

Секция 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Д.Е. Андреев

Научные руководители доцент А.А. Поцелуев, доцент Ю.С. Ананьев

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Актуальность работы связана с тем, что во всем мире отмечается тенденция истощения запасов полезных ископаемых, залегающих на незначительных глубинах. Это определяет значительное увеличение глубин и соответственно удорожание геологоразведочных работ. Высокая информативность и относительно низкая стоимость космометодов позволяет, в случае их применения, повысить эффективность геологоразведочных работ, а в ряде случаев получить ощутимый экономический эффект [5]. Рудный Алтай относится к уникальной колчеданно-полиметаллической провинции. Активная эксплуатация месторождений ведется уже более 200 лет. Преобладающие запасы суммы свинца, цинка и меди сконцентрированы в четырех главных рудных районах – Лениногорском, Зыряновском, Иртышском, Орловско-Золотушинском [4].

В пределах Зыряновского рудного района известны собственно Зыряновское месторождение (отработано), Малеевское и Греховское (отрабатываются). Достигнутый в настоящее время уровень добычи свинцово-цинковых руд обеспечен разведанными запасами не более чем на 10 лет. Вместе с тем, потенциальные ресурсы района оцениваются весьма высоко. Достаточно указать на то, что в районе известно несколько десятков проявлений рудной минерализации, которые не получили однозначной оценки. Например, Малеевское рудопроявление было известно с 1810 г. и только в 1981 г., после начала разведочных работ, стало ясно, что это крупное месторождение. Проведение космогеологических исследований позволяет выделить ряд дополнительных факторов рудоконтроля.

Как было показано ранее [2, 3] важнейшими факторами, контролирующими размещение и формирование полиметаллических месторождений в Рудном Алтае, являются:

– стратиграфо-литологические выражаются в приуроченности оруденения к определенным литологическим разностям вулканогенно-осадочных образований среднего и отчасти верхнего девона. От общего количества известных в настоящее время месторождений медной и полиметаллической минерализации, зафиксированных на территории описываемого района, 64% расположено среди вулканогенно-осадочных пород, почти исключительно этого возрастного диапазона. Важно также отметить уменьшение интенсивности и масштаба проявления полиметаллического оруденения, морфологических типов полиметаллического оруденения в направлении от низов к верхам стратиграфического разреза среднего палеозоя на территории Зыряновского района;

– магматические факторы выражаются в совпадении ориентировки меридиональной полосы гранитоидов и Ревнюшинской полиметаллической зоны. Отчетливо устанавливается тесная пространственная связь полиметаллической и медноколчеданной минерализации с массивами и дайковыми образованиями, отнесенными к саурскому интрузивному комплексу, сформировавшему предположительно в конце нижнего или в начале среднего карбона [2]. В бассейне р. Щербухи полиметаллическое оруденение всюду и не выходит за пределы сохранившихся интрузий саурского комплекса, которые представлены габбро-диоритами. Таким образом, интрузивные массивы и дайковые породы, предположительно относимые к саурскому интрузивному комплексу, могут рассматриваться как один из поисковых признаков жильного и трещинно-метасоматического типа полиметаллического оруденения;

– структурные факторы. При общем линейном размещении оруденения отчетливо выступает узловое распределение полей проявления полиметаллической минерализации в пределах каждой из линейных зон. Следовательно, по своему характеру, размещение полиметаллических месторождений и рудопроявлений можно было бы называть линейно-узловым, где важное рудоконтролирующее значение имеют совмещенные радиально-концентрические структуры [4].

В подавляющем большинстве случаев полиметаллическое оруденение локализуется в пределах положительных, второстепенных по масштабу, складчатых структур. Они развивались на фоне более крупных антиклиналей и реже синклиналей, а также более мелких зон интенсивного расщепления, смятия и разломов, пространственно и, возможно, генетически (в смысле механизма и времени образования) тесно связанных со складками более высоких порядков.

Особая роль в локализации рудных месторождений принадлежит субширотным линеаментам [3, 4]. Они протягиваются более чем на тысячу километров от юго-западного края Сибирской платформы на востоке и по меньшей мере до Чингиз-Тарбагатайской зоны на западе. Сопряжения субширотных с продольными северо-западными глубинными разломами контролировали центры наиболее глубинной и продолжительной магматической активности. Небольшие месторождения удалены от центра этих узлов и находятся на их периферии. Все месторождения района локализируются в субширотной полосе шириной до 15 км, в местах пересечения ее разломами северо-западного простирания.

Нами на примере Рудного Алтая показаны возможности и высокая информативность использования данных космосъемок [1]. Получены новые данные о положении крупных полиметаллических месторождений в космогеологических структурах. Эти данные и результаты исследования автора используются в данной работе. Проведенные работы по дешифрированию исходного материала по территории Зыряновского горнорудного района Рудного Алтая, а именно мультиспектральных космических снимков Landsat – ЕТМ (7 спектральных диапазонов), позволили выявить объекты линейной, дуговой и кольцевой морфологии, а также элементы геологического строения – границы интрузивных тел, полосчатость (слоистость) метаморфических и осадочных пород. Анализ плотностей показал, что месторождения «цинковой» специализации (Малеевское) располагаются в пределах 20 км от центров крупных кольцевых структур (диаметром более 100 км). Объекты со «свинцовой» доминантой отстоят от центров данных

структур на расстоянии 40...50 км. Все месторождения изучаемой территории оказались связанными с массивами центров малых кольцевых структур диаметром менее 20 км и находятся в пределах их трехкилометровой зоны. При этом, для «цинковых» объектов максимумы плотностей распределения центров малых (диаметром менее 30 км) и крупных (диаметром более 100 км) кольцевых структур совпадают, а для «свинцовых» они расходятся. В результате дешифрирования космоснимков и анализа ориентировки и плотности развития линейных, кольцевых структур в качестве основных космогеологических структур на территории Зырянского рудного района выделены – Северо-восточная зона смятия, Южная шовная зона, Зырянский блок, Южный блок, Меридиональные зоны повышенной линейаризации, Северо-восточные зоны повышенной линейаризации.

Северо-восточная зона смятия имеет четкие границы, которые подчеркиваются рельефом. Юго-западная граница зоны характеризуется ступенчатым строением. Отчетливо просматриваются перемещения блоков зоны. Северо-восточная граница зоны проведена достаточно условно.

Южная шовная зона ограничена линейными структурами северо-западного простирания. Ширина южной шовной зоны в пределах Зырянского блока варьирует от 18 км на севере до 8 км на юге Зырянского блока. По морфологии южная шовная зона смотрится как грабенообразная структура. На современном уровне эрозионного среза зона сложена преимущественно породами девонского и каменноугольного возрастов.

Зырянский блок имеет форму треугольника, все три стороны которого представлены хорошо выраженными тектоническими структурами. Северо-восточная граница представлена северо-восточной зоной смятия. Юго-западная граница определяется южной шовной зоной. Северо-западная граница Зырянского блока определяет линейный северо-восточного простирания, который интерпретируется как разрывное нарушение.

Южный блок также имеет треугольную форму и ограничен с северо-востока – южной шовной зоной, с юга – нарымской зоной надвига, с юго-запада – иртышской зоной смятия. В геологическом строении блока принимают участие осадочные породы девона и карбона, магматические породы различных комплексов.

Выделено 4 меридиональные зоны повышенной линейаризации, включающие западную, главную, 1 восточную, 2 восточную зоны. Западная меридиональная зона повышенной линейаризации контролирует размещение Парыгинского месторождения. В северном своем окончании в пределах Зырянского блока зона имеет ширину около 12 км, а в южном – около 4 км. В геологическом отношении в пределах зоны располагаются преимущественно интрузии калбинского комплекса. Главная меридиональная зона повышенной линейаризации контролирует основные рудные объекты Зырянского блока – Малеевское, Зырянское, Греховское, Мамонтовское, Путинцевское, Осочихинское, Майское, Белоглинское, Богатыревское. В пределах зоны на дневную поверхность выходят практически все стратиграфические подразделения, выделяемые в районе, а так же интрузивные тела ларихинского и в южной части калбинского комплексов.

Таким образом, геологическая интерпретация материалов дешифрирования космоснимков Landsat, позволила установить основные факторы локализации полиметаллического оруденения Зырянского района:

- крупные кольцевые структуры диаметром до 100 км и более. Месторождения располагаются в 25...40 км от их центров;
- малые кольцевые структуры диаметром не более 20 км. Месторождения располагаются в 1...3 км от их центров;
- узлы пересечения Северо-Восточной и Центральной зон смятия с субширотными структурами Северной и Южной зон.

Литература

1. Житков В.Г., Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Кузнецов А.С. Позиция крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая в космогеологических структурах / Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005, с. 391-396.
1. Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения. — В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая/Под ред. академика К.И. Сатпаева.- М., Изд-во по геологии и охране недр, 1957, с. 211—362.
2. Каюпов А.К., Марьин А.М., Мыслик А.М., Бельский Г.В., Иванов Н.Б., Кожемяко М.Н., Кузьмина Г.Н., Юдовский А.Г., Юдовская Н.В., Шулика В.А., Шуликовский А.В. Закономерности размещения и особенности формирования полиметаллических месторождений в Зырянском рудном районе. — В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.-Алма-Ата., Наука КазССР, 1977. с. 129-141.
3. Попов В.В. Региональные палеотектонические факторы образования крупных полиметаллических месторождений рудного Алтая//Геология рудных месторождений, 1998, том 40, № 4. с. 370-378.
4. Поцелуев А.А., Архангельский В.В. Дистанционные методы исследования окружающей среды. Учебное пособие для вузов. – Томск: STT, 2001. - 184 с.
5. Томсон И.И., Полякова И.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов//Отечественная геология, 1994, № 11-12. с. 24-30.

МЕТАЛЛЫ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ КАЛГУТИНСКОГО КОМПЛЕКСНОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д.И. Бабкин

Научный руководитель доцент А.А. Поцелуев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Калгутинское месторождение является представителем месторождений молибден-редкометалльно-вольфрамовой рудной формации. В процессе комплексной оценки месторождения изучены уровни накопления и характер распределения благородных металлов и выявлены в составе руд новые, ранее неизвестные на месторождении минералы: графит, павонит, гладит, линдстрёмит, тетрадимит, Vi-теннантит. В составе руд Калгутинского месторождения помимо основных рудных элементов (W, Mo, Cu, Be, Vi), отмечаются высокие содержания Au, Ag, Pt, Pd, Os, Rh [1]. Весьма интересным является присутствие в рудных жилах месторождения графита [2]. В зернах графита установлены высокие концентрации многих металлов – Au, Ag, Hg, Te, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Fe, S. Необходимо подчеркнуть, что Cu, Bi и S являются основными компонентами руд, где они характеризуются подобными концентрациями, а содержания остальных элементов (кроме Fe) в графите на 1–2 порядка и более (особенно Au, Ag) превосходят их концентрации в рудах [2]. На месторождении выявлена контрастная зональность в распределении большого числа химических элементов, в том числе основных промышленных и благородных металлов [3]. В результате изучения газовой флюидности включений в кварце рудоносных образований выявлены – H₂O, CO₂, CO, H₂, а также предельные (CH₄, C₂H₆, C₃H₈, C₄H₁₀, C₅H₁₂, C₆H₁₄) и непредельные (C₂H₂, C₂H₄) углеводороды [4]. Определен температурный режим формирования оруденения, который составляет 290...340°C. Рудоносные образования месторождения контрастно отличаются по общему содержанию газов. Выявлены общие закономерности и зональный характер распределения компонентов включений. С глубиной уменьшается содержание H₂O и CO₂, но увеличивается содержание CO, H₂ и углеводородов, при этом с глубиной возрастает концентрация углекислоты и углеводородов в составе флюида. Установлено закономерное формирование графита за счет «выхода» углерода из флюида [4]. Таким образом, получен огромный разноплановый материал по данному месторождению.

В данном сообщении приводятся результаты специальных исследований по изучению металлов в составе флюидных включений кварца Калгутинского месторождения, которые позволяют раскрыть причины и способы концентрирования рудогенных и благородных металлов в процессе эволюции флюидной системы.

Аналогичные исследования проводились с мономинеральными фракциями кварца различных пегматитовых (Nb-Ta, TR) месторождений Норвегии и Намибии [7], золоторудных месторождений Сибири – Зун-Холбинского, Беркульского, Гавриловского, Салаирского [5, 6].

Определение химического состава флюидных включений (ФВ) Калгутинского месторождения в монофракциях кварца размером 0,5±0,25 мм. проводилось в лабораториях термобарогеохимии (зав. лабораторией Томиленко А.А.) Института минералогии и петрографии ОИГГиМС СО РАН (г. Новосибирск) и изотопной лаборатории ЦНИГРИ (зав. лабораторией Прокофьев В.Ю., г. Москва).

Было проанализировано 13 образцов из различных рудоносных образований (жила 87 и 69-70, Мо-шток-1). В законсервированном флюиде определялось 37 химических элементов. В настоящей работе обсуждается содержание основных рудных и благородных элементов во флюиде (Cu, Mo, W, Ru, Rh, Re, Ag, Au, Os, Ir, Pt). Кроме этих компонентов в составе флюида отмечаются высокие концентрации значительного числа других элементов – Cr (682 мг/кг, здесь и далее указаны максимальные содержания элементов на 1 кг флюида), Cs (601), Rb (525), Ba (142), Ce (91), Nd (63), Th (64), La (35), U (30).

По содержанию во флюиде выделяется несколько групп элементов: первая – это основные рудные элементы, содержание которых во флюиде составляет n*100 мг/кг (Cu, Mo, W), вторая – содержание n*10 мг/кг (Ag), третья группа – содержание не превышает n*0,1 мг/кг (Ru, Rh, Pd, Os, Au). Результаты приведены в табл.

Основным промышленно значимым компонентом на месторождении является W. Его содержание во флюиде при переходе от верхнего к среднему горизонту в жиле 87 увеличивается почти в 3 раза, но уже к нижнему горизонту его содержание во флюиде слегка снижается (в 1,2 раза). В самой жиле его содержание на среднем горизонте уменьшается (по сравнению с верхним) почти в 5 раз, но при переходе к нижнему горизонту увеличивается в 3,5 раза. Таким образом, наблюдается обратная картина поведения элемента в жиле и во флюиде формировавшем эту рудную жилу, но она более контрастно выражена в основной промышленной рудной жиле. В Мо-штоке с глубиной также происходит снижение содержания вольфрама во флюиде в 4 раза. В жиле 69...70 концентрация его с глубиной снижается незначительно.

Вторым по значимости элементом является Mo. Его содержание во флюиде с глубиной незначительно уменьшается. В жиле наблюдается обратная картина, то есть концентрация Mo с глубиной растет. В Мо-штоке и жиле 69...70 концентрация Mo во флюиде с глубиной растет. Из анализа этих данных можно прогнозировать увеличение содержания молибдена с глубиной в 87 жиле.

Попутным ценным элементом в составе руд месторождения является Ag. И в жиле и во флюиде его концентрация от верхнего к среднему горизонту увеличивается (во флюиде в 1,5 раза; в жиле в 23 раза). От среднего к нижнему горизонту концентрация его уменьшается (~ в 3 и 1,5 раза).

Содержание Pt и Ir во флюиде ниже предела обнаружения данного метода (ICP-MS).

По характеру распределения Pd в 87 жиле и во флюиде можно предполагать резкое увеличение содержания этого элемента с глубиной. Возможно, это связано с наличием микровключений собственных минералов в молибдените.

Изученные рудоносные образования месторождения характеризуются определенной геохимической специализацией флюидов (табл.): жила 87 – Cu, W, Rh, Os; молибденовый шток – Au, Ag, Pd; жила 69...70 – Mo, Re, Ru.

Полученные нами данные в какой-то степени согласуются с результатами изучения других месторождений. Так, в водных вытяжках флюидных включений золоторудного Зун-Холбинского месторождения содержание металлов составляет: Cu – 28, Mo – 7, Ag – 25 мг/кг [5]. По Калгутинскому месторождению содержание этих элементов составляет – Cu (от 286 до 4002 мг/кг), Mo (от 12 до 940 мг/кг), Ag (от 1,2 до 26,7 мг/кг). В целом эти данные согласуются друг с другом. Основное отличие связано с тем, что у сравниваемых месторождений разная геохимическая специализация.

Анализ нормированной кривой также подчеркивает разделение этих элементов на 3 группы. Повышенным КК выделяются основные рудные элементы месторождения: Cu и W (КК до 40). С глубиной уменьшается содержание воды и углекислоты, но увеличивается C_2H_4 (~ в 2 раза).

Таблица

Содержание элементов во флюидных включениях

Рудоносные образования (кол-во проб)		Cu	Mo	W	Ru	Rh	Pd	Ag	Re	Os	Au	H ₂ O	H ₂ O+ газы
Жила 87	Горизонт 20 (3)	2261	344	157	0,015	0,027	0,089	2,5	0,013	0,011	0,032	1280	1400
	Горизонт 19 (3)	4002	257	551	0,023	0,056	0,109	4,2	0,023	0,035	0,056	950	1050
	Горизонт 18 (3)	286	183	422	0,014	0,011	0,016	1,2	0,019	0,031	0,030	970	1110
	Вся жила (9)	2183	261	377	0,018	0,031	0,071	2,7	0,019	0,026	0,039	1030	1150
Мо-шток	Горизонт 19 (1)	782	12	303	0,015	0,015	0,085	21,6	0,008	0,008	0,146	1650	1760
	Горизонт 18 (1)	1485	267	73	0,018	0,018	0,100	26,7	0,027	0,009	0,018	1420	1540
	Весь шток (2)	1133	140	188	0,017	0,017	0,092	24,2	0,017	0,008	0,082	1500	1630
Жила 69...70	Горизонт 19 (1)	1115	299	65	0,015	0,015	0,038	1,8	0,062	0,015	0,023	1300	1360
	Горизонт 18 (1)	927	940	47	0,025	0,013	0,025	2,5	0,031	0,006	0,069	1000	1080
	Вся жила (2)	1021	620	56	0,020	0,014	0,032	2,2	0,046	0,011	0,046	1150	1220

Примечание: содержание элементов дано в мг/кг флюида, H₂O и H₂O+газы в мг/кг кварца.

В кварце начальной стадии минерализации с глубиной во флюидных включениях снижается содержание NaCl (с 1,7 до 1,4 мас. %). Общая минерализация флюидного раствора увеличивается к среднему горизонту, а затем снижается к нижнему.

Основные выводы:

– содержание основных промышленно ценных и благородных металлов в составе флюидных включений составляет (мг/кг): Cu (286-4002), Mo (12-940), W (47-551), Ru (0,014-0,025), Rh (0,011-0,056), Re (0,008-0,062), Ag (1,2-26,7), Au (0,023-0,146), Os (0,006-0,035);

– рудоносные образования месторождения отличаются по составу металлов во флюиде: жила 87 характеризуется максимальным содержанием Cu, W, Rh, Os; Мо-шток - Au, Ag, Pd; жила 69...70 - Mo, Re, Ru;

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Университеты России (№ УР 09.01.045) и РФФИ (проект 05-05-64356).

Литература

1. Поцелуев А.А., Котегов В.И., Рихванов Л.П. и др. Благородные металлы в Калгутинском редкометалльном месторождении (Горный Алтай) // Известия Томского политехнического университета, 2004. Т. 307. № 5. С. 36-42.
2. Поцелуев А.А., Котегов В.И., Акимцев В.А. Графиты Калгутинского редкометалльного грейзенового месторождения (Горный Алтай) // Доклады РАН, 2004. Т. 399. № 2. С. 1-4.
3. Поцелуев А.А., Котегов В.И. Зональность и закономерности в соотношении содержаний химических элементов в жилах и околожилных грейзенах (Калгутинское месторождение) // Известия Вузов: Геология и разведка, 2002, № 4. С. 59-66.
4. Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. Состав и закономерности распределения газов в кварцах Калгутинского редкометалльного месторождения // Известия Томского политехнического университета - ТПУ, 2005, №2, с. 36-42.
5. Прокофьев В.Ю., Гребенщикова В.И., Коваленкер В.А., Жукова Т.Б., Самсонова Е.А. Условия формирования пород, руд и состав рудообразующих флюидов Зун-Холбинского золоторудного месторождения с платиновой минерализацией (Бурятия, Россия) // Материалы Всероссийского Симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». – М.:ООО «Связь-Принт», 2002.-С.71-74.
6. Рослякова Н.В., Борисенко А.С., Осоргин Н.Ю. и др. Металлы во флюидных включениях золоторудных месторождений // Геохимия рудообразующих систем и металлогенетический анализ, Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1989. С. 165-215.
7. Jens Gotze, Michael Plotze, Torsten Graupner, Dieter Klaus Hallbauer, and Colin J. Bray: «Trace element incorporation into quartz: A combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography», Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 68, No. 18, pp. 3741-3759, 2004.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТОВ КАЛГУТИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.П. Баталов, Д.И. Бабкин

Научные руководители доцент А.А. Поцелуев, старший научный сотрудник А.Я. Пшеничкин
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Калгутинское месторождение относится к молибден-редкометалльно-вольфрамовой рудной формации, которое с небольшими перерывами активно изучается с 30-ых г.г. XX столетия. В последние годы начата его отработка. В процессе комплексной оценки в рудах месторождения выявлены благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd, Os, Rh) и новые, ранее не известные, минералы: павонит, гладит, линдстремит, тетрадимит, Вi-теннантит [1, 2].

На месторождении установлена контрастная вертикальная геохимическая зональность, которая в наиболее изученной рудной жиле № 87 представлена следующим рядом основных рудных и попутных ценных компонентов (сверху в низ) – Cu, Bi, – Au, Pt, Ag, – W, Be, Pd, Mo. Содержание халькофильных элементов в изученном интервале с глубиной уменьшается, но по данным единичных оценочных скважин ниже исследованных горизонтов отмечаются мощные зоны сульфидизации. На основании минералогических исследований отмечается наложение более поздней сульфидной минерализации на раннюю редкометалльную [3].

Изучение газво-жидких включений в кварце месторождения показало присутствие в их составе H₂O, CO₂, CO, H₂ и широкого спектра углеводородов. Исследования показали, что оруденение формировалось при температурах 290-340 °С. С глубиной уменьшается содержание H₂O и CO₂ и увеличивается содержание CO, H₂ и углеводородов. Установлено закономерное образование графита за счет «выхода» углерода из флюида. Все это указывает на то, что основным источником металлов при формировании оруденения явились глубинные восстановленные флюиды [4].

В связи с проявлением на Калгутинском месторождении масштабной сульфидной минерализации были проведены исследования типоморфных особенностей пирита, как основного сквозного минерала. Эти исследования позволяют получить более полную информацию о генезисе и перспективах месторождения.

Помимо получения новой информации об условиях формирования месторождения, данные исследования позволяют выработать критерии оценки уровня эрозионного среза и, соответственно, оценки перспектив рудоносности жил на глубину и фланги. Выбор в качестве исследуемого минерала пирита определялся тем, что, как было показано исследованиями [5, 6, 7], это сквозной и наиболее информативный минерал. К типоморфным свойствам пирита относятся его кристалломорфология, состав элементов-примесей и термоэлектрические свойства.

Изучение типоморфных свойств пирита проведено по трем горизонтам сверху вниз: 20, 19, 18 жилы № 87. Изучение кристалломорфологии пирита проводилось по методике, разработанной А.Я. Пшеничкиным [7]. Содержание пирита в рудном теле невысокое. Кристаллы пирита образованы тремя формами: {100}, {210}, {111}. В зависимости от количества простых форм, входящих в комбинации, и от развитости граней выделено шесть морфологических типов кристаллов (МТК) пирита (табл. 1, рис.). Наиболее часто встречаются кристаллы 1-го и 3-го морфологических типов. Грани {210} и, особенно {111}, развиты слабо и встречаются в комбинациях не все.

Таблица 1

Кристалломорфология и термо-эдс пиритов рудной жилы № 87

горизонт	Частота встречаемости, %												ТЭДС, мВ			
	МТК						граней			габитусов			n	от	до	X
	1	2	3	4	5	6	100	210	111	К	КПД	КО				
20	15	-	54	-	8	28	100	85	8	72	28	-	88	-45	-56	-48
19	30	12	28	27	3	-	100	70	42	97	-	3	105	-44	-54	-49
18	36	6	36	18	2	2	100	64	26	96	2	2	123	-52	-57	-55

Примечание: К – кубический; КПД – куб-пентагондодекаэдрический; КО – куб-октаэдрический.

Проведенные исследования показывают, что в рудном теле преобладают пириты кубического габитуса, много меньше – куб-пентагондодекаэдрического и малая их часть приходится на куб-октаэдрический габитус. Процент граней куба в комбинациях кристаллов с глубиной не меняется, но наблюдается закономерное уменьшение с глубиной количества кристаллов, в комбинации которых входит грань пентагондодекаэдра. Максимальное количество с гранью октаэдра в комбинациях приходится на центральные части жилы. Количество и разнообразие морфологических типов кристаллов пирита увеличивается с глубиной жилы.

Необходимо отметить, что внутреннее строение пирита довольно плотное, характерно наличие раковистого излома. Часто встречаются неправильные, искаженные кристаллы псевдоромбоэдрического облика, с округленными, как бы оплавленными, корродированными гранями. Пириты нередко имеют блоковое строение, на более крупных кристаллах отмечаются субиндивиды. Штриховка на гранях {100} и {210} комбинационная незакономерная или послышная штриховка роста.

Измерение термо-эдс пиритов проводилось на установке, разработанной А.Я. Пшеничкиным [6], позволяющей изучать зерна размером 0,25...0,5 мм. Пириты Калгутинского месторождения обладают только электронным типом проводимости. Средние значения термо-эдс изменяются в пределах от -44 до -57 мВ. Наблюдается закономерное увеличение значений термо-эдс пирита в рудной жиле с глубиной (табл. 1). На величину и знак термо-эдс пирита влияет, по-видимому, повышенные концентрации кобальта, изоморфно входящего в структуру минерала (табл. 2).

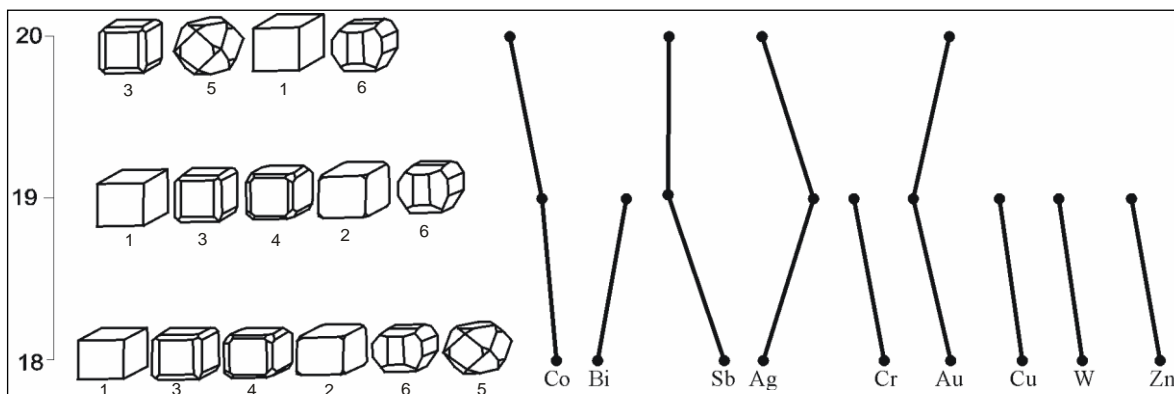


Рис. Изменение кристалломорфологии и элементов-примесей пиритов с глубиной в жиле № 87

Содержание элементов-примесей в пирите изучалось спектральным (Bi, Cu, W, Zn) и нейтронно-активационным (Co, Sb, Ag, Cr, Au) анализами из навесок 1 г и 0,1 г соответственно (табл. 2).

Для пиритов рудной жилы №87 Калгутинского месторождения характерен специфический комплекс элементов-примесей: Co, Bi, Sb, Ag, Cr, Au, Cu, W, Zn, который можно подразделить по величине кларка концентрации (КК) на три группы: элементы с КК более 1000 - Co, Bi, Sb; элементы с КК от 100 до 1000 - Au, Ag, Cr; элементы с КК менее 100 - Cu, W, Zn. Наблюдается закономерное увеличение с глубиной в пиритах содержания Co, Cr, Cu, W, Zn. На горизонте 19, где рудное тело характеризуется наибольшей мощностью и максимальным содержанием сульфидной серы в рядовых пробах, отмечается увеличение концентрации в пирите Bi, Ag и уменьшение - Sb, Au.

Таблица 2

Кларки концентраций (КК) элементов-примесей в пиритах жилы №87

Горизонт/Элемент	Co	Bi	Sb	Ag	Cr	Au	Cu	W	Zn
Горизонт 20	34150	н.о.	50	104	Н.о.	111	н.о.	н.о.	н.о.
Горизонт 19	48120	5900	38	267	51	83	6	5	11
Горизонт 18	53900	1570	1420	108	204	111	12	10	71
Среднее по жиле	46070	3340	390	187	77	97	6	5	23

Примечание: - КК рассчитаны по среднему содержанию в земной коре (Тейлор, 1987);

- н.о. – содержание элемента не определялось.

Таким образом, проведенное изучение типоморфных особенностей пиритов Калгутинского редкометалльного месторождения показало, что свойства минерала (кристалломорфология, термо-эдс, элементы-примеси) имеют тенденцию к изменению в основной промышленной рудной жиле с глубиной, что можно использовать для оценки уровня эрозионного среза новых выявляемых рудных жил и определения их перспектив на глубину.

Литература

1. Поцелуев А.А., Котегов В.И., Рихванов Л.П. и др. благородные металлы в Калгутинском редкометалльном месторождении (Горный Алтай) // Известия Томского политехнического университета, 2004.-Т.-307.-№ 5.-С. 36–42.
2. Поцелуев А.А., Котегов В.И., Акимцев В.А. Графиты Калгутинского редкометалльного грейзенового месторождения (Горный Алтай) // Доклады РАН, 2004.-Т.-399.-№ 2.-С. 1-4.
3. Поцелуев А.А., Котегов В.И. Зональность и закономерности в соотношении содержаний химических элементов в жилах и околожилных грейзенах (Калгутинское месторождение) // Известия Вузов: Геология и разведка, 2002,-№ 4.-С. 59-66.
4. Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. Состав и закономерности распределения газов в кварцах Калгутинского редкометалльного месторождения // Известия Томского политехнического университета – 2005.-Т.308.-№2.-С. 36–42.
5. Полева Т.В., Сазонов А.М., Пшеничкин А.Я. Особенности распределения кристалломорфологии и состава пирита золоторудного месторождения Благодатное // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Материалы Всероссийской научной конференции, Томск: ЦНТИ, 2005.–Т.2.–С. 282–288.
6. Пшеничкин А.Я., Ананьев Ю.С. Типоморфные особенности и поисковое значение пиритов и арсенопиритов золоторудных месторождений черносланцевых толщ // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Труды Всероссийской научной конференции. Томск: Изд-во ТГУ, 2005.–С. 129–136.
7. Коробейников А. Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я. и др. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). Москва: Изд-во ЦНИИГРИ, 1993.–С. 213.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ

(НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕМАРХИНСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ)

А.А. Кондратьев

Научный руководитель заведующий лабораторией Н.И. Горев
Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

В данной работе рассматривается тектоника и палеотектоника Среднемархинского алмазоносного района, расположенного в междуречье р Марха и р. Тюнг (левые притоки р. Вилюй).

Актуальность палеотектонических реконструкций обуславливается среднепалеозойским возрастом кимберлитового магматизма в Среднемархинском районе и, как следствие, необходимостью выделения тектонических элементов, синхронных ему по времени. Возможности палеотектонических исследований в рассматриваемом регионе весьма ограничены, и выделение среди многочисленных дизъюнктивных и пликативных нарушений осадочного чехла, структур среднепалеозойского возраста задача довольно сложная. Связано это с тем, что деструктивную стадию тектонического развития данного региона, включающую и среднепалеозойский этап, можно охарактеризовать только в довольно широком возрастном диапазоне, заключенном между реально существующими геологическими границами, которыми могут являться: рельеф погребенной поверхности нижнего палеозоя и кровля мархинской свиты верхнего кембрия. Разница между этими поверхностями, изображенная в виде изопакит, представляет собой остаточную (сохранившуюся от размыва) мощность пород нижнего палеозоя, на которой находят отражение все структуры, сформировавшиеся в период от верхнего кембрия и до нижней юры.

Методика составления палеотектонической карты при использовании компьютерных средств проста. Основная нагрузка – изопакиты верхней части кимберлитовмещающего основания представляет собой разность между рельефом нижнего палеозоя и кровлей мархинской свиты. Дизъюнктивная нагрузка аналогична, изображенной на структурно-тектонической карте, поскольку более поздних (постюрских) и более ранних (доверхнекембрийских) разломов, чем анализируемый на палеотектонической карте временной интервал, в «чистом» виде в районе не наблюдается.

Сначала, на основе комплексного использования разнообразной геолого-геофизической информации (по материалам АмГРЭ, БГРЭ, ЯНИГП ЦНИГРИ) составлена структурно-тектоническая карта нижнепалеозойского

кимберлитовмещающего основания, характеризующая тектонику и послужившая основой для проведения дальнейших ретроспективных построений [1]. За опорный горизонт при составлении структурной карты была выбрана кровля мархинской свиты нижнего кембрия.

В структурно-тектоническом плане Среднемархинский алмазоносный район представляет собой моноклиналь, образованную сочленением северо-западного крыла Виллойской синеклизы с юго-восточным бортом Анабарской антеклизы осложненной разломами Виллойско-Мархинской и Среднемархинской зон. Переходная область от Виллойской синеклизы к Анабарской антеклизе, к которой приурочены кимберлитовые тела Накынского поля, представляет собой сложно построенную флексурообразную зону, осложненную многочисленными локальными субизометричными положительными и отрицательными структурами, а также малоамплитудными прогибами субмеридиональной и северо-западной ориентировки, которым часто соответствуют разломы Среднемархинской и Виллойско-Мархинской зон. В тектоническом строении района принимают участие пять структурных ярусов: рифейский, вендско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойско-раннемезозойский и среднемезозойско-кайнозойский. Диапазон абсолютных отметок кровли мархинской свиты изменяется от 500...600 м на севере района до 900...950 м на юго-востоке, составляя в районе локализации кимберлитовых трубок 220...240 м. Положение Накынского тектонического блока, включающего одноименное кимберлитовое поле, определяется областью пересечения юго-западной ветви Среднемархинской структуры с осевой (центральной) частью Виллойско-Мархинской зоны.

Палеотектоника рассматриваемой территории охарактеризована при помощи карты остаточной (сохранившейся от размыва) мощности отложений нижнего палеозоя.

Доморкокинская история платформенного развития связана с образованием в рифее Линденской впадины, занимающей юго-восточную часть района, амплитуда погружения которой составляла порядка 1 км. В венд-среднекембрийское время продолжалось унаследованное развитие региональных структур. В целом, на протяжении указанного времени на фоне общего довольно значительного погружения территории, оцениваемого в 2,3...3 км происходило более интенсивное прогибание (до 5 км) ее юго-восточной части.

Тектонику посттриасовой эпохи характеризует карта современного рельефа нижнепалеозойской поверхности. В предыорское время территория района занимала прибрежно-морскую низменность. Колебания абсолютных отметок рельефа не превышали, по-видимому, первых десятков метров. Такую поверхность условно можно считать структурной. Погружение рассматриваемой территории началось в ранней юре, в связи с формированием Виллойской синеклизы, и продолжалось на протяжении мезозоя. Максимальная амплитуда структуры, судя по мощности юрских отложений, составляла первые сотни метров, достигая 500 м на крайнем юго-востоке района.

В кайнозое, до среднечетвертичного времени, территория представляла собой аллювиальную, а временами зандровую равнину. В позднечетвертичное время она испытала довольно энергичное и значительное по амплитуде (до 200 м) общее воздымание, причем наиболее интенсивный подъем отмечается в ее северо-западной части (до 300...350 м). Здесь были размывты отложения юры и в область денудации вновь выведены породы нижнего палеозоя.

В настоящее время поверхность нижнего палеозоя представляет собой моноклиналь, наклоненную на юго-восток и осложненную небольшими по амплитуде структурными уступами, мысами, пологими эрозионными ложбинами. Разница в абсолютных отметках рельефа нижнего палеозоя между северо-западной и юго-восточной окраинами рассматриваемой территории составляет порядка 650 м. Таким образом, тектонические движения среднепалеозойско-кайнозойской эпохи носили региональный характер, о чем свидетельствует отсутствие в рельефе нижнепалеозойской поверхности контрастных средне- и крупномасштабных структур.

История тектонического развития территории от позднего кембрия (моркокинское время) и до ранней юры, отраженная на палеотектонической карте, содержит сведения о трех тектоно-магматических этапах: нижнепалеозойском, среднепалеозойском и верхнепалеозойско-раннемезозойском.

Тектонику постмархинского времени можно охарактеризовать, в общих чертах, посредством реконструкции нижнепалеозойского разреза, расположенного выше кровли мархинской свиты. Полная мощность моркокинской свиты в районе кимберлитового поля составляет 300...320 м и увеличивается до 440 м в направлении на юго-восток. Разница в мощности верхней части разреза нижнепалеозойских пород между северо-западной и юго-восточной частями района составляла приблизительно 70 %, что обусловлено погружением района на юго-восток, т. е. 30 % приходится на консидерационную составляющую.

Среднепалеозойская эпоха характеризовалась, наряду с общим погружением района на юго-восток, в сторону Ыгыатгинской впадины, довольно интенсивными дифференцированными тектоническими движениями, сопровождаемыми магматической деятельностью.

Верхнепалеозойско-раннемезозойская эпоха, учитывая пограничное положение Среднемархинского района, по отношению к Тунгусскому и Виллойскому бассейнам седиментации, а также его значительную удаленность от активных в тектоническом отношении областей, характеризовалась, вероятнее всего, спокойным тектоническим режимом.

Исходя из вышеизложенного, учитывая плитный характер развития территории на протяжении нижнего палеозоя, отсутствие дифференцированных тектонических движений в верхнем палеозое, судя по смежным районам, основная часть локальных и среднемасштабных структур, отображенных на палеотектонической карте, обязана своему происхождению, по-видимому, среднепалеозойскому этапу тектоно-магматического развития.

Остаточная мощность в пределах Среднемархинского района изменяется от 1000...1150 м в северо-западном борту Виллойской синеклизы до 600 м в пределах Анабарской антеклизы, где она имеет отрицательное значение, поскольку здесь отложения моркокинской свиты полностью размывты и на поверхность выходят отложения мархинской свиты. Разница в величине эрозионного среза составляет порядка 1,7 км, а если учитывать, что 30%, приходится на консидерационную составляющую, около 100 м было денудировано в верхнепалеозойско-кайнозойское время, то амплитуду среднепалеозойского поднятия между северной и южной окраинами района можно оценить приблизительно в 1 км.

Анализ карты остаточной мощности позволяет, прежде всего, выделить Линденскую впадину, характеризующуюся полной мощностью (1150 м) нижнепалеозойских отложений. Это указывает, что на протяжении нижнего палеозоя она находилась в области седиментации. В наложенной на нее Ыгыатгинской впадине распространены образования среднего палеозоя. На продолжении Линденской впадины выделяется крупный блок

шириной порядка 60 км с увеличенной остаточной мощностью нижнепалеозойских пород, соответствующий области пересечения Виллойско-Мархинской и Среднемархинской зон, который отвечает, по мнению автора, Среднемархинскому кимберлитовому району.

Переходная зона, между антеклизой и синеклизой, характеризуется наиболее сложным строением. Здесь, на фоне регионального (общего) уменьшения остаточной мощности в северо-западном направлении, происходит значительное снижение мощности и по простиранию зоны в направлении на северо-восток от 300...500 м до 100...100 м. В пределах переходной зоны отмечаются значительное количество локальных структур с довольно значительными колебаниями (до 50...100 м) мощности. Тектонический блок, соответствующий Накынскому кимберлитовому полю отличается повышенной остаточной мощностью нижнепалеозойских пород, которая колеблется от 340 до 400 м.

Сравнение структурной и палеотектонической карт показывает, что разница между структурными отметками и величиной эрозионного среза в достоверно охарактеризованных точках отличается незначительно и обусловлена постюрским погружением территории на юго-восток, а также конседиментационной составляющей. Анализ этих карт также показывает, что большинство среднемасштабных и локальных структур на структурно-тектонической карте находит отражение и на карте остаточной мощности. Это означает, что все они, вероятнее всего, имеют среднепалеозойский возраст, об этом же свидетельствует и достаточно близкий по конфигурации характер изолиний (структур) на тектонической и палеотектонической картах.

Подводя итог выше сказанному, следует отметить, что: 1) начиная с рифея, в районе происходило унаследованное развитие региональных платформенных структур; 2) большинство среднемасштабных и локальных структур в Средне-Мархинском алмазоносном районе имеет доюрский, вероятнее всего, среднепалеозойский возраст; 3) среднемархинский кимберлитовый район представляет собой тектонический блок с увеличенной остаточной мощностью нижнепалеозойских пород, который приурочен к области пересечения Среднемархинской рифтоподобной структуры с Виллойско-Мархинским тектономагматическим поясом, связанных генетически с Патомско-Виллойским авлакогеном.

Литература

1. Кондратьев А.А., Горев Н.И. Тектоническое строение и история развития Средне-Мархинского алмазоносного района. // Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. – С. 95 – 105.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ВЕДУГИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

П.А. Неволько

Научный руководитель профессор А.С. Борисенко
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Ведугинское месторождение, открытое в 1977 году, расположено в центральной части Енисейского кряжа. Рудная минерализация распространена вдоль тектонической зоны субширотного простирания, приуроченной к шарниру линейной антиклинали. Вмещающими породами являются кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты и кварцевые песчаники верхнего протерозоя. Публикации по объекту крайне немногочисленны и касаются отдельных аспектов вещественного состава руд и вмещающих пород.

В Енисейском кряже развиты золото-кварцевые, золото-сульфидные и золото-сурьмяные месторождения. В последние годы, после открытия уникального Олимпиадинского месторождения, основными объектами поисковых и разведочных работ в регионе являются объекты золото-сульфидного типа, к числу которых относится и Ведугинское месторождение. Оно еще недостаточно изучено и заслуживает внимания как возможный эталонный объект золото-сульфидного оруденения в апосланцевых метасоматитах березитовой формации.

По своему минеральному составу руды месторождения одноклассны, исключение лишь приповерхностной части (30...40° м), где руды окислены. Неокисленные и окисленные руды по своему минеральному составу различаются количеством сульфидов и степенью их окисления. В неокисленных рудах содержание сульфидов колеблется от 2–5 % до 10 %. Сульфиды образуют либо мономинеральные скопления, либо кварц-сульфидные гнезда и прожилки. Среди сульфидов количественно преобладает пирротин, в меньшем количестве распространены пирит и арсенопирит, гораздо реже отмечаются халькопирит, блеклые руды, сфалерит, марказит и антимонит. Главные нерудные минералы: кварц, мусковит, хлорит, карбонаты; из редких – графит.

По минеральному составу на месторождении выделяются 4 типа руд:

- кварцитолиты и кварцито-песчаники с пиритом, пирротинном, арсенопиритом и антимонитом;
- метасоматиты кварцит-серицитолитовые с сульфидной минерализацией;
- серицитолиты с пиритовой, пирротиновой и арсенопиритовой минерализацией;
- сланцы окварцованные, серицитизированные и сульфидизированные [2].

Рудообразование происходило в два этапа: рудный (330...230 градусов) и сурьмяный (170...120 градусов). В раннерудный этап образуются две минеральные ассоциации: золото-арсенопирит-кварцевая (температуры образования 330...280°C) и золото-пирротин-пиритовая (температуры образования 250–230°C). В первую стадию образуются золотоносный арсенопирит, самородное золото первой генерации. Во вторую стадию – пирит, сфалерит, арсенопирит второй генерации, самородное золото второй генерации. В позднерудный этап протекало образование кварц-антимонитовой стадии с отложением самородного золота третьей генерации, тетраэдрита, антимонита, джемсонита, буланжерита, гудмундита, ульманита и ряда других сурьмяных минералов.

Золото в рудах мелкое, макроскопические обособления встречаются исключительно редко. Часть золота химически связано с арсенопиритом (до 1100 г/т). По времени образования выделено три генерации золота, которые также отличны друг от друга по особенностям своего химического состава [3].

Образование руд происходило из слабосолёных растворов в существенно водной системе с преобладанием углекислоты. По данным криометрических исследований состав раствора соответствует системе $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$.

Концентрация солей относительно не большая (это является типичным для месторождений данного типа), примерно, 7–9 масс. %. Только на заключительном сурьяном этапе концентрация растворов достигала 23 мас% NaCl–эквивалента [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

Литература

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава раствора газовой-жидких включения в минералах методом криометрии. // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Москва «Недра». 1982 г. с. 37-47.
2. Кукушкин В.И. Проект на проведение поисков и разведки месторождений рудного золота на ведугинской площади. Красноярск, 2003 г.
3. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж). Руды и металлы, с. 86-97, 1994 г.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРАВОБЕРЕЖНОГО УЧАСТКА МАЙСКО-ЛЕБЕДСКОГО РУДНОГО УЗЛА

П.А. Одинецкий, Т.В. Тимкин

Научный руководитель доцент В.Г. Ворошилов
Томский политехнический университет, Томск, Россия

Актуальность данной работы определяется истощением минерально-сырьевой базы золотодобывающих предприятий Сибири и необходимостью поиска новых месторождений золота. Одними из наиболее эффективных методов поиска новых месторождений являются геохимические методы. Целью нашей работы была попытка выявить геохимическую зональность Правобережного участка Майско–Лебедского рудного узла.

Майско–Лебедской золоторудный узел приурочен к области сочленения салаирско-каледонских и каледонско-герцинских структур Горной Шории, Западного Саяна и Горного Алтая, что обусловило длительную историю его формирования с неоднократными импульсами тектоно-магматической активности и гидротермальной деятельности [1].

В региональном плане рудный узел расположен в пределах Кондомско–Лебедской структурно-формационной зоны, вблизи глубинного разлома, являющегося восточной ветвью Кузнецко–Алатауского структурного шва. На более локальном уровне Майско–Лебедской рудный узел находится в зоне торцового сопряжения двух крупных разломов (Кондомско–Чанышского и Майско–Лебедского) и приурочен к вулcano-тектонической депрессии, осложненной палеовулканическими структурами более высоких порядков и серией дизъюнктивных структур субмеридионального и северо-западного простирания. Основная часть разреза депрессии представлена раннекембрийскими слабодифференцированными вулканитами андезито-базальтового состава и кислыми взрывными фациями вулканитов девона. Подчиненное значение имеют прослои терригенных и карбонатных пород.

Наибольший поисковый интерес представляет район рудопроявления Правобережное, где по данным литогеохимического опробования выявлена аномальная зона мощностью более 150 м. Зона вкост простирания вскрыта горными выработками на протяжении 40 м.

В настоящее время для расшифровки структуры геохимического поля используются, в основном, две группы методов: 1) выделение областей пространства со сходными геохимическими спектрами; 2) выделение устойчивых ассоциаций элементов и анализ их пространственного размещения. Первая группа основана на кластеризации наблюдений, вторая осуществляет классификацию в признаковом пространстве с последующей пространственной геометризацией выделенных ассоциаций.

Сведения о структуре геохимического поля дают также расчетные показатели, основанные на центробежно-центростремительной классификации химических элементов Ю.Г.Щербакова [4, 5]. В.И. Силаевым [3] предложены два показателя, основанных на классификации Ю.Г. Щербакова, которые В.Г. Ворошиловым [2] предложено называть индексами центробежности (ИЦ1 и ИЦ2) и использовать их для анализа структуры геохимического поля. Первый из них (ИЦ1) представляет собой отношение суммы минимально-центробежных элементов к сумме центростремительных элементов, второй (ИЦ2) – отношение суммы центробежных и дефицитно-центробежных элементов к сумме центростремительных и минимально-центробежных.

Дополнительную информацию о зональности аномального геохимического поля дают коэффициенты относительной концентрации родственных элементов (ОК), нормированные по недифференцированным хондритам [5]. Их значения закономерно меняются в процессе эволюции магматических и гидротермально-метасоматических систем различного ранга. Используются коэффициенты ОК Pb:Zn, ОК Ag:Au.

Для выявления структуры геохимического поля также используется такой показатель интенсивности, как энергия рудообразования, предложенный Н.И. Сафроновым, рассчитываемый по формуле:

$$E = \sum(KK * \ln KK),$$

где E – энергия рудообразования; KK – кларки концентрации элементов.

В качестве исходных данных использованы материалы литогеохимического опробования масштаба 1: 5000 по вторичным ореолам рассеяния участка Правобережного, выполненного ООО «Тэтис-Т» (г. Новокузнецк).

Во вторичном геохимическом поле факторным анализом выделяются следующие устойчивые ассоциации главных элементов-индикаторов: 1-я ассоциация, представленная Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, As, Au; 2-я ассоциация, представленная Co, Cr, Ni; и 3-я ассоциация, представленная Li, Ba, Mn, Sr, Mo.

На рисунке показано пространственное размещение выделенных ассоциаций на площади детальной литогеохимической съемки. Отчетливо выделяются три зоны:

- центральная зона, представленная 1-ой ассоциацией (выделяет зону березитизации, характеризующуюся также повышенными значениями энергии рудообразования, пониженными значениями коэффициентов ОК Ag:Au, Pb:Zn, пониженными значениями ИЦ1 и ИЦ2);

- промежуточная, представленная 2-ой ассоциацией (выделяет зону пропилитизации, характеризуется более низкими, чем в центральной зоне, значениями энергии рудообразования, повышенными значениями ИЦ1 и пониженными значениями ИЦ2, повышенными значениями коэффициентов ОК Ag:Au);

- внешняя, представленная 3-ей ассоциацией (элементы, выходящие за пределы рудных зон).

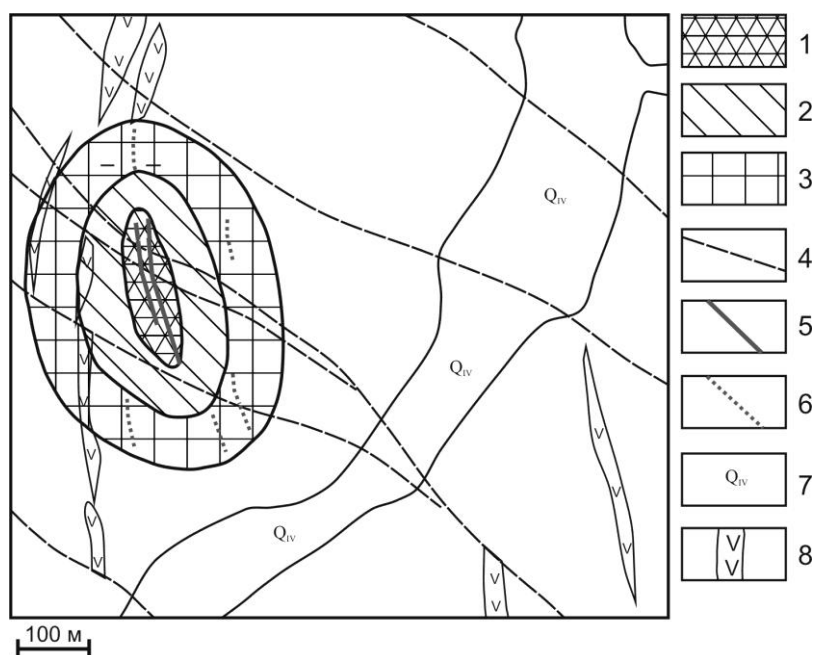


Рис. Структура геохимического поля участка Правобережного: 1) первая ассоциация (Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, As, Au); 2) вторая ассоциация (Co, Cr, Ni); 3) третья ассоциация (Li, Ba, Mn, Sr, Mo); 4) разрывные нарушения; 5) предполагаемые золотоносные зоны, рекомендуемые для постановки поисковых работ: 5) первой очереди; 6) второй очереди; 7) четвертичные отложения речной долины; 8) дайки диоритовых порфириров.

Зона характеризуется минимальными значениями энергии рудообразования, максимальными значениями ИЦЗ и коэффициентов ОК Ag: Au, Pb: Zn.

Таким образом, в западной части Правобережного участка была выявлена концентрически зональная геохимическая структура, которая, по нашему мнению, соответствует гидротермальной системе ранга месторождения. В центральной части и на флангах этой структуры выделяются более локальные субмеридиональные золотоносные зоны, рекомендуемые для поисковых работ первой и второй очереди.

Выполняемые исследования являлись частью хозяйственных работ.

Литература

1. Алабин Л. Б., Калинин Ю. А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. – 250 с.
2. Ворошилов В.Г. Методика выявления структуры аномальных геохимических полей рудных месторождений // Известия Томского политехнического университета, 2004. – Т. – 307. – № 2. – С. 55–61.
3. Силаев В.И. Парадигма глобальной геохимической дифференциации и перспективы минералого-геохимических исследований рудоносности // Геохимия рудообразующих систем и металлогенетический анализ. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 218 с.
4. Щербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. – С. 14–33.
5. Щербаков Ю.Г. Космогеохимическая систематика элементов и металлогенетический анализ // Геохимия золота и редких элементов / Под ред. Ю.Г. Щербакова. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 5–11.

О СООТНОШЕНИИ РАЗНОВРЕМЕННЫХ ЗОЛОТОНОСНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ МАЙСКО-ЛЕБЕДСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий

Научный руководитель доцент В.Г. Ворошилов
Томский политехнический университет, Томск, Россия

Майско-Лебедской золоторудный узел находится на границе Горной Шории и Горного Алтая. Он располагается на стыке 3-х крупных тектонических структур: салаирско-каледонских Горной Шории, каледоно-герцинских Горного Алтая и салаирско-каледонских Западного Саяна, граничащих друг с другом по глубинным разломам [2].

В венд–нижнекембрийское время рассматриваемый район входил в состав Алтае–Кузнецко–Западносаянского вулканоплутонического пояса и на его территории, в условиях вначале примитивной, а затем зрелой островной дуги, сформировалась толща вулканитов среднего-основного состава, дифференциатов толеитового базальтового расплава, с редкими прослоями известняков и песчаников (садринская свита). В пределах рудного узла эти отложения заполняют Каурчакскую палеокальдеру, где их мощность достигает 1000...1200 м. Последовательная дифференциация базальтового расплава привела в итоге к экстракции из него сульфидной жидкости, в результате чего в описываемых вулканитах повсеместно проявлена сингенетичная вкрапленность сульфидов.

В среднем-верхнем кембрии островодужный режим сменился коллизийным, результатом чего явились региональный зеленосланцевый метаморфизм и последующее формирование гранитоидов садринского комплекса (верхний кембрий – нижний ордовик). Их становление путем магматического замещения обусловило привнос эндогенных и перераспределение рассеянных в вулканитах металлов с образованием многоярусных рудно-метасоматических систем с месторождениями комплексного состава (Fe, Cu, Mo, Au).

С девона по палеоген регион развивался в платформенном режиме. Вспышки тектоно-магматической активности связываются в этот период с внутримитным рифтогенезом.

С платформенным этапом развития связано также формирование мощных кор выветривания, от которых в районе сохранились небольшие фрагменты [1].

Соотношение рудной минерализации, метасоматической и геохимической зональности изучалось нами на примере участка Семеновского Майско–Лебедского рудного узла.

На участке широко развиты актинолит–эпидот–хлоритовые пропилиты и сменяющие их во времени образования кислотной стадии. Последние представлены достаточно локальными телами кварц–серицитовых и серицитовых метасоматитов. Во внешней зоне они сопровождаются карбонатизацией и хлоритизацией, что позволяет отнести данные образования к березитовой формации. Жильная минерализация проявлена во внутренних зонах березитов вкрапленностью сульфидов и прожилками кварца, серицита, карбоната с сульфидной минерализацией и золотом. Рудный комплекс минералов представлен пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, золотом, теллуридами висмута и сульфосолями. Объем сульфидной вкрапленности может достигать десятков %, поэтому зоны березитов фиксируются высококонтрастными аномалиями Pb, Zn, As, Cu, Ag, Bi, Au. Отмечается некоторая пространственная разобщенность ассоциаций Pb–Zn–As–Cu–Au и Cu–Ag–Bi–Au.

Девонская активизация сопровождается формированием аргиллизитов, дальнейшим перераспределением золота и элементов спутников, перекристаллизацией сульфидов в березитах. Доля кристаллов пирита с электронным типом проводимости составляет 0 – 30 % в зонах преобладания парагенезиса Pb–Zn–As–Cu–Au, а на участках развития ассоциации Cu–Ag–Bi–Au возрастает до 70...100 %. Здесь же исчезают кристаллы пирита 1-го морфологического типа (чистые кубы) и появляются сложные кристаллы куб–пентагондodeкаэдрического и пентагон–октаэдрического габитусов. Их особенностью является развитие на всех кристаллах грани октаэдра, не встречающейся в участках преобладания свинцово-цинковой минерализации. Все это свидетельствует о пространственном совмещении двух минерализации, сформировавшихся в разных физико-химических условиях.

Исследование рудной минерализации оптическими методами, а также на сканирующем электронном микроскопе и на микроанализаторе показывает следующее.

В составе гидротермальной рудной минерализации участка преобладает пирит, который часто замещается и цементируется арсенопиритом. В участках максимальной интенсивности проявления гидротермального процесса широко развиты также минералы более позднего полиметаллического парагенезиса: галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, теллуриды и сульфосоли. Характерно явное преобладание сурьмы над мышьяком в составе блеклой руды, что позволяет отнести ее к тетраэдриту. Повышенные концентрации сурьмы (до 9 %) отмечаются и в арсенопирите, что свидетельствует в пользу малого эрозионного среза оруденения.

Галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит развиваются в виде прожилков, секущих пирит и арсенопирит, иногда цементируют раздробленные зерна последних, либо нарастают на их грани и ребра. Последовательность выделения минералов этой ступени: сфалерит – халькопирит – галенит – тетраэдрит.

Из теллуридов наиболее распространен теллуровисмутит Bi_2Te_3 , реже встречается цумоит Bi_2Te_2 (рис. 1). Тетрадимит Bi_2Te_2S обнаружен только в скважине 9 на глубине 142 м.

Из сульфосоей Ag–Bi встречен бенжаминит (рис. 2). Принято считать [4], что «незамещенный» бенжаминит имеет состав $Ag_3Bi_7S_{12}$. В природных условиях серебро обычно частично замещено медью, а висмут – свинцом. В нашем случае бенжаминит имеет состав $(Ag_{1.3}Cu_{1.7})(Bi_5Pb_2)S_{12}$.

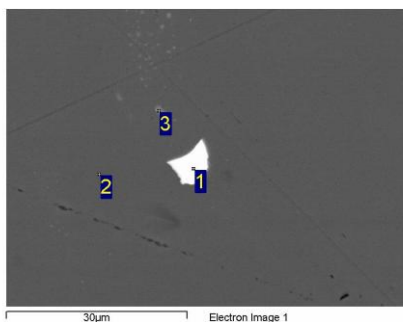


Рис. 1. Цумоит в прожилке кальцита (растровый электронный микроскоп). Скважина 8, образец 8-100. 1 - теллурид висмута (цумоит); 2 - кальцит; 3 – пирит

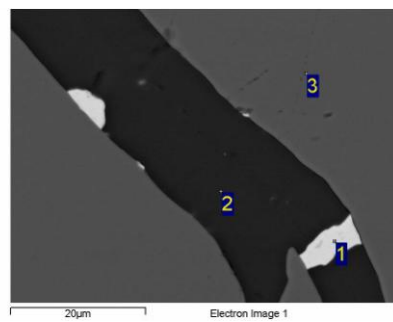


Рис. 2. Зерно бенжаминита в пирите (растровый электронный микроскоп). Скважина 8, образец 8-93. 1 - сульфосоли Bi, Ag, Cu; 2 - пирит; 3 - халькопирит

идентифицированы нами впервые, ранее они в пределах рудного узла не отмечались.

Таблица

Результаты определений цумоита и бенжаминита на микроанализаторе САМЕСА (Аналитический центр ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Нугматулина Е.Н.)

№№ пп	Номер образца	Атомные концентрации элементов в минерале, %										Сумма, %	Определение минерала
		Fe	Си	Zn	As	Bi	Pb	S	Sb	Ag	Te		
1	8/93	5,8	8,1	0,0	0,0	20,9	8,9	50,2	0,0	5,9	0,2	100,0	Бенжаминит (Ag _{1,3} Cu _{1,7})(Bi ₅ Pb ₂)S ₁₂
2	8/93	4,3	8,9	0,0	0,0	21,2	9,4	50,1	0,0	5,8	0,1	100,0	Бенжаминит (Ag _{1,2} Cu _{1,8})(Bi ₅ Pb ₂)S ₁₂
3	8/93	4,4	0,1	0,0	0,0	47,7	0,9	0,5	0,0	1,0	45,3	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
4	8/93	5,1	0,1	0,1	0,0	46,7	0,4	3,7	0,0	0,1	43,9	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
5	8/100	4,3	0,1	0,0	0,0	46,5	1,7	1,6	0,0	2,2	43,7	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
6	8/100	5,3	0,0	0,0	0,0	48,5	0,6	1,3	0,0	0,4	43,8	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
7	8/100	4,2	0,1	0,1	0,0	48,1	1,5	0,9	0,1	0,1	44,9	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
8	8/100	4,5	0,0	0,0	0,0	48,6	1,4	0,9	0,3	0,0	44,2	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
9	9/142	4,9	0,1	0,0	0,0	47,0	0,4	4,2	0,0	0,0	43,4	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
10	9/142	5,1	0,0	0,0	0,0	48,1	0,2	5,2	0,0	0,0	41,4	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂
11	9/158	4,4	0,0	0,0	0,0	46,6	0,0	2,2	0,0	0,0	46,8	100,0	Цумоит Bi ₂ Te ₂

Возрастные соотношения золото-висмут-теллуридного и полиметаллического парагенезисов до сих пор были неясными, поскольку прямых взаимопересечений соответствующих минералов наблюдать никому не удалось. По Н.Ф. Столбовой [3], полиметаллическая минерализация является послерудной, а золотое оруденение связано с более ранней висмут-теллуридной стадией минералообразования. Однако, судя по нашим данным, золото-висмут-теллуридная минерализация сформировалась позже полиметаллической. Эта последовательность, кстати, является обычной для гидротермальных месторождений золота. В изученных нами образцах теллуриды и сульфосоли чаще всего ассоциируют с тетраэдритом, наиболее поздним минералом полиметаллической ассоциации, и практически не встречаются вместе с галенитом. Косвенным образом это тоже указывает на более поздний возраст теллуридов и сульфосолей по сравнению с галенитом.

Таким образом, в пределах изученной площади установлено наличие разновозрастной золотоносной минерализации: золото-свинцово-цинковой каледонского этапа и золото-серебряно-висмутовой этапа девонской активизации. Наиболее золотоносны участки пространственного совмещения этих двух парагенезисов.

Литература

1. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН 1999. – 250 с.
2. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Геологическое строение, магматизм и метаморфизм Горной Шории как одного из типовых регионов Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и минералогии Юга Сибири: Матер. Всеросс. научно-практич. конф. – Новосибирск, 2001. – С. 18–30.
3. Столбова Н.Ф. Рудная минерализация Лебедской скарновой зоны // Известия Томского политехнического института. – 1971. – Т. 217. – С. 178–183.
4. Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете – М.: Недра, 1988. – 504 с.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ: ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ (НА ПРИМЕРЕ БОБРИКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОНБАССА)
М.Н. Шелыхаева

Б
енжаминит и цумоит

Проявление золотого оруденения в геофизических полях определяется сложной структурой парагенетических взаимоотношений, зачастую, кварцево-жильного оруденения и вмещающих метасоматически- изменённых, с вкрапленниками сульфидов во вмещающих породах. Особенности физических полей зон оруденения и вмещающих оруденение пород таковы, что золоторудные поля и собственно золото-кварцевые жилы имеют физические свойства, отличные от вмещающих пород. Кварц-золото-сульфидное оруденение имеет повышенные магнитные свойства, отличается от вмещающих пород по удельному электрическому сопротивлению, плотности, поляризуемости.

1. Структурно-тектоническая приуроченность золотого оруденения.

Золоторудные месторождения представлены большим разнообразием генетических, формационных и структурно-морфологических типов. Они формируются на разных этапах развития крупных элементов земной коры; золотое оруденение образуется в складчатых поясах, в областях завершённой складчатости, в краевых частях платформ и непосредственно в условиях самих платформ, в связи с проявлениями различного магматизма всех металлогенических эпох. Рудораспределяющие и рудоносные элементы имеют различную природу и специфически проявляются в разной геологической обстановке. На характер и форму их развития оказывают существенное влияние тип унаследованных структур, состав пород и такие их свойства, как плотность, пластичность, трещиноватость и т.п. Рудные поля располагаются в крупных золотоносных регионах и концентрируются на узколокальных участках. Оруденение в слабодислоцированных толщах покровных пород платформ приурочивается обычно к отдельным пластам или складкам; в складчатых осадочно-вулканогенных толщах – к складкам, разломам, зонам расщепления и трещиноватости, контактам гранитоидов баталитового типа, телам малых интрузий, дайковым полям и малым интрузиям жильных пород; в молодых активизированных областях – к трубкам вулканических брекчий, жерлам древних вулканов и неккам [2]. Характер оруденения, структура, тип пород рудного поля многообразны. Это является главным препятствием априорного создания сложной структуры физико-геологической модели рудного поля, которая бы значимо приближалась к рудному полю. Для создания моделей существует ряд путей. Сегодня для создания такой модели могут использоваться: натурное моделирование, микросъёмки, лабораторные исследования геохимических проб, физических свойств образцов горных пород, керн.

2. Методы исследования золотого оруденения и модели физических полей.

Выбор методов и методики геофизических, в том числе, электроразведочных работ зависит от типа оруденения. При крупномасштабных поисках месторождений золота разных типов находят применение методы электроразведки: ЭП – для выявления, трассирования рудовмещающих зон смятия и разломов, СДВ-радиокип – для картирования зон окварцевания пород и тектонических нарушений. Масштабы таких съёмов 1: 25000 – 1:10000, маршруты через 250...100 м. Для прослеживания зон окварцевания и кварцевых жил используют различные модификации электропрофилирования на постоянном и переменном токе. При небольшой мощности кварцевых жил (1...2 м) электропрофилирование используют для выявления и прослеживания зон дробления и тектонических нарушений, вмещающих кварцево-жильные тела. Таким зонам часто соответствует повышенная проводимость образований. При поисках месторождений золота (близповерхностного типа) в мезозойско-кайнозойских вулканогенных поясах электропрофилированием в комплексе с гамма-спектрометрией и спектро-золото-метрической съёмкой выделяют зоны гидротермально-изменённых пород и определяют геолого-структурную обстановку, благоприятную для локализации золотого оруденения. Представляется, что метод вызванной поляризации предпочтительнее всех вышеперечисленных методов. Этот метод позволяет обнаруживать в рудных полях зоны сульфидной минерализации. Участкам промышленной золоторудной минерализации отвечает аномально высокая кажущаяся поляризуемость (до 50 %), непосредственно в рудной зоне на порядок более высокие значения удельного электрического сопротивления (из-за насыщенности рудного тела кварцевыми прожилками), выявляются аномалии естественного поля (до 300 мВ) и переходных процессов [3]. Из методов электрокаротажа на стадии разведки золото-сульфидных месторождений находят применение стандартные методы (КС и ПС), а также методы скользящих контактов (МСК) и электродных потенциалов (МЭП), с их помощью определяют положение и строение рудных интервалов. Непосредственно рудные тела в электрическом поле по данным каротажа КС выделяются в пределах проводящей зоны смятия наряду с нерудными зонами окварцевания и слоями кремнистых пород, не содержащих графита, локальными повышениями значений ρ_k .

3. Особенности проявления золотого оруденения в магнитном поле.

Рассмотрим несколько подробнее поведение золотого оруденения и рудных тел в магнитном поле. Магнитное поле золото-сульфидных рудных полей и месторождений переменного знака. Оценки амплитудно-частотных характеристик магнитных аномалий золоторудных полей показывают наличие в спектрах поля нескольких модальных компонент. Из составляющих компонент по амплитудно-частотным спектрам функции Ta и ΔZa золоторудных районов в пределах золоторудных полей и месторождений, зачастую, выявляются среднечастотные с поперечными размерами ($T=22...5$ км), среди высокочастотных составляющих наиболее характерны с размерами ($T=500...100$ м) и ($T=50...5$ м). В большинстве случаев корреляция между магнитными и гравитационными аномалиями средней части спектра отсутствует [4]. Это указывает на то, что магнитные аномалии в последнем случае создаются геологическими объектами, имеющими плотность, соизмеримую с плотностью вмещающих их пород ($\sigma = 2,72...2,76$ г/см³). Такими объектами, например, могут быть гранодиориты.

4. Магнитные аномалии рудных жил и намагниченность пород околожильного пространства

При приближении к рудному телу на определенном расстоянии от него отмечается понижение магнитной индукции, затем повышение ее, и в районе расположения жилы она снова падает. Форма и интенсивность отдельных элементов аномалий аномальных зон вкост простирания жил в различных сечениях различны. Если проследить поведение аномалии вдоль простирания жилы, то легко можно отметить, что она претерпевает существенные изменения. Относительно постоянным сохраняется только центральный минимум аномалии. Рудная жила, как правило, располагается в пределах центрального минимума аномальной зоны и локализуется чаще всего не в середине минимума, а в переходной зоне между центральным минимумом и одним из боковых минимумов, т.е. в зоне повышенного градиента поля. Рудная жила практически не вносит заметных искажений в магнитное поле аномальных зон.

Присутствие кварц-золоторудных жил непосредственно не отмечается даже в микрополе [2]. Изменение намагниченности, определяющее характер аномальной зоны, происходит по сложному закону. Аномальность поля над кварц-золото-сульфидным оруденением обусловлена не самими жилами, а околорудно-измененными породами, с которыми жилы имеют разную магнитную восприимчивость. Результаты определения магнитной восприимчивости пород подтверждают это.

Автором работы было изучено Бобриковское золоторудное месторождение Донбасса. Бобриковское рудное поле приурочено к южной ветви Главной антиклинали Донбасса и совпадает с площадью одноименной антиклинали протяженностью 11 км и шириной 2,5 км. Бобриковское золото-полиметаллическое месторождение на Нагольном краже достаточно разносторонне изучено.

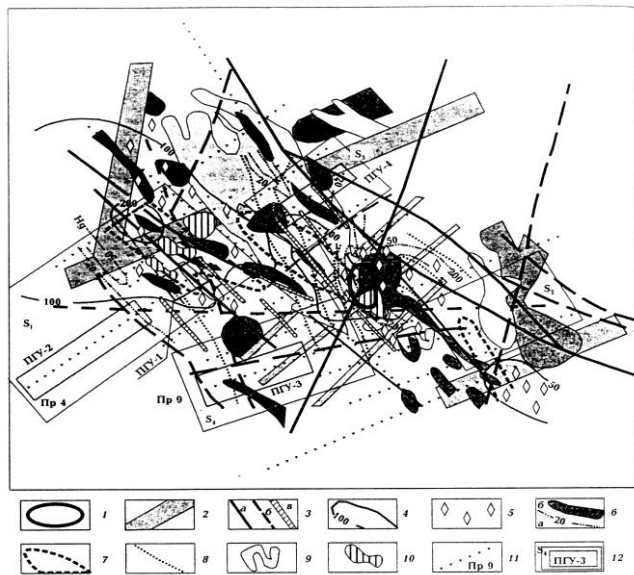


Рис. Карта поисковых признаков на Бобриковском рудном поле:

- 1 – золоторудный штокверк;**
- 2, 3 – тектонические нарушения;**
- 3 – а) установленные, б) предполагаемые, в) зоны дробления и трещиноватости;**
- 4 – изолинии средней суммарной мощности минерализованных кварц-сульфидных прожилков;** 5 – **зоны интенсивной вкрапленности метакристаллов пирита и арсенопирита;** 6 – **изоконцентраты первичных ореолов ртути и аномалии паров ртути в почвенном воздухе (б);** 7 – **эндогенные геохимические ореолы средних содержаний золота по скважинам (0,1–0,3 г/т);** 8 – **граница внутренней зоны березитов (кварца, серицита);** 9 – **аномалии ВП 4–8 %;** 10 – **ореолы рассеяния золота в рыхлых отложениях;** 11 – **профили и точки МТЗ;**
- 12 – контуры прогнозных площадей и перспективных геофизических участков**

Рудные залежи (штокверки, столбы) образованы разнонаправленными жильно-прожилковыми зонами. Золото содержится в прожилках (до 8...10 см), небольших жилах (0,2...0,5 м), а также во вмещающих породах, содержащих вкрапленность пирита и арсенопирита. Золотое оруденение месторождения относится к золото-кварц (анкерит)-сульфидной формации черных сланцев. Вмещающие породы – терригенная флишеподобная черносланцевая толща свит нижнего и среднего карбона [1]. В пределах рудного поля перспективные на оруденение зоны выделены с помощью метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и метода переходных процессов (МПП), это перспективные участки, зоны оруденения и рудные тела.

Литература

1. Агаркова Л.А., Новгородцева Л.А., Шеремет Е.Н. Прогнозирование перспективных участков на основе данных электроразведочных работ в пределах известных золоторудных месторождений Донбасса (на примере Бобриковского месторождения). – Геофизический журнал. – 2004. – № 3. – С. 28-34.
2. Ерофеев Л.Я. Магнитное поле и природа аномалий на месторождениях золота. – Томск, 1989. – 160 с.
3. Бондаренко В. М., Хмелевский В.К. Электроразведка. Книга вторая. – М.: Недра, 1980. – 377с.
4. Бродовой В.В., Борцов В.Д. и др. Геофизические методы разведки рудных месторождений. – М.: Недра, 1990. – 295 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТОПАЗЕ ИЗ ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ПРАВОУРМИЙСКОЕ» (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

О.В. Шмаль

Научный руководитель профессор М.В. Коровкин
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Условия рудоотложения отражаются в образовании определенных минеральных ассоциаций, появлении характерных для данной обстановки минералов- индикаторов и в характере распределения в них элементов примесей. Топаз – минерал, широко распространенный во фторсодержащих системах гранитоидного ряда, связанных с добычей стратегически важных элементов, таких как олово, вольфрам, тантал, ниобий, германий, литий, некоторых редкоземельных элементов. Выявление свойств топаза, которые являются индикаторами определенных геохимических и термодинамических условий, позволяет быстро и экономично проводить оконтуривание рудных тел, определять эрозионный срез, выявлять перспективные на руду участки.

В данной работе исследовались образцы топаза из комплексного оловорудного месторождения Правоурмийское (Д. Восток). Оруденение локализовано в штокверковой зоне среди игнимбритов липаритов, прорванных дайкой гранит-порфиров. Месторождение Правоурмийское относится к касситерит - кварц - топазовому типу касситерит – кварцевой формации [1].

Образцы топаза были отобраны по вертикальному разрезу рудного тела № 1 из центра и периферии рудной зоны, с учетом принадлежности к типам прожилково-метасоматических образований. Кристаллизация топаза происходит в кварц касситеритовую стадию минералообразования сингенетично с богатой касситеритовой минерализацией.

Анализ содержания элементов примесей в топазе производился с помощью методов нейтронно-активационного анализа и полуколичественного спектрального анализа.

Топаз, отобранный из маломощных прожилков кварц-топазового состава, для которых характерны четкие контакты и маломощные околожильные изменения, представлен скрытокристаллическим агрегатом молочно-белого цвета, сформированный одноактно на начальной стадии рудообразования [1]. По результатам исследований в топазе отмечаются высокие содержания: Sm до 0,55 г/т, La до 2,1 г/т, Ce до 12,2 г/т, Cг до 76,9 г/т, Hf до 1,5 г/т, Sc до 3,4 г/т, Th до 1,9 г/т.

Топаз, отобранный из центра рудного тела, представлен прозрачным средне – крупнокристаллическим агрегатом. Для топаза характерны содержания: Cг до 45,2г/т, Ge до 55г/т, As до 274,5 г/т, Cs до 26,5 г/т, Tb до 1 г/т, Th до 0,9 г/т.

Топаз, отобранный из периферийных участков и флангов рудного тела, в которых касситерит либо отсутствует, либо представлен редкими вкраплениями, выделяется в виде мелких зерен неправильной формы. В этих образцах топаза отмечаются более низкие содержания примесных элементов: Sm до 0,29 г/т, La до 0,8 г/т, Ce до 2,8 г/т, Cг до 40 г/т, Hf до 0,3 г/т, Ge до 23 г/т.

Анализируя результаты исследований топаза по распределению в нем элементов примесей, отчетливо выделяются топазы из прожилков одноактного приоткрывания, формировавшихся в более высокотемпературных условиях, для которых характерны высокие содержания PЗЭ, Ge, Cг.

Германий является характерным элементом, содержащимся в топазе из высоко-среднетемпературных минеральных парагенезисов в ассоциации с рудами олова и вольфрама, а с уменьшением температуры минералообразования и в результате перекристаллизации топаза количество германия в нем уменьшается.

Топаз из центра рудного тела, где процесс минералообразования носил сложный многостадийный характер, геохимические условия отличались высоким окислительно-восстановительным потенциалом [2], характеризуются пониженными содержаниями PЗЭ, Ge.

С уменьшением температуры минералообразования, с нарастанием степени щелочности минералообразующих растворов, на фоне понижения окислительного потенциала и перекристаллизации топаза в нем уменьшается количество примесных элементов, что характерно для топаза из флангов и периферии рудного тела.

Литература

1. Гавриленко В.В., Панова Е.Г. Геохимия, генезис и типоморфизм минералов месторождений олова и вольфрама. – Санкт-Петербург, 2001.– С.267.
2. Коровкин М.В., Шмаль О.В. Влияние радиоактивного и радиационного воздействия на термолюминесценцию топаза/ Материалы II Международной конференции Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск – 2004. – С. 216 – 218.