уравнением состояния Хельгесона-Киркхэма-Флауэрса (HKF), позволяющем описывать термодинамические свойства комплексов в широком диапазоне температур (0 - 600°С) и давлений (1 – 2000 бар). Сделаны оценки влияния селенид-ионов на транспортные свойства природных гидротермальных флюидов в эпитермальных условиях.

С использованием полученных термодинамических данных выполнена оценка условий образования золоторудной минерализации в условиях халькопиритовой фации колчеданных месторождений Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64503), программы поддержки ведущей научной школы и программы 7 ОНЗ.

Литература

Бетехтин (1953) Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» М.: Наука, с. 122 – 275.

Akinfiev N., Tagirov B. (2006) The role of selenium in hydrothermal transport of Au, Ag, and Cu: quantum chemical and thermodynamic evaluation // *Proceedings of the 12th Quadrennial IAGOD symposium, Moscow, Russia, 21-24 August 2006.*

Bortnikov N.S., Cabri L.J., Vikentiev I.V., Tagirov B.R., McMahon G., Bogdanov Yu.A., and Stavrova O.O. (2003) Invisible gold in sulfides from modern pyrite chimneys: to behavior of gold in submarine hydrothermal system // *Geol. Ore Dep.* 45, N3, 201-212.

Gurevich V. M., Gavrichev K. S., Gorbunov V. E., Baranova N. N., Tagirov B. R., Golushina L. N., and Polyakov V. B. (2004) The heat capacity of Au₂S at low temperatures and derived thermodynamic functions // *Thermochimica Acta* 412, 85-90.

Pokrovski G.S., Tagirov B.R., Schott J., Hazemann J. –L. (2006) First in situ XAS determination of gold solubility and speciation in H_2S bearing hydrothermal solutions // *Proceedings of the 16th Annual V.M. Goldschmidt Conference 2006, Melbourne, Australia, 27 August - 1 September 2006.*

Tagirov B. R., Baranova N. N., Zotov A. V., Schott J., and Bannykh L. N. (2006) Experimental determination of the stabilities of $Au_2S_{(cr)}$ at 25°C and $Au(HS)_2$ ⁻ at 25-250°C // *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 3689–3701.

Tagirov B., Salvi S., Schott J. (2005) Experimental study of $AuHS_{(aq)}^0$ and $Au(HS)_2^-$ stability at 350-500°C and 500-1500 bars using mineral buffers // *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 2119-2132.

ЦИНКИТ, САМОРОДНЫЙ ЦИНК ИЗ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕТАСОМАТИТОВ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МИКРО- И НАНОЧАСТИЦЫ, ИХ АГРЕГАТЫ)

Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В.

ИГЕМ РАН, г. Москва, <u>flg@igem.ru</u>

Крупнейшее на Северо-Востоке России серебро-полиметаллическое месторождение Дукат располагается в субмеридиональном рифтогенном Балыгычан-Сугойским прогибе, примыкающем с севера к окраинно-континентальному Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Кварц-сульфидные, кварц-адулярхлоритовые и кварц-родонит-родохрозитовые продуктивные рудные тела месторождения и ассоциированные с ними метасоматиты располагаются среди ранне- и позднемеловых риолитов (Константинов и др., 1998).

Микрочастицы (от 1 до 100 мкм), наночастицы (<0,1 мкм или <100 нм) цинкита, самородного цинка и их агрегаты обнаружены среди новообразованных минералов метасоматитов рудного поля. Эти цинкосодержащие частицы наряду с аналогичными по размеру частицами других самородных металлов (Ag, Pb, Sn, Cu), сплавов, оксидов и сульфидов образуют зоны рассеянной минерализации (Филимонова, Трубкин, 2004; Филимонова, Трубкин, Чугаев, 2006).

Рассеянная минерализация грейзенизированных риолитов наиболее разнообразна. Кроме выше перечисленных рудных минералов в ее составе широко распространены турмалин, минералы TiO₂, монацит, ксенотим, циркон, Fe-хлорит, углеродистое вещество и металлоносные включения из микро- и наночастиц рудных и нерудных минералов. Разрозненные включения наноразмерных цинксодержащих частиц обнаружены при исследовании в просвечивающем электронном микроскопе JEM-100С (ПЭМ), оборудованном рентгеновским энергодисперсионным спектрометром "Kevex"-5100, чешуек хлорита. Наноразмерные частицы, возможно плохо окристаллизованы, потому что на микродифракционных картинах чешуек хлорита присутствуют только рефлексы, соответствующие кристаллической структуре этого минерала. Плотно упакованные микро- и наночастицы цинкита и волокна самородного цинка слагают основную массу гусеничнообразных металлоносных включений, извлеченных из дробленых проб грейзенизированных риолитов (рис.1). Исследования поверхности включений в сканирующем электронном микроскопе JSM-5300 (СЭМ), оснащенном энергодисперсионным спектрометром Link ISIS, и в ПЭМ показало, что их гребенчатые формы образованы плотно упакованными наночастицами цинкита, битумов и более редкими частицами самородного серебра, акантита, самородной меди и α-кварца. В отдельных участках гребенчатых форм обнаружены Bi, Pb, Cl, In, содержания которых изменяются от 0,7 до 7,8 ат. %.



Рис. 1. Области концентраций наночастиц цинкита (1), углеродистого вещества (2), волокна самородного цинка (3) и микрочастицы щелочных полевых шпатов, Fe-хлорита, SiO₂ (4) в гусеничнообразном металлоносном включении из краевой зоны грейзенов (СЭМ, фото в отраженных электронах).

Картины микродифракции, полученные от агрегатов наночастиц цинкита, самородного цинка и сопутствующих им частиц другого состава, представлены точечно-кольцевыми отражениями, образованными за счет различной их ориентации (рис.2).



Рис.2. Агрегаты микро – и наночастиц цинкита (*a*), цинкита, α-кварца (два отдельных точечных рефлекса) самородной меди (*б*), самородного цинка и смитсонита (*в*), аморфных битумов (светлое) и ромбовидной микрочастицы самородного цинка (г), слагающие гусеничнообразное металлоносное включение из зоны грейзенов (ПЭМ). Картины микродифракции с индексами Миллера.

Рассчитанные параметры элементарной ячейки для них соответствуют параметрам монокристаллов цинкита, самородного цинка, самородной меди. Отдельные точечные рефлексы соответствуют параметрам решетки α-кварца и смитсонита (рис.2 б, в). Рефлексы, образующие кольцевые отражения, имеют не точечный облик, который характерен для картин лифракции идеальных кристаллов, а представляют собою несимметричные звездочки. Образование этих необычных форм рефлексов, может быть обусловлено дефектами структуры наночастиц и, в частности, с избыточным содержанием Zn в цинките. На картине микродифракции, полученной от частицы самородного цинка и развитых по его поверхности наночастиц цинкита, видна взаимная ориентация точечных рефлексов, характерная для эпитаксических срастаний двух минералов с гексагональной симметрией (рис.2г). Плоскости (ав) их кристаллических решеток и направления осей с параллельны друг другу. Рефлексы, соответствующие наночастицам цинкита, не имеют четких ограничений. Размытый характер их границ и появление вокруг не полностью развитых полукольцевых отражений указывают на частичную разупорядоченность в ориентации наночастиц цинкита, образованных при окислении самородного цинка.

Гребенчатые зоны металлоносных включений с наночастицами цинкита, волокнами самородного цинка разделены участками, обогащенными микрочастицами нерудных минералов размером <3 – 5 мкм (рис.1). Изображения и картины микродифракции для плохо оформленных частиц альбита, калиевого полевого шпата, Fe-хлорита, Fe-фенгита, глобулярного α-кварца и βкристобалита получены при исследовании минеральных агрегатов в ПЭМ.

В средне- и низкотемпературных пропилитах, вмещающих продуктивные рудные тела месторождения Дукат, цинкит тесно ассоциирует с Fe-хлоритом. Микрочастицы цинкита размером до 0,5 мкм располагаются среди веерообразных, лентообразных скоплений скоплений этого минерала, ассоциирующих с клиноцоизитом, спессартин-гроссуляровым гранатом, адуляром. Исследования естественной поверхности хлоритовых минеральных агрегатов и их полированных шлифов в сканирующем электронном микроскопе при увеличении в 10 тысяч раз показало, что среди чешуек хлоритов располагаются глобулярные и бесформенные частицы цинкита размером 1 – 5 мкм.

Другие компоненты рассеянной минералиции пропилитов ассоциируют с кварцем, клиноцоизитом, адуляром и железистыми слюдами (Филимонова, Трубкин, 2004). Включения сфалерита обнаружены в кварце, пирита и халькопирита – в клиноцоизите, свинцовые фазы – в слюдах. Микро – и наночастицы самородного серебра, CuZn сплава, пирита, акантита, галенита, сфалерита, Al-тодорокита, обогащенного Pb, Tl, Ba или Ag, Zn, Cu, Pb, ассоциируют с клиноцоизитом, гранатом, адуляром.

Тесные срастания цинкита с веерообразными, лентовидными и розовидными скоплениями насыщенных включениями чешуек Fe-хлорита показывают гетерогенный характер минералообразующей среды в пропилитах и грейзенах и возможность образования на фронте роста крупных кристаллов ультралокальных порций метастабильных растворов, пересыщенных в отношении цинка (Шубников, 1965; Григорьев, 1961). Слабая конвекция минералообразующей среды при ограниченной диффузии ее главных компонентов способствовали возникновению в этих областях разнообразных центров кристаллизации и образованию метастабильных микро- и наночастиц, свободный рост которых ограничен малыми объемами зон пересыщений. Хорошая сохранность этих частиц обусловлена их особыми энергетическими свойствами.

Образование плотно упакованных, прочных агрегатов наночастиц цинкита в условиях грейзенов могло происходить при собирательной перекристаллизации массы тонкодисперсных минералов и активном участии процессов диффузии. Они обычно происходят при колебании термодинамических условий вблизи от точки равновесия минералов и сопровождаются собиранием рассеянных энергоемких микрочастиц в более крупные мономинеральные зерна с минимальной величиной поверхностной энергии, соответствующей новым физико-химическим условиям окружающей среды. (Григорьев, 1961; Шпак и др., 2001).

В аргиллизотах скопления глобулярного цинкита располагаются среди чешуек гидроксидов марганца, представленых Fe-тодорокитом, Fe-вернадитом (примеси S, Cl, K, Ca, Zn) и более редким свинецсодержащим коронодитом (рис. 3а). Последние совместно с опалом и каолинитом развиты по минералам ранних пропилитовых парагенезисов. В ПЭМ обнаружен дендритовидный агрегат цинкита размером около 5 мкм. Он образован различно ориентированными цепями из глобулярных и псевдогексагональных микрочастиц размером 0,4 - 0, 8 мкм (рис. 3 б). Картина микродифракции электронов, полученная от этого агрегата, соответствует параметрам кристаллической структуры монокристалла цинкита. Точечный характер рефлексов совершенной гексагональной картины микродифракции указывает на то, что все частицы дендрита взаимно ориентированы как единый монокристалл. Такую картину дифракции электронов дадут отдельные монокристаллы, ориентированные друг относительно друга по призматическим и базальным граням.



Рис. 3. Глобулярные микрочастицы цинкита, чешуйки Fe-тодорокита (а) и дендритовидные кристаллы цинкита (б) зоны аргиллизитов. Картина микродифракции с индексами Миллера.

Образование дендритовидных кристаллов цинкита в аргиллизитах происходит в гелевой среде, вне поля физико-химических параметров стабильности гидротермального цинкита. Упорядочение состава гелей с обособлением фаз, близких по составу к цинкиту, разнообразным гидроксидам, относительно обогащенным Mn, Fe, Al, S, Pb, Zn, могло определяться скоростью диффузии частиц малых размерностей с различными энергетическими свойствами, а также свойствами вязкой дисперсной среды (Чухров, 1955). Дальнейшее усыхание гелей, их кристаллизация с образованием разнообразных по форме кристаллов могли происходить в условиях роста температур при процессах реювинации гидротермальной деятельности.

Минералогические и изотопно-геохимические исследования продуктивных рудных тел месторождения Дукат, метасоматитов и вмещающих пород показали, что минералы рассеянной минерализации (в том числе частицы самородного цинка и цинкита) и минералы богатых рудных тел, формировалась в рамках единой, длительно развивающейся рудообразующей системы (Filimonova, Chugaev, Trubkin, 2006). Минералы рассеянной минерализации из пропилитов и грейзенов представляют собою продукты наиболее ранних стадий отложения рудного вещества этой системы.

Литература

Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд-во Львовского университета. 1961.

Константинов М. М., Калинин А.И., Наталенко В. Е. и др. Золотосеребряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998.

Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В. Дисперсные рудные минералы в предрудных метасоматитах Дукатского рудного поля (Северо-Восток России) // Геохимия, 2004, № 2, с, 186–195.

Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В.,. Чугаев А. В. Минералого-геохимические особенности рассеянной многометальной минерализации Дукатского рудного района и ее соотношения с аскольдинскими риолитами и продуктивными рудами (Северо-Восток России) // Зап. ВМО, 2006, № 5, с, 12–34.

Чухров Ф. В. Коллоиды в Земной коре. М.: изд-во АН СССР, 1955.

Шпак А. П., Куницкий Ю. А., Карбовский В. Л. Кластерные и наноструктурные материалы. Киев, Академпериодика, 2001.

Шубников А. В. Как растут кристаллы. М.: Изд-во АНСССР, 1965

Filimonova L. G., Chugaev A. V., Trubkin N. B. Sources of the magmatic and fluid-hydrothermal activity products of the Dukat Gold-Silver ore field (Northerneastern Russia): complex mineralogical and isotopic-geochemical studies // 12th Quadrennial Jagod symposium. 2006.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ СИСТЕМЫ ZnS-CdS

Чаплыгин И.В.¹, Мозгова Н.Н.¹, Мохов А.В.¹, Копорулина Е.В.¹, Бернхардт Х.-Ю.², Брызгалов И.А.³

¹ИГЕМ РАН, Москва, <u>ichap@igem.ru</u>, ²Рурский университет, Бохум, ³МГУ, Москва

Система ZnS–CdS имеет большое значение и в теоретическом и в практическом отношении. К ней относятся главные рудные минералы цинка и кадмия. Соединения этой системы обладают важными полупроводниковыми и оптическими свойствами и долгое время тщательно исследуются как материалы для оптикоэлектронной промышленности.

Крайние члены системы ZnS и CdS существуют в двух главных полиморфных модификациях: кубической (сфалерит и хоулиит) и гексагональной (вюртцит и гринокит). Сфалерит является одним из наиболее распространенных и хорошо изученных рудных минералов, вюртцит и гринокит распространены гораздо меньше, а хоулиит один из редчайших минералов. Минералы промежуточного состава с гексагональной структурой ивестны лишь из немногих месторождений, среди которых Цумеб (Hurlbut, Тувы 1957). металлоносные песчаники (Бурьянова, 1960). Кти-Тебердинское месторождение (Онтоев и др., 1981), Пержанское полиметаллическое месторождение (Нечаев и др., 1994) и некоторые другие.

Первое описание минералов этой серии (Hurlbut, 1957) и первые экспериментальные исследования этой системы при высоких температурах (Skinner, Bethke, 1961) привели к представлению о непрерывном твердом растворе между вюртцитом и гринокитом, которое отражено в минералогических справочниках. Однако, более поздние экспериментальные данные (Таусон, Чернышов, 1981; Kaneko et al., 1984; Ганьшин и др., 1993), демонстрируют разрыв смесимости, связанный со структурно-фазовым переходом.

Исследование минералов этой системы в продуктах современных фумарол вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) и точная температурная привязка их образования позволили рассмотреть эту проблему.

В данной работе изучены минералы, отобранные при температуре истекающих газов от 400 до 725°C. Температура вулканических газов измерялась хромель-алюмелевой термопарой с точностью 5°C. Все фрагменты фумарольной коры (размером примерно 5 X 5 X 10 см) содержали обильные выделения сульфидов, среди которых Zn–Cd сульфиды образуют друзовидные агрегаты и группы хорошо образованных кристаллов размером от 0,05 до 1,5 мм в многочисленных трещинах и кавернах. Минералы (10 образцов) были выделены и изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа (SEM/EDS), порошковой дифрактометрии и электронного микрозонда.

Наблюдения с помощью СЭМ показали, что морфология минералов системы ZnS–CdS различна. Были встречены таблитчатые гексагональные,
изометричные кубооктаэдрические и кристаллы необычной (длиннопризматической или стреловидной) формы.

Данные рентгеновской диагностики находятся в хорошем соответствии с наблюдаемой морфологией минералов. Кадмий-содержащие сфалериты представлены октаэдрическими кристаллами, нередко сдвойникованными по шпинелевому закону (обр. 1, рис. 1а), а также кубо-октаэдрическими и кубо-додекаэдрическими кристаллами (обр. 2). Необычные стреловидные агрегаты (обр. 3) дали порошкограмму, содержащую рефлексы как кубической, так и слабые рефлексы гексагональной разновидности. Морфология этихагрегатов напоминает кристаллы вюртцита, но изображения, полученные при большемувеличении обнаруживают то же двойникование по шпинелевому закону, которое характерно для сфалерита. Минералы вюртцит-гринокитовой серии образуют гексагональные пластинчатые кристаллы разной толщины и короткие призматически-пирамидальные кристаллы (обр. 8, рис. 16). Чистого вюртцита не обнаружено.



Рис. 1. SEM изображения, отражающие морфологию минералов системы ZnS–CdS из фумарол вулкана Кудрявый: а) Cd-содержащий сфалерит со шпинелевым двойникованием кристаллов (обр. 1); б) агрегат гексагональных пластинчатых кристаллов Cdсодержащего вюртцита (обр. 4)

Дифрактограммы семи образцов, представляющих главные морфологические типы минералов исследуемой системы со всех высокотемпературных фумарольных полей показаны на рис. 2.

Химический состав минералов системы ZnS–CdS был изучен электронно-микрозондовым методом в двух лабораториях: на кафедре минералогии геологического факультета МГУ (обр. 1–3, 44 анализа) и в центральной электронно-микрозондовой лаборатории Рурского Университета (г. Бохум, Германия) (обр. 4–10, 229 анализов). Аншлифы отобранных кристаллов были приготовлены без нагрева. По составу изученные минералы представляют почти всю систему: (вес.%): Zn 2,46–57,7, Cd 2,38–69,5, Fe 0,72–13,6. Три разных механизма замещения объясняют вариации составов: Zn \leftrightarrow Fe в сфалерите, Zn \leftrightarrow Cd в вюртцит-гриноките и Cd \leftrightarrow Fe в гриноките (рис. 3). Примеси Cu и In, до 2,92 и 4,75 вес.%, были определены в сфалерите, и до 1,27 вес.% и 2,75 вес.%, соответственно, в минералах вюртцит-гринокитовой серии (рис. 4). Атомное соотношение Cu/In, близкое 1, свидетельствует о гетерогенном изоморфизме по схеме 2Me²⁺ \leftrightarrow Cu⁺+In³⁺

(Me=Zn, Cd, Fe). Медь и индий, очевидно, присутствуют в виде молекулы рокезита (CuInS₂) в твердом растворе. Результаты анализов указывают на большую способность кубической структуры в отношении предложенной схемы изоморфизма по сравнению с гексагональной.



Рис. 2. Схематическая диаграмма из семи дифрактограмм, показывающая изменение структурного типа минералов системы ZnS–CdS из фумарол вулкана Кудрявый.

Марганец и селен (до 0,71 и до 0,28 вес.%, соответственно) обнаружены только в нескольких анализах. Богатые цинком разновидности являются металл-дефицитными, тогда как богатые кадмием серо-дефицитными. Диапазон нестехиометрии в минералах изученной системы имеет порядок 2,6 ат.%, или 0,05 ф.е. серы (рис. 5).



Рис. 3. Химический состав минералов системы ZnS–CdS из фумарол вулкана Кудрявый. На диаграмме видно замещение Zn на Fe в сфалеритах, Zn на Cd в промежуточных разновидностях и Cd на Fe в гринокитах. Здесь и далее номера в легенде соответствуют номерам образцов.

Таким образом, результаты исследований показали, что в системе ZnS–CdS в изученном интервале температур (температуры гидротермального рудоотложения) при околоатмосферном давлении существуют два типа твердых растворов: кубический от 0 до ~8 мол.% CdS и гексагональный от ~17 до 100 мол.% CdS, разделенные двухфазной переходной зоной. Установленные фазовые отношения оказались идентичными известным для синтетических соединений этой системы. В фумарольной обстановке богатые кадмием сульфиды системы ZnS–CdS отлагаются в основном при более низких температурах (400°C), чем сульфиды, богатые цинком (до 725°C) (рис. 6).



Рис. 4. Графики зависимости содержания Си и In (вес.%) от содержания CdS (мол.%, рассчитанного как Cd/(Zn+Cd)*100). Минералы кубической системы содержат 0—~8 мол.% CdS, гексагональной ~17–100 мол.% CdS. a) Сu; б) In.



Рис. 5. Нестехиометрия минералов системы ZnS–CdS из фумарол вулкана Кудрявый: зависимость содержания серы (ат.%) от содержания CdS (мол.%).

Рис. 6. Фазовая диаграмма системы ZnS–CdS. Фазовые границы взяты из работы (Таусон, Чернышов, 1981). Указаны средние составы (черные кружки) и диапазоны колебаний составов для каждого образца (пронумерованы).

Литература

Бурьянова Е.З. К минералогии и геохимии кадмия в осадочных породах Тувы // Геохимия. 1960. № 2. С. 177–182.

Ганьшин В.А., Коркишко Ю.Н., Федоров В.А. Структурно-фазовая диаграмма состояния системы ZnS-CdS в субсолидусной области // Журн. Неорг. Хим. 1993. Т. 38. № 12. С. 2026–2031.

Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Бондаренко И.Н., Бучинская К.М. Новые разновидности в природном ряду гринокит-вюртцит // Минерал. журн. 1994. Т. 16. № 3-4. С. 85–89.

Онтоев Д.О., Дружинин А.В., Цепин А.И., Вяльсов Л.Н., Басова Г.В. Минералы ряда гринокит-вюртцит Кти-тебердинского месторождения // Новые данные о минералах. Вып. 29. М.: Наука. 1981. С. 152–157.

Таусон В.Л., Чернышев Л.В. Экспериментальные исследования по кристаллохимии и геохимии сульфида цинка. Изд-во Наука. СО Новосибирск. 1981. 190 с.

Hurlbut C. S. Jr. The wurtzite–greenockite series // Amer. Mineral. 1957. V. 42. P. 184–190.

Kaneko S., Aoki H., Kawahara Y., Imoto F., Matsumoto K. Solid solutions and phase transformation in the system ZnS–CdS under hydrothermal conditions // J. Electrochem. Soc. 1984. V. 131. N 6. P. 1445–1446.

Skinner B.J., Bethke P.M. Relationship between unit-cell edges and composition of synthetic wurtzites // Amer. Miner. 1961. V. 46. P. 1382–1398.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И ФОРМА ИХ НАХОЖДЕНИЯ В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ УРАН-ВАНАДИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ТИПА В Ю. КАРЕЛИИ

ЧерниковА.А.¹, ДубинчукВ.Т.², ОжогинД.О.², Чистякова Н.И.² ¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, mineral@fmm/ru, cher@fmm/ru, ²ВИМС, Москва, vims@df.ru

Уран-ванадиевые месторождения Онежского типа с благородными металлами (Pd, Pt, Au, Ag), молибденом, медью, висмутом и др., являются крупными рудными объектами по запасам ванадия и, возможно, сопутствующих элементов, в частности благородных металлов. Месторождения Средняя Падма, Царевское, Космозеро и др. развиты в рифтогенной впадине, расположенной в юго-восточной части Балтийского щита, на контакте их с серовато-красно-бурыми (гематитизированными) доломитами (Pr₁) древней глубинной пластовой зоны окисления (Полуэктов и др., 1998; Черников и др., 2000; Черников, 2001). Граница глубинной зоны окисления является четко проявленным окислительно-восстановительным барьером, играющим главную роль в формировании комплексного оруденения. Серовато-красно-бурая окраска доломитов связана с развитием дисперсного гематита и гидрогематита. Около поверхности до глубины 30, реже 150 м, на всех месторождениях развита приповерхностная, современная зона окисления, в которой широко распространены бурые и темнобурые оксиды железа и марганца, ограничивающие уран-ванадиевые руды сверху. Кроме того, в рудных телах и в околорудном пространстве отмечаются изометрические скопления и прожилки гематита темно-красного до черного цвета, обязанные проявлению глубинной трещинной зоны окисления, которые секут рудные тела и гематитизированые доломиты. Доломиты вблизи контакта с серо-цветными породами и прожилки гематита обогащены переотложенными минералами благородных металлов, иногда урана и ванадия, природу выделения которых обычными минералогическими методами выявить не удалось. Поэтому был применен комплекс высокоразрешающих методов: растровой электронной микроскопии с рентгеновским спектрометром и просвечивающей электронной микроскопии с микродифракционным анализом, а также микрозондовый анализ, для выявления ультрамикроскопических центров концентрации благородных металлов, их состава, строения и формы выделения.

Благородные металлы в рудах месторождений онежского типа распределены неравномерно. Наибольшее содержание их отмечается в роскоэлит-хромселадонит-доломитовых прожилках, вскрытых на некоторых месторождениях района. Они по представлениям большинства исследователей относятся к гидротермальным минеральным образованиям. В таком прожилке месторождения Средняя Падма, наиболее крупном рудном объекте района, впервые обнаружены новые минералы палладия и платины – падмаит PdBiSe; судовиковит PtSe₂ (Полеховский и др., 1991; 1997) и малышевит PdBiCuS₃ (Черников и др., 2006). В прожилке, помимо минералов входящих в его название, широко распространен также клаусталит PbSe; фрудит PdBi₂; самородное золото и висмут. Реже отмечаются мончеит PtTe₂, соболевскит PdBi, инсизваит Pt(Bi,Sb)₂, богдановичит AgBiSe₂, полярит Pd₂PbBi, парагуанахуатит Bi₂Se₂S и др. Как видно, минералы благородных металлов являются селенидами, реже селенид-сульфидами, теллуридами, висмутидами или образуют сложные соединения с висмутом, свинцом и др.

В приповерхностной и в глубинной зоне окисления в ассоциации с дисперсным гематитом доломитов или в самом доломите месторождения Средняя Падма постоянно отмечаются углеродистые образования, на которых или возле них наблюдаются переотложенные присыпки меди, часто золотосодержащей, аурикуприда, самородного золота, платины, фрудита, изоферроплатины, интерметаллического соединения CuZn, группы Fe и новой природной фазы Cu₃Pd - палладиевого аналога аурикуприда (Черников и др., 2005). Размер нанокристаллов этих фаз колеблется от 1–5 нм до 300–500 нм.

В гематитизированном доломите встречено также зерно с диффузными отражениями фазы AuO(OH). Это вторая находка в природе, первая была обнаружена в корах выветривания Южного Урала (Новгородова и др., 1995). Все отмеченные минеральные фазы обнаружены при изучении проб с содержанием суммы благородных металлов 5-10 г/т и выше. Однако, в большей части приповерхностной и глубинной зонах окисления, в частности в доломитах, содержание суммы благородных металлов колеблется от нескольких граммов до десятых долей грамма на тонну.

Исследование форм нахождения благородных металлов из зон окисления с таким содержанием проведено на месторождении Царевское по образцам, отобранным из доломитов приповерхностной зоны окисления, на глубине 87,7 м от поверхности и из доломитов глубинной зоны окисления (на 153 и 166,5 м от поверхности). Изучение образцов из приповерхностной зоны окисления традиционными минералогическими методами показало, что доломиты интенсивно окварцеваны, лимонитизированы и пропитаны оксидами марганца. Доломиты глубинной зоны окисления гематитизированы, окварцеваны, содержат самородную медь, апатит, реже V слюду. Содержание благородных металлов, определенное химическими и спектральными методами, колеблется от десятых г/т до 1-9,3 г/т (таб.1). Микрозондовым исследованием полированных шлифов и растровым электронным микроскопом каких либо обособлений благородных металлов выявлено не было. Поэтому было предпринято изучение образцов на просвечивающем электронном микроскопе с экстракцией фаз и последующей идентификации их с помощью микрозондового и микродифракционного анализов. На глубине 87,7м были выявлены обособления золота самородного из приповерхностной зоны окисления. Они имеют форму квадратных или тонкодисперсных сгустков. Частицы, извлеченные на реплику, имеют как кольцевые, так и точечные монокристальные микродифракционные картины, характерные для Au.

Таблица 1.

Хим. эл./гл. залег	87,7м. 1 опр.	87,7м. 2 опр.	153 м. 1опр.	153м. 2опр.	166,5 м
Pt	0,3	0,22	0,4	0,27	0,24
Pd	0,2	3,35	0,9	0,56	9,87
Au	9,3	0,28	-	0,25	0,2
Ag	0,2	0,2	-	1,0	0,49

Содержание благородных металлов в исследуемых образцах в г/т

На глубине 153 м доломиты окварцеваны. В кварце микрозондовым методом выявлены многочисленные включения апатита, единичные выделения самородной меди и сфалерита. Повышенных содержаний благородных металлов в образце и в названных минералах не обнаружено; при пороге чувствительности (масс. %) Ag - 0,02; Au – 0,06; Pd – 0,06, и Pt - 0.01. Изучение образцов в просвечивающем электронном микроскопе позволило обнаружить веретенообразные частицы самородного золота, часть которых подверглась природному выщелачиванию и разрушению (рис.1 а). Продукты разрушения, извлекшие на реплику, дают кольцевую микродифракционную картину металлического золота (рис а, внизу справа).

В образцах с глубины 166,5 м встречены различной величины обособления самородной меди, в том числе и пленочные лейстообразные ее выделения и отдельные кристаллы золота, разбросанные в лейстах (рис. 1 б). В лейсте, прозрачной для электронов, кристаллы золота имеют темный цвет и размер в первые десятки нанометров. Микрозондовое исследование участков лейсты (белые точки) приведено в таблице 2. Только в точке № 1 самородная медь не содержит золота. В ней обнаружено > 8% серебра и около 7 % кобальта. В остальных точках отмечается более 27% золота и 12 % серебра.

Таблица 2.

NºNº	Ca	Ag	Ni	Со	Cu	Au	Σ
1	0,0000	8,5926	0,0000	7,1091	84,2982	0,0000	99,9999
2	12,4779	12,3619	0,4816	0,0000	47,2796	27,4090	100,000
3	12,4779	12,3519	0,4816	0,0000	47,2796	27,4090	100,000
4	14,1741	12,5169	1,0718	0,0000	44,8672	27,3700	100,000
5	13,1731	12,3430	0,8073	0,0000	46,3326	27,3440	100,000
6	10,5117	12,1712	0,0069	0,0000	50,0490	27,2612	100,000

Содержание химических элементов (%), определенные в точках рис. б.



Микродифракционное исследование (круги на рис. **б**) прозрачной лейсты позволило установить, что она имеет поликристаллическое строение. На микродифракционных картинах (1 и 2) помимо четких отражений самородной меди присутствуют слабые отражения самородного золота. Ориентировка кристаллов золота в лейсте совпадает с медью (200_{Cu} и 111_{Cu} параллельно направлению 111_{Au}). Обнаружены также единичные дисперсные обособления самородной платины, дающей отчетливую микродифракционную картину (справа от рис. **в**). При этом в правой части рисунка **в** частицы самородной платины имеют больший размер (доли мкм) в сравнении с частицами (сотые доли мкм), распространенными слева от прожилка. Анализы по точкам (см. рис. **в**) приведены в таблице № 3.

Таблица №3.

NoNo	Si	Ca	Fe	Со	Ni	Pt	Pd	Σ
1	2,8892	0,1052	13,7234	1,1921	1,2150	46,5751	30,2100	95,91
2	1,7533	0,1382	10,1675	1,4427	1,8353	54,4530	24,1651	93,96
3	1,1147	1,4518	6,1750	1,5523	1,9700	60,7363	22,8102	95,91
4	1,2698	1,9951	1,7450	1,5798	0,0000	58,4066	16,0019	80,990
5	0,2232	2,1511	1,2622	1,2100	2,1713	65,4799	27,7024	100,20
6	0,9726	2,2938	0,5385	1,5111	1,9847	65,6227	27,0061	100,03

Содержание химических элементов (%) в точках рис. в.

Концентрация Pt изменяется от ~ 46,6 до ~65,6%, Pd – от 16,0 до 30,2%, и Fe – от 13, 7 до 0,54%. Хотя отсутствует прямая зависимость между содержанием платиноидов и железа; в точках, характеризующихся са-333 мыми низкими величинами железа (в точке 6 - чуть выше 0,5 %), наблюдаются самые высокие концентрации платиноидов. Из таблицы № 1 видно: благородные металлы в пробах распределены крайне неравномерно и Pd содержится в более высоких концентрациях по сравнению с Pt, например, тем не менее, его самостоятельных минеральных обособлений не встречено в виду, очевидно, своеобразия его отложения.

В целом, применение комплекса современных высокоразрешающих методов исследования вещества позволило выявить особенность различных генетических минеральных образований: гидротермальных жил, приповерхностной и глубинной зоны окисления комплексных месторождений. Установлено: в гидротермальных роскоэлит-хромселадонит-доломитовых прожилках минералы благородных металлов представлены селенидами. селенид-сульфидами и сложными соединения с висмутом, теллуром, свинцом и др. В приповерхностной и глубинной зоне окисления широко распространены присыпки самородной меди, золота, платины с палладием, нанокристаллы аурикуприда, новой природной фазы - палладиевого аналога аурикуприда, интермиталлических соединений CuZn и др., которые обычно отмечаются на углеродистых образованиях. Выделения Аи из приповерхностной зоны окисления над пластовой, глубинной зоной окисления имеют форму квадратных или тонкодисперсных сгустков, только размером 0,1 и менее мкм.. В глубинной зоне окисления Au образует веретенообразные частицы, размером 2-3 мкм, подвергшиеся разрушению, и отдельные кристаллы его рассеяны в лейстах самородной меди. Здесь же установлены обособления самородной платины, содержащей палладий.

Литература

Новгородова М.И., Трубкин Н.В., Генералов М.Е. Новое золото в корах выветривания Южного Урала. Докл. РАН. **1995.** Т.344. №4. С.525-529.

Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П. и др. Падмаит PdBiSe – новый селинид палладия и висмута из метасомотитов Южной Карелии. ЗВМО. **1991**. №3. С. 86-88.

Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р. и др. Судовиковит . PtSe₂новый селенид платины из метасоматитов Южной Карелии. ДАН. **1997**. Т. 354.,№1. С.82-85..

Полуэктов В.В., Черников А.А., Рыжов Б.И. Особенности формирования крупных комплексных месторождений Онежского прогиба Балтийского щита. В: Крупные и уникальные месторждения редких и благородных металлов. СПб: Санкт-Петербургский горный институт им. Г.В.Плеханова. **1998.** С. 240-246.

Черников А.А., Хитров В.Г., Белоусов Г.Е. Роль угелеродистого вещества в формировании крупных полигенных комплексных месторождений онежского типа Петрозаводск: КНЦ РАН. **2000**. В кн.: Углеродсодержащие формации в геологической истории. С.194-199.

Черников А.А. Соотношение процессов коры выветривания и гипогенных факторов при формировании комплексных месторождений онежского типа. В кн.: Глубинный гипергенез, минерало- и рудообразование. М.: Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана РАН. **2001**. С. 48-60.

Черников А.А., Дубинчук В.Т., Чистякова Н.И., Наумова И.С. Зайцев В.С. Новые данные о ванадиевом гематите, микро- и нанокристаллах ассоциирующих с ним минералов благородных металлов, меди, цинка и железа. Новые данные о минералах .2005. Вып. 40. С. 65-71.

Черников А.А., Чистякова Н.И., Дубинчук В. Г. и др. Малышевит PdBiCuS₃новый минерал из месторождения Средняя Падма в Южной Карелии. Новые данные о минералах. **2006**. Вып. 41. С. 14-17.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ RB-SR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ КВАРЦА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Чугаев А.В., Чернышев И.В.

ИГЕМ РАН, Москва, <u>chug@igem.ru</u>

Исследование генезиса крупных и уникальных рудных месторождений является одним из фундаментальных направлений современной геологии. В этом исследовании важнейшее место занимают вопросы времени рудообразования и источников минерального вещества. При их решении ключевую роль играют методы изотопной геохимии, которые вносят количественную меру как при датировании и определении продолжительности процессов рудообразования, так и при изучении источников минерального вещества.

Трудности исследования крупных месторождений с помощью изотопных методов обусловлены, как правило, сложной историей формирования этих объектов, последовательным наложением процессов, приводящих в ряде случаев к нарушению замкнутости изотопных систем в минералахгеохронометрах, а также ограниченным выбором минералов, так или иначе пригодных для изотопного изучения. В связи с этим весьма актуальным является получение достоверной геохронологической и изотопногеохимической информации. Это требует наряду с использованием представительного геологического материала развития методов, лежащих в области собственно изотопного анализа, изучения и применения нетрадиционных минералов-геохронометров.

Активно развивающимся направлением в этой области является изучение Rb-Sr изотопной системы гидротермального кварца и содержащихся в нем флюидных включений (Norman, 1978; Shepherd, Darbyshire, 1981). Кварц – весьма привлекательный минерал для изотопно-геохимических исследований, направленных на датирование гидротермальных месторождений и расшифровку источников их вещества. В составе руд он является ведущим жильным минералом большинства типов месторождений. Его образование происходит на различных стадиях эволюции гидротермальной системы, в том числе и при отложении рудного компонента. Наконец,

кварц выступает носителем флюидных включений, представляющих собой реликт исходного гидротермального раствора.

Однако, несмотря на очевидную привлекательность этого минерала для изотопно-геохимических и геохронологических исследований, он пока мало используется при Rb-Sr датировании гидротермальных месторождений. Это связано, в первую очередь, с методическими трудностями изучения Rb-Sr изотопной системы кварца. Методические трудности, возникающие при проведении Rb-Sr изотопного исследования кварца, обусловлены, прежде всего, очень низкими содержаниями Rb и Sr (на 1-3 порядка меньшими по сравнению с обычно анализируемыми минералами), а также возможным присутствием этих элементов в кварце в нескольких формах. Согласно существующим представлениям, Rb и Sr в гидротермальном кварце могут присутствовать в трех основных формах: 1) в рассеянном состоянии (преимущественно Rb и 87 Sr) в кристаллической решетке минерала; 2) во флюидных включениях (главным образом Sr); 3) в микровключениях минералов, таких, например, как биотит, серицит, альбит и карбонаты (Rossman et al., 1987; Pettke, Diamond, 1995; Чугаев и др., 2000).

Учитывая особенности кварца, авторами была разработана методика изучения Rb-Sr изотопной системы гидротермального кварца. При ее разработке особое внимание уделялось контролю за уровнем контаминации образца и работе по его снижению в процессе химической подготовки и последующего масс-спектрометрического анализа, обеспечению полноты извлечения элементов из пробы, исключению элементного фракционирования и т.д. Методика Rb-Sr изотопного изучения кварца включает: стадию предварительной подготовки проб, химическую стадию, стадию кислотного выщелачивания, изотопный анализ Rb и Sr и учет контаминации пробы примесными Rb и Sr.

Исходная проба кварца представляла фракцию зерен с размерностью -0.5 – +0.25 мм с общей массой 1-2 г. Для определения изотопного отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в образце и концентрации Rb и Sr использовался метод изотопного разбавления со смешанным трасером ⁸⁵Rb+⁸⁴Sr.

Одним из возможных источников контаминации образца являются примесный Rb и Sr, присутствующие на поверхности зерен. Посторонние Rb и Sr могут на ней присутствовать в виде различных солей и (или) в качестве адсорбированных катионов. Очистка поверхности проводилась в две стадии. Первая заключалась в длительном кипячении навески кварца в HNO₃ (15 M) и затем в дистиллированной воде. На второй стадии образец помещался в U-образную кварцевую трубку (электролитическую ячейку) с платиновыми электродами. Ячейка заполнялась H_2O^{****1} , а на электроды подавалось постоянное напряжение 250 В.

¹ Число звездочек показывает количество стадий перегонки данного реактива 336

После предварительной подготовки проба делилась на две равные части: одна из них подвергалась полному химическому разложению, а вторая использовалась для получения кислотной вытяжки.

Разложение кварца проводилось во фторопластовых сосудах при атмосферном давлении в смеси кислот HF**(10M)+ HNO3****(15M), объемное соотношение которых составляло около 1:5. К каждой пробе также добавлялась HClO4*(7M) в количестве 0.02 мл. В этой кислотной смеси кварц выдерживался при температуре 70-80 °С до полного растворения. Далее раствор выпаривался, солевой остаток обрабатывался 1-2 мл HCl***(6M) для получения хлоридов Rb и Sr.

Следующей стадией химической подготовки проб кварца является получение чистых препаратов Rb и Sr методом ионообменной хроматографии. Разделение осуществлялось с помощью хроматографической колонки с объемом сорбента 1.5 см³. В качестве сорбента использовался катионит AG 50W-X8 с размерностью зерен 200-400 меш, а в качестве элюента – HCl (2M).

Составной частью описываемой методики Rb-Sr изучения кварца является анализ кислотной вытяжки, с помощью которой Rb и Sr извлекаются из содержащихся в кварце флюидных включений и растворимых минеральных включений. Кислотная вытяжка осуществляется путем механического истирания пробы кварца под слоем выщелачивающего раствора. При этом необходимо, чтобы элементное Rb/Sr и изотопные отношения 87 Rb/ 86 Sr и 87 Sr/ 86 Sr в вытяжке соответствовали таковым в исходном растворенном веществе. Это условие может нарушаться в результате действия двух основных факторов: химического фракционирования изучаемых элементов и контаминации пробы при ее дроблении и выщелачивании. Для предотвращения химического фракционирования Sr и Rb в системе кварцраствор, кислотная вытяжка осуществлялась с помощью HNO₃(2.5M) с добавкой La (110 мкг/мл) – химического агента, вытесняющего Sr адсорбированный на поверхности кварца в раствор.

Измерение изотопного состава Rb и Sr проводилось на термоионизационном 7-коллекторном масс-спектрометре Sector 54 (Місготаss, Великобритания). Анализ основных факторов, влияющих на точность и правильность результатов, показал, что при оптимизации методики анализа малых (менее 50 нг) количеств Sr, существенные преимущества дает применение одноленточного режима термоионизации с использованием Ta₂O₅ в качестве активатора термоэмиссии положительных ионов (Birck, Allegre, 1978).

Для всех анализируемых проб проводилась коррекция результатов определения отношений 87 Rb/ 86 Sr и 87 Sr/ 86 Sr в кварце и кислотной вытяжке на фоновое загрязнение образца примесными Rb и Sr на основе модели, описывающей смешение двух компонентов (собственно образца и контаминирующих его примесных Rb и Sr).

Разработанная нами методика была апробирована на примере изучения кварца из поздних золотоносных кварц-карбонатных жил крупномасштабного благороднометального месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия). Месторождение Сухой Лог расположено в пределах Байкало-Патомского нагорья и приурочено к Сухоложской антиклинали, являющейся одним из структурных элементов Бодайбинского синклинория. Район месторождения сложен преимущественно верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными породами. Породы района метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и смяты в линейно вытянутые складки. Вмещающие оруденение породы хомолхинской свиты, которые входят в состав ныгринской серии, претерпели метасоматическое преобразование (Русинов и др., 2005). Месторождение Сухой Лог представляет собой пластообразную залежь северо-западного простирания. Рудная минерализация представлена двумя главными типами: прожилково-вкрапленным золотосульфидным и жильным золото-кварцевым малосульфидным. Первый тип является ведущим, и с ним связаны основные запасы (около 1100 т) при среднем содержании золота в прожилково-вкрапленных рудах 2.7 г/т (Буряк, Бакулин, 1998).

Кварцевые жилы, представляющие второй тип, концентрируются на двух гипсометрических уровнях: вблизи дневной поверхности и на глубине 300-400 м. Жильные тела характеризуются пологим субпластовым залеганием. Жилы верхнего уровня имеют карбонат-кварцевый состав (анкерита до 30 об.%), а нижнего – существенно кварцевый (до 98 об.%). Рудные минералы (менее 2 об.%) представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и золотом. В соответствии с геологическими данными формирование жильной минерализации происходило позднее прожилкововкрапленной. Важной особенностью месторождения Сухой Лог является наличие платиноидной минерализации (Дистлер и др., 1996).

Rb-Sr изотопные характеристики были получены для четырех образцов кварца и двух кислотных вытяжек. Три образца (обр. № 6/197.3, 6/198.8 и 6/237) были отобраны из жильных тел, вскрытых скважиной № 6, расположенной в северо-западной части Сухоложской антиклинали. Скважина пройдена в породах хомолхинской свиты и вскрывает рудную зону в интервале глубин от 171 до 251 м. Четвертый образец (обр. № 2/198) был отобран из кварцевого прожилка скважины № 2, пройденной в 800 м к западу от скважины № 6. Микроскопическое изучение кварца показало, что в нем присутствуют твердые микровключения, представленные, в основном, анкеритом и в единичных случаях серицитом, апатитом, пиритом и монацитом. Среди флюидных включений преобладали первичные газово-жидкие включения. Сам кварц не несет признаков вторичного преобразования.

На Rb-Sr диаграмме экспериментальные точки, отвечающие кварцу и кислотным вытяжкам, образуют изохронную зависимость с параметрами T=321±14 млн. лет, (87 Sr/ 86 Sr)₀=0.7166±4 и CKBO=11 (рис. 1). Повышенное значение CKBO=11, по-видимому, объясняется некоторой неоднородностью начального отношения 87 Sr/ 86 Sr в исследованных образцах, отобранных из разных пространственно разобщенных жильных тел.



Рис. 1. Rb-Sr диаграмма для кварца из поздних золотоносных кварцевых жил месторождения Сухой Лог

Помимо обсуждаемой датировки по кварцу для месторождения Сухой Лог по валовым пробам метасоматитов получена Rb-Sr изохрона с параметрами 447±6 млн. лет, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀=0.7126±1 и CKBO=22. Эта датировка интерпретируется как время гидротермально-метасоматического преобразования пород хомолхинской свиты, с которым связано формирование прожилково-вкрапленной минерализации на месторождении.

Полученная Rb-Sr изохронная датировка по кварцу 321±14 млн. лет рассматривается нами как время образования поздних золотоносных кварц-карбонатных жил на месторождении. Реальность этой датировки подтверждается тем, что она хорошо согласуется с K-Ar датами (329-313 млн. лет), полученными для вмещающих оруденение метасоматически измененных черных сланцев хомолхинской свиты (Лаверов и др., 2007). Кроме того, Rb-Sr возраст кварца совпадает с возрастом Константиновского штока биотитовых гранитов (300±20 млн. лет), расположенного в 6 км юго-западнее месторождения (Неймарк и др., 1993). Это может свидетельствовать о том, что проявление на месторождении Сухой Лог гидротермальной деятельности, сформировавшей поздние золотоносные кварц-карбонатные жилы, связано с палеозойской тектономагматической активизацией региона.

Применимость кварца в качестве минерала-геохронометра затруднено в тех случаях, когда этот минерал претерпел посткристаллизационные преобразования, приводящие к нарушению замкнутости Rb-Sr изотопной системы.

Литература

Norman D.I. Analysis of Rb, Sr, and Sr isotopes in fluid inclusion waters // Trans. Inst. Min. Metall., 1978, Sec. B. 87, pp. 34-35.

Shepherd T.J., Darbyshire D.P.F. Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral // Nature, 1981, v.290, pp.578-579.

Rossman G.R., Weis D., Wasserburg G.J. Rb, Sr, Nd and Sm concentrations quartz // Geochim. Cosmochim. Acta, 1987, v.51, pp. 2325-2329.

Pettke Th., Diamond L.W. Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz:

evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, V.59, №19, pp. 4009-4027.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Крылова Т.Л., Мохов А.В. Флюидные и твердые включения в кварце и его Rb-Sr изотопная систематика // I Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты», Тезисы докладов, Москва, 2000, с. 398-401.

Birck J.L., Allegre C.J. Chronology and chemical history of parent body of basaltic achondrites studied by the 87Rb-87Sr method // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v.39, pp.37-51.

Русинов В.Л., Русинова О.В., Борисовский С.Е., Алышева Э.И. Состав метасоматических минералов золоторудного месторождения Сухой Лог как критерий его генетической связи с базит-гипербазитовым магматизмом // ДАН, 2005, т.405, №5, с.661-666.

Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. 1998, Владивосток: Дальнаука, 402 с.

Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т.38, с. 467-484.

Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН, 2007, т.415, №3 (в печати).

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // В кн.: Изотопное датирование эндогенных формаций. М.: Наука, 1993, с. 124-146.

МЕТАМОРФОГЕННЫЙ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МОНАЦИТ И ЕГО U-РВ ПРЕЦИЗИОННОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДЛЯ ОПРЕ-ДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ

Юдовская М.А.¹, Дистлер В.В.¹, Родионов Н.В.², Антонов А.В.², Сергеев С.А.²

¹ИГЕМ РАН, Москва, maiya@igem.ru, ²ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, cirvsg@vsegei.ru

Золотое коренное оруденение Ленского района локализовано в терригенных отложениях различного литологического состава, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Наряду с гигантским месторождением Сухой Лог, приуроченным к известковисточерносланцевому разрезу хомолхинской свиты среднего-верхнего рифея, на площади Бодайбинского синклинория установлено несколько десятков более мелких месторождений и рудопроявлений коренного золота. Эти месторождения различаются типами основных рудоносных минеральных парагенезисов, литологическим составом, степенью их метаморфизма и возрастом вмещающих пород, но их размещение в пределах единой региональной осадочном верхнепротерозойскогоструктуры в разрезе рифейского возраста, отсутствие прямой связи с магматическими комплексами и сходство структурной позиции оруденения позволяют говорить о едином источнике рудного вещества для всех типов золотой минерализации Бодайбинского синклинория. Предложенная ранее модель формирования месторождения Сухой Лог (Distler et al., 2003) предполагает длительное функционирование гидротермальной системы, инициированной глубинными флюидопотоками мантийного заложения, в благоприятных структурных обстановках сжатия типа антиклинальных складок, надвиговых зон и др. Сложное геологическое строение региона с многократными проявлениями гранитоидного магматизма и связанной с ними зональностью распределения метаморфических фаций не позволяет установить последовательность событий метаморфизма и рудообразования, основываясь на датировании только магматических комплексов.

В последние годы достаточно полно обосновано биостратиграфическое расчленение рифейских толш Байкало-Патомского нагорья (Станевич и др., 2006). Представления о возрасте золотой минерализации месторождения Сухого Лога в настоящее время основываются на Rb-Sr и K-Ar датировках околорудных метасоматитов и жильного кварца (Лаверов и др., 2007; Вилор и др., 1991). По валовым пробам метасоматитов месторождения получена Rb-Sr изохрона с возрастом 447±6 млн. лет, близкий возраст метасоматитов (492±70 млн. лет) был установлен для месторождений Ходокан этим же методом (Ланда и др., 2006). Напротив, К-Аг данные для метасоматитов и Rb-Sr возрастные датировки для жильного кварца и кислотных вытяжек попадают в интервал 313-329 млн. лет. Последняя датировка согласуется с полученными ранее Rb-Sr изохронными датировками для метасоматитов Бодайбинского района, которые составляют по данным Вилора и др. (1991) 365-380 млн. лет, и этот возраст совпадает с возрастом гранитоидов конкундеро-мамаканского комплекса, датированного U-Pb (354 и 290±20 млн. лет по сфену) и K-Ar (298±7 млн. лет по биотиту) методами (Рундквист и др., 1992; Неймарк и др., 1993). Таким образом, два постметаморфических события, проявленные в рудах месторождений Бодайбинского района, разделяет более 100 млн. лет и при этом нельзя исключить влияние более молодого события на сохранность унаследованной Rb-Sr изотопной системы.

Независимое U-Th-Pb датирование по акцессорным фазам из рудных парагенезисов обычно предоставляет наиболее однозначные возрастные оценки. Способность монацита реагировать на наложенные события с формированием новой устойчивой фазы и сохранением U-Th-Pb изотопной системы в фазе широко используется при датировании неоднократных этапов метаморфизма и гидротермального рудообразования. На примере монацитов из метаморфических областей древних кратонов показано, что, несмотря на повторный метаморфизм, изотопная система всех генераций монацита остается ненарушенной и дает точный возраст каждого отдельного события (Rasmussen et al., 2007).



Рис.1 Метаморфогенный монацит в черных сланцах и гидротермальный монацит в кварц-сульфидных рудных прожилках месторождения Сухой Лог.

Среди акцессорных минералов, содержащих редкие земли, в рудах Сухого Лога установлены циркон, бадделиит, ксенотим, карбонат Y, рутил, а также две генерации монацита. Метаморфогенный монацит-1 представлен пойкилобластическими метакристаллами с многочисленными включениями калиевой слюды, калиевого полевого шпата, кварца, пирита, пирротина и графита. Он встречается в виде черных округлых зерен – т.н. куларита по всему разрезу рудной залежи во вмещающих сланцах. Гидротермальный монацит-2 распространен в рудной зоне и представлен прозрачными кристаллами и их сростками, которые локализованы преимущественно в виде включений в пирите в составе кварц-пиритовых прожилков со свободным золотом. Кроме того, гидротермальная генерация монацита развивается в виде прозрачных кайм обрастания и отдельных блоков в крупных зернах более раннего метаморфогенного монацита. Развитие двух генераций редкоземельных минералов (монацита и ксенотима) во вмещающих породах (метаморфогенный парагенезис минералов) и рудах (гидротермальный парагенезис) позволило провести датирование процессов рудообразования и метаморфизма U-Pb изотопным методом. Измерения проведены локальным методом SIMS SHRIMP по методике, предложенной Stern and Berman (2000) и Williams (2001) в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ. В качестве стандарта для анализа были использованы природные монациты из Thompson Mine (1766 млн. лет, U=2000 ppm).

Мэппинг по нескольким основным элементам на электронном микроскопе и данные энергодисперсионного анализа показали, что на месторождении среди метаморфогенных и гидротермальных монацитов распространены преимущественно Се-монациты, хотя встречаются и Nd-Ce разности. Различное распределение редких земель (в основном La, Ce, Nd) не связано напрямую с возрастом фаз. По результатам анализа около 50 зерен 342 монацитов Сухого Лога не установлена корреляция между содержаниями тория и соотношениями редкоземельных элементов. Самые высокие коэффициенты корреляции установлены в парах Nd-Sm (0.92), Ce-La (0.85), Nd-Gd (0.78), Sm-Gd (0.86) и Th-Ca (0.71). Все прозрачные (гидротермальные) зерна монацита-2 характеризуются повышенными содержаниями Th (до 9 вес.%). На треугольных диаграммах составов как гидротермальные, так и метаморфогенные монациты-2 образуют непрерывные ряды составов, но гидротермальные монациты более однородны по составу редких земель и имеют широкий разброс содержаний Th, тогда как метаморфогенные мона



Рис.2 Состав монацита из руд месторождения Сухой Лог



Рис.3 Диаграмма с конкордией для всех монацитов месторождения Сухой Лог. циты-1 содержат незначительные количества тория и урана.



Рис.4 Взаимоотношения гидротермального (светлый идиоморфный кристалл) и метаморфогенного (серый пористый порфиробласт) монацита в рудах месторождения Сухой Лог. (СЭМ). А - пористое – монацит с содержанием тория до 0,3 вес.%, светлое – монацит с содержанием тория до 4,5 вес.%; В – точки SHRIMP анализов.

Результаты SHRIMP анализа U-Th-Pb системы в монацитах месторождения Сухой Лог также подтверждают присутствие двух отчетливо различающихся генераций этого минерала, а также позволяют установить реликты древних аутигенных фаз. На диаграмме с конкордией фазы монацитов образуют ряд в интервале от 450 до 730 млн лет. при этом весь временной интервал был установлен в отдельных агрегатах монацитов при совместном срастании более древних и более молодых фаз. В пределах одного срастания, показанного на рисунке 4, установлено три генерации монацита с возрастами 728±26 млн. лет по ²⁰⁴Pb /²³⁸U отношению (аутигенная фаза), 631±22 млн. лет (метаморфогенный порфиробластез) и 478±15 млн. лет (прозрачный кристалл, образовавшийся при рудообразовании). Более древними возрастами характеризуется ксеноморфое округлое выделение пойкилобластового монацита, а идиоморфный прозрачный кристалл имеет более молодой возраст. Также в пределах этого же кристалла установлены возраста 511 и 548 млн. лет, которые, возможно, отражают смешение и заимствование более древнего материала при росте молодых фаз. Это срастание (рис.4) выделено из кристалла пирита с содержанием золота свыше 30 г/т и, надо отметить, что повышенное количество гидротермального монацита встречается в наиболее богатых сульфидных рудах с самородным золотом.

Наиболее молодая датировка соответствует 437 млн. лет по ²⁰⁴Pb/²³⁸U отношению и она весьма близка к Rb-Sr возрасту полученному по валовому составу минерализованных пород Сухого Лога (447±6 млн. лет). Кроме того, аналогичный возраст отмечен при датировании детритовых цирконов из вмещающих пород пурпольской свиты на месторождении Ходокан как возраст события, при котором цирконы испытали потери свинца (Ланда и др., 2006). Конкордантный возраст фаз метаморфогенных монацитов из подрудного горизонта (хомолхинская свита) составляет 637±19 млн. лет (по пяти точкам), что может быть интерпретировано как возраст пика регионального зеленосланцевого метаморфизма. Эта цифра близка к нижнему возрастному пределу метаморфизма (625±60 млн. лет), определенному по Rb-Sr изохроне для хлоритового парагенезиса (Вилор и др., 1991).

Таким образом, новые данные определенно указывают на наложенный характер кварц-сульфидного оруденения месторождения. Рудообразование отделено от событий регионального метаморфизма интервалом около 200 млн. лет и они не могут быть увязаны в единый процесс. Герцинские граниты не могли быть источником флюидного потока и вещества месторождения, хотя с ними были связаны гидротермальные процессы, выразившиеся в становлении жильного комплекса и частичного переотложения рудного вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 05-05-65344.

Литература

Вилор Н.В., Лепин В.С., Станевич А.М., Солодянкина В.Н., Краснощекова Т.С., Колосницина Т.И. Радиологическое и палеофитологическое датирование осадконакопления и преобразования пород Байкало-Патомского нагорья //ДАН СССР, 1991, т.318, №2, с.396-400.

Ланда Э.А., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Сергеев С.А., Павлов М.В., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Лохов К.И., Капитонов И.Н. Матуков Д.И. Изотопно-геохимические и геохронологические особенности золоторудного месторождения Ходокан (Восточная Сибирь) //Региональная геология и металлогения, 2006, № 28, с. 144-152.

Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН, в печати.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Амелин Ю.В., Овчиникова Г.В., Смирнов М.Ю., Грачева Т.В. Геохронологическое и изотопногеохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // Из. датирование эндогенных формаций. М.:Наука, 1993, с.124-146.

Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ащеулов А.А. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геол. рудн. мест., 1992, т.34, N6, с.3 – 15.

Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области // Новосибирск: Гео, 2006.

Distler V., Yudovskaya M., Mitrofanov G., Prokof'ev V., Lishnevskii E., Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geol. Rev., 2003, v. 24/1-2, p. 7-44.

Rasmussen B., Fletcher I. R., Muhling J. R. In situ U–Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes // Geoch. Cosmoch. Acta, 2007, v.71, p. 670–690.

Stern R A. and Berman R G. Monazite U–Pb and Th–Pb geochronology by ion microprobe, with an application to in situ dating of an Archean metasedimentary rock // Chem. Geol., 2000, v. 172, p. 113–130

Williams I.S. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex southeastern Australia // Australian Journ. Earth Sci., 2001, v. 48, p. 557-580.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамов С.С. 125 Августинчик И.А. 9 Авдонин В.В. 15 Акимов Г.Ю. 20. 26 Акимова А.В. 20 Аксюк А.М. 31 Андреев А.В. 139 Андреева О.В. 37 Андрианова Е.А. 253 Аникина Е Ю 42 Антонов А.В. 340 Бакшеев И.А. 275 Бернхардт Х.-Ю. 324 Битюцкая Л.А. 144 Богатиков О.А. 125 Бонев И. 49 Бортников Н.С. 42, 56, 61, 92, 151 Брызгалов И.А. 324 Вахрушев А. М. 66 Вересов А.Г. 261 Викентьев И.В. 71 Викентьева О.В. 76 Викулова Л.П. 246 Власов Н.Г. 246 Волков А.В. 81, 86 Габер М. 178, 184 Газеев В.М. 125, 131 Гамянин Г.Н. 42, 92 Гвоздев В.И. 98 Генкин А.Д. 151 Гетманская Т.И. 102, 106 Голованова Т.И. 151 Гонгальский Б.И. 111 Гоневчук В.Г. 56 Горбачев Н. С. 116, 119 Гореликова Н.В. 56 Горячев Н.А. 92 Григорьева А.В. 121 Грознова Е.О. 125 Гурбанов А.Г. 125, 131 Дадзе Т.П. 136 Двуреченская С.С. 139 Диков Ю.П. 144 Дистлер В.В. 144, 340 Добровольская М.Г. 61, 151, 190 Дойникова О.А. 37, 157 Докучаев А.Я. 125, 131, 157 346

Дружинин А.В. 190 Дубинчук В.Т. 246. 253. 330 Дунин-Барковская Э.А. 163 Евстигнеева Т.Л. 168. 291 Ежов А. А. 270 Ежов С.В. 173 Елень С. 178. 184 Еремин Н.И. 71 Зарайский Г.П. 31 Зотов И.А. 232 Иньков В.Н. 261 Карелина Е.В. 190 Каширцева Г.А. 116, 136 Коваленкер В.А. 178, 184, 195 Коваленко С.А. 261 Кокорин А.М. 200 Кокорина Д.К. 200 Конеев Р.И. 202 Кононкова Н.Н. 111 Копорулина Е.В. 324 Коростелев П.Г. 200 Котельников А.Р. Котельникова З.А. 206 Краснов А.Н. 211 Криволуцкая Н.А. 111 Крылова Т.Л. 215, 286 Кряжев С.Г. 139, 220, 276 Крячко В.В. 144 Кузнецова Т.П. 225 Кузьмин Д.В. 111 Кузьмина А.С. 157 Лазаренков В.Г. 228 Левченко Е.Н. 121. 253 Лоренц Д.А. 20 Магазина Л.О. 71 Маракушев А.А. 232 Мартынова Т.А. 237 Материкова А.М. 106 Мельников Ф. П. 270 Мозгова Н.Н. 240, 324 Мохов А.В. 71, 282, 286, 291, 324 Наркисова В.В. 157 Некрасов А.Н. 119 Ожогин Д.О. 246, 330 Ожогина Е.Г. 312 Озерова Н.А. 248 Орлова Н.И. 246

Панеях Н.А. 232 Патык-Кара Н.Г. 253 Плотинская О.Ю. 20. 257 Поваренных М.Ю. 261 Портнов А.М. 265 Прокофьев В.Ю. 86, 92, 211, 270, 275 Путивцева Н.В. 237 Раздолина Н.В. 61 Рассулов В.А. 106, 261 Родионов Н.В. 340 Русинов В.Л. 276 Русинова О.В. 276 Рыжкова С.О. 228 Сагалевич А.М. 61 Сандомирская С.М. 184 Сафонов Ю. Г. 275 Селектор С. Л. 270 Сергеев С.А. 340 Сергеева Н.Е. 15 Середа Е.В. 286 Середин В.В. 282 Сидоров А. А. 86 Служеникин С.Ф. 286, 291 Смирнова Н.Л. 295

Смольянинова В.Н. 301 Соколов С.В. 306 Ставрова О.О. 61 Султанов Д.М. 119 Суханов М.К. 301 Сычева Н.А. 312 Тагиров Б.Р. 316 Таловина И.В. 228 Тарханов Г.В. 157 Трубкин Н. В. 111, 168, 270, 319 Уголков В.Л. 228 Филимонова Л. Г. 319 Чаплыгин И.В. 324 Черников А.А. 330 Чернышев И.В. 335 Чистякова Н.И. 330 Чугаев А.В. 335 Шишакова Л.Н. 71 Школьник Е.М. 184 Шувалова Ю.Н. 246 Щегольков Ю.В. 276 Юдовская М.А. 144, 340 Lhomme T. 215