

Секция 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ. МЕТОДИКА ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

НОВЫЙ ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

А.К. Мазуров, профессор

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

На современном уровне изученности палеозой Казахстана выделяется два окраинно континентальных вулканоплутонических пояса – девонский и карбон пермский [7]. Они сформировались по обрамлению Джунгаро-Балхашской ветви девон-карбонного палеоокеана, разделявшего Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты. В каждом поясе выделяются фронтальная, центральная и тыловая зоны, различающиеся особенностями развития, магматизмом и металлогенией [6]. При общем металлогеническом сходстве девонского и позднепалеозойского поясов – приуроченности медного и золотого оруденения к фронтальной и центральной областям, а редкометалльного к тыловой, между ними имеются и определенные различия, выраженные в распределении редкометалльной минерализации. В девонском поясе в тыловой зоне широко развита урановая и оловянная минерализация, в карбон-пермском – вольфрамовая и молибденовая. Вольфрам-молибденовые месторождения связаны с лейкократовыми (аляскитовыми) гранитоидами акшатауского комплекса. Акшатауский комплекс и связанное с ним грейзеново-кварцево-жильное оруденение является реперным для всей казахстанской редкометалльной металлогении. Это уникальные и крупные по запасам месторождения Коктенколь, Верхнее Кайракты, Акшатау, Северный Катпар, Южный Жаур, Батыстау, Июльское, Байназар, Акмая и др. [5]. В основном, оруденение вмещают туфогенные образования континентальной андезит-дацит-риолитовой формации, залегающие на морских флишеидных силур-среднедевонских отложениях.

Геологическая позиция месторождения Северный Катпар и Коктенколь Промежуточный гораздо сложнее [2, 3]. На данных месторождениях оруденение локализовано в фамен-турнейских карбонатно-терригенных отложениях успенского рифта [4]. Промышленное оруденение представлено апоскарново-грейзеновыми рудами с пространственным совмещением скарнов и грейзенов. Континентальные рифты Казахстана были ареной мощного железо-марганцево-свинцово-цинкового образования, вследствие чего при формировании редкометалльного оруденения были образованы специфические минеральные парагенезисы, богатые марганцем железом медью и цинком. В рудометасоматических образованиях получили широкое развитие марганецсодержащие минералы: бустамит, мангангенденбергит, иогансенит, марганцовистые гранаты, манганокальцит, тунгомелан, а из сульфидов – халькопирит; триоксид вольфрама представлен шеелитом при незначительной роле гюбнерита. С другой стороны, для редкометалльного оруденения тыловой области карбон-пермского вулканоплутонического пояса характерно широкое развитие в рудах флюорита и пирита. Отмеченные факты, как это будет показано ниже, оказали существенное влияние на формирование гипергенных руд.

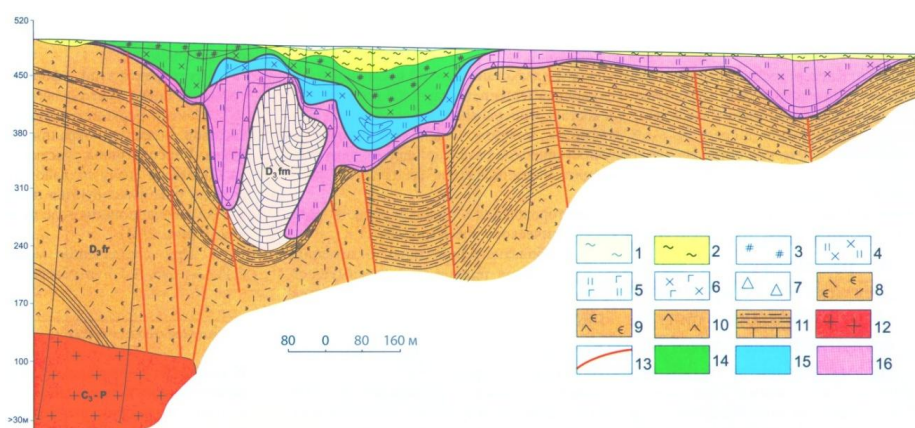


Рис. 1. Меридиональный геологический разрез месторождения Коктенколь:
1 – четвертичные отложения; 2 – глины неогена, 3-6 – глины: 3 – каолинит-монтмориллонитовые, 4 – бейделлит-монтмориллонитовые, 5 – монтмориллонит-гидрослюдистые, 6 – бейделлит-гидрослюдистые; 7 – зона дезинтеграции;
8-11 – биотитизированные кристаллотуфы: 8 – риолитов, 9 – дацитов, 10 – андезитов;
11 – переслаивание мраморизованных известняком с алевролитами; 12 – граниты; 13 – тектонические нарушения; 14-16 – типы руд: 14 – глинистый, 15 – смешанный, 16 – шеелитовый

Складчатая и разрывная тектоника, проявившаяся до, во время и после внедрения гранитов, усложнила геологическое строение месторождений и создала предпосылки для корообразования. Образовавшаяся кора выветривания над скарново-грейзеновыми месторождениями, в основном относится к типу остаточных, однако следует отметить, что спорадически встречаются участки переотложенных кор. Глубина химического выветривания колеблется от 5 до 230 м. Наиболее глубокие коры выветривания приурочены к тектонически ослабленным зонам и тяготеют к контакту карбонатных пород с алюмосиликатными (рис. 1).

Таблица 1

Минеральный состав остаточной коры выветривания

Зона	Подзона	Мощность, м	Главные минералы	Второстепенные минералы	
				Новообразованные	Реликтовые
III. Охристо-каолиновая		0–10	Каолинит, гетит, гидрогетит, галлуазит, псиломелан-вад, гематит, вернадит, криптомелан, монтмориллонитизированная гидрослюда	Бейделлит, монтмориллонит, гиббсит, бемит, моттрамит, вюстит, русселит, голландит, корнадит	Кварц, полевые шпаты, магнетит Ред.зн.: лейкоксен, халькопирит, гранат, флюорит, шеелит Ед.зн.: пирит, муассонит, циркон, барит, эпидот, волластонит, вольфрамит
II. Галлуазит-монтмориллонит-гидрослюдистая	Монтмориллонит-галлуазитовая	20–50	Галлуазит, монтмориллонит, каолинит, гидрогетит	Монтмориллонитизированная гидрослюда, нонtronит, диккит, халцедон, опал, псиломелан-вад, куприт, тенорит	Гранат, флюорит, полевой шпат, кварц, шеелит, циркон, магнетит Ред. и ед.зн.: барит, эпидот, апатит, молибденит, биотит, пирит, вольфрамит, топаз, амфибол, халькопирит
	Бейделлит-монтмориллонитовая	10–30	Монтмориллонит, бейделлит, каолинит, гидрослюда	Галлуазит, гидрогетит, нонtronит, гидрооксиды железа и марганца, халцедон, опал, руссеит, моттрамит, пухерит, куприт, вюстит	Гранат, флюорит, полевой шпат, кварц, магнетит, шеелит, рутил Ред. и ед.зн.: халькопирит, циркон, апатит, пирит, барит, вольфрамит, галенит, молибденит, халькозин, топаз, ильменорутил
	Гидрослюд	50–70	Гидрослюда, монтмориллонит, нонtronит, гидрохлорит	Гидромусковит, каолинит, галлуазит, гидрогетит, бейделлит, халцедон, опал, русселит, штольцит, пухерит, куприт, вюстит, базобисмутит	Флюорит, полевой шпат, гранат, кварц, мусковит, шеелит, магнетит, сфен, амфибол Ред. и ед.зн.: халькопирит, топаз, циркон, молибденит, барит, лейкоксен, апатит, пироксен, эпидот, цоизит, гипс, вольфрамит, сфалерит, арсенопирит, халькозин, галенит
I. Дезинтеграции		3–70	Гидратированные минералы исходных пород, выщелоченные и окисленные вблизи трещин и по граням зерен	Гидрослюда, серицит, монтмориллонит, яшмы, каолинит	Флюорит, пироксены, амфиболы, сфен, магнетит, апатит, шеелит, сульфиды, полевые шпаты, слюды, гранаты, карбонаты

По типу коры относятся к линейно-карстовым. Для данного типа кор характерно развитие латеральной и вертикальной зональности. Развитие карста сопровождалось обрушением и местным переотложением материала, в силу чего типичная для кор выветривания зональность усложняется. Профиль коры выветривания включает следующие зоны (снизу в верх): дезинтеграции; галлуазит-монтмориллонит-гидрослюдистую (с подзонами гидрослюдистой, бейделлит-монтмориллонитовой и монтмориллонит-гидрослюдистой); охристо-каолиновую. Минеральный состав зон и подзон коры выветривания показан в табл. 1. Отличительной особенностью руд коры выветривания является преобладание в них тонкодисперсных минералов. Обработка данных 3441 пробы химического анализа вольфрама показывает, что основное количество проб приурочено к двум классам содержания триоксида вольфрама: 0,11–0,30 % и 0,31–0,61 %. Так к классу 0,11–0,30 % приурочено 31,7 % от всего количества проб, а к классу 0,31–0,60 – 30,9 %. На класс 0,00–0,10 приходится всего

15,9 %, от общего количества проб, а на класс 0,61 % и более – 21,5 %. Содержание триоксида вольфрама в пределах выделенных зон и подзон различно и колеблется в широких пределах. Наиболее обогащенной вольфрамом является охристо-каолиновая зона и отдельные участки перетолженной коры выветривания. Наиболее низкие содержания вольфрама приурочены к подзоне гидрослюд развитой на полевошпат-биотит-кварцевых роговиках.

Баланс распределения триоксида вольфрама по минеральным формам (табл. 2) показывает, что в монтмориллонит-галлуазитовой и бейделлит-монтмотиллонитовой подзонах и в охристо-каолиновой зоне он, в основном, связан с наиболее тонкими классами $-0,04$, $+0,01$ и $\leq 0,01$ мм; в подзоне гидрослюд – с классами $+10$, $(-10)-(+5)$ и $(-0,04)-(+0,01)$ мм. В монтмоллонит-галлуазитовой бейделлит-монтмориллонитовой подзонах и в охристо-каолиновой зоне триоксид вольфрама в основном приурочен к минералам глин, в подзоне гидрослюд он связан с шеелитом.

Для выявления агрегативных форм нахождения вольфрама в глинистых минералах были проведены электронно-микроскопические, электронно-зондовые и рентгеноструктурные исследования [1]. Установлено, что в глинах триоксид вольфрама находится в субмикроскопических бесструктурных коллоидных образованиях совместно с гидроокислами марганца и железа. Наиболее трудными для исследования объектами явились не дающие микродифракционных картин микрошаровидные, «цепочечные» обособления, наблюдаемые среди глинистой фракции. Размеры отдельных обособлений чрезвычайно малы ($100-150 \text{ \AA}$). Удалось установить, что микроконкреции сложены гелями марганцево-железо-вольфрамового состава. Такие образования могли возникнуть в результате коагуляции растворов, в которых присутствовала вольфрамовая кислота и избыток гидроокислов марганца и железа.

Таблица 2

Баланс распределения триоксида вольфрама по минеральным формам в коре выветривания участка Промежуточного*

Зона, подзона	Кол-во проб	Распределение по минералам, отн. %				
		Тунгстит	Оксиды и гидроокисды железа, марганца	Шеелит	Тонкодисперсный триоксид вольфрама	Вольфрамит + гюбнерит
Охристо-каолиновая	25	$\frac{0,2-5,1^{**}}{2,18}$	$\frac{9,8-25}{16,5}$	$\frac{0,2-13,7}{4,77}$	$\frac{59,2-76,6}{67,38}$	$\frac{0,76-23,3}{9,67}$
уч. № 406 Монтмориллонит-галлуазитовая	28	$\frac{5,1-15,4}{9,92}$	$\frac{0,7-50}{8,12}$	$\frac{0,7-13,3}{5,14}$	$\frac{20-84,09}{73,37}$	$\frac{0,77-11,5}{3,59}$
Бейделлит-монтмориллонитовая	20	$\frac{8-31,4}{21,32}$	$\frac{0,8-5,71}{3,06}$	$\frac{0,8-34,2}{7,66}$	$\frac{34,2-80}{63,67}$	$\frac{2,27-12,0}{4,44}$
Гидрослюд	30	$\frac{8,5-23}{14,15}$	$\frac{1,14-4,36}{2,55}$	$\frac{25-84,09}{59,27}$	$\frac{1,14-50,0}{21,09}$	$\frac{1,14-4,35}{2,91}$
Дизинтеграции	15	$\frac{0-7,7}{2,38}$	$\frac{0-7,7}{2,38}$	$\frac{69-100}{92,17}$	$\frac{0-7,7}{2,38}$	$\frac{0-7,7}{2,38}$

Примечание. * Анализы выполнены в лаборатории ПГО «Центрказгеология» по инструкции НСАМ № 207-Ф

** В числителе – размах содержаний, в знаменателе – среднее

Агрегативное состояние микроконкреций вольфрама, марганца и железа, а также факт их глубокой консервации в глинистых минералах свидетельствует о разложении скарнов до гидроокислов алюминия, кремния, марганца и железа с последующей их коагуляцией и синтезом смешанно-слоистых минералов. Изученные вольфрамоносные коры выветривания по минеральному составу относятся к глинистому типу, зоне незавершенного выветривания, формирование которого происходит при pH среды 5–8,5. В тоже время, как в материнском субстрате, так и корях выветривания присутствовали в большом количестве (от 5 до 25 %) гидроокислы марганца и железа, которые должны соосеждаться в среде с pH 3–5. Данное противоречие устраняется, если учесть, что в первичных скарново-грейзеновых рудах в большом количестве (до 20 %) присутствовали пирит и флюорит, создававшие при разложении в зоне корообразования сильноокислую среду, в которой коагулировали гидроокислы марганца и железа. На втором этапе корообразования, характеризующем полным разложением сульфидов, кислые растворы постоянно нейтрализовались вмещающими скарны карбонатами. В этот период при pH среды 5–9 формировались смешанно-слоистые алюмосиликаты, которые коагулируя, обволакивали и консервировали ранее выпавшие из раствора железо-марганцевые конкреции содержащие вольфрам. Проведенные эксперименты [1] по выщелачиванию триоксида вольфрама из глинистой фракции ($\leq 0,001$ мм) подтвердили, что в глинах триоксид вольфрама ни полностью, ни частично не представлен шеелитом и гюбнеритом.

Таким образом, при формировании кор выветривания над скарново-грейзеновыми шеелитовыми месторождениями происходит глубокая химическая переработка первичных вольфрамовых минералов и

накопление их в продуктах коры выветривания совместно с гидроокислами марганца и железа, образуя пластообразные тела и залежи карманообразной формы.

В целом руды коры выветривания, на месторождении Коктенколь Промежуточный, образуют единую залежь с размерами в плане 1660×600 и вертикальным размахом оруденения до 220 м. Пространственно залежь вытянута в восток-северо-восточном направлении. В рудах коры выветривания в зависимости от вещественного состава продуктов выветривания и минеральной формы вольфрама выделено три сорта руд: глинистые, смешанные и шеелитовые.

К глинистому сорту руд отнесены продуктивные образования неогена, продукты переотложенной коры выветривания, охристо-каолиновая зона и монтмориллонит-галлуазитовая подзона остаточной коры выветривания, т. е. те участки коры выветривания, где процессы гидролиза и выщелачивания развиты наиболее широко. Выделенный сорт руд характеризуется наибольшим количеством глинистой составляющей (76–79 %), незначительным количеством песчано-дресвяной фракции (20–24 %), резко обеднены кальцием (более чем в 10 раз), обогащены железом-марганцевыми минералами (до 25–26 %). Основное содержание триоксида вольфрама в данном типе руд приурочено к минералам глин и связано с гидроокислами железа и марганца, с шеелитом связано менее 20 % триоксида вольфрама. Объемная масса руд – 2,06 т/м³, естественная влажность – 12,078 %, коэффициент разрыхления 1,42. Глинистый сорт руд почти повсеместно выходит на поверхность, максимальное удаление верхней границы руд от поверхности – 68 м, максимальная глубина нижней границы 150 м. С глинистым сортом руд связано 64,3 % триоксида вольфрама руд коры выветривания.

К смешанному сорту руд отнесены продукты монтмориллонит-бейделлитовой подзоны остаточной коры выветривания. Выделенный сорт руд характеризуется пониженным, по сравнению с глинистыми рудами, количеством глинистой составляющей (до 54 %), повышенным количеством песчано-дресвяной фракции (до 46 %), высоким количеством остаточного кальция (26,3 %), повышенной концентрацией флюорита (до 26 %), пониженным количеством железом-марганцевых минералов (до 13 %), возрастанием удельного соотношения шеелита (20–40 %) к общему содержанию триоксида вольфрама. Объемная масса руд – 2,055 т/м³, естественная влажность 10,053 %, коэффициент разрыхления – 1,48. Смешанные руды на западном фланге месторождения приближаются к дневной поверхности, к востоку погружаются под глинистый сорт руд и залегают на глубинах 110–20 м. Мощность рудного тела колеблется от 2 до 73 м, составляя в среднем 13 м. Со смешанным сортом руд связано 14 % запасов триоксида вольфрама коры выветривания.

К шеелитовому сорту руд отнесены продукты гидрослюдистой подзоны и зоны дезинтеграции. Шеелитовые руды характеризуются резким преобладанием песчано-дресвяной фракции (66 и более процентов) над глинистой (до 34 %), высоким содержанием кальция, содержание железом-марганцевых минералов примерно такое же, как и в смешанных рудах, но содержание триоксида вольфрама, связанного с шеелитом, возрастает и составляет в среднем 40–60 %, от общего триоксида вольфрама. Объемная масса руд – 2,003 т/м³, естественная влажность 12,078 %, коэффициент разрыхления – 1,23. Шеелитовые руды приурочены к «карманообразным» формам коры выветривания в южной и северной частях месторождения. Руды залегают непосредственно под смешанным сортом. Мощность рудных тел изменчива и колеблется от 5 до 150 м. С шеелитовым сортом руд связано 21,7 % запасов триоксида вольфрама коры выветривания.

Литература

1. Мазуров А. К., Букуров Г. С., Козодоева Р. П. Об агрегативных формах нахождения вольфрама в вольфрамоносных глинах коры выветривания. В кн. Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. – М.: Наука, 1983. – С. 137–144.
2. Mazurov A. K. The Koktenkol Stockwork W – Mo Deposit, Central Kazakhstan // Granite – Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. Published by Glagol Publishing House St. Petersburg, 1996. – P. 155 – 165.
3. Mazurov A. K. The Qatpar Skarn – Greiseisen Tungsten Deposit, Central Kazakhstan // Granite – Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. Published by Glagol Publishing House St. Petersburg, 1996. – P. 181–186.
4. Мазуров А.К. Металлогенические комплексы континентальных палеорифтов Казахстана и их перспективная оценка // Руды и металлы, 2003. – № 5–6. – С. 5–11.
5. Мазуров А.К. Условия формирования крупных вольфрам – молибденовых месторождений Центрального Казахстана. В кн. Рудные провинции Центральной Азии. – Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГео», 2008. – С. 69–79.
6. Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М., Мазуров А.К. Металлогения окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов Казахстана // Тектоника и металлогения Центральной и Северо – Восточной Азии – Мат. межд. конф. – Новосибирск, 2002. – С.108–109.
7. Шужанов В. М. Девонская металлогения Казахстана // Геология Казахстана, 1995. – № 3. – С. 31–43.

**ПРИЗНАКИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ МЕТАЛЛОВ В
РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМАХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
(НА ПРИМЕРЕ КАЛГУТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)**

Д.И. Бабкин

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

В образовании и функционировании мантийно-коровых систем участвуют как глубинные мантийные, так и инициированные ими внутрикоровые процессы. Общим для них является глубинное мантийное заложение, множественность источников рудного вещества и флюидов, длительное многоактное развитие процессов, обеспечивающих активное взаимодействие мантийного и корового вещества [3]. Получены новые данные по Калгутинскому редкометалльному месторождению (Горный Алтай), позволяющие выделить признаки участия мантийных и коровых источников вещества и энергии в процессе рудообразования.

Калгутинское месторождение расположено в юго-восточной (эндо- и экзоконтактовой) части одноименного массива лейкократовых редкометалльных позднегерцинских гранитов. Оруденение представлено серией крутопадающих вольфрамит-молибденит-кварцевых жил с халькопиритом, висмутином, бериллом.

В рудах месторождения отмечается более 50 гипогенных и гипергенных минералов, среди которых отмечаются самородные – золото, медь, висмут, углерод. Концентрация самородного углерода (графит и аморфные разности) в рудных жилах составляет 0,02–0,12 %. Размер микрокристаллов графита по данным КРС-спектроскопии составляет 4–6 нм. Минерал образовывался в сульфосольно-сульфидно-кварцевую стадию формирования рудных жил. В зернах графита установлены высокие концентрации Au, Ag, Hg, Te, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Fe, S, что обусловлено микровключениями собственных минералов. При этом содержание Au, Ag, Hg и Te на 1-2 порядка и более превосходят их концентрации в рудах. Анализ изотопных характеристик графита показал «легкий» состав углерода. Значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в диапазоне от –26,3 ‰ до –26,6 ‰ [6, 7].

В развитии Калгутинской флюидно-магматической системы выделяется 2 этапа и 5 стадий, основные из которых связаны с мантийным источником при активном участии корового вещества в процессе формирования оруденения при метасоматической и гидротермальной переработке вмещающих пород.

Геологические образования месторождения рассматриваются как продукты развития единой эволюционирующей флюидно-магматической системы. В процессе формирования оруденения происходит изменение физико-химических условий минералообразования. Эволюция флюида от нижних горизонтов к верхним связана с процессом частичного (неполного) окисления первично восстановленного флюида, что и определило выход углерода в минеральную фазу (графит, аморфные разности). При формировании оруденения изменяются физико-химические условия, как в процессе рудообразования (от ранних стадий к поздним), так и в области формирования рудных тел.

Проведенные исследования позволяют сформулировать основные признаки участия мантийных процессов в формировании комплексного с благородными металлами редкометалльного оруденения:

- для данного типа месторождений характерно сложное многоэтапное развитие с неоднократным проявлением магматизма как на раннем собственном магматическом этапе развития системы, так и на более позднем гидротермальном (рудном), выражающемся внедрением внутрирудных и пострудных даек. Влияние глубинного фактора выражается в повышенном содержании типично сидеро-халькофильных элементов. В собственно редкометалльных магматических образованиях (Калгутинское месторождение) отмечаются высокие концентрации Cr [6]. В более поздних дайках отмечается скачкообразное увеличение содержания P_2O_5 [1]. Изотопные исследования ранних и более поздних (внутрирудных) магматических образований показывают, что отмечаются смещение первичных отношений изотопов Sr, Nd и Pb в сторону мантийных меток [1, 2];

- оруденение является комплексным как в геохимическом, так и экономическом аспекте. В рудах отмечаются высокие содержания элементов различных геохимических групп (лито-, халько- и сидерофильных) – Nb, Ta, Ba, U, Li, Rb, Cs, La, Lu, Au, Ag, Pt, Pd, Os, Rh, Cd, Sb, As, Cr, Pb, Zn, Mn. Руды характеризуются значительным перечнем гипогенных рудных и жильных минералов. Наряду с распространенными оксидами и сульфосолями встречаются самородные элементы – золото, висмут, медь, углерод (графит и аморфные разности) [4, 5];

- в составе флюидных включений наряду с водой, углекислотой и угарным газом присутствует широкий спектр углеводородов (C_1H_4 , C_2H_2 , C_2H_4 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , C_6H_{14}) и свободный водород. Наблюдается закономерное уменьшение общей концентрации с глубиной, при этом возрастает углекислотность и восстановленность флюида. В целом процесс рудообразования происходил в условиях неполного, частичного окисления первично восстановленного металлоносного флюида. Это и является причиной появления в составе руд ТУВ (твердого углеводорода) [6, 10];

- в рудных зонах, особенно на глубоких горизонтах, присутствуют ТУВ. В них отмечаются высокие содержания основных и благородных металлов (Ag, Au, Hg, Te, Sb, Bi, Cu, Zn, Fe, S), что обусловлено микровключениями минералов. Наблюдается закономерность в распределении углерода, благородных и основных рудных металлов [8];

- углерод имеет «легкий» изотопный состав. $\delta^{13}\text{C}$ изменяется, как правило, в узком диапазоне от –23 до –26 ‰. Отмечается «утяжеление» изотопного состава углерода вверх по восстановлению жил. Данные по геохимии и изотопии углерода в жилах и грейзенах свидетельствуют о его гомогенности и глубинной природе [7];

– металлоносный флюид имеет слабодифференцированный неистощенный характер, в его составе присутствуют в высоких концентрациях элементы, относящиеся к разным геохимическим группам;

– структура месторождения и его рудного поля характеризуются наличием дугообразных и кольцевых зон разломов, трещиноватости и брекчирования пород. Это обусловлено ударно-взрывными процессами их образования. В качестве признаков взрывных процессов, необходимо рассматривать резкие перепады давлений и температур минералообразования, изометричный характер рудных штоков и рудоносных штокверков, наличие мощных зон брекчирования, зон объемного катаклаза без следов тектонических перемещений [9].

В результате проведенных исследований установлены основные признаки участия коровых источников вещества в формировании комплексного оруденения:

– более ранние магматические образования имеют «коровые» изотопные характеристики Sr, Nd и Pb, смещающиеся в более поздних магматических образованиях в сторону мантийных меток, что связано с влиянием глубинного источника [1, 2];

– отмечается закономерное фракционирование изотопов в системе жила – околожильный грейзен, выражающееся в избирательном накоплении C12 в грейзенах, при соответствующем уменьшении его содержания в жиле. Изотопное фракционирование различно на участках жилы, отличающихся по мощности и содержанию рудных компонентов [7];

– выявлена контрастная вертикальная зональность в распределении основных рудообразующих и сопутствующих элементов (в том числе и P3Э) в грейзеново-жильной рудно-метасоматической системе, связанная с участием корового источника вещества и его перераспределением в результате гидротермального процесса. Отмечаются закономерные изменения в соотношении концентраций элементов, в том числе и благородных металлов, в жилах и околожильных грейзенах. В целом следует заключить, что участки жил с наибольшей концентрацией благородных металлов сопровождаются более низким содержанием элементов в околожильных грейзенах и наоборот. При этом содержание элементов в рудах и околорудных метасоматитах зависит от состава рудовмещающих пород.

– в нижней части рудных жил отмечается выщелачивание P3Э из околожильных грейзенов и одновременное увеличение Σ TR в рудных жилах, кроме того, относительная доля легких лантаноидов в жилах по восставанию возрастает, а в грейзенах напротив уменьшается;

– более поздние дайки калгутитов, имеющие «базитовые» характеристики, отличаются весьма низким содержанием P3Э (Σ TR = 25 г/т), особенно легких лантаноидов;

– в альбититах отмечается значительное уменьшение (по сравнению с гранитоидами) содержания легких и тяжелых лантаноидов при относительной сохранности средних (Sm, Tb) элементов. Вынос P3Э при альбитизации гранитоидов позволяет прогнозировать их высокие концентрации на геохимических барьерах, особенно в эффузивных породах рамы Калгутинского массива.

Таким образом, в формировании Калгутинского месторождения выделены признаки участия как глубинных мантийных, так и внутрикоровых источников металлов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Министерства образования и науки «Развитие научного потенциала высшей школы» (гранты 2.1.1/904; 2.1.1/1008).

Литература

1. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U-Pb, Ar39/ Ar40 датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // Петрология. – М., 2006. – Т.14. № 1. – С. 90–108.
2. Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитоидов юга Горного Алтая // Геология и геофизика. – М., 1998. – № 7. – С. 901–916.
3. Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Металлогенетическое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией // Геология и геофизика. – М., 1994. – Т. 35, № 7-8, – С. 252–269.
4. Поцелуев А.А. Калгутинская флюидно-магматическая система: признаки глубинности и воздействия мантийного плюма // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Вып.4. Материалы Всероссийской научной конференции. – Томск: ЦНТИ. – 2004. – С. 156–160.
5. Поцелуев А.А. Углеводороды и твердые углеродистые вещества в гидротермальных редкометалльных и урановых месторождениях // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Материалы Всероссийской конференции. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 406–408.
6. Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геология рудных месторождений. – М., 2006. – Т. 48. – № 5. – С. 439–459.
7. Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Талибова А.Г. Изотопный состав углерода грейзеновых месторождений (Калгутинское месторождение) // Известия ТПУ. – Томск, 2007. – Т. 310. – № 1. – С. 17–21.
8. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск: STT, 2008. – 226 с.
9. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Анникова И.Ю. и др. Космоструктурная модель района Калгутинского редкометалльного месторождения (Горный Алтай) // Известия ТПУ. – Томск, 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 45–53.
10. Potseluev A.A. Signs of participation of mantle processes in the formation of complex greisen deposits, Central Asia // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. - Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. – 2007. – Pp.143–145.

**ИЗУЧЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ САМУР-КУРАХСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ
(ГОРНЫЙ ДАГЕСТАН) В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

Р.Э. Балабеков

Научный руководитель профессор В.И. Щеглов

Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Работа выполнена по материалам производственной практики в составе Горно-Дагестанской партии геологического предприятия ОАО «Севкавгеология» на территории междуречья Самур-Курах (Республика Дагестан); основная задача работ заключалась в проведении поисков на золото и цветные металлы (медь, свинец, цинк). Рассматриваемый район сложен отложениями, в основном, юрского, в меньшей степени – мелового возраста. Наиболее широко распространены мощные терригенные толщи нижней и средней юры, накопившиеся в палеобассейне, где по фациям выделяются следующие структурно-формационные зоны: 1) осевая и частично примыкающие части южного континентального склона (зона Главного хребта) и южного внешнего шельфа (зона Южного склона), 2) северный внешний шельф палеобассейна (Агвали-Хивская зона Бокового хребта).

Четвертичные отложения имеют, как правило, малую мощность и локальное распространение. Их образование связано с физическим разрушением коренных горных пород и гравитационным перемещением продуктов разрушения. Генетически они подразделяются на аллювиальные, пролювиальные, коллювиальные, делювиальные, гляциальные, флювиогляциальные типы. Возраст этих образований обычно позднеплейстоценовый и голоценовый, иногда среднеплейстоценовый; представлены они галечниками, в том числе глыбовыми, гравием, щебенчатыми дресвой и песками, слагающими поймы и надпойменные террасы.

В рассматриваемом районе выделяются структуры различных этапов геологического развития, в разной степени влияющих на размещение полезных ископаемых. В чехле выделяют синседиментационные и более поздние складчато-деформационные структуры. К синседиментационным структурами привязывают колчеданное оруденение, конседиментационные связаны с раздвигом Закавказской и Скифской плит в нижне-среднеюрское время. В чехле закладывался и активно развивался межплитный морской бассейн с интенсивно погружающимся ложем, который заполнялся аллохтонными терригенными осадками северного и южного сноса. Район работ охватывает в основном осевую, наиболее глубоководную, часть палеобассейна с примыкающими участками южного и северного сноса осадков. Ориентировочно, к границе между ними приурочены спорадические очаги базальтоидных эффузивов Главного хребта, но точно определить ее в настоящее время затруднительно.

Задача исследований заключалась в анализе карт пространственного распределения элементов цветных и благородных металлов по данным литохимического опробования коренных пород. Построение карт производилось методом кригинга в модуле Spatial Analyst программы ArcMap. Основные результаты представлены на комплексной схеме аномалий Au, Ag, Cu, Zn, Pb (рис.).

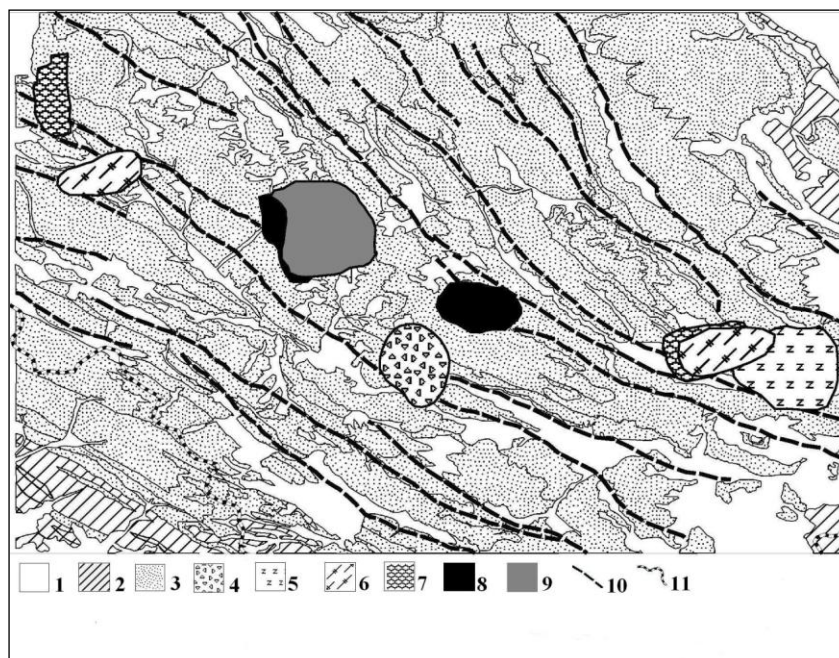


Рис. Совмещенная схема аномалий:

1 – четвертичные отложения, 2 – меловые отложения, 3 – юрские отложения, 4 – аномалии серебра, 5 – аномалии кобальта, 6 – аномалии золота, 7 – аномалии меди, 8 – аномалии цинка, 9 – аномалии свинца, 10 – тектонические нарушения, 11 – государственная граница

Метод кригинга использовался так как, он основан на статистических моделях, включающих автокорреляцию, что позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета, а также он учитывает вес окружающих измеренных значений для того, чтобы определить расчетное значение для ячейки, в которой не было данных.

При совмещении схемы с геологической картой установлено, что аномалии Cu, Au, Co приурочены к породам михресской и кимихурской свит средней юры, представленных аргиллитами с прослоями алевролитов и редкими пачками плитчатых песчаников; аномалии Ag – к отложениям квардальской свиты средней юры, нижнего и верхнего мела, состоящим из тонкого чередования темно-серых аргиллитов, алевролитов, темно-серых глина, прослоев песчаников и светло-серых известняков; аномалии Zn и Pb – к песчаникам и пачкам их чередования с аргиллитами и алевролитами кумухской и михресской свит средней юры.

Совмещенная карта аномалий показывает также, что аномалии перечисленных геохимических элементов приурочены к зоне активного проявления субширотных тектонических нарушений общекавказского простирания (рис.). Аномалии Cu, Au и Co в периферийной части района связаны с зонами пиритизации, рудные минералы которых представлены вкрапленниками пирита и пирротина. Аномалии Zn, Pb и Ag в центральной части района маркируют кварцево-жильное полиметаллическое оруденение.

Таким образом, можно отметить, что центральная часть района характеризуется развитием кварц-полиметаллического оруденения, в периферийной части распространены зоны пиритизации с золото-медным оруденением. Выделенные аномальные участки являются перспективными для постановки поисковых работ на цветные и благородные металлы.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЕ МОЧИЩЕНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (КТСЗ) Д.С. Белицер

**Научный руководитель доцент К.Л. Новоселов
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия**

Мочищенский гранитоидный штوك (Т2–3) расположен в пределах Колывань-Томской складчатой зоны, в Новосибирском приобье. Коренные обнажения гранитоидов площадью около 2,5 км² вскрыты действующим одноименным карьером. Природа гранитоидного расплава обязана палингенному плавлению метаморфизованных песчано-глинистых осадочных пород. В процессе эволюции земной коры имело место внедрение отделившегося магматического расплава в гиабиссальные куполовидные структуры литосферы, где и сформировались S-граниты [2]. Гранитоиды характеризуются неоднородной окраской, меняющейся от белой, бледнорозовой до интенсивной красной. Неравномерность распределения порообразующих – полевых шпатов, особенно калиевого, кварца, биотита придает породам ярко выраженную гетерогенность состава и структурно-текстурных особенностей: от биотитовых средне-крупнозернистых, порфиоровидных калишпатизированных гранитов до лейкогранитов и аляскитов.

Постмагматическая гидротермальная проработка гранитоидов наблюдается по всей площади, вскрытой карьером, однако, наиболее интенсивная грейзенизация, серицитизация, окварцевание, хлоритизация проявились вблизи тектонических зон, а также в участках с повышенной трещиноватостью. Акцессорные минералы характеризуются разнообразием видового состава, но находятся в резко варьирующих количествах, особенно такие акцессории, как магнетит, ильменит, флюорит, топаз, циркон, апатит, сфен, ксенотим, монацит. Среди сульфидов в составе акцессорных постоянно присутствуют пирит, халькопирит, молибденит, галенит.

Объект изучения – вскрытая карьером кварцевая жила с сульфидной минерализацией, не выходящая за пределы материнской интрузии. Видимая мощность жилы 0,5–0,8 м, границы её извилистые, местами с незначительными раздувами, по простиранию жилы достигает 100–150 м. строение жилы неоднородное: преобладающие текстуры вкрапленные или прожилковые, крустификационные, брекчиевые. Структуры – гранобластические, дробления. Главными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, в меньших количествах присутствует халькопирит, эпизодически отмечаются единичные выделения зерен молибденита, буланжерита и джемсонита. Нерудные минералы представлены собственно жильным кварцем, с вкрапленниками в нём зерен микроклина, серицита, альбита, а также микроскопическими зёрнами топаза, флюорита.

Результаты детального изучения кристалломорфологии, физических свойств рудных и нерудных минералов, их взаимоотношений позволили представить схему формирования кварц-сульфидной жилы.

Становлению гидротермальной жилы предшествовал интенсивно прошедший пневматолито-гидротермальный этап, в результате которого образовались грейзены кварц-мусковит-микроклин-альбитового состава с вкрапленниками кубических кристаллов пирита, а также мелких, размером до 2–3 мм, кристалликов или зёрен топаза, флюорита, молибденита, галенита. На плоскостях трещины кристаллизовались друзы, щетки прозрачного хрусталевидного кварца, отдельные кристаллы которого имеют зональное строение, часто содержат мелкие каплевидные включения, возможно, самородных металлов.

В гидротермальном этапе ассоциации минералов сформировались в три стадии. Минералообразованию в каждой стадии предшествовали тектонические подвижки, сопровождающиеся дроблением и приоткрыванием трещины. Ассоциации сульфидов в каждую стадию практически сохраняются, т.е. представляют собой различные генерации ведущих рудных минералов – пирита, галенита, сфалерита, а также жильного кварца.

Первая, высокотемпературная стадия, представлена кварц-пирит-марматитовой ассоциацией. Типоморфные признаки минералов следующие. Кварц молочно-белый, длиннопризматический, обычно обрастает кристаллы хрусталевидного; среди кристаллов пирита доминируют формы {100}, {210} и их

комбинации, чаще с преимущественным развитием граней куба. Марматит – изометрические кристаллы или зёрна буровато-черного цвета; протравленный в парах царской водки обнаруживает сложное двойникование (рис., а), а также чётко проявляющуюся в непротравленных зернах структуру распада твердого раствора в виде тонкой эмульсионной вкрапленности халькопирита и параллельно-ориентированных пластинчатых выделений пирротина (рис., б).

Образованию ассоциации второй стадии – кварц-галенит-сфалерит-пиритовой, предшествовали новые тектонические подвижки, дальнейшее раскрытие трещины, что повлекло дробление, пластические деформации ранее выделившихся минералов, а также их растворение и выщелачивание под воздействием новых порций поступивших гидротермальных растворов. В эту стадию формируются зернистые агрегаты жильного серовато-белого кварца, выделяется основная масса галенита, сфалерита 2, пирита 2. Типоморфные признаки рудных минералов этой стадии следующие. Галенит выполняет трещины в кварце, цементирует и растворяет обломки его зёрен, корродирует и выщелачивает пирит 1, в результате чего в отдельных зернах галенита сохраняются лишь реликты раннего пирита, формирующие скелетную, субграфическую микротекстуру (рис., в). В протравленных зернах галенита проявляется структура распада твердого раствора, которая представляет собой включения призматических кристаллов шапбахита, ориентированных параллельно плоскостям спайности галенита (рис., г). Сфалерит 2 в эту стадию во времени выделяется несколько позже галенита, обрастает его зёрна, выполняет межзерновые промежутки в кварце. Эмульсионная структура распада его представлена редкими включениями халькопирита; пирротин, в отличие от марматита, отсутствует. Пирит 2 отличается разнообразием кристаллографических форм – наряду с формами {100}, {210}, появляются грани {111}, {211}.

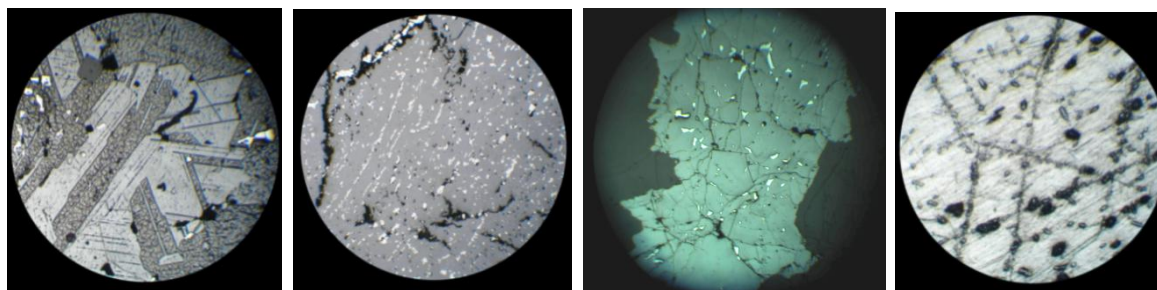


Рис. Внутреннее строение рудных минералов: а – зерно марматита (темно-серое) с усложненным двойникованием (светло-серое); б – марматит с эмульсионной вкрапленностью зерен халькопирита и пирротина (белые линейно-вытянутые), структура распада твердого раствора; в – субграфическая коррозионная микротекстура, реликтовые зерна пирита 1 (белое, рельефное) в галените); г – призматические кристаллы шапбахита (белые рельефные), ориентированные вдоль плоскостей спайности галенита (светлосерое), структура распада твердого раствора

В третью, заключительную стадию минералообразования выделяется халцедоновидный, темносерый мелкозернистый кварц, безжелезистый сфалерит (клеюфан), пирит, халькопирит, буланжерит, джемсонит. Халькопирит редко образует самостоятельные зёрна неправильной формы, обычно он развивается по пириту, обрастает ранее выделившиеся галенит, сфалерит. Клеюфан особенно хорошо различим в протолочках под бинокулой – бледножелтый, прозрачный, образует каймы вокруг раннего сфалерита.

Выводы.

1. Процесс формирования гидротермальной кварцевой жилы с свинцово-цинковой сульфидной минерализацией получил развитие в апикальной или близапикальной фации Мочищенского гранитоидного штока в условиях активных тектонических процессов, сопровождающихся трещинообразованием. По своей природе изученная гидротермальная жила является метасоматическим телом или конкреционно-метасоматическим (в понимании В.Ф. Барабанова [1]), сформировавшимся в материнской гранитоидной интрузии вследствие неоднократного раскрытия трещины и пульсирующего поступления в неё новых порций рудоносных гидротерм.

2. Источником гидротерм служили сами материнские породы, в межзерновых пространствах которых по всей площади плутона имелась достаточно большая масса интерстициальной, капиллярной, поровой, кристаллизационной, цеолитной и других форм воды, которая в спокойных тектонических условиях находится в равновесии с омываемыми ею зёрнами минералов. Образование трещины в породе, как известно, вызывает понижение давления, и как следствие, нарушение равновесия в системе раствор – порода, что приводит, с одной стороны, к растворению минералов, с другой – к движению растворов в область пониженного давления, т.е. к трещине. Высокое содержание в растворах, как отмечает В.В. Щербина [5], H₂S приводит к разрушению железистых минералов и выносу из них Fe в виде пирита, который является самым распространенным сульфидом как в кварцевой жиле, так и среди акцессорных минералов Мочищенских гранитоидов.

3. Обогащение минералообразующих гидротермальных растворов рудными компонентами – Pb, Zn, Fe, Cu, Ag, Bi, Mo произошло путём выщелачивания их из минералов гранитоидов, где они находились в разнообразной форме: структурная и неструктурная примесь в породообразующих минералах, собственно рудные акцессории и др. Например, известно, Pb и Mo – концентрируются в плагиоклазе, Fe, Cu, Zn – в

темноцветных породообразующих минералах. Возможность мобилизации гидротермами рудных компонентов из материнских пород и их роль в процессе рудообразования обосновывается многими исследователями, в частности, С.Л. Шварцев [3, 4] убедительно доказывает, что система «вода – порода» обладает способностью концентрирования и рассеяния химических элементов, обеспечивает глубокую геохимическую дифференциацию и накопление рудообразующих компонентов до уровня, при котором начинается рудный процесс, и сохранение этого уровня в течение геологически длительного времени.

4. Рудоносные растворы характеризовались содержанием сульфидной серы (S₂₂-), о чём свидетельствует парагенезис минералов высшей сульфидизации, выделение которых возможно только в щелочной среде, в условиях низкого кислородного потенциала, на что указывает отсутствие в кварцевой жиле магнетита, гематита.

Литература

1. Барабанов В.Ф. Геохимия: Учебник для вузов.– Л.: Недра, 1985. – 423 с.
2. Новоселов К.Л. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидных массивах Колывань-Томской складчатой зоны // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной конференции. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. – С. 270–272.
3. Покровский Д.С. Некоторые геодинамические следствия упруго-деформационных процессов в насыщенных пористых средах // Проблемы геодинамики и минерагении Южной Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 2000. – С. 132–138.
4. Шварцев С.Л. Рудогенерирующие процессы в эволюционном развитии системы вода – порода // Геология рудных месторождений. – М., 1994. – Т. 36. – № 3. – С.261 – 270.
5. Щербина В.В. Основы геохимии. – М.: Недра, 1972. – 296 с.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМТАНДЖА

Е.В. Бертелева

Научный руководитель доцент Л.И. Полуфунтикова

*Якутский государственный университет имени М.К. Аммосова,
г. Якутск, Россия*

Месторождение Имтанджа расположено в центральной части Западно-Верхоянского мегаантиклинория (в пределах Куранахского антиклинория) на территории Западно-Верхоянской сереброносной провинции. На юге от месторождения расположены ныне осваиваемые месторождение золота – Аркачан и крупное месторождение серебра – Эндыбал, к северу от участка завершается детальная разведка серебряного месторождения Кимпиче. Повышенный интерес к месторождению Имтанджа связан с наличием в непосредственной близости рудных месторождений и единственного в регионе крупного Хобойоту-Эчийского массива гранитоидов.

Месторождение Имтанджа расположено в истоках ручья Эчий и представляет собой минерализованную зону дробления близмеридионального простирания, которая прослеживается от р. Хадарыня до водораздельной поверхности ручьев Имтанджа и Эберендже. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения нижней и верхней подсвит имтанджинской свиты среднего карбона и нижней подсвиты солончанской свиты среднего-верхнего карбона. Вмещающие породы представлены мелко-, среднезернистыми, тонкоплитчатыми песчаниками, мелкозернистыми, плитчатыми алевропесчаниками и мелкозернистыми алевролитами с прослоями аргиллитов. Магматизм в районе представлен Янским (K1) и Борулахским магматическими комплексами (K1 – K2).

Янский магматический комплекс (K1). Это дайки гранодиорит-порфиоров ($\gamma \delta \pi$ K1) и Хобяту-Эчийский массив. Внедрение даек и силлов гранодиорит-порфиоров контролируется поперечными и диагональными верхнекоровыми разломами Чуорским и Чочимбальским (последний, возможно, является оперяющим по отношению к первому). Зоны локальных разломов более насыщены дайками, которые образуют в них две свиты, пересекающие в субширотном направлении весь район, уходя за его пределы. Наблюдается увеличение концентрации даек в участках пересечения указанными разломами зоны продольного Кыгылтасского разлома. Простирание даек янского комплекса согласно или незначительно отклоняется от направления разломов, в зонах которых они локализованы. Дайки большей частью секущие, крутопадающие и вертикальные. Хобяту-Эчийский массив располагается в бассейне верхних течений рек Хобяту и Эчий. Площадь массива 125 км². Дайки субмеридианального простирания, располагающиеся от Имтанджинского месторождения до контакта с Хобяту-Эчийским массивом, являются его апофизами. Массив сложен преимущественно среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами с постепенными переходами в биотитовые граниты. Породы прорваны многочисленными дайками аплитовидных гранитов и пегматоидов, переходящих в друг друга. Борулахский магматический комплекс (K1-K2) представлен дайками диоритовых порфиристов ($\delta \pi$ K1) и лампрофирами диоритового ряда (x K1). Распространены они на западе и юге района. Все они залегают в виде секущих даек близширотного и меридионального направлений. Диоритовые порфириты – темно-зеленоватые мелкопорфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза и биотита, или амфибола, составляющими в сумме не больше 10–15 %. Редко появляются единичные выделения кварца. Основная масса тонкокристаллическая. Лампрофиры – темно-серые до черных мелко- и тонкокристаллические породы. Микроструктура порфировидная лампрофировая с вкрапленниками темноцветных минералов, которые

равномерно, уменьшаясь в размерах, переходят в основную массу с панидиоморфной структурой, обусловленной одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и темноцветных минералов.

В тектоническом плане рудные тела месторождения слагают восточное крыло Имтанджинской антиклинали, осложненное поперечными разрывными нарушениями типа сдвигов. Межслойные срывы, слагающие надвиговые зоны, имеют падение 350. При довольно пологом залегании вмещающих пород (25–300), на участке месторождения они осложнены мелкой складчатостью. Образование мелкой складчатости сопровождалось возникновением во вмещающих породах многочисленных дизъюнктивных нарушений, среди которых выделяются два широко распространенных типа. К одному типу относятся межпластовые согласные трещины, локализованные вдоль контактов песчаников и алевролитов, которые имеют преимущественно субдолготное простирание, параллельное общему направлению складчатых структур и сравнительно пологое северо-восточное падение под углами 25–400. Мощность их невелика, от первых сантиметров до 10–12 см, а длина составляет десятки метров. Другой тип дизъюнктивных нарушений представлен секущими под различными углами вмещающие породы трещинами с углами падения 70–850 на восток. Простирание их субдолготное, мощность меняется от первых сантиметров до 10–15 м, протяженность составляет первые сотни метров. В местах пересечения поперечных сдвигов субширотными нарушениями локализованы столбообразные рудные тела типа штокерков, образованные серией сближенных пластовых жил и многочисленными разноориентированными мелкими рудными прожилками. В последовательности образования структур просматриваются более ранние сдвиги и приуроченные к их флангам надвиги и пологие сбросы. Рудная минерализация висячего бока надвига выполняет трещины, сгенерированные сбросом, сдвигом и надвигом. Основными рудоконтролирующими структурами являются тектонически ослабленные зоны.

Рудные тела представляет собой зоны тектонических срывов, сложенные брекчиями вмещающих алевролитов и песчаников, сцементированных кварцевым материалом. Обломки пород по размерам не превышают 3×8 см, преобладают обломки размером 2×3 см. Рудное тело Восточное расположено в истоках ручья Имтанджа в районе устья р. Грачев, выходы его на дневную поверхность прослеживаются по правому борту ручья Грачев, и далее к югу на расстояние 1 км до водораздельной поверхности ручьев Имтанджа и Эчий. Отмечается приуроченность выходов рудного тела к надвигам. Рудное тело нарушено более поздними сдвиговыми нарушениями. Мощность тела выдержанная и составляет 7 м, заметное увеличение мощности рудного тела и содержания полезного компонента отмечается лишь на пересечении надвигов со сдвигами. Рудное тело Западное расположено в 500 м восточнее рудного тела и имеет также субмеридиональное простирание, отличается большей протяженностью – обнажается на севере участка по левому и правому бортам устьевой части ручья Грачев и прослеживается до истоков ручья Ясный на протяжении 2,5 км. Суммарная мощность рудной зоны также 7 м. Содержание полезного компонента значительно меньше, чем в рудном теле Восточное.

На рудопоявлении, кроме сереброносных рудных тел, располагаются также оловоносные рудные тела, которые также располагаются субмеридионально и представляют собой интенсивно измененные породы на контактах раннемеловой дайки гранодиорит-порфирового состава со вмещающими породами. Контактное изменение проявлено в виде интенсивного прожилкования маломощными кварцевыми прожилками. Мощность рудных тел с обоих контактов дайки одинаковая – 2 м, мощность самой дайки не превышает 2 м.

Минеральный состав наиболее изученных зон довольно прост и примерно постоянен. Преобладают руды вкрапленного, реже прожилково-вкрапленного типа. В кварцевых прожилках отмечается сульфидная минерализация тетраэдрит–галенит–сфалеритовой ассоциации, которая образует самостоятельные крутопадающие жилки крустификационной симметрично-полосчатой текстуры мощностью до 10 см. Медово-желтый сфалерит (клейофан) содержит не более 2,56 % железа, а тетраэдрит отличается высокой сереброносностью (до 11 % серебра). В целом для рудных зон характерно широкое развитие гипергенных минералов (окислов и гидроокислов железа, малахита).

Кварц является одним из главных жильных минералов. В основной массе он представлен белой и полупрозрачной разновидностями, в зальбандовых частях прожилков образует шестоватые кристаллы. Структура этого кварца разнозернистая; форма зерен чаще неправильная и изометричная, а на контакте жил и прожилков стебельчатая и параллельно-шестоватая. Размер зерен не превышает 2...3 мм; границы их извилистые с тесным взаимным проникновением.

Арсенопирит является одним из распространенных рудных минералов. Образует призматические или псевдоромбические кристаллы размером до нескольких мм и даже до 1 см. Встречается крупными (до 1–2 см²) неправильными и реже прожилковидными выделениями в кварце и карбонате. Столь же часто отмечается арсенопирит одиночными кристаллами, которые имеют значительно меньшие размеры. Арсенопирит подвергается интенсивному замещению вторичными минералами зоны окисления (малахитом) и гидроокислами железа.

Пирит встречается в значительном количестве и наблюдается повсеместно. Обычно это мелкие разрозненные кристаллы, наблюдаемые не только в жильном кварце и карбонате, но и во вмещающих породах. Образует кристаллы кубического и куб-октаэдрического габитуса или их агрегаты. Размеры кристаллов колеблются от десятых долей мм до 5–7 мм. Крупные (до 5–7 мм²) полизернистые выделения пирита встречены только в жильном кварце. В некоторых случаях пирит показывает зональное строение кристаллов, а иногда признаки кристаллизации из сферических частей их на внутренних металлоидных «затравках». Для кристаллов пирита характерны коррозионные границы и катаклаз, по трещинам в зоне окисления развиваются гидроокислы и окислы железа.

Арсенопирит и пирит являются наиболее ранними рудными минералами, для которых характерна гипидиоморфнометазернистая структура и прожилково-вкрапленная текстура. Выделяется ранняя кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация.

Халькопирит по распространенности и содержанию среди рудных минералов уступает лишь арсенопириту и пириту, встречается повсеместно в виде неправильных выделений, ассоциирующих, главным образом, с мангансидеритом. Отмечается крупными неправильными вкрапленниками, которые сложены мелко- и среднезернистым агрегатом. Мелкие правильно ориентированные вкрапленники встречаются в сфалерите (структура распада твердого раствора). Халькопирит подвержен интенсивному гипергенному изменению, замещается гидроокислами железа, малахитом.

Галенит встречается в виде массивных прожилковых, линзовидных обособлений, меньше в виде гнезд, вкрапленников, редко отмечаются массивные крупнокристаллические разности, отдельные деформированные кристаллы размером до 1 см, которые отличаются большой чистотой.

Сфалерит образует мономинеральные гнезда в центральных частях жил и ассоциирует с мангансидеритом и блеклыми рудами. В редких случаях отмечаются каемки и червеобразные обособления, возникающие на контакте галенита с блеклой рудой.

Мангансидерит кристаллизуется в виде жил с пустотами, образуя щетки ромбоэдрических кристаллов до 1 см, часто встречаются мангансидеритовые прожилки и жильные образования мощностью от 2–3 до 10–15 см. На выветрелых поверхностях встречаются сидеритовые каркасно-скелетные образования.

Вторая стадия минералообразования – карбонат–полисульфидная. Для нее характерны структуры дробления и распада твердого раствора, коррозионные микротекстуры. В эту же стадию образовался и сереброносный тетраэдрит.

Малахит встречается в окисленных рудах в виде корковых и почковидных полосчатых колломорфных агрегатов вокруг выделений халькопирита. Наблюдался в виде пятен концентрического строения с неоднородными внутренними рефлексиями от густо зеленых в центре до бледно-салатных к периферии. Размер пятен 0,1–0,3 мм, гнездовых выделений с малахитом до 6,5 мм.

В результате проведенных нами исследований можно сделать следующие выводы:

1. Формирование оруденения на участке Имтанджа многостадийное, охватывающее значительный промежуток времени и непосредственно связано с формированием разрывной структуры участка.

2. Разрыв по времени между кварц-пирит-арсенопиритовой и карбонат-полисульфидной стадиями привел к формированию руд с различной структурой и текстурой. Минеральный состав этих стадий также достаточно резко различен. Основные рудные минералы сформировались в карбонат-полисульфидную стадию.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УДЕРЕЙСКОЙ СВИТЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

И.К. Воронин

Научный руководитель доцент Н.Ф. Столбова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Крупные золоторудные месторождения Енисейского кряжа локализованы в черносланцевых толщах удерейской свиты позднего протерозоя (рифей). К ним относятся такие месторождения как Советское, Олимпиадинское, Эльдорадо, Ведуга, Бабгора, Удерейское, Раздолинское, Боголюбовское, Попутнинское, Чингасанский рудный узел. К последнему относится Митрофановский участок, на котором были отобраны образцы для исследований.

Цель исследований: изучение вещественного состава пород Митрофановского участка, в том числе отложений удерейской свиты, для последующего выяснения вопроса о происхождении золота.

Задачи исследований следующие:

изучение литологических особенностей отложений удерейской свиты;

изучение петрографических особенностей пород, вмещающих руды;

изучение особенностей распределения золота в рудах;

анализ существующих точек зрения на происхождение золота в месторождениях Енисейского кряжа;

выводы о возможном происхождении золота на Митрофановском участке.

Породы Чингасанского рудного узла входят в состав сухопитской, чингасанской и чапской серий, нижнепротерозойского, ниже-среднерифейского и верхнерифейского структурно-формационных комплексов [1]. В состав комплекса входит кординская, горбилоская, удерейская, лопатинская, суворовская и подъемская свиты. С позиции золотоносности наибольший интерес представляют отложения удерейской свиты.

Удерейская свита представлена углеродистыми черными темно-серыми, реже зеленовато-серыми глинистыми и алевроито-глинистыми, а также кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-мусковит-биотитовыми сланцами. Породы характеризуются ясно выраженной параллельно-слоистой текстурой и алевропелитовой и гранолепидобластовой структурами. На Чингасанской площади отложения выделены в три пачки микросланцев нижеудерейской подсвиты:

нижняя пачка - углеродистые кварц-хлорит-серицитовые (R2ud11);

средняя пачка - зеленые хлорит-кварц-серицитовые (R2ud12);

верхняя пачка - полосчатые хлорит-серицит-кварцевые (R2ud13).

Образцы для изучения вещественного состава пород удерейской свиты и руд были отобраны из канавы длиной 870 м, пройденной вкрест простирания основных геологических структур. Большинство образцов

отобраны из нижней и средней пачек удерейской свиты. Литолого-петрографическое изучение позволило выделить среди углеродистых глинистых микросланцев, в основном кварц-хлорит-серицитового состава, три группы пород: кварцевых песчаников, катаклазитовых брекчий и аргиллитов.

Кварцевые песчаники. Цвет пород темно-серый, белый. Структуры псаммитовые, столбчато-червеобразные. Текстуры массивные плотные однородные. Минеральный состав пород: кварц, хлорит, серицит. Иногда отмечаются друзовидные и обломочные кристаллы кварца. Преобладает размер обломков 0,25 мм. Обломки хорошо отсортированы. Местами прослеживаются отдельные зерна полевого шпата, которые преобразованы до чешуек серицита. На некоторых зернах видны каверны, заполненные тонкозернистым агрегатом гидроксида железа. Хлорит встречается в виде червеобразных вростков. Он контактирует и с кварцем, и с кремнисто-глинистой породой. Обломки кварца полуокатанные изометричные. Наблюдаются черты регенерации обломков до правильных кристаллических форм. Контакты обломков конформные. Тип структуры цемента пленочный. В шлифе наблюдается полосчатость и реликтовая слоистость пород. В образцах видны включения захороненного органического вещества. Породы подвергнуты давлению. В кварце виден нарушенный эффект погасания.

Катаклазитовые брекчии. Цвет пород серый, светло – коричневый. Структуры катакластические. Текстуры гофрированные. Минеральный состав пород: кварц, серицит, хлорит. Брекчии существенно серицитовых пород представлены сцементированными угловатыми удлиненными обломками. Преобладающий размер обломков 0,14 мм. Образцы сильно деформированы. Они трещиноватые и хрупкие. Катаклазиты смяты пликвативно в мелкие пликвативные складки и имеют шелковистый блеск. Контакты обломков конформные. На них виден налет глинистого и железистого материала. Черные пятна в породах представлены захороненным органическим веществом. Породы подверглись сильным деформациям, а затем цементации глинистым и железистым веществом.

Аргиллиты. Цвет пород серый и черный за счет углеродистых частиц. Структуры пелитовые. Текстуры тонкослоистые параллельно-слоистые. Минеральный состав пород: кварц, серицит, хлорит, актинолит, эпидот, клиноцоизит, гидрослюда. Углеродистые аргиллиты имеют параллельно-слоистые, тонкослоистые, а также прожилковые текстуры. Прожилки выполнены кварцем. Образцы пород имеют порфириобластовые включения хлорита. Также наблюдается перераспределение захороненного органического вещества с образованием скоплений. В большинстве пород присутствует битуминозное вещество.

Золото месторождения самородное. В пробах оно отмечено, в основном, в сростании с кварцем и в единичном случае – с арсенопиритом. Золото в свободных выделениях имеет различные формы: вытянутые, игловидные, изогнутые, изометричные и неправильные. Преобладают вытянутые формы. Размеры зерен варьируют от сотых (0,08×0,018) – (0,24×0,06) до десятых (0,31×0,08) – (0,24×0,06) – (0,14×0,012) долей мм. Макроскопически золото было отмечено в кварце в виде тонких пленочных выделений до 0,5 мм по площади и мелких изометричных включений в обохренном кварце размером (0,12×0,05) мм. Золото имеет ярко-желтый цвет. Пробность золота определена и равна 915.

Анализ существующих многочисленных точек зрения на образование золота на Енисейском крыже позволил представить их в виде пяти групп:

- собственно осадочное и осадочно – гидротермальное, в той или иной мере метаморфическое (Бадалов, 1986; Белькова, Огнев, 1981; Бендик, 1970; Гарьковой, 1978, 1982; Попов, 1980);
- метаморфогенно – гидротермальное или метаморфогенное (Буряк, 1973, 1975, 1985; Григоров, 1975, 1985; Коновалов, 1985; Смирнов, 1972, 1976, 1982);
- вулканогенно – осадочное (Попов и др., 1980; Сазонов, 1998);
- плутоногенно – гидротермальное, за счет избирательного развития гидротермального процесса среди обогащенных золотом горизонтов пород (Бородаевский, Бернштейн, 1967; Волков, 1995; Шило, Сидоров, 1978);
- смешанное, полигенное (Асаналиев, 1990; Константинов, 2000), метаморфогенно – плутоногенное (Буряк, Бакулин, 2000).

Наиболее близкими гипотезами происхождения золота при интерпретации результатов данного исследования являются гипотезы В.Т. Григорова (2003) и В.Г. Петрова (1974).

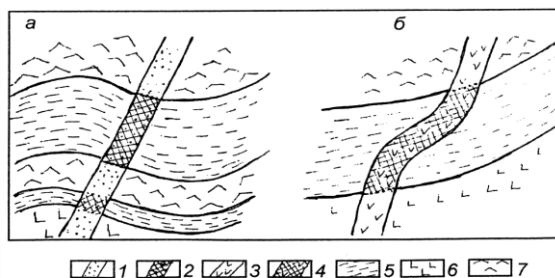


Рис. Схема литологического контроля золотоносности кварцевых жил (а) и даек (б) при пересечении ими пород повышенной золотоносности.

- 1 – кварцевая жила незолотоносная; 2 – то же, золотоносная;
- 3 – дайка незолотоносная; 4 – то же, золотоносная;
- 5 – золотоносные породы; 6 – диабазы; 7 – порфириды

Гипотеза В.Т. Григорова говорит об образовании золотоносных кварцевых жил и даек путем заимствования золота из вмещающих пород (рисунок а, б). Наблюдения этого автора на целом ряде золоторудных месторождений, с наличием промышленных золотокварцевых жил и даек, показали, что последние золотоносны не повсеместно, а только на отдельных интервалах. Их промышленная золотоносность зависит от золотоносности вмещающих пород. Наблюдаемые факты, особенно материал, полученный по Коммунарковскому месторождению, привел В.Т. Григорова к идее, о том что, и золотоносность даек, также как и кварцевых жил, являются функцией золотоносности вмещающих пород [2].

Изучая золотоносность даек, автор установил, что золото тяготеет к изгибам пород (замкам складок) и трещинкам типа лестничных жил и по механизму образования объясняется «тектонической» гипотезой В.Г. Петрова, рассмотренной ниже.

Гипотеза В.Г. Петрова [3] накопление золота в результате тектонических процессов. Тектонические нарушения, воздействуют на породу, приводят к появлению в ней трещин, представляющих собой места с пониженным давлением, благоприятным для кристаллизации минералов. Поступление в трещины флюида и кристаллизация какого-либо минерала вызывает нарушение в химическом равновесии горной породы. Минералы, кристаллизующиеся внутри трещинок, вследствие меньшего давления внутри последних, обладают меньшей величиной химического потенциала по сравнению с этими же минералами, находящимися в горной породе. Различная химическая подвижность отдельных компонентов пород приводит к тому, что миграция этих компонентов по трещинам происходит с различной скоростью, в результате чего состав минералов, выполняющих трещину, будет определяться в основном наиболее подвижными компонентами.

Выводы о возможном происхождении золота на Чингасанском рудном узле.

Источником золота служат породы удерейской свиты с золотоносным углеродистым органическим веществом.

Мобилизации золота предшествует проявление тектонических дислокаций и зон флюидомиграции, которые способствуют разложению органического вещества, освобождению золота и его перераспределению в породах.

Накопление золота происходит в зонах дислокации, кварцевых жилах, дайках и трещинах.

Литература

1. Гавриленко В. А., Отложения Чингасанской серии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. – Томск: Изд-во Томского политехнического института, - Томск, 1973. – 18 с.
2. Григоров В. Т. Крупнейшие золоторудные месторождения Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау и их экономическая оценка с позиции стратиформного рудообразования. – М.: Научный мир, 2003. – 168с.
3. Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. – М.: Наука, 1974. – 215 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ЗОЛОТОНОСНОГО УЧАСТКА «ЧАШКАТСКИЙ» (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Д.Е. Выдрич, Т.Н. Уезбаев, В.В. Гафнер, А.А. Зворыкин, Р.Р. Габдеев

Научный руководитель старший преподаватель Т.Е. Мартынова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Кварц – один из самых распространенных и важных минералов. Еще академик А.Е. Ферсман указывал, что «кварц представляет замечательный типоморфный минерал, который сыграет огромную роль в поисковой и разведочной деятельности, если будет изучен систематически и углубленно». Рассматривая типоморфные минералы, он отмечал, что кварц имеет большую амплитуду колебаний свойств и чутко реагирует на изменения в природе и характере процессов [3].

Цель работы – выявление физико-химических особенностей жильного кварца золотоносного участка «Чашкатский». Чашкатский участок расположен на Комсомольской площади, которая выделяется в составе Ортон-Балыксинского золоторудного района Федоровско-Кедровского рудного поля (Кузнецкий Алатау). Ортон-Балыксинский золоторудный район находится в западной части Республики Хакасия, на территории муниципального образования Аскизский район. Охватывает левобережье рек Томь-Балыксу, бассейны речек Ортон, Федоровка, Кедровка, Веселая, Магызы, Камзас.

Объектом исследования послужили 3 образца жильного кварца (Т41-10, Т41-44 и Т41-199), которые были отобраны из канавы Т41 на участке «Чашкатский».

Различие морфологических проявлений кварцевых агрегатов в рудных жилах и предопределило постановку задачи по выяснению физико-химических особенностей этого кварца.

Изучение текстурно-структурных особенностей и морфологии жильного кварца велось по штуфным образцам и прозрачным шлифам, изготовленным из этих же образцов. Для проведения более тонких методов исследования физических и химических свойств изучаемого кварца была проведена пробоподготовка для получения его монофракций.

Образец Т41-44 (№ 3) представляет собой мелкозернистый агрегат жильного кварца в расланцованной породе. Кварц темно-серого цвета с жирным блеском пластически деформирован. По плоскостям расланцевания отмечаются продукты лимонитизации и развитие тонкочешуйчатых агрегатов слюдоподобных минералов. В породе отмечается локальная хлоритизация.

Образец Т41-10 (№ 4) представлен агрегатами кварца черного цвета со сланцеватой текстурой.

Образец Т41-199 (№ 11) из жилы в микрогаббро сложен серовато-белым кварцем. Кварц характеризуется неравномернозернистой структурой, ориентированной друзовой текстурой с пленками гидроксидов железа в межзерновом пространстве и на поверхности граней кристаллов.

Петрографическое изучение в шлифах показало различие структурных особенностей и морфологии кварцевых агрегатов. Наиболее разнообразными структурами характеризуется кварц из образца № 3. По составу это кварц-плагиоклаз-серицитовый агрегат с реликтовой порфириковой структурой, обусловленной реликтами плагиоклаза ранней генерации с антискелетным агрегатом перекристаллизованного альбита. Для кварцевых агрегатов типична неравномернозернистая (1,0–0,1 мм) аллотриоморфная структура. На отдельных участках отчетливо проявляются гранобластовые агрегаты перекристаллизованного кварца, характеризующегося более мелким размером изометричных зерен (0,3–0,1 мм). Подобные зерна слагают отдельные участки, образуют каемки вокруг более крупных зерен, а также локально формируются в трещинном пространстве более крупных катаклазированных зерен ранее образованного кварца. Трещины катаклаза имеют субпараллельную ориентировку, которая наряду с мозаичным погасанием кварцевого зерна указывает на динамическое воздействие на кварц.

Кварцевые агрегаты из образца № 4 характеризуются более крупно-равномернозернистой и гипидиоморфной структурами. В шлифах отчетливо выявляются две разновидности кварцевых зерен, слагающих последовательно ориентированные агрегаты. Первая разновидность представлена кварцевыми зернами удлиненно-изометричного облика с волнистым погасанием без включений. Вторая разновидность кварцевых зерен по размеру и форме не отличается от первой, но характеризуются спецификой погасания в виде ламеллей и обилием червеобразных включений размером 0,05–0,01 мм. При большем увеличении (240х) включения были диагностированы как призматические в некоторых случаях зональные зерна клиноцоизита. Ламелли погасания имеют явно деформационный характер и отчетливо демонстрируют две системы трансляций, которые акцентируются направленно ориентированными включениями клиноцоизита.

Агрегаты кварца образца № 11 характеризуются панидиоморфнозернистой структурой, друзовой микротекстурой. Зерна крупные, идиоморфные полигональных очертаний с отчетливой тригональной симметрией. В шлифах прослеживаются зоны роста отдельных индивидов, разрастание их за счет других индивидов. Линии контактов зерен ровные, четкие без признаков коррозии и замещения. Зерна кварца характеризуются волнистым погасанием и редкими незакономерно ориентированными включениями. Размеры изотропных включений изометричного облика не превышают 0,001 мм.

Для выделения монофракций кварца для дальнейших исследований была проведена предварительная пробоподготовка, которая производилась в лаборатории ГРПИ по общепринятой схеме: дробление → расситовка → отмучивание. Сначала пробы прошли стадию дробления на дробилке ДГЩ 100×60, далее системой сит по каждой пробе была выделена фракция 0,5–0,25 мм. После отмучивания и просушки дробленые пробы изучались под биноклем с последующим отбором монофракций кварцевых зерен.

При изучении под биноклем выяснилось, что кварц из пробы № 11 не содержит включений и поэтому была выделена только одна монофракция, в которую отбирался только чистый, прозрачный кварц. Кварц из проб № 3 и № 4 содержит разнообразные включения, поэтому было отобрано по две монофракции из каждой пробы: в одну – только чистый, прозрачный кварц без включений, а в другую – кварц с включениями.

Включения в кварцевых зернах весьма разнообразны как по способу распределения, так и по цвету. Есть и равномерно распределенные и локализованные около трещин. В зернах кварца можно было наблюдать черные, бурые и зеленые включения различной интенсивности окраски. Некоторые включения диагностируются по морфологии и цвету достаточно определенно: хлорит, лимонит. Включения бурого цвета с лимонитовой составляющей чаще всего локализуются возле трещин в микропустотках порового типа либо в самих трещинах. Закономерностей в распределении тонкодисперсных черных включений не выявлено. Подобные включения могут быть равномерно распределены в объеме зерна, могут располагаться в виде нескольких или одиночных сгустковых скоплений либо определять рассеянную вкрапленность. Были выявлены незакономерно распределенные тонкодисперсные включения и включения, которые располагаются только около трещинного пространства. Количественное содержание примесей также разнообразно. В монофракции был отобран чистый прозрачный кварц и зерна кварца с тонкодисперсными черными включениями, превышающими 20 % от объема зерна.

Выделенные кварцевые зерна были исследованы методом инфракрасной спектроскопии для качественной и количественной диагностики вещества (химический состав и строение). ИК-спектроскопия проводилась на инфракрасном спектрометре IRPrestige-21 фирмы Shimadzu. При анализе полученных спектров была обнаружена интенсивная полоса поглощения (максимум) в области 1080 – 1055 см⁻¹, также двойной максимум в области 777–797 см⁻¹, тройной максимум в области 550–450 см⁻¹, что свидетельствует о том, что кварц представлен низкотемпературным α-кварцем [2]. По величине относительной глубины полосы поглощения, соответствующей частоте 3400 см⁻¹, можно судить о количественном соотношении α- и β-кварца в его сливных агрегатах [3]. Таким образом, присутствие β-кварца определяется в пробе 4. Увеличение полосы поглощения в области 3810–2000 см⁻¹, свидетельствует о возрастании содержания воды в структурных каналах кварца при понижении температуры его образования. Подобными характерными максимумами поглощения (2405–2310 см⁻¹) характеризуются пробы с включениями № 3 и № 4 (рис.).

В результате проделанной на данном этапе работы можно говорить о неоднородности агрегатов жильного кварца (α- и β-кварца), о сонахождении кварца как минимум 3 генераций. Возрастание содержания воды в структурных каналах связано с растворимостью кварца. Появление пустот отражает дефекты его кристаллической решетки, которые связаны с внешним динамическим воздействием. Внешнее стрессовое

влияние, т.е. динамическое одностороннее давление сказалось таким образом, что появились трещины, приоткрывшие полости и пустоты, по которым шло развитие циюзита, хлорита и серицита.

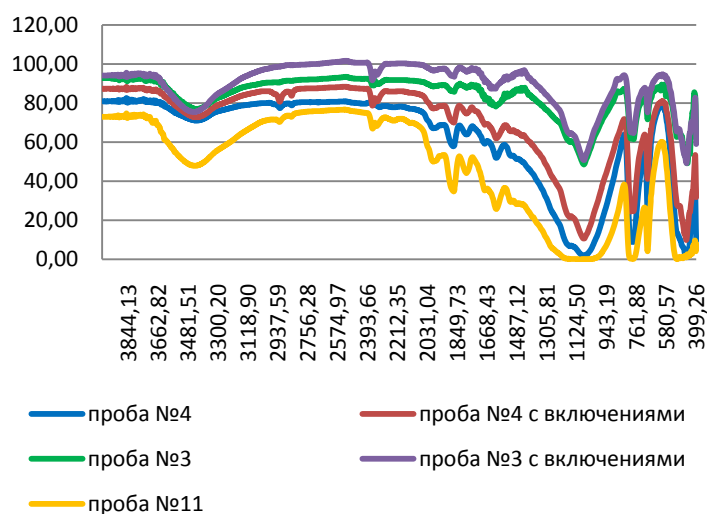


Рис. ИК-спектры поглощения кварца

Литература

1. Петровская Н.В., Мозгова Н.Н., Бородаева Ю.С., Новгородова М.И., Воробьев Ю.К., Носик Л.П. Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. – М.: Наука, 1987. – 231 с.
2. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 174 с.
3. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. – М.: Недра, 1984. – 149 с.

К ОЦЕНКЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ (НА ПРИМЕРЕ ЕЛЕНО-ТАВРИКУЛЬСКОГО УЗЛА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

О.Л. Герасимчук

Научный руководитель доцент В.И. Стреляев

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Елено-Таврикульский узел выделяется в северной осевой части Енисейского кряжа, в системе р. Бол. Пит, в бассейнах его правых притоков: Панимбы и Чиримбы, и является составной частью Енисейской золотоносной провинции, чья геологическая позиция определяется приуроченностью к ядру и крыльям Центрального горст-антиклинория, который протягивается в северо-западном направлении вдоль всего Енисейского кряжа.

Золоторудные месторождения золото-сульфидного и золото-кварц-сульфидного типов, приуроченные к метаморфизованным черносланцевым породам архей-протерозойско-нижнерифейского возраста и повышенная золотоносность вмещающих пород привлекает внимание многих исследователей, которые связывают месторождения либо с метаморфическими, либо с гидротермальными процессами [4, 5].

Золото-сульфидные месторождения на всей территории Енисейского кряжа единообразно контролируются складчато-разрывными структурами северо-восточного или субширотного простирания, занимающими диагональное или поперечное положение к общему направлению складчатости, указывая тем самым на резкую смену плана деформации к моменту их формирования. На локализацию руд значительное влияние оказывают блоковые структуры [1].

Условия залегания пород контролируются, главным образом, Ишимбинским глубинным разломом, где наиболее широко проявлены разрывные тектонические нарушения, зоны дробления и проницаемости, а также наложенные на продольные и наложенные структуры карелид и складчатость байкалид субширотного направления. Это ослабленные зоны, открытые для проникновения флюидов и растворов. Позже, при прочих необходимых условиях, они становятся ловушками для локализации рудной залежи.

Установлено, что Елено-Таврикульский узел пространственно приурочен к зонам тектономагматической активизации с повышенной проницаемостью в составе сильно измененных жестких глыб протоматерикового типа. Также нами было выявлено [2], что наибольшие концентрации рудного золота приурочены к зонам с высоким содержанием калия в составе, как вмещающих пород, так и руд.

Калийсодержащие образования архей-протерозойско-нижнерифейского структурно-вещественного комплекса на данной площади очень схожи с гумбейтами, установленными Д.С. Коржинским на Южном Урале [4]. Также по составу аналогичные породы были ранее установлены в пределах Герфедского рудного узла в заангарской части Енисейского кряжа В.И. Стреляевым и Я.А. Первушиной [6].

Концентрация ионов калия и золота увеличиваются с глубиной (в нижнем этаже они наиболее высокие), чему способствует, по нашему мнению, внедрение амфибол-биотитсодержащего мантийного метадиапира, имеющего широкое распространение в пределах осевой части Енисейского кряжа [5].

Таким образом, макрокомпонентная жидкофазная гумбеитовая система в архее- протерозое, и особенно в нижнем рифее, была связана с внедрением диапира, несущего потоки с высокими энергетическими металлизированными связями, что подтверждается наибольшими концентрациями калия и золота на данном участке, тяготеют к одним и тем же ореолам (рис.).

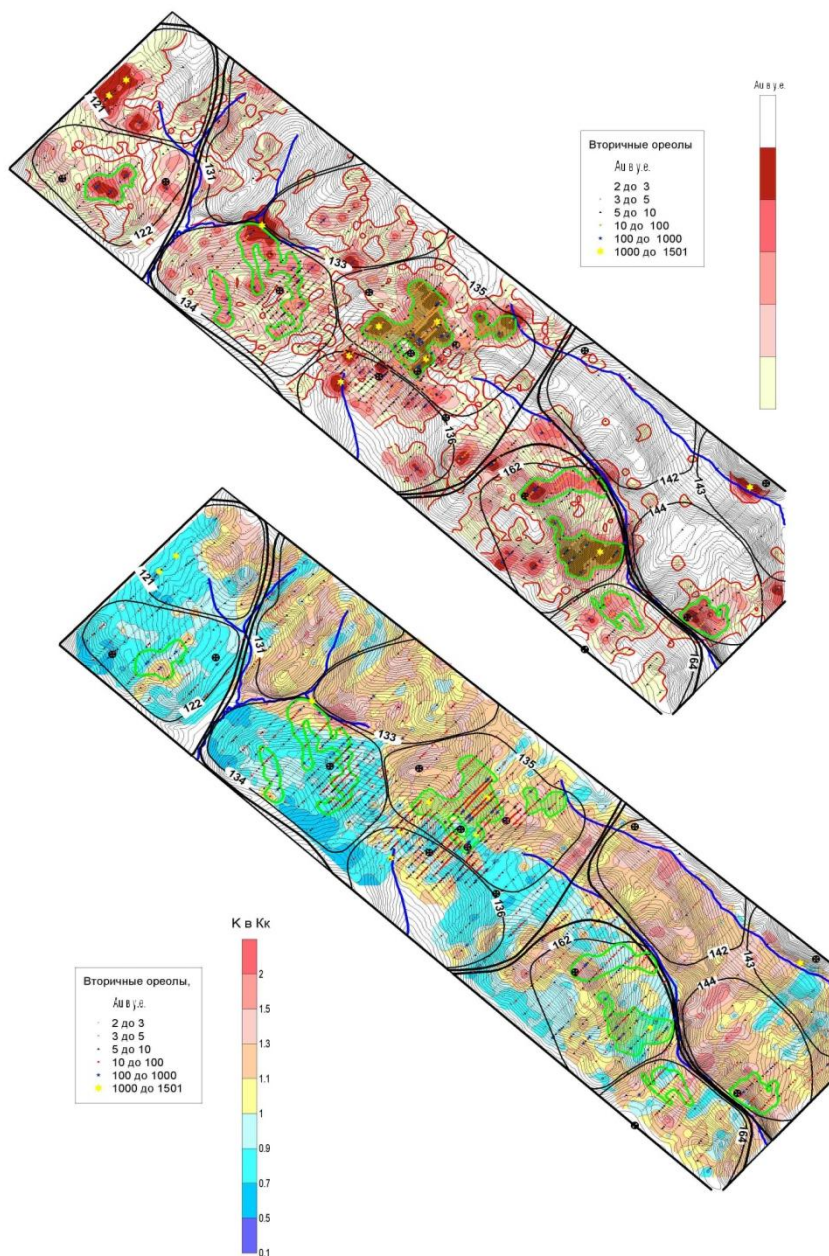


Рис. Поля распределения Au и K в ореолах Елено-Таврикульского узла (Енисейский кряж). Составили Л.Г. Юркевич, О.А. Минаева (ОАО Красноярскгеолсъемка), с изменениями автора. Масштаб рисунка 1:100000

В Елено-Таврикульском узле гумбеитизация происходит по следующей минеральной схеме: сливной кварц + амфибол + магнетит → серицит + альбит + сульфиды мышьяка → ортоклаз + сульфиды сурьмы + сидерит. Зоны гумбеитов размещены в структурно-вещественных комплексах терригенно-карбонатной формации тейской серии и сухопитской подсерии. Низы последней слагают породы кординской свиты, известной своей повышенной калиеносностью и золотоносностью. Гумбеитизированные породы особенно развиваются в приразломных зонах, зонах дробления и повышенной проницаемости. По внешним признакам

устанавливается довольно четкий переход от внешних зон к внутренним: по степени сохранности структурно-текстурных признаков, перекристаллизации кварца, изменению окраски пород.

Последующее частичное окварцевание гумбеитов, вероятно, связано с падением температуры в пространстве и во времени, вызывающей понижение растворимости кремнезема. Химизм гумбеизации в основном сводится к привносу калия, углекислоты, серы и выносу натрия и кремнезема.

Д.С. Коржинский не параллелизует гумбеиты с березитами [4], считая, что устойчивость ортоклаза вместо серицита объясняется более высокой активностью калия и пониженной температурой формирования, по сравнению с березитами. Накопленный к настоящему времени опыт изучения околорудных березитов не отвечает изложенным представлениям в том отношении, что сонахождение березитов и гумбеитов не характерно: ни в одном случае не отмечено, чтобы березиты сменялись гумбеитами на глубину или при пересечении ими пород повышенной щелочности. Гумбеиты вообще весьма ограниченно распространены, а в районах развития березитов они, как правило, отсутствуют [4].

Таким образом, исследования Елено-Таврикульского золоторудного узла Енисейского края показали, что размещение продуктивных залежей зависит от положения глубинных зон земной коры и от петролитологического состава макрокомпонентной жидкофазной гумбеитовой системы.

Весьма активный калий в составе амфибол-биотитов вмещающих пород сильно активизирует синтез сульфидных веществ с золотом в составе твердых растворов, а также способствует концентрации и привносу кремнезема в континентальных геодинамических обстановках самых низких температур кристаллизации калиевых метасоматитов.

Установленный признак может быть оценочным критерием для выявления других аналогичных золоторудных объектов в смежных районах Енисейского края, связанных с низкотемпературным калиевым метасоматозом.

Литература

1. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. – Л.: Недра, 1987. – 247 с.
2. Герасимчук О. Л., Стреляев В. И. О золотооруденении Елено – Таврикульского узла (Енисейский край) // Металлогения древних и современных океанов – 2008 «Рудоносные комплексы и рудные фации»: Материалы Четырнадцатой научной студенческой школы. – Миасс, 2008. – С. 255–256.
3. Кренделев Ф.П., Лучко А.Г. Новый тип золотого оруденения на Енисейском крае // Вопросы геологии месторождений золота. – Томск: Изд-во ТГУ, 1970. –Т. 239. – С. 78–87.
4. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М.: Недра, 1978. – 215 с.
5. Стреляев В.И., Дмитриев Г. А., Дель Е. В. и др. Конвективная рекструктуризация земной коры и полихронное формирование рудно-флюидных систем (Енисейский край) // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – С. 215–216.
6. Стреляев В. И., Первушина Я. А. Промышленное золотооруденение Енисейского края // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии: Тр. 7 межд. Симп. – Чита: Зап. ГГПУ, 2007. – С. 124–127.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД КОММУНАРОВСКОГО ЗЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Д.А. Горбунов

Научный руководитель доцент Л.А. Краснощекова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Коммунарское золоторудное месторождение расположено на восточном склоне Кузнецкого Алатау на территории республики Хакасия. Площадь района составляет около 1200 км². Коренные месторождения золота находятся в гольцевой области гор. В строении района принимают участие вулканогенно-осадочные толщи верхнего протерозоя и кембрия. Нижняя толща представлена основными и средними эффузивами и их туфами с прослоями осадочных пород; верхняя толща, существенно туфоосадочная, сложена перемежающимися ритмическими пачками туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфосланцев и мраморизованных известняков с горизонтами туфов среднего и средне-кислого состава.

Толщи прорваны разновозрастными интрузивными породами. С дайками и силлами субвулканического и габбро-диоритового комплексов связана основная часть промышленного оруденения. Выделяется дайки амфибол-плагиоклазового ряда (добатолитового возраста), ряд габбро-порфири и монзонит-порфира (постбатолитового возраста), дорудные лампрофиры постбатолитового возраста. Вмещающие толщи и интрузивные породы дорудного возраста подвержены интенсивному метаморфизму (контактовому, региональному, гидротермальному), а пострудные дайки – только гидротермальному.

Основное значение для локализации промышленного оруденения играла мелкая трещиноватость пород, определившая условия формирования кварцево-прожилкового оруденения.

Добыча рудного золота на Коммунарском месторождении начата в 1899 г. с открытием жилы «Богом дарованной», переименованной впоследствии в жилу Масловскую. В начале 30-х годов вблизи известных жил были выявлены участки кварцево-прожилковых руд с относительно невысоким содержанием золота (3–5 г/т), но обладающие значительными запасами руды. Добыча этих руд ведется до настоящего времени, в частности, на Апрельской жиле Центрального участка месторождения.

Изученный разрез отложений белоиюсской свиты Апрельской жилы по 730-му горизонту представлен основными и средними магматическими породами, которые в разной степени изменены вторичными процессами. Изучение структурно-текстурных характеристик пород проводилось в шлифах. Исследование шлифов на поляризационном микроскопе позволило уточнить минералогический состав и определить вторичные изменения образцов.

Описываемые вмещающие породы участка представлены туфами андезитов, порфиroidными кварцевыми диоритами и диоритами, габбродиоритами. Среди пород Апрельской жилы наблюдаются спессартиты, диорит-порфириты и габбродиорит-порфириты массивной текстуры, нередко фиксируются прожилки различного минерального состава, определяющие полосчатые и прожилковые текстурные разновидности. Макроскопически описываемые породы, преимущественно, серо-зеленого цвета различных оттенков, обусловленного наличием вторичных минералов – хлорита, эпидота, амфибола (актинолита) в различных сочетаниях с плагиоклазами и кварцем.

Структуры пород по абсолютным размерам зерен средне- и мелкозернистые, составляющие соответственно 1–5 мм и менее 1 мм, а также неравномернoзернистые, что характерно для гипабиссальных пород. Текстуры образцов массивные.

Среди преобладающих вторичных минералов наибольшее развитие имеет актинолит и хлорит, в меньшей степени фиксируется эпидот и реже кальцит.

Актинолит (достигающий в отдельных образцах 70 %, при среднем содержании 35–50 %) представлен игольчато-волокнистыми агрегатами светло- и насыщенно зеленого цвета. В целом, актинолит образует радиально-лучистые агрегаты, имеющие практически идеальную игольчатую форму. Оптические свойства, определяемые в кристаллах: угол погасания достигает 18°, величина двупреломления устанавливается в пределах 0,018. Минерал слабо плеохроирует от светло-зеленоватого до зеленого цвета с голубоватым оттенком. Актинолитовые иголки часто наблюдаются в мелких прожилках с кварцем или нацело выполняют трещинки в породах. В туфах фиксируются нацело выполненные хлоритом поры с мелкими выделениями внутри них иголочек актинолита.

Хлорит в изучаемых породах варьирует в пределах 5–10 % и образует чешуйчатые, неправильные выделения большей частью светло-зеленоватого цвета с плеохроизмом от слабого до явно выраженного в зеленых тонах. Фиксируется три генерации хлорита, отличающиеся рельефом, формой зерен, оптическими свойствами и условиями локализации. Первая генерация характеризуется удлиненно чешуйчатой и пластинчатой формой с заметным положительным рельефом. Определенные хлориты имеют очень низкое двупреломление ($N_g - N_p = 0,002-0,006$ и прямое погасание. К этой генерации можно отнести и хлориты, которые замещают первичные темноцветные минералы (роговые обманки) пород, иногда с образованием единых хлорит-амфиболовых пакетов.

магматизм (дайки)	⇒	метасоматоз	⇒	гидротермальные образования
сиенодиориты	⇒	эпидотизация	⇒	кварц, золото (до 5 г/т)
↑				
кварцевые диориты	⇒	березитизация	⇒	кварц, золото (1-5 г/т) сульфиды (до 15 %)
↑				
спессартиты	⇒	актинолитизация	⇒	кварцевые жилы, актинолит, золото (10-100 г/т) сульфиды (до 5 %)
↑				
габбро-порфириты	⇒	скарнирование	⇒	кварцевые жилы, актинолит, пирротин, халькопирит

Рис. Дайково-гидротермальный комплекс Коммунарковского рудного поля

Вторая генерация хлоритов образует ксеноморфные выделения в интерстициях зёрен и характеризуется более низким рельефом, по сравнению с выделенной ранее разновидностью. Для минерала определяется плеохроизм в зеленовато-голубоватых тонах. Величина двупреломления составляет 0,002–0,004. Наблюдаются псевдоморфозы хлорита по плагиоклазам и актинолиту.

Третья генерация приурочена к прожилкам кварца с образованием крупных чешуек и лопастных выделений в шлифе. В таких случаях хлорит имеет аномальную слабую желто-зеленоватую интерференционную окраску с величиной двупреломления 0,005–0,008 и до слабо буровато-синеватых оттенков. Плеохроирует от желтовато-зеленой до зеленоватой окраски. Чешуйки слабо деформированные и изогнутые. По-видимому, означенную разновидность можно связать с наложенными вторичными процессами гидротермальной проработки породы.

Эпидот (7–10 %) образует преимущественно выделения вокруг обособлений рудного вещества. Встречается также и в виде мелкозернистых агрегатов желтовато-зеленого цвета. Имеет яркие интерференционные окраски при скрещенных николях, величина двупреломления достигает 0,036. Отмечается и выполнение эпидотом интерстиций между зёрнами кварца, актинолита, плагиоклаза.

Таким образом, все изученные породы интенсивно изменены вторичными постмагматическими процессами с преобладающим развитием актинолитизации. Отмеченные выше особенности минерального состава исследуемых пород достаточно хорошо сопоставимы с процессами метасоматических изменений Коммунарковского рудного поля по [1] (рис.), где выделяют три продуктивные минеральные ассоциации, главной из которых является золото-кварц-актинолитовая (мало-сульфидная золото-кварцевая формация).

Литература

1. Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии: Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири / Под ред. В.П. Парначева и Б.Д. Васильева. – Томск: Изд-во ТГУ, 1998.

ВКЛАД М.К. КОРОВИНА В РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИИ, В ОСВОЕНИЕ УГЛЕННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ **Д.А. Горбунов**

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

В этой статье речь пойдет о талантливом человеке, преемнике М.А. Усова, который закончил и впоследствии долгое время проработал в стенах ТТИ (ныне ТПУ). Михаил Калинин Коровин – геолог, ученый, многим известен как первооткрыватель Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Посмертно удостоен высокого звания лауреата Ленинской премии в области науки и техники «За научное обоснование перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности и открытие первого в этой провинции Березовского газоносного района». С 1921 по 1948 гг. – профессор и заведующий кафедрой исторической геологии и кустобиолитов, с 1923 по 1925 гг. декан горного – с 1933 по 1939 гг. геологоразведочного факультета, с 1938 г. – доктор геолого-минералогических наук.

Научные интересы М.К. Коровина формировались в трех основных направлениях: золотоносность, угленосность и нефтеносность Сибири.

Летом 1913 г. экспедиция проф. М.А. Усова производила по приглашению «Общества рудного дела в Монголии» геологические исследования. В этой экспедиции в качестве помощника М.А. Усова принимал участие М.К. Коровин. Уже тогда профессор ТТИ разглядел в своем ученике и сверстнике талантливого исследователя и преемника. М.К. Коровину весной 1914 г. предстояло окончание горного отделения института по геологоразведочной специальности, а вместе с тем и написание дипломной работы на тему «Кударинский район Северной Монголии; его геологическое строение и условия золотоносности». В процессе экспедиции, в течение двух месяцев, был изучен довольно значительный участок Северной Монголии, в том числе и ближайший к русской границе Кударинский район, составляющий только часть обследованной местности, но занимающий все-таки свыше 100 кв. верст. Коровин принимал участие в экспедиции в качестве коллекционера, выполнял эту работу по предложению и под руководством М.А. Усова. В мае 1914 г. М.К. Коровин защитил свой дипломный проект и продолжил свою работу в качестве младшего лаборанта палеонтологического кабинета (ассистента профессора М.А. Усова).

С 1919 г. он включается в основную тематику научных работ кафедры и Сибгеолкома – в изучение угленосных бассейнов Сибири: Иркутского, Канского, Чулымо-Енисейского, Минусинского, Кузнецкого.

Для Канского, Чулымо-Енисейского и центральной части Иркутского бассейнов он дал первые геолого-экономические описания, научно обосновал их промышленное значение. В этот период М.К. Коровин активно сотрудничает в научных и производственных организациях Сибири. Он обстоятельно изучает стратиграфию угленосных отложений и, особенно, тектонику и палеогеографию бассейнов, обосновывает запасы, оценивает качество углей и возможности их переработки на жидкое топливо и кокс [2].

Кипучая творческая деятельность М.К. Коровина по изучению угленосных отложений районов Сибири позволила ему сделать крупные обобщения по условиям угленакопления на территории Восточной и Западной Сибири в палеозое и мезозое, разработать классификацию структурных типов угленосных бассейнов, выявить горизонтальную зональность в размещении складчатых структур, возникших в межгорных прогибах в условиях глыбовой, сибиретипной (по М.А. Усову) складчатости. М.К. Коровиным было опубликовано по проблеме угленосности Сибири около 60 статей, принесших ему широкую известность и признание. Следует отметить, что если за 10 лет (с 1920 по 1931 гг.) он опубликовал 24 статьи то за последующие 3 года – 27, причем две из них уже по проблеме нефтегазоносности Сибири.

В 1935 г. М.К. Коровин выпускает книгу «Об ископаемых углях и угленосных районах Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского краев» в которой он обобщает все свои исследования в области угленосных бассейнов. Книга написана очень простым и доступным даже не имеющему к геологической науке отношения читателю. В данной работе можно найти все, начиная с того, что такое геология и кончая тем, какие процессы способствовали образованию угленосных отложений в конкретном районе. Таким образом, главными достоинствами этой книги является обобщенность и доступность [2].

М.К. Коровин понимал, что угленосные районы Сибири таят в себе чрезвычайные богатства и в своих работах по результатам собственных исследований он приводит некоторую статистику. В Западно-Сибирском крае, наряду с гигантом Кузбассом, находятся Минусинский каменноугольный бассейн и большая часть Чулымо-Енисейского. Вместе они дают 445 млрд т, что составляет почти 30 % всех запасов СССР и 6 % мировых запасов. В Восточно-Сибирском крае расположены Канский, Иркутский и Тунгусский угленосные бассейны, а также

восточная часть Чулымо-Енисейского. Запасы этих бассейнов суммарно равны 729 млрд т угля, что составляет половину всех запасов СССР и около 9 % мировых. Восточная и Западная Сибирь вместе дают, таким образом, 1174 млрд т, что составляет 80 % всех угольных ресурсов СССР и 14 % мировых. Если же мы прибавим к этому Якутию и ДВК на востоке, Караганду (Казахстан) на западе, то получим 1300 млрд т угля. К общим угольным запасам СССР это составит уже 88 % и 15,2 % по отношению к мировым. В 1927 году на мировой энергетической конференции в Лондоне, угольные запасы СССР были исчислены в 552 млрд т и мировые в 7714 млрд т. После этого, благодаря исследовательским работам, развернувшимся особенно в первую пятилетку и в начале второй, в которых активно участвовал и М.К. Коровин, в СССР были открыты и изучены новые районы и даже целые угленосные бассейны. Угольные ресурсы страны в результате увеличились более, чем в два с половиной раза. Увеличились и мировые запасы. Быстро и резко возросшие за те годы угольные ресурсы Советского Союза поставили его на второе место в мире после США.

Таким образом, углубленные исследования стратиграфии, палеогеографии и тектоники угленосных бассейнов Западной и Восточной Сибири уже к 1932 г. позволили М.К. Коровину вплотную подойти к постановке и путям решения проблемы сибирской нефти. Он затрагивает вопрос об отсутствии нефти в Сибири и ставит его потому, что тот самый уголь, который в Шотландии в те годы являлся основным продуктом для добычания искусственной нефти, а, именно, сапропелевый уголь, в Кузбассе имеется в громадных количествах – около 100 млрд т. М.К. Коровин призывал получать искусственную нефть из сапропелевых углей Сибири по шотландской технологии. К этой теме он еще не раз возвращался, публикуя «Новые данные о сапропелитах в Восточной Сибири» (1930) и «О сапропелевых углях Сибири» (1931). В то время ископаемый уголь служил главной базой промышленности, играя важнейшую роль в индустриализации страны. В этой индустриализации весьма почетное место занимала Сибирь, таящая в своих недрах 80 % всех угольных ресурсов СССР. М.К. Коровин внес существенный вклад в развитие геологии, а следовательно, и индустриализации нашей страны [1].

Вклад Михаила Калининвича Коровина в изучении геологии горючих ископаемых Сибири и в подготовку геологических кадров трудно переоценить. В Томском политехническом университете, где с 1904 по 1948 гг. учился и работал М.К. Коровин, память о нем глубоко чтят, в первом (геологическом) учебном корпусе установлена мемориальная доска, в актовом зале университета – его портрет, для студентов ТПУ установлена стипендия имени М.К. Коровина.

Литература

1. Коровин М.К. Об ископаемых углях и угленосных районах Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского краев. – М.: Государственное объединение научно-техническое издательство, 1935. – 60 с.
2. Васильев Б.Д. К 120-летию лауреата ленинской премии профессора М.К. Коровина // Известия Томского политехнического университета. Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. – Томск: Изд-во ТПУ, 2002. – Том 305. – Вып. № 8.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ **Е.Е. Дугданова**

Научный руководитель ведущий научный сотрудник Д.И. Царёв
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

В бортах мезозойских впадин Западного Забайкалья располагаются месторождения и проявления различной минерализации. Большинство из них группируются в узких гидротермально-метасоматических флюоритоносных зонах, приуроченных к Гусино-Удинской системе разломов. Рудоконтролирующие разломы прерывистыми субпараллельными линиями трассируются вдоль северо-западного борта Иволгинской впадины и нередко срезаются поперечными дизъюнктивами, формируя глыбовую тектонику с блоками, пронизанными магматическими телами основного, ультраосновного и среднего составов нередко с повышенной щелочностью. Гранитоидный магматизм проявился в основном в более позднее время, прорывая, ассимилируя и замещая породы повышенной основности. При гранитизации магматических основных пород на фронте нередко возникают сиениты. Нисходящие в осевой части Хамар-Дабана растворы смешиваются с восходящими магматогенными флюидами, обогащаются галогенами, карбонатами, кремнием и редкоземельными элементами, которые в повышенных количествах содержатся в щелочных габброидах и сиенитах, а затем восходят по зонам дробления, катаклаза и милонитизации, замещая их флюоритом, карбонатами (в том числе и редкоземельными карбонатами), сульфатами, сульфидами и кварцем.

Проявления редкоземельной минерализации Аршана, Южного, Халюты и Ошурково образовались в результате метасоматоза в условия средних и низких температур по динамометаморфизованным породам. Минеральный состав метасоматитов: кальцит, барито-целестин, флогопит, бастанезит, флюорит. Геохимическими особенностями этих пород является высокое содержание кальция, повышенные концентрации бария и стронция, отчасти фтора и редких земель. Возраст карбонатитов (карбонатных метасоматитов) по данным К.Б. Булнаева и В.Ф. Посохова нижнемеловой [2].

К юго-востоку от Аршанского проявления находится небольшой участок Южный, в котором отмечается повышенное содержание редких земель по карбонатизированным горным породам. Там по высокой растительности отчетливо вырисовывается прямолинейный сместитель обводненного разрывного нарушения.

На Аршанском проявлении карбонатные тела залегают в виде разветвляющихся по восстанию плоских тел и падают в сторону меловой впадины, согласуясь с падением её бортового склона (рис. 1). В подошве они

постепенно переходят в замещаемые ими милониты. Реликты недозамещенных милонитов размещаются близ подошвы карбонатных тел, постепенно исчезая кверху.

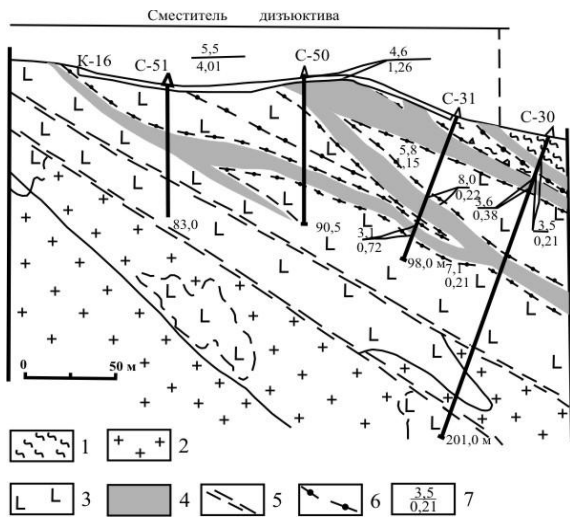


Рис. 1. Геологический разрез Аршанского проявления по данным Е.С. Мауришина
 1 – нижнемеловые отложения впадины (песчаники, сланцы, конгломераты);
 2 – лейкократовые гнейсовидные граниты (PR₂); 3 – субщелочные, щелочные габброиды (PR₁); 4 – карбонатные метасоматиты с редкоземельной минерализацией 0,1...7 %; 5 – разрывные нарушения; 6 – зеркала скольжения;

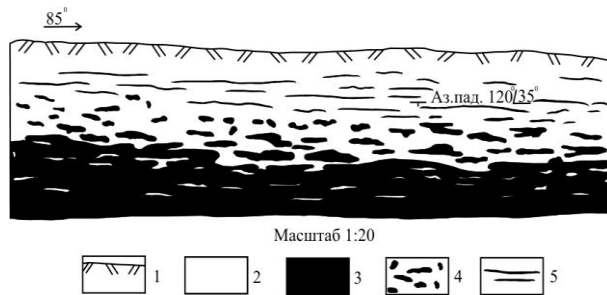


Рис. 2. Канавка на Аршанском редкоземельном рудопроявлении
 1 – почвенно-растительный слой;
 2 – метасоматические карбонатные породы; 3 – биотитизированные зеркала скольжения; 4 – метасоматические карбонатиты с реликтами недозамещенных милонитов; 5 – трещины отдельности в карбонатитах

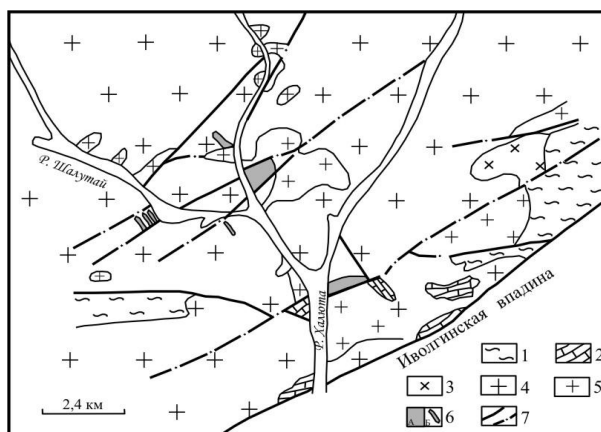


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Халютинского месторождения по данным К.Б. Булгаева
 1 – биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы и известняки,
 2 – кристаллические известняки,
 3 – гнейсовидные биотит-роговообманковые диориты, 4 – амфибол-биотитовые граносиениты;
 5 – гнейсовидные биотитовые граниты;
 6 – стронцианитовые карбонатиты: плащеобразные тела (А) и жилы (Б);
 7 – разрывные нарушения

Все карбонатные тела Халютинского проявления приурочены к современной гидросети (рис. 3), т.е. являются молодыми образованиями. По данным К.Б. Булгаева [3] широкие плащеобразные залежи со стронцианитовой минерализацией образовались в результате метасоматического замещения щелочно-карбонатными флюидами морских карбонатных пород.

В составе Ошурковского массива встречены карбонатные породы, представляющие собой брекчиевидные образования (рис. 4), в которых имеются обломки кристаллов полевых шпатов и других минералов, сцементированные тонкозернистой карбонатной массой. Это тела неправильной формы в зоне

катаклаза по сиенитам вдоль дайки гранитных пегматитов. Карбонатные породы, а также цеолиты, сформировались метасоматическим путем при фильтрации подземных и атмосферных вод по горным породам. Повышенное содержание элементов-примесей свидетельствует о заимствовании их из минералов габброидов и сиенитов, которыми они обогащены.

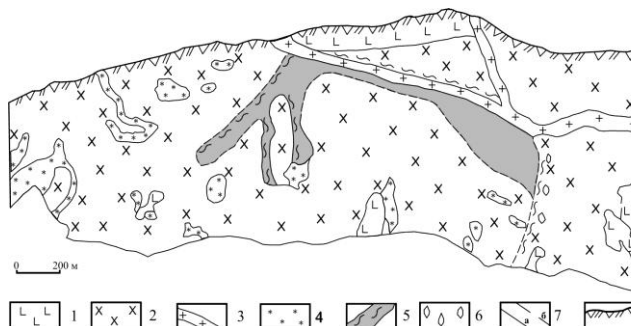


Рис. 4. Фрагмент обнажения Ферсмана (Ошурковское месторождение апатита)
1 – метагаббро и дайки ороговикованных габбро; 2 – сиениты среднезернистые; 3 – гранитный пегматит; 4 – цеолитизация; 5 – карбонатизация по зонам дробления; 6 – апатитизация; 7 – контакты: а) четкие, б) постепенные; 8 – почвенно-растительный слой

Документация канавы (рис. 2) в северной части Ю-В тела хорошо иллюстрирует замещение карбонатами биотитизированных милонитов (внизу – милониты,верху – карбонатные породы). Непосредственно в контакте наблюдается четко выраженный постепенный переход между ними. Мелкие участки карбонатизации встречается в верхней части милонитов, а линзовидные участки милонитов – в толще карбонатного тела. Большая часть милонитовых останцов в карбонатах вытянута вдоль трещин кливажа, ориентированных как в милонитах, так и в карбонатных породах (карбонатитах) в одном направлении. В милонитах, также, как и в останцах милонитов в карбонатитах, отмечаются блестящие плоскости скольжения, представленные в основном биотитом и мелкими обломочками полевых шпатов.

Литература

1. Булнаев К.Б. Условия образования и локализация фтор-редкоземельного оруденения // Геология рудных месторождений. – М., 1985. – № 2. – С. 28–38.
2. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. – М., 1995. – № 2. – С. 189–196.
3. Булнаев К.Б. О карбонатитовой природе эндогенных пород Забайкалья // Изв. ДАН, 1997. – Т. 354. – № 5. – С. 653–656.
4. Царев Д.И. Метасоматизм. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. – С. 319.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛМАЗОВ В ДЕЛЮВИАЛЬНОЙ РОССЫПИ ТРУБКИ «НЮРБИНСКАЯ»

С.В. Евсева

Научный руководитель доцент Л.Г. Сандакова

Якутский государственный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск, Россия

В морфоструктурном отношении россыпь Нюрбинская расположена в окраинной северо-восточной части Дяhtar-Уолбинской мезозойской палеодепрессии, выделенной по данным ранее проведенных тематических исследований Шаталовым В.И. и др. [3].

В генетическом плане россыпь Нюрбинская представляет собой россыпь ближнего сноса (делювиальная, делювиально-пролювиальная, делювиально-коллювиальная), локализованной в ближайшем околотрубочном пространстве коренного месторождения (трубка Нюрбинская) – источника алмазоносного материала в россыпных коллекторах.

В геологическом строении россыпи принимают участие подстилающие породы плотика. Плотик в литологическом разрезе представлен карбонатными, терригенно-карбонатными породами олдондинской свиты нижнего ордовика, и элювиальными образованиями коры выветривания средне-позднетриасового возраста. На большей части месторождения породы плотика представлены обломочно-глинистыми и глинистыми образованиями элювия коры выветривания, развитой на терригенно-карбонатной толще олдондинской свиты и кимберлитах трубки «Нюрбинская». В коре выветривания, развитой на породах ордовика, алмазы отсутствуют. Элювий на кимберлитах характеризуется повышенной алмазоносностью.

Продуктивная залежь включает весь объем дяhtarской толщи (T_3-J_1dh), которая является нижней залежью россыпи Нюрбинская. Дяhtarская толща образует делювиально-пролювиальные и делювиально-коллювиальные шлейфы по обрамлению трубки Нюрбинская и выполняют прилегающие к коренному месторождению впадины эрозионно-карстового генезиса. Верхняя залежь россыпи сложена грубообломочными породами укугутской свиты (J_1uk) нижней юры (нижние горизонты свиты). Мощность продуктивной залежи варьирует в широких пределах от 1–2 м в делювиальных шлейфах и до 46,6 м во впадинах.

Терригенные породы верхней части укугутской свиты отнесены к категории «торфов». Они залегают согласно на подстилающих их продуктивных толщах верхней залежи на большей части площади карьерного поля трубки Нюрбинской. К перекрывающим отложениям относятся также морские осадочные образования тунгской и сунтарской свит нижней юры и современные суглинки и супеси.

Большое значение при подсчете запасов и эксплуатации россыпных месторождений (в т.ч. алмазов) имеет характер и закономерность распределения полезного компонента, которые зависят от различных геологических факторов в т.ч. от рельефа плотика.

Рельеф пород плотика россыпи Нюрбинская сформированный в результате карстообразных и эрозийных процессов, характеризуется чередованием мелких отрицательных и положительных морфоструктурных элементов с вариациями абсолютных отметок от 118,8 до 193,2 м. Относительные превышения составляют до 52,8 м.

Наиболее контрастным положительным морфоструктурным элементом плотика является возвышенность дугообразной формы, расположенная в центре исследуемого участка, большая часть которой совпадает в плане с трубкой Нюрбинская. Длина возвышенности по осевой линии составляет около 460 м, ширина 180 м. Минимальная крутизна склонов (3–5°) отмечена на северном фланге возвышенности, максимальная (до 20–30°) на южном фланге. Склоны осложнены мелкими эрозийными формами.

В россыпи Нюрбинская распределение алмазов в разрезе продуктивных отложений неравномерное.

Для оценки распределения алмазов в россыпи Нюрбинская (южного склона) нами были использованы литологические разрезы по разведочным линиям.

Для того чтобы правильно оценить запасы продуктивных горизонтов, определить обогащенные участки в россыпи, с этой целью нами были построены в изолиниях рельеф плотика, распределение изоконцентраций средних содержаний алмазов. Построены графики средних содержаний и рассчитаны коэффициенты вариаций. Также сделано сопоставление рельефа плотика и изоконцентраций средних содержаний. Материалом для построений послужили результаты опробования по скважинам (по разведочным линиям).

Выявление форм плотика проводилось путем графических построений на горизонтальной плоскости в изолиниях с последующим совмещением с планом концентраций полезного компонента.

Анализируя графическое построение на данном участке, следует отметить, что рельеф плотика характеризуется чередованием небольших ложбинок и увалов, расположенными вдоль склона трубки. Абсолютные отметки колеблются от 138 м до 190,8 м, превышение 52,8 м. Верхняя часть склона более пологая, а нижняя часть склона крутая.

Обработка количественных данных по содержанию алмазов выполнена в изолиниях методом интерполяции, в пределах выделенных средних содержаний проведены границы интервалов:

- 0–0,3 карат/т – убогие;
- 0,3–1,1 карат/т – бедные;
- 1,1–1,9 карат/т – средние;
- 1,9–2,5 карат/т – богатые;
- >2,5 карат/т – очень богатые.

На плане изоконцентраций повышенные содержания алмазов приурочены к ложбинкам и склонам поднятий. Наиболее богатые пробы фиксируются на отдельных овально-вытянутых участках, причем наиболее высокие содержания алмазов отмечаются вниз по склону. Наименьшее количество алмазов отличается на поднятиях, где абсолютные отметки плотика составляют 165 м.

На построенных кривых средних содержаний четко выделяются четыре «пика» повышенных концентраций алмазов, формирующих контуры четырех «струй». Концентрация алмазов в струях носит четкий закономерный характер, симметрично уменьшаясь от центра к периферии (т.е., наибольшая концентрация фиксируется в осевой части ложбинок).

Для определения уровня изменчивости содержаний алмазов по россыпи были рассчитаны коэффициенты вариации средних содержаний по 4 разведочным линиям. При анализе полученных расчетов, распределение алмазов на исследуемом участке с богатыми запасами имеет относительно неравномерное распределение полезного компонента, и характеризуется от крайне неравномерного до весьма неравномерного.

При анализе полученных значений коэффициента вариации среднего содержания выявлено, что распределение алмазов с весьма неравномерным и крайне неравномерным наблюдается в пониженных участках рельефа.

Анализируя, сделанные построения можно сделать следующие выводы:

- распределение алмазов на исследуемом участке характеризуется от крайне неравномерного до весьма неравномерного;
- наблюдается четкая «связь» содержаний алмазов с рельефом плотика. Повышенные концентрации алмазов приурочены к отрицательным морфоструктурным элементам, а наиболее богатые содержания отмечаются на отдельных овально-вытянутых участках;
- выявленные закономерности пространственного размещения алмазов в россыпи могут служить для обнаружения участков повышенных концентраций.

Литература

1. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
2. Прокопчук Б.И. Древний карст и его россыпная минералогия. – М.: Недра, 1986.

3. Шаталов В.И., Боланев В.С., Тарабукин В.П. и др. Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля // Изв. Отечественная Геология, 1999. – № 4.

К ВОПРОСУ О ПРОГНОЗИРОВАНИИ ВОДОПРИТОКОВ В ШАХТНЫХ ПОЛЯХ ЮГА КУЗБАССА

А.В. Елисеев

Научный руководитель профессор А.Ф. Коробейников
ОАО «ОУК «Южжубассуголь», г. Новокузнецк, Россия

Отсутствие универсальных расчетов, недостаточная разведанность многих перспективных участков и уникальность природных условий шахтных полей делают прогнозирование водопритоков весьма затруднительным, расчетные притоки часто разнятся с фактическими в десятки раз. Такие просчеты ведут как к необоснованным затратам на сооружение водоотливов и очистных сооружений так и к катастрофическим водопритокам в отработанное пространство. В качестве примера, рассмотрена шахта «Тагарышская».

Поле шахты «Тагарышская» занимает Тагарышское месторождение, расположенное в юго-западной части Ерунаковского геолого-экономического района Кузбасса. По административному делению площадь шахтного поля входит в состав Новокузнецкого района Кемеровской области.

В тектоническом плане продуктивные отложения поля шахты «Тагарышская» приурочены к ядру и крыльям Успенской брахисинклинали. В геологическом строении угленосной толщи поля шахты «Тагарышская» принимают осадки ленинской и ускатской свит, которые образуют брахисинклинальную складку. Водоносный комплекс пермских отложений связан с полускальными преимущественно песчано-глинистыми отложениями. Фактором, определяющим обводненность отложений, является степень их трещиноватости. Воды пермских отложений напорные в депрессиях рельефа, напор до 8 м, и безнапорные на водоразделах. Питание подземных вод местное инфильтрационное, осуществляется за счет атмосферных осадков.

Глубина распространения водоносной зоны интенсивной трещиноватости колеблется от 37 до 110 м, в среднем 75 м. Удельные дебиты скважин составляют от 0,5–1,0 л/с до 1,25–2,74 л/с, водопроницаемость пород от 10 до 70 м²/сут., средняя водопроницаемость составляет 30–40 м²/сут.

Водоносная зона, связанная с не трещиноватыми породами, имеет распространение гипсометрически ниже глубин физического выветривания. Представлена отдельными интервалами мощностью 2...5 м, которые встречены до глубин 287 м. Генезис таких интервалов необходимо отнести к тектоническим процессам. Выявить какую-либо закономерность в развитии по площади и в размере, тем более предсказать их проявление не представляется возможным. Существенной роли на ухудшение условий проходки и отработки угольных пластов они не окажут. Степень обводненности характеризуется удельными дебитами от тысячных до сотых долей л/сек.

Таким образом, прогнозировалось, что в пермском водоносном комплексе основную роль в обводнении горных выработок будет оказывать водоносная зона интенсивно трещиноватых пород. На интервале 40–110 м породы практически не водоносны. Повышение водопритоков в горные выработки будет наблюдаться в апреле, мае, частично в июне, сентябре и октябре.

На основании этих данных был выполнен расчет водопритока в подготовительную лаву 34–3.

Для расчета водопритоков использовались материалы геологического отчета по полю шахты «Казанковская», а также фактические данные по водопритокам на шахте «Тагарышская», на которой обрабатывается пласт 34.

Расчет выполнен по формуле Мироненко В.А.: $Q_{\text{л}} = Q_3 + Q_{\text{п}} + 2Q_6$ [1].

Поступающий приток в лаву условно рассматривается как сумма притоков по четырем линейным контурам стока: $Q_{\text{п}}$ – со стороны монтажной камеры; Q_6 – со стороны боковых контуров стока, соответствующие контурам выработанного пространства по простираанию; Q_3 – со стороны фронта обрушения подработанных пород, поступающего перемещающегося за забоем очистной выработки со скоростью V .

Приток Q_3 , поступающий из дренируемого слоя в выработанное пространство со стороны движущегося очистного забоя, определяется по формуле:

$$Q_3 = k_m \left[(2H - m) \left(\frac{D}{2R_i} + \frac{0,68}{\lg R_i} \right) + \mu V D \right].$$

Приток со стороны монтажной камеры определяется по формуле:

$$Q_{\text{п}} = k_m \left[(2H - m) \left(\frac{D}{2R_n} + \frac{0,68}{\lg R_n} \right) + \mu V D \right].$$

Выражение притока со стороны одного из штреков имеет вид:

$$Q_6 = \frac{k_m [(2H - m) (\sqrt{1} + \frac{\pi L V}{a n_i}) - 1]}{\pi}$$

$$R_i = R_o \cdot n_i; R_o = \frac{a}{V^2} = \frac{58000}{36} = 1611; R = \sqrt{\pi a t} = \sqrt{3,14 \cdot 58000 \cdot 412} = 8662 \text{ м.}$$

Расчетный водоприток в лаву 34–3 на период начальной отработки составил: нормальный 29 м³/час, максимальный 44 м³/час. При ведении горных работ наблюдается значительный водоприток из вскрытых разведочных скважин. Так из скважины 9343 водоприток составляет 49–60 м³/час (глубина залегания пласта 114 м от дневной поверхности). Из скважины 9349 водоприток изменяется от 3 до 6 м³/час (глубина залегания пласта 302 м от дневной поверхности). Поскольку обе вскрытые скважины дают дополнительный водоприток,

нельзя исключить, что подобные явления не будут систематически повторяться при вскрытии остальных разведочных скважин. Поэтому при расчете дополнительно учитывались водопритоки из разведочных скважин из расчета 3 м³/час из каждой скважины, что соответствует стабилизированной величине водопритока по скважине 9349, как наиболее сходной по гидрогеологическим условиям со скважинами на проектируемой площади. Рассчитанный суммарный нормальный водоприток с работающей лавы на полное развитие работ должен был составить 250 м³/час.

Но уже в самом начале работ при продвижении очистного забоя на 20 м, произошел прорыв воды в отработанное пространство после посадки основной кровли. В результате чего водоприток составил в первые дни порядка 600 м³/час. Водосборник участка не был рассчитан на такой водоприток, два насоса производительностью 350 м³/час каждый не справились с суммарным водопритоком. В результате чего очистной забой и частично уклоны были затоплены.

Причиной столь катастрофического водопритока стала высокая обводненность пород на глубине около 300 м, встреченная при проходке горных выработок. Обусловлена она наличием в замке синклинали толщи песчаников достигающих мощности до 30 м. В условиях местного инфильтрационного питания подземных вод, перекрытые менее водопроницаемыми породами, они являются основным местом аккумуляции больших запасов подземных вод. Воды песчаников на большой глубине характеризуются высокими напорами, и при перераспределении давления в породах, вызванном проходкой горных выработок, посадкой непосредственной и основной кровель, являются причиной катастрофических водопритоков в шахту.

После этого встал вопрос о водопонижении до подошвы пласта 34. В целях водопонижения предполагалось сооружение двухлинейного ряда, состоящего из 10 водопонизительных скважин пробуренных из выработок в толщу песчаников – два ряда по 5 скважин расположенным по обеим сторонам горной выработки на расстоянии 300 м друг от друга в ряду. Однако проведенный расчет показал явную недостаточность планируемых мер по срабатыванию статических запасов подземных вод путем бурения скважин. За нецелесообразность данных мер выступило и то обстоятельство, что проведение горных выработок (наклонных стволов и подготовительных выработок) дает возможность создать дренирующие поверхности по площади в сотни раз превышающие дренирующие возможности водопонизительных скважин, не смотря на это, система водопроводящих трещин характерная для оси брахосинклинали не смогла обеспечить необходимого эффекта водопонижения. В результате необходимый эффект был достигнут путем непрерывной откачки воды в течении 5 месяцев из очистного забоя лавы 34–3 в месте где при обрушении пород основной кровли произошла разгрузка статических запасов воды.

В настоящее время статические запасы подземных вод частично сработаны, за счет чего нормальный водоприток в лаву 34–3 достиг расчетной величины в 250 м³/час.

Заключение.

В статье рассматривается проблема прогнозирования водопритоков на примере одной шахты, однако, в ходе проведенной работы автором был рассмотрен ряд шахт входящих в структуру ОАО «ОУК «Южзубассуголь». Практически в каждом случае, из-за недостаточной изученности гидрогеологических аспектов, прогнозируемые водопритокки в разы разнятся с фактическими. Как показывает практика, самым достоверным расчетом является расчет методом аналога ранее отработанных выемочных блоков. Эта проблема является одной из приоритетных, как в сфере безопасного ведения горных работ, так и с позиции экономики. Для примера можно сказать, что откачка воды из затопленных выработок шахты «Тагарышская» повлекла за собой большие финансовые и временные затраты.

Кроме того, автор считает, что вопрос о доразведке угольных месторождений на предмет, как гидрогеологических, так и горно-геологических условий на сегодняшний день наиболее актуален. Причиной этого является не только расхождение фактических данных с данными геологических отчетов, но и тот факт, что в последнее время недропользователю приходится самостоятельно проводить разведку участков. Это неизбежно ведет к снижению качества разведки, а как показывают последние события, целесообразнее прогнозировать горно-геологические осложнения, чем устранять их последствия.

Литература

1. Справочное руководство гидрогеолога (под ред. В.М. Максимова) – Л.: Гостоптехиздат, 1959.

ПИРОМОРФНЫЙ МЕХАНИЗМ КОНВЕКТИВНОГО ВРАЩЕНИЯ В КРУПНООБЪЕМНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛАХ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А.А. Журавлева

Научный руководитель доцент В.И. Стреляев

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Пирохимический анализ, выполненный по программе «Status», на примере Панимбинского металлогенического полигона Енисейского кряжа, дает возможность реконструировать картину реструктуризации коренных источников золота и выявить генетическую пирогеохимическую закономерность температурных превращений тепловых полей. Установлено, что появление апвеллингов мантийного материала плюма [1] провоцирует равновесный даунвеллинг холодных потоков корового астенолита (табл.).

Круговые взаимодействия обуславливают перегруппировку и значительные изменения в составе пород – от рафинированных эклогитов до кварцитолитовых филлитов. При оценке зон коренной золотой

минерализации наряду с обычными методами мы предлагаем применение данных по смешению горячих компонентов плюма с холодными компонентами корового астенолита. Отрывочные данные по пиролизу отдельных компонентов имеются в [2–4] и приведены в качестве примера в таблице.

Таблица

Объемное калибрование коренных источников золота мышьяком и сурьмой в зависимости от интенсивности тепловых полей (ИТП)

Пироэлементы, %	ИТП, кДж/моль			Месторождение
	35	25	20	
Сурьма + сера	3	5	14	«Золотое»
Мышьяк + сурьма+ сера	7	10	3	«Михайловское»
Вольфрам+мышьяк	12	5	3	«Скарновое»
ПАНИМБИНСКИЙ ПЛЮМ				

Таким образом, при оценке зон золотой минерализации, связанных с системой плюм- коровый астенолит наряду с обычными методами целесообразно использовать данные о содержании сопутствующих примесей, оказывающих непосредственное влияние на перераспределение самого коренного золота.

Глыбовая перестройка глубинных структур литосферы, как правило, сопровождается тепловой перестройкой. Причем ведущие процессы заключены в пределах узких, завалуированных многочисленными наложенными процессами, тектонических зон, которые нетрудно пропустить особенно в таких закрытых районах, каковым является Енисейский кряж.

Для Панимбинской структуры Енисейского кряжа на основе пирохимического анализа выявлена трех-стадийная золотая минерализация, связанная с трехэтапным изменением круговой конвективной тепловой энергии. Эти изменения внутренней круговой конвективной энергии были разнофункциональными. Расчеты и эксперименты, выполненные нами по программе «Status», показывают, что при аккумуляции (+) мантийного тепла эклогитовыми потоками плюма отмечается пятикратное превышение притока тепла (П) над его оттоком (О); при инверсии энергий (\pm) отношение П:О = 1:1 и при энтропии (рассеивании) тепловой энергии (-) холодным полем астенолита отношение П:О = 1:2 (рис.).

Таким образом, эволюция внутренней энергии системы «плюм-коровый астенолит» устанавливаемая петрохимическим анализом, подтверждает правильность выводов [1] о длительной активности Сибирского суперплюма и о реальном существовании коровых астенолитов.

Термодинамическая, система «плюм-коровый астенолит» генетически связана с температурными вариациями ($^{\circ}$ C) соответствующих тепловых полей и пропорциональна меняющимся объемам золотоносных флюидов в составе Панимбинского узла тройного сочленения.

Импульсами формирования структур нижнего, среднего и верхнего термо-тектонических ярусов явились тепловые преобразования продуктивного вещества мантии при взаимодействии с теплом корового астенолита.

Процессы формирования и преобразования таких рудных узлов осуществлялись пульсационно и имели скользящий характер границ термо-тектонических ярусов с хорошо уловимыми пространственными ограничениями.

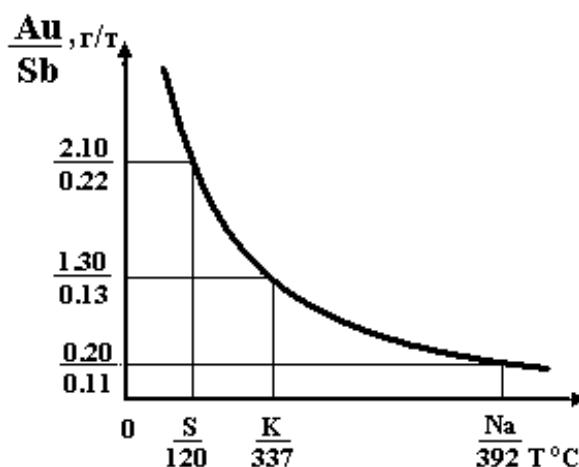


Рис. С уменьшением глубины залегания и температуры потоков корового астенолита нерастворимость золота в антимоните увеличивается по мере уменьшения концентраций Na и увеличения содержаний низкотепловых астенолитных потоков K и S

Плавнение и совместная конвекция астенолит-мантийных компонентов во многих случаях обеспечивает сонахождение тугоплавкого золота с легкоплавкими элементами, что прямо сказывается на перераспределении концентраций рудного золота.

Таким образом, при оценке коренного золотооруднения зон земной коры наряду с широко применяемыми методами полезно использовать пирохимический анализ зрелой континентальной коры. Основное достоинство: с уверенностью выявляются промышленные типы минерализаций золота под влиянием дифференцированной интенсивности рудообразующих процессов. Устанавливается удаленность рудных узлов от питающего плюма и (или) корового астенолита, дается более объективная оценка перспективности тех участков, в пределах которых предусматривается проведение первоочередных поисковых работ.

Районы, где золоторудные узлы сочленяются с прилегающими участками иной минерализации [5], относятся к углеродисто-карбонатно-терригенным структурно-вещественным комплексам. Они являются наиболее продуктивными как за рубежом, так и в России.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитов // Геология и геофизика, – 2003 – Т. 44. – № 12. – С. 1243–1261.
2. Паскаль Ю. И., Стреляев В.И., Борисов С.С. О гравитационной дифференциации магматического расплава (термодинамика и кинетика) // Изв. вузов. Сер. "Физика". – М., 1988. – 62 с.
3. Рундквист Д.В. Состояние и пути развития теоретической металлогении // Геология рудных месторождений. – 1990. – № 6. – С. 89–100.
4. Химическая энциклопедия / Под редакцией Н. С. Зефирова. – М.; Научное издательство «Большая Российская энциклопедия», 1998. – Том 1–5.
5. Стреляев В.И. Об алмазности Енисейского кряжа // Геодинамика Южной Сибири: Тез. докл. – Томск: Издательство Томского гос. ун-та, 1994. – С. 97–98.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГОРОДИЩЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

Р.И. Кадыров

Научный руководитель доцент А.М. Ануфриев

Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

В начале 90-х годов прошлого столетия в Татарстане были открыты месторождения цеолитсодержащих пород. Цеолиты – группа минералов вулканогенно-осадочного происхождения, каркасные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов. Особенностью структуры цеолитов является их специфическая структура, содержащая активные обменные катионы, что определяет уникальные адсорбционные, катионно-обменные и каталитические свойства этих минералов, которые одновременно обладают высокой кислотной устойчивостью и термической стабильностью. Цеолиты способны сорбировать катионы и молекулы различных веществ [2] и применяются практически во всех сферах жизнедеятельности человека. Так, в земледелии и животноводстве цеолит используют, соответственно, как минеральную и кормовую добавки. В медицине его применяют при лечении желудочно-кишечных заболеваний. В последнее время натриево-калиевый цеолит (клиноптилолит) достаточно активно применяется в системах водоочистки. Клиноптилолит может сорбировать молекулы SO₂, H₂S, C₂H₆, CH₃OH, CO₂, CH₃NH₂, CH₃CL, H₂O, CH₃B₂, NH₃, N₂. Клиноптилолитом производится наибольшее поглощение ионов тяжелых металлов. Анализ данных по структуре и свойствам позволяет рассматривать этот сорбент как наиболее перспективный материал для очистки природных и сточных вод.

Одним из месторождений цеолитсодержащих пород в Республике Татарстан является Городищенское, расположенное, восточнее одноименного села в Дрожжановском районе на левобережном склоне долины р. Большая Якла. Месторождение представляет собой останец верхнемеловых отложений среди альбских глин. Останец имеет округлую форму и характеризуется резкой асимметрией склонов [1].

Последние исследования на месторождении проводились 10 лет назад, поэтому целью работы являлось уточнение геологического строения месторождения на основе полученной автором новой геологической и литолого-минералогической информации.

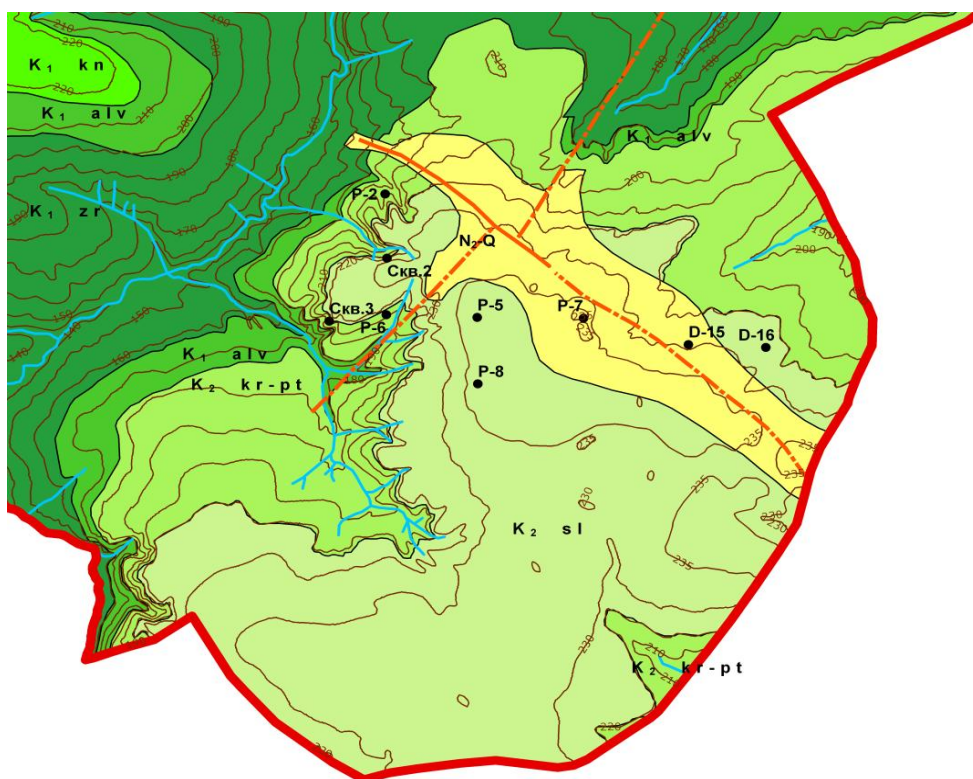
В тектоническом плане Городищенское месторождение приурочено к северной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Здесь отчетливо проявлены дизъюнктивные нарушения типа сброса и надвига. Основным тектоническим нарушением является разлом северо-западного простирания типа сброса (рис.) с амплитудой 10–15 м.

В геологическом строении месторождения участвуют альбские, сантонские и кампанские отложения, а также неогеновые и четвертичные образования (рис.).

Отложения альбского яруса (средний подъярус, аловская свита) представлены в основном глинами алевритистыми, цеолитсодержащими, кремнеземистыми, безизвестковистыми, с невыдержанными, маломощными прослоями опок. Видимая мощность отложений до 10 м. Отложения сантонского яруса (верхний и нижний подъярусы) залегают с размывом на альбских отложениях и представлены кирзятско-потыминской толщей, сложенной глинами известковистыми, цеолитсодержащими кремнеземистыми мергелями и опоками. Их мощность составляет 29–32 м. Кампанский ярус представлен отложениями верхнего подъяруса (сливатская толща), состоящих из глауконитовых песков и цеолитсодержащих мергелей. Мощность толщи 0,5–7 м.

Мезозойские породы перекрыты кайнозойскими образованиями. Неогеновые отложения выполняют палеоврез и представлены глинами мощностью 3,5–15 м. Четвертичные образования относятся к элювиальному и делювиальному генетическим типам, а также включают маломощный (0,2–0,4 м) почвенно-растительный слой.

Кирзятско-потыминские отложения представляют продуктивную толщу и состоят из чередования цеолитсодержащих мергелей, опок и глин. Содержание цеолитов в породе меняется от 10–15 % до 35–45 %. Вещественный состав пород продуктивной толщи Городищенского месторождения изучался макроскопически, а также рентгеноструктурным и оптико-микроскопическим методами. Рентгеноструктурный анализ показал, что породы состоят из следующих минералов: цеолиты (клиноптилолит и гейландит), кальцит, кварц, опал-кристобалит-тридимитовая фаза, мусковит, иллит, монтмориллонит и некоторые другие гидрослюдистые минералы. Изучение пород в шлифах позволило выяснить, что основная масса сложена криптокристаллическим материалом и имеет кремнисто-глинисто-известковый состав. Доля мелкозернистой части невелика и изменяется от 10–15 % до 25 %. В мелкозернистой части встречаются зёрна кварца, глауконита и глобулы опала, редко рудные минералы.



*Рис. Схема геологического строения района
Городищенского месторождения*

Анализ геологического строения и вещественно-минерального состава пород позволяет сделать вывод об осадочном происхождении цеолитов Городищенского месторождения. Стоит отметить, что в районе месторождения цеолитсодержащие породы залегают совместно с другими осадочными карбонатно-глинистыми и карбонатно-кремнистыми породами, также обладающими высокой сорбционной активностью. Во многом это компенсирует не очень высокое содержание цеолитов в породе и способствует рентабельной разработке месторождения.

Литература

1. Буров А.И., Тюрин А.Н., Якимов А.В. Цеолитсодержащие породы Татарстана и их применение. – Казань, 2001.
2. Михайлов А.С., Дистанов У.Г. Минеральное сырье. Цеолиты // Справочник. – М., 1999.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕАМЫЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)**А.А. Козлова**

Научный руководитель профессор Т.Я. Корнев

**Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,
г. Красноярск, Россия**

Верхнеамыльский рудный узел располагается в северо-восточной части Куртушибинской металлогенической зоны и находится в верховье р. Амыл и правых его притоков – р. Кундусуг, Изензюль Акулька, Пряха, Березовая и Тимофеевка. Площадь его 300 км². На площади участка известны аллювиальные россыпи золота по р. Амыл и его притокам – р. Изензюль, р. Кундусуг. Они начали разрабатываться еще в первой половине 19-го века.

На площади Верхнеамыльского рудного узла в 2006–2008 гг. ГПКК «КНИИГиМС» были проведены полевые работы, включающие литогеохимические поиски по сети 1000×50 м, сопровождаемые магнитометрией и гамма-спектрометрией, геологические маршруты, отбор шлиховых проб и проб-протоочек, документация горных выработок, пройденных другими организациями. Опоискованы наиболее перспективные на золото рудоносные площади, осуществлены сбор и обобщение материалов предыдущих исследователей.

В результате работ проведено доизучение геологического строения площади, выявлен ряд перспективных геохимических аномалий, рудопроявлений и точек минерализации золота и его элементов-спутников.

Геологическое строение РУ и его золотоносность обусловлены развитием метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений коярдской и нижнемонокской свит, среди которых развиты метавулканиды, включая риолиты, базальты, коматииты амыльского и нижнемонокского комплексов. Порода часто интенсивно сульфидизированы (пирит, пирротин, арсенопирит), наблюдается развитие охр. На основе проведенных исследований выявлены четыре уровня распространения золотого оруденения на площади участка, имеющие стратиформный характер залегания и протягивающиеся полосой с севера на юг. Ширина золотоносных уровней, выходящих на поверхность, колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров. Пачки золотоносных пород сложены переслаивающимися сульфидизированными метариолитами, метабазальтами, их туфами и метаосадочными породами, проявлены золотоносные кварцевые жилы.

При проведении геологических маршрутов установлено, что для отложений амыльской серии характерно повышенное содержание золота до сотых и даже десятых долей г/т. Проведенная литогеохимическая съемка позволила выделить ряд аномалий золота и ассоциирующих элементов-спутников, распространенных на водоразделе рек Изензюль, Акулька, в верховьях рек Кундусуг, Пряха.

Рудоносные горизонты с заметным развитием кислых вулканидов и переслаивающихся с ними кварц-хлорит-серпичитовых сланцев и песчаников и других пород имеют мощность в пределах 200–500 м. Они разделены толщами сравнительно монотонных метабазальтов с маломощными прослоями и линзами метапикробазальтов и их туфов. Мощность их варьирует в пределах 1,5–2 км. Рудоносные горизонты вместе с вмещающими их метабазальтовыми толщами прослеживаются согласно с юго-запада на северо-восток через всю площадь Верхнеамыльского РУ. Падение их моноклиналиное на юго-восток под углами от 30–40° до 60–80°. Они соответствуют рудным полям. Золотоносные метавулканиды кислого состава содержат повышенное количество вкрапленных сульфидов до 5–10 % – пирита, пирротина, арсенопирита, реже халькопирита и сфалерита. Внешне они часто рассланцованы, охристые и содержат тонкие слои и линзы лимонитов по сульфидам. Многочисленные рудопроявления и точки минерализации золота, его геохимические аномалии и головки россыпей по ручьям и речкам располагаются на площадях этих золотоносных горизонтов. На выходах их в долины золотоносных россыпей, в последних заметно увеличивается содержание в них золота.

К выявленным рудоносным зонам приурочены наиболее перспективные рудопроявления золота, такие, как рудопроявления в верховье ручьев Ивановского и Успенского (бассейн р. Изензюль), рудопроявления по ручьям Шестому, Седьмому (бассейн р. Бол. Кундусуг), в устьевой части р. Мал. Кундусуг, в верховье р. Акулька. Они подтверждены геохимическими исследованиями ГПКК «КНИИГиМС» с частичной их заверкой. Кроме того, выявлены новые геохимические аномалии золота в верховье ручья Тимофеевского, в верховье рр. Бол. и Мал. Кундусуг, в среднем течении р. Изензюль. Частично они подтверждены находками в их пределах золотоносных пород и руд с содержанием золота от десятых г/т до нескольких г/т. Геохимические аномалии в верховье р. Бол. Кундусуг подтверждены работами геологов артели ОАО «Северная» в 2007 г., где ими в самом верховье реки было установлено и отработано богатое по содержанию россыпное золото.

Большое внимание при изучении геологического строения участка обращалось на серпентиниты по ультрабазитам, которые предшественниками относились только к интрузивным образованиям. В результате наших работ установлено, что эти породы зачастую слагают маломощные пластообразные слои от 5–10 м до 200–300 м значительной протяженности согласно со слоистостью вмещающих отложений, с которыми они тонко переслаиваются. В них выявлены реликты порфириковой структуры, миндалекаменные текстуры, шаровая отдельность, туфовый материал разных пород. В них установлены реликты закалочных структур спинифекс оливинового и пироксенового типа, которые указывают на принадлежность этих пород к вулканидам ультраосновного состава – коматиитам. Их и переслаивающиеся с ними метабазальты и другие, связанные с ними вулканиды, относят к коматиитовой серии. Они, как нами установлено, залегают согласно с вмещающими отложениями. С кислыми породами тесно ассоциируют полевошпатокарцевые породы, кварциты и углеродисто-кремнистые сланцы, с которыми зачастую связано проявление золотосульфидных руд. Поэтому, большое внимание уделено изучению метариолитов, их туфов и тесно ассоциирующих углеродисто-кремнистых

пород и кварцитов, которые зачастую несут существенную сульфидную минерализацию и связанное с ними золото.

В пределах участка выделены три рудных горизонта (зоны) – Западный, Центральный и Восточный – субмеридионального простирания. Ширина их варьирует от 100 до 500 м, протяженность – до 10–15 км и больше. Внутри этих зон обособляются более перспективные участки. Особо перспективными следует считать площади в пределах рек Бол. и Мал Кундусуг, Акулька. Все выделенные рудные зоны следует считать перспективными для постановки поисковых работ.

В пределах второй и третьей рудных зон установлено видимое рудное золото. Известны в них пробы с содержанием золота от 2 до 8 г/т (Центральная и Восточная зоны). Можно считать, что в их пределах будут выявлены промышленные золоторудные залежи с содержанием золота в среднем около 4–5 г/т.

На площади Верхнеамыльского рудного узла установлено, что коренное оруденение золота представлено в основном золотосульфидным типом, развитым в составе вулканогенно-осадочных отложений коярдской и нижнемонокской свит. Выявлено, что оно распространено в них закономерно и приурочено к четырем стратиграфическим уровням из верхних частей вулканических ритмоциклов, обогащенных более кислыми по составу вулканитами – метариолитами, метариодацитами и их туфами, переслаивающимися с углеродисто-кремнистыми, углеродисто-кварцевыми сланцами, яшмоидами и кварцитами, с повышенной вкрапленностью сульфидов, в основном пирита, пирротина и арсенопирита.

В целом на площади РУ выделяется площадь 7×20 км, которая рассматривается как весьма перспективная на постановку поисково-оценочных работ на выявление коренных месторождений золота. Из выявленных здесь рудопроявлений, наиболее перспективными, на мой взгляд, являются рудопроявления в верховьях р. Бол. Кундусуг, по ручьям Шестому и Седьмому, в низовье р. Мал. Кундусуг, в верховье руч. Акулька и Пряхи, по руч. Успенскому и Ивановскому. Они являются перспективными на постановку поисковых работ на выявление коренных месторождений золота.

Наибольшего внимания в рудном узле представляет выявленное рудопроявление Кундусугское, расположенное в верховье р. Бол. Кундусуг в устьевой части ее правого притока ручья Седьмого. Оно располагается в Большекундусугской рудной зоне (рудном поле), прослеживающейся от верховий р. Пряхи на юге до верховий руч. Тимофеевского на расстояние свыше 15 км. На площади этого рудного поля по результатам поисковых работ была установлена геохимическая аномалия золота и выявлено коренное рудопроявление золота, вскрытое в обнажении на левом борту долины р. Бол. Кундусуг в устьевой части ручья Седьмого.

На площади Кундусугского рудопроявления в 2008 году сотрудниками ГПКК «КНИИГиМС» была проведена заверка геохимических аномалий золота и повторное изучение и опробование его рудоносных пород и руд по р. Кундусуг и ручью Седьмому, а также по р. Изензюль. Были пройдены канавы, шурфы, расчистки по р. Бол. Кундусуг и ручью Седьмому. Изучение разрезов и данные по пройденным горным выработкам подтвердили наличие выявленного рудопроявления, его параметры и геологическое положение.

Кундусугское рудопроявление по простиранию прослеживается на расстояние не менее 5 км. Мощность его по р. Бол. Кундусуг и ручью Седьмому оценивается нами не менее, чем в 30 м со средним содержанием золота около 5 г/т. Такое же среднее содержание 5 г/т золота известно, по всем данным, в верховье р. Успенского и в его устье.

Также большого внимания заслуживает участок в верховье ручья Ивановского по его правой вершине в 0,8 км выше устья его левого притока. Здесь по металлотрии установлена геохимическая аномалия золота с содержанием его в эпицентре до 2 г/т. Эта аномалия располагается на площади развития метавулканитов кислого состава с повышенной вкрапленностью сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит).

Кундусугское рудопроявление располагается в Большекундусугской рудной зоне Верхнеамыльского рудного узла. В его пределах здесь еще имеются три таких же рудных поля – Малокундусугское, Ивановское и Чернореченское. По ним, судя по имеющимся данным, вполне можно прогнозировать выявление рудопроявлений (месторождений), подобных Кундусугскому. По всем данным Верхнеамыльский рудный узел является на сегодня одним из самых перспективных на выявление крупных коренных месторождений золота.

АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕРЕБРА, МЕДИ, ЦИНКА В ПРЕДЕЛАХ КЫРТЫКСКОГО ГРАНИТО-ГНЕЙСОВОГО МАССИВА

И.Н. Коськин

Научный руководитель профессор В.И. Щеглов

Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Работа выполнена по материалам производственной практики, проведенной в Карачаево-Черкесской Республике на геологическом предприятии ОАО «Кавказгеология», автором был собран материал, на основе которого написана данная работа, являющаяся составной частью будущей курсовой работы. Материал включает в себя образцы, собранные автором в процессе маршрутов и таблицу донного опробования, включающую 3207 проб, геологическую карту К-38-1, схема геологического строения геологической карты расположена на рис. 1.

Главной задачей было проведение поисковых работ на серебро и цветные металлы (медь, цинк). Целью работ является локализация и оценка прогнозных ресурсов рудного серебра в количестве 360 т категории Р2 и выдача рекомендаций по направлению дальнейших геологоразведочных работ.

На изученной территории стратифицированные образования представлены осадочными породами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Первые из них входят в состав доюрского фундамента, а остальные образуют мезо-кайнозойский осадочный чехол и участвуют в строении складчатых зон.

Палеозойские породы представлены отложениями пермской системы, развиты незначительно и обнажаются в грабен-синклинории Передового хребта и в тектонических зонах в юго-восточной части горст-антиклинория Главного хребта. Мезозойские образования наиболее широко развиты в пределах моноклинали Скалистого хребта на северо-востоке района работ, а также в его центральной и юго-восточной частях, сложены морскими терригенными, вулканогенно-терригенными и карбонатными комплексами юрского и мелового возраста. Кайнозойские образования представлены всеми системами, при этом карбонатно-терригенные отложения палеогена и неогена развиты только в северо-восточной части описываемой площади, а четвертичные образования распространены повсеместно и представлены осадками различных генетических типов, реже вулканогенными породами.

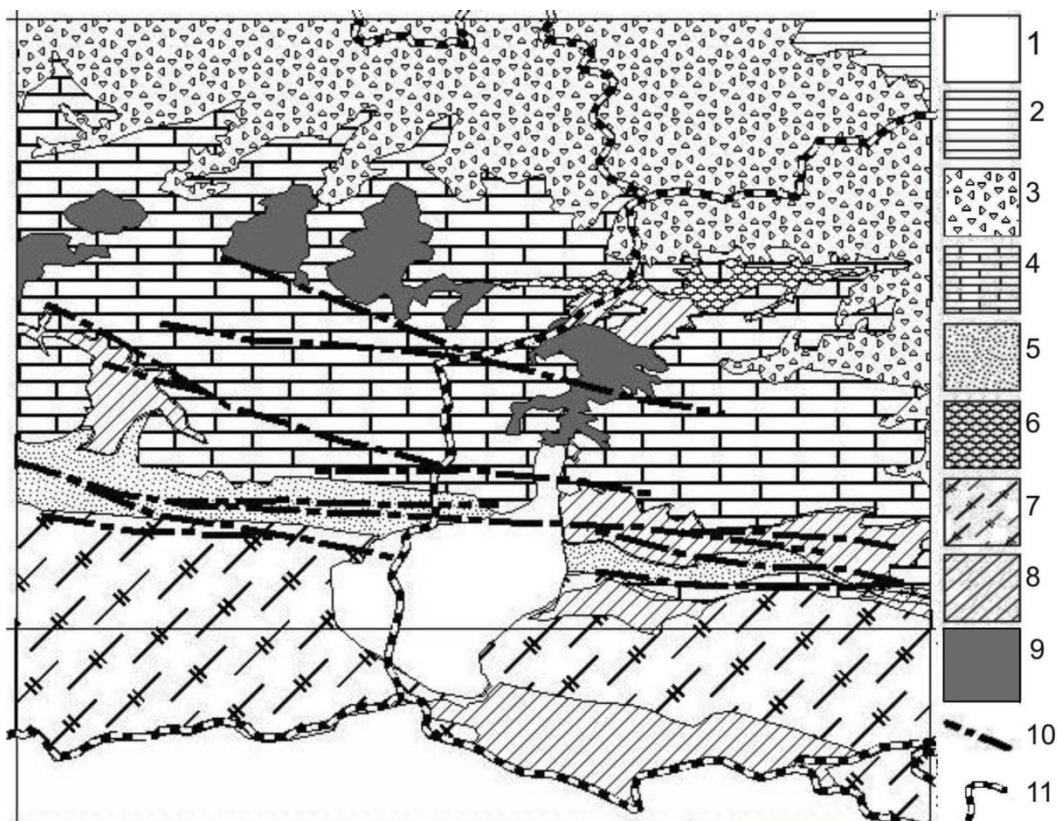


Рис. 1. Схема геологического строения госгеолкарты К-38-1
 где: 1, 2, 3, 4, 5, 6 – отложения четвертичной, палеогеновой, меловой, юрской, девонской, ордовикской систем соответственно; 7, 8 – отложения палеозойской, протерозойской эпох соответственно;
 9 – интрузивные образования; 10 – тектонические нарушения;
 11 – границы субъектов РФ

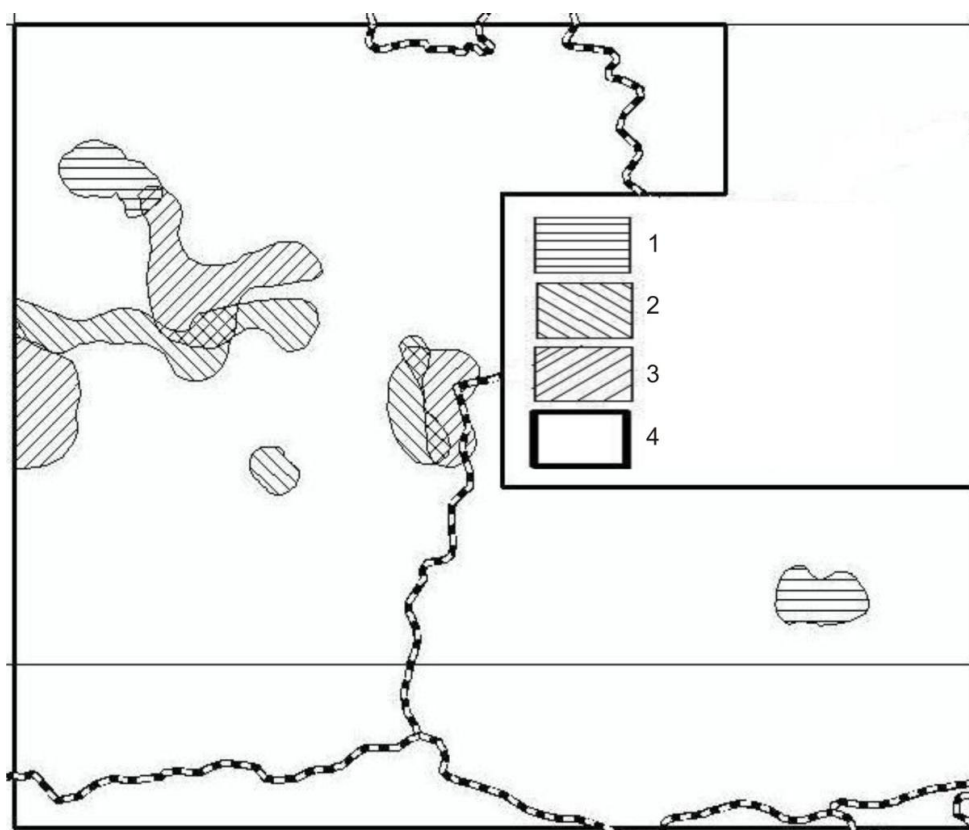
В морфоструктурном отношении описываемая территория охватывает складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа и фрагмент западной центриклинали Терско-Каспийского прогиба. Основная часть складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа представлена вовлеченной в орогенное поднятие южной окраинной Скифской эпигерцинской плиты (северный склон Большого Кавказа) и незначительную площадь занимают складчатые зоны киммерийского и альпийского этапов (южный склон Большого Кавказа).

Разрывные нарушения, связанные с растяжением земной коры, немногочисленны. К их числу относятся разломы, ограничивающие грабен красноцветной молассы перми и известные как разломы Пшекиш-Тырныаузской зоны, система субширотных разломов, обусловивших заложение и развитие грабенов в киммерийском структурном этапе (Сакашиль-Кардонский, Шаурдатский, Думалинский), а также нарушения ступенчатого грабена Верхнечегемской вулканической постройки

Основной задачей данной работы является анализ геохимического поля, изучение карт распределения совмещенных элементов и комплекса условных показателей.

Построение карт аномалий производилось в программе Arc Map с помощью модуля Spatial Analyst. В качестве метода интерполяции использовался метод кригинг.

По полученным данным геохимического опробования была построена совмещенная карта аномалий: Ag, Cu, Zn. Совмещенная карта аномалий расположена на рис. 2.



**Рис. 2. Совмещенная карта аномалий
1, 2, 3 – аномалии Ag, Zn, Cu соответственно, 4 – область опробования**

При совмещении карты аномалий с геологической картой можно сделать вывод о приуроченности аномалии геохимического поля различных элементов к породам различного возраста и состава: аномалии Cu приурочены к породам средней юры (биотитовым андезитам, риолитам, аргиллитам темно-серым, алевролитам, песчаникам, а также к магматическим телам юрского и протерозойского возрастов), аномалии Ag к интенсивно тектонически нарушенным породам девона (риолитам, альбитофирам, кварцитами, метаалевролитам), аномалии Zn к породам средней юры (аргиллитам темно-серым, алевролитам).

На совмещенной карте аномалий показана зависимость распределения аномальных геохимических полей Ag, Cu, Zn и их взаимосвязь. В центральной части карты расположены аномалии Zn и Cu приуроченные к уже известным точкам минерализации Zn, Pb хумаринской свиты нижней юры. Это говорит о подтверждении данных предшественников, аналогично в центре западной части карты, где расположены взаимоперекрывающиеся аномалии Cu и Zn. Аномалии Ag приурочены к известным точкам минерализации Ag, Au франского яруса верхнего девона.

По результатам проделанной работы наиболее перспективными на нахождение оруденений Ag, Cu, Zn являются хумаринская свита нижней юры и франский ярус верхнего девона, дальнейшее проведение и детализацию геологоразведочных работ необходимо проводить по этим свитам.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ПЛОЩАДИ ЛИСТА КАРТЫ L-37-XXXV (МАЙКОП)

Я.Ю. Кузнецова

**Научный руководитель старший преподаватель В.В. Каламыйцев
Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия**

Работа выполнена по материалам производственной практики в ФГУП «Кавказгеолсъемка» на территории бассейна р. Лаба. На площади листа L-37-XXXV распространены вулканогенно-осадочные и осадочные отложения от девона до антропогена. Мезо-кайнозойские отложения, за исключением образований меловой системы, в силу литолого-фациальных особенностей и различных палеогеодинамических условий образования, повременным срезам отнесены к различным структурно-фациальным зонам и подзонам, каждому из которых присущ свой набор местных стратиграфических подразделений (свит и, в редких случаях, толщ).

Площадь листа изобилует месторождениями и проявлениями различных полезных ископаемых, но промышленно-экономическую значимость имеют на сегодняшний день только месторождения углеводородного сырья, различных неметаллических полезных ископаемых и месторождения пресных, минеральных и

термальных подземных вод. Среди большого набора проявлений минерализации металлических полезных ископаемых (черные, цветные, редкие, благородные и радиоактивные металлы) экономический интерес представляют марганцевые руды Лабинского месторождения. После проведения дополнительных исследований может быть выявлена промышленная значимость золоторудной и редкометальной минерализации.

Целью работы было выявление закономерностей распределения элементов по площади листа карты L-37-XXXV при помощи факторного анализа. Исходные данные представляют собой результаты спектрального анализа на 30 элементов (Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, Yb, W, Tl, Pb, Bi) литогеохимических проб на площади листа карты L-37-XXXV. Количество проб на карте 2128.

На первых этапах работ были подготовлены данные для статистического анализа. Из исходной таблицы данных были удалены элементы, содержание которых было лишь в нескольких пробах (Au, Pt). Далее в программе Statistica были выполнены статистический и факторный анализы, построены гистограммы распределения элементов. В результате выявлено 5 факторов с характерными для них наборами элементов. Затем, используя факторные метки отдельных проб, в программе Surfer были построены карты изолиний распределения значений факторов по площади листа карты. Методом для построения изолиний был выбран метод крайгинга. Этот метод обеспечивает измерение ошибки или неопределенности поверхности, изображаемой изолиниями [1].

Далее в программу Corel Draw импортировали карты изолиний в виде отдельных слоев. Также добавили карту полезных ископаемых листа L-37-XXXV. Затем наложили на карту ПИ карту изолиний, например по фактору 1, и выявили на карте участки с максимальными значениями значений фактора. Далее был выполнен геологический анализ данных участков (возраст пород, литологический состав, проявления полезных ископаемых, минерализации, месторождения). Так как значения фактора связаны с определенным набором элементов, то интерпретация карт изолиний заключалась в выявлении связи фактора с различными характеристиками участков.

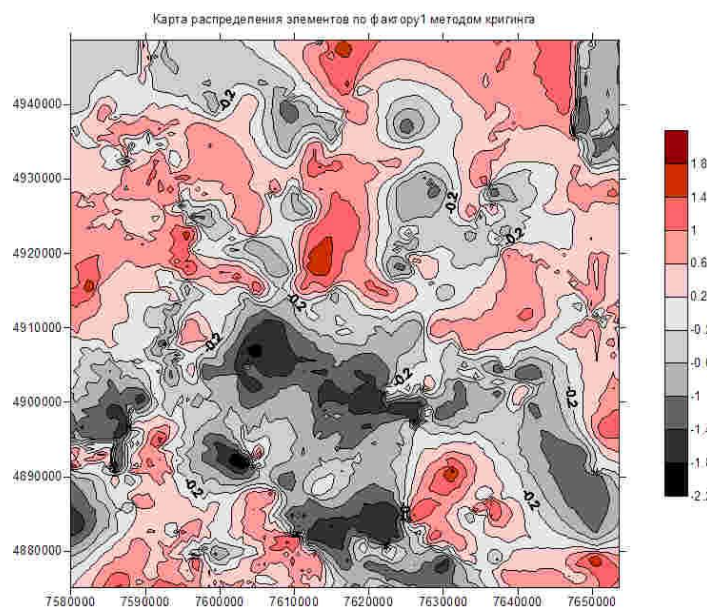


Рис. Характер распределения значений фактора 1 в пределах листа карты

В результате проведения факторного анализа набора данных по спектральному анализу листа карты L-37-XXXV было выявлено 5 факторов с характерными для них признаками; построены карты изолиний по каждому фактору в отдельности. На картах изолиний выявлены аномальные участки и при совмещении их с картой полезных ископаемых обнаружена связь положительных значений факторов с месторождениями, проявлениями, минерализацией.

С первым фактором положительную корреляцию не имеет ни один элемент. Отрицательную связь с ним имеют следующие элементы Li, Be, P, Sc, Ti, V, Ga, Ge, Y, Zr, Nb, Sn, Yb. Данный фактор можно интерпретировать в связи с хемогенным осадконакоплением. Положительные значения фактора приходятся на области развития известняков семиколенной и ходзинской свит, а также глин с прослоями гипсов псебайской свиты. С максимальными значениями фактора 1 на карте изолиний (рис.) связаны месторождения гипсов как крупных, так и мелких; глин кирпично-черепичных, известняков.

Фактор 2 характеризуется положительными значениями таких халькофильных элементов как Cu, Zn, Mo, Ag, W, Pb, Bi, то есть контролирует сульфидное оруденение. С положительными максимальными значениями данного фактора связаны пункты минерализации Mo, Mn, W и Ag.

С третьим фактором положительную корреляцию имеют Cr, Co, Ni, в меньшей степени – Zn, W. Положительные значения фактора 3 связаны с месторождениями мергелей, известняков, глауконита, проявлениями фосфорита и проявлениями перечисленных элементов.

Фактор 4 характеризуется положительной корреляцией с Zn, W. Участки с максимальным значением фактора включают пункты минерализации Zn, Mo, проявлениями W, месторождениями гранита и проявлениями нефти.

Фактор 5 Ti, V, Ge имеет широкое распространение по всей площади листа карты и связан с месторождениями известняков, нефти и газоконденсата и характеризуется повышенными содержаниями Ti, V, Ge.

При проведении ГДП-200 впервые установлена тонкодисперсная золоторудная минерализация [2] в карбонатных породах, выявлено наличие ранее неизвестных проявлений редкометальной (молибденовой) минерализации. Редкометальное оруденение в глинах майкопа, несмотря на наличие промышленно значимых содержаний ряда элементов (Mo, Ag, V), представит интерес в будущем, при разработке технологий по извлечению Mo, находящегося в элементной форме.

Таким образом, применение факторного анализа данных в геологии имеет существенное значение, позволяя выделять закономерности и характер распределения процессов по площади карты. Областям максимальных значений факторов соответствовали как уже известные участки проявления полезных ископаемых, так и прогнозируемые.

Литература

1. Дж.С.Девис. Статистический анализ геологических данных. – Москва, 1990.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ УЧАСТКА ЯНВАРСКИЙ (САЛАИР)

Д.В. Лесняк

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

В задачи данного исследования входило выявление геохимической зональности золотоносных кор выветривания, что может быть использовано при разработке критериев поисков и оценки таких зон.

Исследованный участок Январский располагается в пределах Урского рудно-россыпного узла (РРУ). Урской РРУ расположен в центральной части северо-восточного склона Салаирского кряжа, в зоне сочленения двух крупных геотектонических структур – Кузбасского прогиба и Салаирского антиклинория. В его геологическом строении принимают участие отложения нижнего и среднего кембрия, перекрытые рыхлыми образованиями верхнего мела-палеогена и неоген-четвертичной системы.

Породы нижнего отдела кембрийской системы ленского яруса занимают большую часть района и представлены отложениями печеркинской и анчешевской свит. Этими двумя свитами, собственно, и сложен Январский участок.

Отложения печеркинской свиты распространены в северо-восточной части участка, слагая ядерную часть антиклинальной складки. Печеркинская свита на участке представлена риолитовыми, риолит-дацитовыми порфирами, их туфами, туфоалевролитами, глинистыми сланцами.

Отложения анчешевской свиты слагают центральную часть участка. В составе свиты в пределах участка участвуют массивные известняки с прослоями туфоалевролитов и глинистых сланцев.

Контакт свит тектонически нарушен в восток-юго-восточном направлении. По контакту распространена линейная кора выветривания смешанного типа (контакто-карстового и линейно-трещинного).

В основу исследования положены результаты полуколичественного спектрального анализа керновых проб, полученных на участке Январский Золототайгинской партией ФГУПП «Запсибгеолсъемка». Объем – 185 керновых проб из 7 скважин; анализ выполнен на 25 элементов: Cu, Pb, Zn, Co, Ni, V, Mn, Sr, Mo, Ga, Cr, Be, P, Ti, Ag, Zr, Ba, As, Sc, Y, Yb, Cd, Sb, Sn, W.

По результатам факторного анализа обособились три геохимических ассоциации (табл.), для которых характерно согласованное их поведение в данной геологической обстановке. В процессе обработки и интерпретации геохимической информации были установлены специфические особенности в группировании микроэлементов. В первую очередь, это особенности, унаследованные от первичных рудоносных пород, на фундаменте которых сформировались золотоносные отложения, во вторую – геохимические особенности, обусловленные процессами миграции микроэлементов в зоне гипергенеза. Интенсивность проявления каждой ассоциации варьирует в широких пределах и зависит от положения в изучаемом разрезе.

Геохимическая ассоциация III-ого фактора включающая в себя никель, ванадий, хром, титан, циркон, бериллий, скандий и олово, имеет аномально высокие значения в покровных рыхлых отложениях и непосредственно в бесструктурной коре выветривания над золотоносными зонами (рис.). Геохимическая специализация этой ассоциации обусловлена процессами миграции микроэлементов в зоне гипергенеза. Максимальные уровни накопления элементов характеризуемой группы выступают в качестве индикаторов интенсивности выветривания.

Геохимическая ассоциация I-ого фактора объединяет медь, свинец, молибден, барий, мышьяк, сурьму и вольфрам, в связи с чем, ассоциацию можно назвать халькофильной. Данная ассоциация является типоморфной

для золотосодержащих сульфидных месторождений и фиксирует зоны сульфидизации, по которым формируются линейные коры выветривания. Аномалии фактора 1 пространственно совпадают с наиболее высокими содержаниями в пробах золота.

Таблица

Матрица факторных нагрузок

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3		Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Cu	0,58181	0,29691	0,18475	Ti	-0,03298	0,00563	0,90677
Pb	0,75914	-0,12716	0,08037	Ag	0,21823	0,36093	0,03346
Zn	0,25703	0,51528	-0,00146	Zr	-0,06543	-0,06550	0,90452
Co	-0,06041	-0,00020	0,12936	Ba	0,77246	-0,15695	-0,02606
Ni	0,19445	0,26030	0,77081	As	0,83698	0,07718	0,00039
V	0,30720	0,02683	0,83658	Sc	0,17702	-0,05291	0,50917
Mn	-0,09671	0,88654	-0,08587	Cd	0,02315	0,87651	-0,10604
Sr	-0,28476	-0,26736	0,10724	Sb	0,77550	0,00339	-0,04966
Mo	0,49201	0,21165	0,22224	Sn	-0,21590	-0,10479	0,77687
Cr	0,00496	-0,15237	0,76387	W	0,66379	0,24219	-0,01089
Be	0,37075	0,26659	0,58946				

Геохимическая ассоциация II-ого фактора также включает в себя рудные элементы: цинк, марганец, кадмий и отражает особенности их зональной миграции в гипогенных и гипергенных условиях. Пространственно аномалии этих элементов приурочены к периферии зон сульфидизации.

Геохимические ассоциации элементов первого и второго факторов проявились в пределах структурной коры выветривания (рис.). Геохимическая специализация этих отложений обязана влиянию геохимических особенностей рудных образований, являющихся источником золота и его спутников.

Области распространения обеих групп контролируются тектонически ослабленными зонами. Это, безусловно, указывает на привнос вышеперечисленных геохимических ассоциаций гидротермальными растворами. Пространственная же обособленность рудных ассоциаций, вероятно, обусловлена зональностью их отложения.

Учитывая состав и распространённость микроэлементов вышеперечисленных групп в коре выветривания исследуемого разреза, можно предположить, что эти элементы относятся к рудным ассоциациям структурных кор выветривания, наследуемым от первичных рудоносных пород, контролируемых тектоникой.

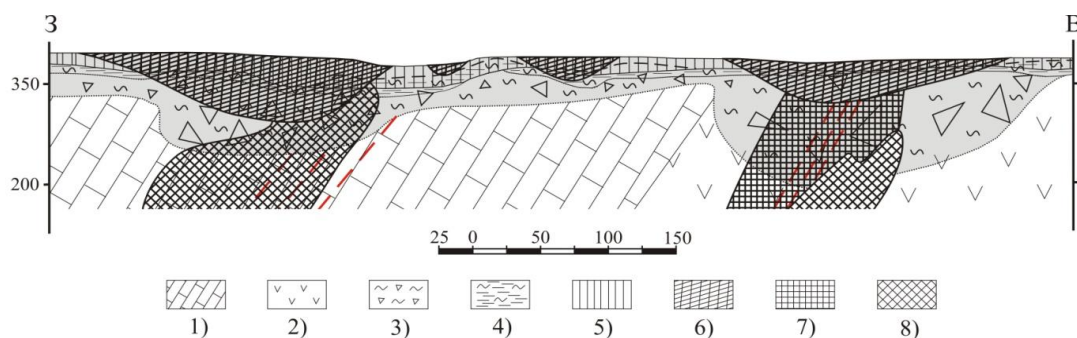


Рис. Геохимическая зональность:

1 – нижний кембрий, анчешевская свита, известняки с прослоями туфоалевролитов, глинистых сланцев; **2** – нижний кембрий, печеркинская свита, риолито-дацитовые порфиры и их туфы, дацитовые порфиры, туфогенно-осадочные породы; **3** – верхний мел-палеоген, структурная кора выветривания; **4** – неоген - четвертичная система, бесструктурная кора выветривания; **5** – четвертичная система, суглинки; **6, 7, 8** – области распространения геохимических ассоциаций; **6** – Ni, V, Cr, Be, Ti, Zr, Sc, Sn; **7** – Cu, Pb, Mo, Ba, As, Sb, W; **8** – Zn, Mn, Cd

Наличие остаточных ореолов элементов-спутников золота выше охарактеризованных ассоциаций может указывать на возможную золотоносность кор выветривания.

Таким образом, обнаружение с поверхности линейных кор выветривания может осуществляться по аномалиям фактора 3 (Ni, V, Cr, Ti, Zr, Be, Sc, Sn), а их возможная золотоносность может оцениваться по интенсивности проявления халькофильных ассоциаций (Cu, Pb, Mo, Ba, As, Sb, W) и (Zn, Mn, Cd).

Литература

1. Алямкин А.В., Шкарбань В.М. Золотоносные коры выветривания // Проблемы золотоносных кор выветривания Сибири. – Красноярск: Тезисы докладов Первого регионального совещания 20-21 мая 1998г. – Красноярск: Изд. КНИИГИМС, 1998. – С.78–82.
2. Легенда Кузбасской серии государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание) / Главный редактор В.М. Богомазов. – Новокузнецк, 1999.

**ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПЛАСТОВО-ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ УРАНОВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЗАХСТАНА**

А.А. Мендыгалиев

Научный руководитель профессор Е.Г. Язиков

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В пластово-инфильтрационных месторождениях Казахстана заключено около 73 % общих ресурсов урана или 65 % достоверно разведанных запасов. Подавляющее большинство этих месторождений пригодно для отработки прогрессивным способом скважинного подземного выщелачивания (ПСВ), позволяющим осуществлять рентабельную добычу урана даже из руд с бедными содержаниями урана.

В литературе они также известны как месторождения «учкудукского типа», месторождения «зон пластового окисления» или месторождения «песчаникового типа». А в последние десятилетия наиболее широко употребляется термин «гидрогенные месторождения».

Главным рудоконтролирующим фактором таких месторождений являются зоны пластового окисления (ЗПО), формирующиеся напорными пластовыми кислородсодержащими водами, в условиях затрудненного водообмена и представляющие собой геохимический барьер на границах желтых и серых песков с различными окислительно-восстановительными потенциалами в водах.

По возрасту вмещающих осадочных образований и характеру депрессионных структур, а также артезианских бассейнов, в которых развивались ЗПО и связанное с ним оруденение, на территории Казахстана выделяются несколько групп (подтипов или субформаций) пластово-инфильтрационных месторождений:

1. Месторождения, локализованные в метаморфизованных терригенных отложениях складчатого фундамента (гранитно-метаморфического слоя). Такие месторождения, приуроченные к метаморфизованным и дислоцированным образованиям складчатого фундамента, генезис которых определен достаточно достоверно, представлены месторождением Копальсай в Анархайских горах Южного Казахстана. Оруденение, локализованное в песчаниках силурийской саламатской свиты, в плане выражено двумя лентообразными залежами, разорванными интрузией гранодиоритов. В разрезе залежи имеют роллообразную форму. Их мощность варьирует от долей метра до 5,65 м, а среднее содержание урана составляет 0,156 %. Зоны пластового окисления маскированы процессами метаморфизма и теперь характеризуются зеленокаменным обликом.

2. Месторождения, залегающие в терригенных горизонтах триас-юрского активизационного структурно-формационного комплекса (СФК). Они связаны с ЗПО, развивающимися в терригенных водоносных горизонтах в юрских угленосных молассоидных толщах. Пространственно это оруденение нередко сближено с размещающимся в бортах депрессионных структур оруденением ураноугольного типа, сформированным в кровле бурогоугольных пластов в результате развития мезозойских зон грунтового окисления. Такое совмещение этих разновидностей руд имеет место, в частности, на Кольджатском месторождении, расположенном в южном борту Восточно-Илийской впадины. На этом месторождении в терригенных глинисто-песчаниковых горизонтах сосредоточено около 40 % общих запасов урана, причем около 25 % запасов связано с водоносными конгломерат-песчаниковыми пластами. В связи со значительной литолого-фильтрационной неоднородностью юрских отложений и их сравнительно высокой степенью литификации ЗПО распространены по падению на незначительные расстояния (сотни метров, редко до первых километров). А оруденение носит довольно локальный характер (протяженность залежей по простиранию не превышает 1–2 км) при том, что содержание урана в рудах достигает десятых долей и нередко целых процентов. В силу низкой водопроницаемости руд (К обычно менее 1–2 м/сут) и относительно слабой обводненности рассматриваемый подтип оруденения не благоприятен для отработки способом ПСВ.

3. Месторождения, залегающие в палеоген-меловых отложениях преимущественно платформенных СФК слаболитифицированной части осадочного слоя, которые в свою очередь подразделяются на: а) месторождения региональных ЗПО, развивающихся в крупных артезианских бассейнах платформенных депрессионных структур типа синеклиз и б) месторождения, сформированные зонами пластового окисления в относительно локальных депрессионных структурах («малых артезианских бассейнах»). Такие месторождения, как правило, отличаются пригодностью для рентабельной добычи способом ПСВ. Среди таких месторождений наибольшими масштабами и лучшими геотехнологическими параметрами выделяются пластово-инфильтрационные месторождения региональных ЗПО, сформированные в артезианских бассейнах Шу-Сарысульской и Сырдарьинской впадин, которые к настоящему времени оформились в качестве промышленных урановорудных провинций. В крупнейшей на Евразийском континенте Шу-Сарысульской провинции сосредоточены крупные и уникальные урановые месторождения, разведанные запасы и достоверные ресурсы которых составляют сотни тыс. тонн: Мынкудук, Инкай и Буденновское, а также Жалпак, Шолак-Эспе, Акдала и Жетыкынар. К отложениям палеогена приурочены месторождения Уванас, Канжуган и Моинкум, в составе которого в качестве самостоятельного объекта выделяется участок Торткудук. Месторождения Уванас,

Мынкудук, Акдала, Канжуган и Моинкум успешно отрабатываются способом подземного выщелачивания. В меловых отложениях Сырдарьинской провинции размещаются месторождения Карамурун (Северный и Южный), Ирколь, Харасан, Заречное, мелкие Жоуткан и Асарчик. С палеогеновыми горизонтами связаны незначительные по масштабам объекты: Кызылколь, Чаян, Лунное. На месторождениях Инкай, Мынкудук, Буденовское, Моинкум, С. и Ю. Харасан и Заречное организованы совместные урандобывающие предприятия с участием иностранных горнорудных компаний.

Общие особенности месторождений региональных ЗПО следующие:

1. Урановорудные залежи имеют протяженность вдоль границ пластовых зон окисления до 20–30 км и более, в плане они образуют извилистые ленты шириной от 50 до 800 м, иногда до 1,7 км, реже отмечаются изометрические тела с размерами в поперечнике до 1,5–2,5 км. Для поперечных разрезов характерны различного рода ролловые формы, а также линзы и неправильные тела.

2. Урановые руды обычно бедные, со средним содержанием металла от 0,035 до 0,07 %, редко рядовые от 0,1 до 0,3 %, местами с гнездами богатых руд от 0,3 до целых процентов. Контрастность руд обычно находится в прямой зависимости от содержания в породах углефицированного растительного вещества. Рудные залежи имеют относительно высокую среднюю мощность 3,5–7,5 м и значительную площадную продуктивность (в среднем 3–7,5 кг/м²).

3. По составу рудных компонентов среди месторождений этого типа выделяются: а) собственно урановые, б) урановые с примесью рения, в) селено-урановые и г) уранованадиевые. Ренийносные тела со средней концентрацией рения от 0,1 до 1 г/т локализуются, как правило, в контурах урановорудных песчаных залежей. Собственно урановые и ренийносные урановые месторождения характерны для Шу-Сарьсуйской провинции. В Сырдарьинской провинции преобладают селено-урановые месторождения, концентрации селена (0,012–0,12 %) строго контролируются границами пластового окисления, локализуясь преимущественно в лимонитизированных песках и частично в зоне урановорудных тел. Ванадий образует эпигенетические концентрации роллового типа на месторождении Жоуткан в Карактауском районе, где он тяготеет преимущественно к тыловым частям зоны уранового оруденения.

4. Урановая минерализация представлена тонкодисперсными формами настурана и коффинита, концентрирующихся в поровом алевроглинистом заполнителе рудных песков. В процессе ПСВ они легко дезинтегрируются с извлечением урана в раствор. «Скелет» рудной массы, состоящий из зерен кварца, полевых шпатов, обломков кислых пород нерастворимый и плохо растворимый. Руды не карбонатные (содержание CO₂ от 0,01 до 0,3 %, редко выше).

5. Высокая обводненность рудовмещающих горизонтов; напорный характер пластовых вод и неглубокое, обычно менее 50 м, залегание их уровня; значительная проницаемость рудных песков (в среднем 5–10 м/сут и выше); наличие водных водоупоров – все это позволяет вести эффективную обработку способом ПСВ практически всех пластово-инфильтрационных месторождений.

В заключение следует отметить, что большинство пластово-инфильтрационных месторождений, в том числе и самые крупные (Мынкудук, Инкай, Буденовское, Харасан, Моинкум и др.), составляющие основу урановой сырьевой базы Республики Казахстан для добычи урана способом ПСВ, открыты в результате поисковых работ, проводившихся на основе экзогенной эпигенетической концепции региональных фронтов ЗПО с учетом важнейших рудоконтролирующих факторов, таких как:

- 1) региональные ЗПО, являющиеся основным рудоконтролирующим фактором;
- 2) стратиграфическая приуроченность и формационный контроль оруденения;
- 3) региональный геотектонический фактор эпигенетического рудообразования;
- 4) особенности структурно-тектонического контроля оруденения;
- 5) роль фациального фактора в размещении оруденения;
- 6) литолого-геохимический контроль оруденения;
- 7) особенности рудоконтролирующей эпигенетической зональности на границах;
- 8) генезис пластово-инфильтрационных месторождений.

**ПРИОРИТЕТНЫЕ ВИДЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН:
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ
А.Г. Милияхметова**

Научный руководитель профессор С.К. Мустафин
Башкирский государственный университет, г. Уфа, Россия

Развитие промышленности и экономики Республики Башкортостан (РБ) тесным образом связано с освоением ее минерально-сырьевых ресурсов. На территории республики известны многочисленные промышленные месторождения с балансовыми запасами меди и цинка, железа, золота, каменной соли, известняка для содового и цементного производства, бурого угля, а также не имеющие промышленного значения месторождения и проявления марганцевых и хромовых руд, плавикового шпата.

Цветные металлы.

В РБ сосредоточена значительная часть сырьевой базы цветной металлургии Урала, а республика является одним из крупнейших производителей медных и цинковых концентратов. Доля республики в общероссийской добыче меди в концентратах составляет 10–12 %, в общеуральской – 35 %, по цинковому

концентрату эта доля значительно выше и составляет соответственно – 50 % и 70 %. Попутное извлечение золота из комплексных руд вывело республику на второе место по добыче золота в уральском регионе.

Территория Башкирского Зауралья (Учалинский, Баймакский и Хайбуллинский районы) характеризуется скоплением уникальных крупных месторождений медноколчеданных руд – Учалинское, Сибайское, Подольское, Юбилейное, Ново-Учалинское, Западно-Озерное, Октябрьское, большая часть которых разрабатывается горнодобывающими предприятиями республики. Обеспеченность запасами медноколчеданных руд и составляет для различных ГОКов от 15 до 70 лет.

Черные металлы.

На территории РБ Государственным балансом на 01.01.2006 г. учтено 19 месторождений железных руд бурожеlezнякового новобакальского геолого-промышленного типа, сформировавшихся в корях выветривания анкеритов и сидеритов, объединяемых в один Зигазино - Комаровский рудный район.

Железо. Месторождения бурожеlezнякового типа разрабатывались с XVIII века до 2001 года Белорецким металлургическим комбинатом. В настоящее время возобновились геологоразведочные работы на месторождениях Зигазино-Комаровского железорудного района. Обеспеченность разведанными запасами железных руд составляют многие десятки лет. Промышленное значение имеют сидериты и бурые железняки месторождений Зигазино-Комаровской группы (Белорецкий рудный район). С 2005 года возобновились работы по разведке и добыче окисленных железных руд на Наратай-Калыштинском лицензионном участке Зигазино-Комаровского рудного района, с 2007 г. – на месторождениях Туканское и Верхне-Карандинское с запасами около 29 млн т руды.

Марганцевые руды выявлены в западном борту Магнитогорского мегасинклинория (Баймакский и Учалинский рудные районы) и в Предуральском краевом прогибе (Улу-Телякский рудный узел). Известны также проявления марганца в зоне линейной складчатости Южного Урала, в Зилаирском синклинории и в пределах Башкирского мегантиклинория (Белорецкий рудный район). Большинство выявленных месторождений марганцевых руд Магнитогорского мегасинклинория относятся к вулканогенно-осадочному (Кожаевское, Северное и Южное Файзулинские, Кусимовское, Уразовское и др.), в Предуральском краевом прогибе и зоне линейной складчатости – к осадочно-морскому промышленному типу (Улу-Телякское месторождение).

Хромовые руды установлены в 40 мелких месторождениях и проявлениях в Зилаирском синклинории (ультрамафиты массива Крака) и в западном борту Магнитогорского мегасинклинория (в зоне Главного Уральского разлома, в пределах которого находится платиноносный пояс). Основные перспективы выявления хромовых руд связаны с изучением гарцбургитовой формации Кракинского и Нуралинского ультрабазитовых массивов.

Месторождения золота.

РБ является одним из известных регионов золотодобычи Российской Федерации. Здесь более 60 лет работал рудник Миндяк. На минеральном сырье – окисленных рудах месторождения Муртыкты впервые для объектов Урала была успешно применена технология кучного выщелачивания золота. Общий объем золота, добытый за всю историю золотодобычи на территории республики, превышает 148 т.

Известные на территории региона золоторудные и золотосодержащие месторождения и рудопроявления размещаются в пределах четырех рудных районов: Белорецко-Авзянского, Учалинского, Баймакского и Зилаирского. Ученные балансовые запасы золота сосредоточены в 50 месторождениях, в том числе в 6 коренных, 31 россыпных и 13 комплексных. В перспективе представляется реальным извлечение золота из пиритного концентрата с использованием передовых приёмов геотехнологии-гидрометаллургии и биотехнологии в сочетании с возможностями нанотехнологии.

Золото рудное.

Основные ресурсы благородных металлов сосредоточены в комплексных рудах медноколчеданных месторождений республики и в зонах их окисления (золотосодержащие бурые железняки месторождений Учалинского, Юбилейного, Балта-Тау, Бакр-Узак и др.). Золото из комплексных руд вместе с цветными металлами извлекается в медные, цинковые и пиритные концентраты на Сибайской, Учалинской, Бурибаевской обогатительных фабриках и в таком виде поставляется на медеплавильные и цинково-электролитные заводы Урала. В чистом виде благородные металлы выделяются на аффинажных заводах России.

Наиболее крупным по количеству запасов собственно золоторудным объектом республики является золото-сульфидное месторождение Муртыкты с запасами золота в руде около 26 т со средним содержанием 6,2 г/т, в том числе окисленных золотосодержащих руд около 3 т. Другие, небольшие по запасам золоторудные объекты, считались до недавнего времени полностью выработанными, но опыт их доизучения и повторной эксплуатации (Красная жила, Ик-Давлят и др.) показывает, что они могут быть вовлечены в повторную отработку по технологиям кучного и подземного выщелачивания.

Золото россыпное. Многочисленные россыпи золота в Учалинском, Абзелиловском и Баймакском районах в большинстве своем отработаны старательскими артелями. Незначительный размер добычи россыпного золота гидравлическим способом, которой занимаются мелкие старательские артели, объясняется сложными горнотехническими условиями эксплуатации и малыми размерами месторождений. В лучшие периоды добыча составляла 500–700 кг золота в год, но в последние 5 лет объем добычи не превышал 50–150 кг.

Каменная соль добывается ОАО «Сода» на Яр-Бишкадакском месторождении (тела ангидрит-галитового и ангидритового состава, содержание NaCl 94,0 %). Разрабатывается способом подземного растворения через буровые скважины с получением хлоридно-натриевых рассолов. По добыче каменной соли в рассолопромыслах республика занимает первое место в России (37 %).

Известняк для содового и цементного производства добывается ОАО «Сода» на месторождении Шах-Тау представленном рифогенным массивом, сложенным известняками P1 as-sc отличающимися низкими (порядка 3 %) содержаниями $MgCO_3$. Предприятие является крупнейшим в Европе производителем цемента и соды, однако сегодня его сырьевая база истощена (остаточные запасы по категориям В+С1 44,845 млн т), что вызвало проведение разведочных работ на соседнем рифе – месторождении Куш-Тау.

Месторождения бурых углей на территории РБ представлены объектами Южно-Уральского бурогоугольного бассейна. В регионе известно 30 месторождений лимнических углей, из которых Государственным балансом учтены: Бабаевское, Маячное, Куюргазинское, Южное Куюргазинское и Кривлёвское.

Месторождения бурых углей республики интенсивно разрабатывались с конца XVIII века до 2001 г. Балансовые запасы составляют – 251,4 млн т, забалансовые – 88,3 млн т. Геохимический состав бурых углей изучен по образцам бурогоугольного шлама, поступающего на Кумертаускую брикетную фабрику из трех месторождений: Бабаевского, Маячного и Тюльганского. Кроме того, анализировались золошлаковые смеси из отвалов Кумертауской ТЭЦ. Анализ полученных результатов показывает, что содержания платины и палладия в бурых углях и золах превышают кларки осадочных пород на 2...3 порядка и выявил уровень концентраций платиноидов 3–8 г/т. Таким образом, комплексное использование золошлаковых отвалов Кумертауской ТЭЦ представляется экономически целесообразным, а полный цикл переработки отвалов делает его выгодным с экологической точки зрения.

Плавленый шпат выявлен в Белорецком рудном районе. Суранское месторождение флюорита пока является единственным на Южном и Среднем Урале, и в Европейской части России (главное отличие: присутствие селлаита MgF_2). Запасы категории C_2 на месторождении – 2002 тыс. т руды (среднее содержание CaF_2 – 37,96 %) и 760 тыс. т плавленого шпата. Флюорит применяется в черной и цветной металлургии, в производстве высококачественных электродов, оптике и т.д. В настоящее время Суранское месторождение находится в нераспределенном фонде недр.

Техногенное сырье.

На территории республики скопилось большое количество техногенного сырья. Это отвалы и хвосты горнодобывающих предприятий, отходы сернокислотного производства, электростанций. Техногенные отходы часто характеризуются промышленно значимым содержанием ценных компонентов и образуются в индустриальных зонах с развитой инфраструктурой, что создает предпосылки для их полной утилизации на предприятиях – продуцентах этого сырья. В результате обогащения флотацией медно-колчеданных руд на фабрике Учалинского ГОКа получают: продукцию колчедан серный флотационный, концентрат медный, концентрат цинковый. Отходом являются хвосты флотации. Одним из реальных техногенных источников получения золота являются пески отсевов – продукция, а в отдельных случаях, когда добывается лишь гравийная фракция, технологические отходы отработки месторождений песчано-гравийных материалов. В песках отсевов самородное золото, а возможно и платиноиды нередко, наряду с минералами титана (рутил, ильменит, сфен, анатаз), циркония (циркон) и др., является одним из полезных компонентов комплексного минерального сырья.

Выводы: Проведенный анализ состояния минерально-сырьевой базы РБ показал важное значение минеральных ресурсов для дальнейшего устойчивого развития экономики региона. Отмечающаяся тенденция к снижению качества и сокращению запасов полезных ископаемых может быть компенсирована за счет переработки техногенного сырья. На территории республики расположены месторождения, которые ранее разрабатывались (бурых углей, марганца, хрома, бокситов, золота и др.), разведывались и по ним числятся запасы или разведуются в настоящее время (Восточно-Утлыкташская площадь и Западно-Буйдинская зона). Используются в хозяйстве республики уголь, каменная соль, известняки. Большое практическое значение имеют железо, медь, в поделочных и строительных целях используются флюорит, известняк для содового и цементного производства.

Литература

1. Хамитов Р.А., Чернов А.Л., Гуфранов Р.А. и др. Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан. Проблемы и перспективы развития // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы VII межрегиональной научно-практической конференции. – Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 2008. – С. 4–13.
2. Горное производство цветной металлургии Урала / Под ред. В. С. Хохрякова: Изд-во Уральской гос. горно-геол. акад. – Екатеринбург. 2004. – 653 с.

СВЯЗЬ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ГОРИЗОНТАМИ ПАЛЕОПОЧВ

А.Н. Мингалёв

Научный руководитель старший научный сотрудник И.Х. Шумилов
Сыктывкарский государственный университет, г. Сыктывкар, Россия

Систематическое изучение палеопочв началось сравнительно недавно – с 80-х годов XX века. В настоящее время накоплен довольно большой объем информации об ископаемых почвах, однако их находки в основном относятся к четвертичным отложениям, а более древние – к верхнепалеозойским, которые приходится на карбоновый, пермский и триасовый периоды [1–3]; данные о палеопочвах, обнаруженных в отложениях девона, в силу ряда причин, встречаются не часто. Надо отметить, что в основном все работы по исследованию древних почв связаны с реконструкцией палеоклиматических особенностей геологического прошлого, а

материалы, посвященные связи (пространственной и генетической) палеопочв с процессами рудообразования, крайне редки. Исключением в данной области является ряд статей В. И. Чалышева, в которых он высказывает предположение о связи стратиформного медного оруденения с горизонтами погребенных почв [4]. Во время экспедиционных работ на территории Среднего Тимана нами были впервые зафиксированы и исследованы многочисленные горизонты ископаемых почв с медной минерализацией в среднедевонских красноцветных породах, обнажающихся в бассейне р. Цильмы.

Отложения среднего девона в районе работ относятся к пестроцветной формации и представлены осадками листовичной, валсовской, цилемской и усть-чиркинской свит: переслаивающимися зеленоцветными алевролитами и песчаниками. Практически во всех породах в той или иной мере присутствует вулканогенный материал основного состава, иногда до сложения отдельных маломощных слоев и линз туффитов и туфов. Красноцветные породы наблюдаются по всему изученному профилю неравномерно: частота их встречаемости и мощности слоев постепенно возрастают вверх по разрезу и достигают своего максимума в районе впадения р. Рудянки (левый приток) в р. Цильму. Красноцветные отложения представлены нелигифицированными глинисто-алеврит-песчаными смесями в различных пропорциях. Окраска пород варьирует от коричневой до бордово-красной. Главной особенностью отложений является то, что в них, особенно в верхней части разреза, фиксируется медная стратиформная минерализация [5].

При исследовании разреза красноцветных пород были обнаружены интервалы с ветвящимися сверху вниз углефицированными растительными образованиями с диаметром индивидов 0,2–0,3 мм. При более тщательном их изучении мы пришли к выводу, что данные образования являются древними корневыми системами, а вмещающие породы, в которых они находятся – палеопочвами. Сами углефицированные корни часто окружены зонами оглеения голубоватого или салатно-зеленоватого цвета. Диаметр зон оглеения достигает 6 мм, в плане они имеют округлые очертания (рис. 1, а), в разрезе – лентовидные (рис. 1, б), т. е. в объеме имеют форму цилиндров. Далее следует лилово-фиолетовая кайма мощностью до 10 мм, которая образовалась вследствие выноса некоторого количества железа из оглеенной части. При обилии корневых систем происходит полное изменение цвета первоначальной бордовой (коричневой) породы-субстрата на лиловую окраску со множеством пятен осветления. Помимо изменения окраски происходит преобразование структуры породы – исходная оскольчатость сменяется комковатостью.

Большинство горизонтов палеопочв эродированы, вследствие чего сохранились уровни с убогим количеством корневых систем. В случаях сохранения полного почвенного профиля (рис. 2), выделяется следующая условная зональность (снизу вверх):

- субстрат, представленный неизменной бордовой или коричневой крупнооскольчатой глиной (глинистым алевритом); граница с вышележащей зоной условна, мощность зависит от мощности ритма;
- зона единичных корней; порода становится средне-, мелкооскольчатой (вверх по разрезу), появляются небольшие пятна осветления; граница с вышележащей зоной условна, мощность колеблется от 20 до 30 см;

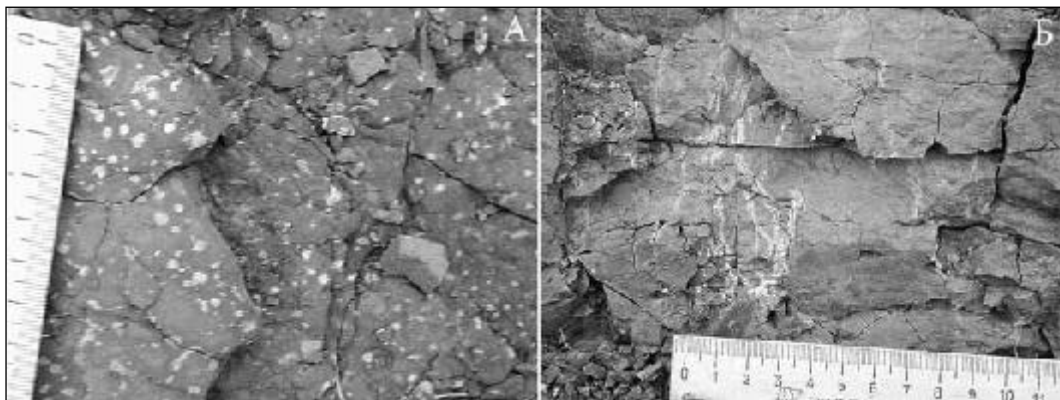


Рис. 1. Палеопочва с зонами оглеения вокруг корней: а) в плане; б) в разрезе

- зона обильного развития корневых систем; глина становится комковатой и лилово-пятнистой, в некоторых случаях фиксируется наличие карбонатов (бурное вскипание при воздействии соляной кислотой), содержание которых увеличивается снизу вверх; по данным спектрального анализа отмечается незначительная обогащенность верхней части зоны марганцем, фосфором, медью и барием. Граница с вышележащим слоем хорошо выражена и определяется сменой гранулометрического состава материала, мощность зоны 20–35 см;

- зона, представленная преимущественно алевро-песчанистым материалом, содержащим обилие тонких слоев мелкого углефицированного детрита. По-видимому, этот слой образовался за счет захоронения *in situ* или гипавтохтонно произраставшей растительности. Обилие погребенной органики порождало площадную зону оглеения мощностью до 10 см, при этом процесс осветления развивался как в нижележащую почву, так и в вышележащую красноцветную породу перекрывающего пласта; иногда по тонкому растительному детриту развивается сульфидная минерализация. Граница с вышележащими породами ровная, четкая.

Спорадически в кровлях палеопочв захоронены фрагменты ветвей и стволов более крупной флоры. Такие обломки также окружены зонами оглеения, но более мощными, сам же органический материал часто псевдоморфно замещен сульфидом меди – джарлеитом (до 80 об. %).

Таким образом, нами впервые установлено существование палеопочвенных горизонтов в девонских красноцветных отложениях на Среднем Тимане и приуроченность наиболее распространенного типа меднорудных скоплений (сульфидных псевдоморфоз по растительности) к кровлям палеопочв.

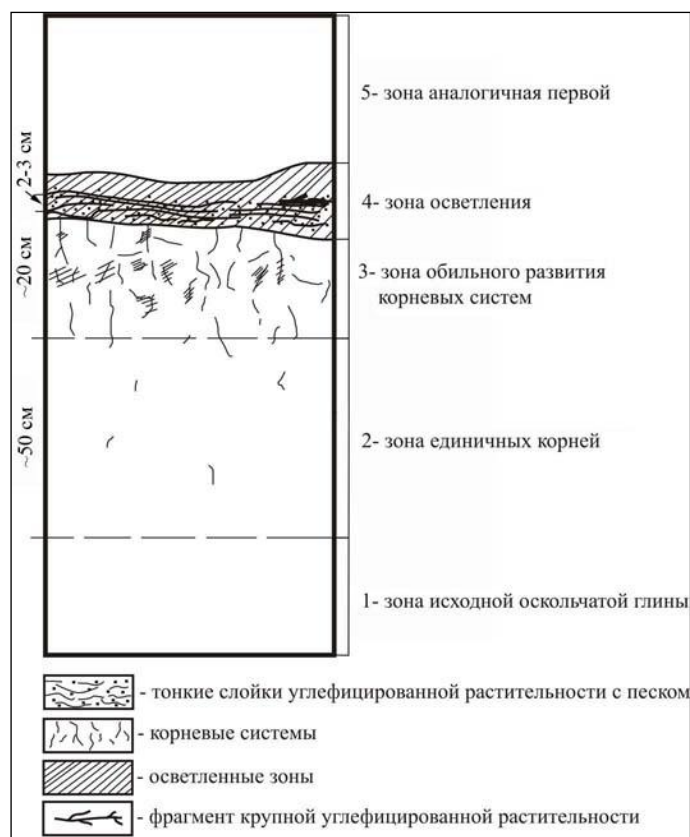


Рис. 2. Схематический разрез палеопочвенного горизонта

Автор выражает благодарность научному руководителю И.Х. Шумилову за консультации и помощь в обработке совместно отобранного каменного материала.

Литература

1. Наугольных С. В., Арефьев М. П. Изолированные корни из татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины // Палеонтологический журнал. – М., 1998. – № 1. – С. 86–99.
2. Наугольных С. В. Тайна Котельнича разгадана // Природа. – М., 2001. – № 7. – С. 20–27.
3. Чалышев В. И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях // Изв. ДАН СССР, 1968. – Т. 182. – № 2. – С. 426–429.
4. Чалышев В. И. О связи накопления цветных металлов с выветриванием и перспективах меденности Уфимских отложений перми севера Предуральяского прогиба // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала: Труды VII геологической конференции Коми АССР. – Сыктывкар, 1971. – С. 53–60.
5. Шумилов И. Х. Сульфиды меди псевдоморфоз в девонских отложениях Среднего Тимана // Изв. Зап. РМО, 2007. – Ч. 136. – Вып. 6. – С. 64–76.

ПОИСКОВАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СУХАРИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Е.М. Михайлова

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

Сухаринское рудное поле расположено в западной части Тельбесского рудного района (грабен-синклинальной вулканогенно-тектонической депрессии) и включает в себя [1]:

- Собственно Сухаринское рудное поле, локализованное в пределах Сухаринского горстового выступа в экзоконтакте и надинтрузивной зоне западной части Тельбесского монцодиорит-гранодиорит-меланогранитового массива ($\mu\delta$ - $\gamma\delta$ - γ D1t1). Рудное поле представлено монцодиоритами первой фазы внедрения и кристаллизации ($\mu\delta$ D1t1) и, в небольшом объеме, гранодиоритами и гранитами второй фазы ($\gamma\delta$ D1t21, γ D1t22), которые проявлены в восточном замыкании структуры (Аргыш-Тагский блок) и, предположительно, в качестве скрытой на глубине апикальной части штока в пределах Западно-Сухаринской зоны Сухаринского блока горст-антиклинали.

- Верхнесухаринско-Шор-Шалбанскую перспективную площадь, локализованную в пределах западного окончания Каштаусского грабена, разделяющего в восточной части территории Сухаринский и Тенешский горстовые выступы.

- Тенешско-Мундыбашскую перспективную площадь, локализованную в пределах Тенешского грабена в зоне влияния Березовской вулкано-купольной структуры и гранодиоритов Тельбесского массива (скрытых на глубине 300 м штокообразных выступов).

В результате совместного анализа геологических, геофизических, геохимических материалов и материалов дистанционных методов в качестве рудоконтролирующих структур выделены зоны разуплотнения, предполагаемые по данным гравитационной модели на глубине 1500 м. Они интерпретируются как предполагаемые выходы к поверхности субвертикальных зон метасоматитов, золото-полисульфидного и золото-кварц-(турмалин)-полисульфидного оруденения, парагенетически связанных с фазами становления Тельбесского массива.

Данные структуры, представляют собой долгоживущие зоны разрывных нарушений различной степени раскрытости, в ореолах влияния которых, в зависимости от многочисленных факторов и параметров (в том числе расстояния от магматического очага, фаз и фаций интрузивных образований, состава и физико-механических свойств вмещающих пород, наличия рудофокусирующих структур и др.), происходила локализация золотооруденения в соответствии с выявленной зональностью и стадийностью рудоотложения:

- связанная с первой фазой Тельбесского массива золотосодержащая скарново-железородная формация, представленная пирит-арсенопиритовой золотоносной рудно-минеральной ассоциацией (Co, As, Bi) и карбонатно-сульфидной (галенит-сфалеритовой) рудно-минеральной ассоциацией (Ag, Pb, Zn, Mn) последовательно наложенных на более ранние магнетит и пирротин железных руд;

- связанная со второй фазой Тельбесского массива золото-сульфидно-кварцевая формация, включающая золото-порфировую субформацию, представленную золотоносной пирит-(шеелит)-турмалиновой рудно-минеральной ассоциацией (Au, Bi, As, W, B) и золото-полисульфидную субформацию, представленную золотоносной халькопиритовой рудно-минеральной ассоциацией (Au, Cu, Bi, Ag) часто телескопированной, в том числе и, с образованиями золотосодержащей скарново-железородной формации.

В целом, максимальные концентрации золота характерны для участков пространственного совмещения нескольких ассоциаций, что указывает на структурную унаследованность рудовмещающих структур и накопление золота в процессе его многократного перераспределения.

Рудные объекты золотосодержащей скарново-железородной формации локализованы в экзоконтактных зонах диоритов первой фазы, структурно приурочиваясь к тектонически подготовленным зонам, межформационным контактам карбонатной и вулканогенной толщ, в замках дополнительных антиклиналей в зонах межслоевого дробления и полостях отслоения.

Рудные объекты золото-сульфидно-кварцевой формации локализуются в форме линейных штокверков в зонах разрывных нарушений субширотного направления и тяготеют к зонам контакта диоритов и гранодиоритов.

Таким образом, объектами поисков в Сухаринском рудном поле являются золотоносные зоны сульфидизации, наложенные на скарны и околоскарновые породы и зоны прожилково-вкрапленной кварцево-турмалин-сульфидной минерализации в эндо- и экзоконтактах гранодиоритовой интрузии. К самостоятельным объектам поисков следует отнести золотоносные «железные шляпы» над выходами золото-сульфидных руд.

В геохимическом поле золотоносные зоны фиксируются привносом золота и ряда элементов-спутников (рис.). Наиболее интенсивно вместе с золотом привносятся Ag, As, Cu, Pb, Zn, а в восточной части рудного поля также бор. Менее масштабный, но устойчивый привнос, в процессе золотого оруденения, отмечается для Co, Bi, W, Cd, в незначительной степени – для Sn и Mo. Привнос железа и марганца начинается еще на этапе скарнообразования, высокие концентрации этих элементов сохраняются и в более поздних золотоносных образованиях.

Ряд элементов (Cr, Ni, V, Zr, Ti, Li, P, Ba, Sr) ведут себя в золоторудном процессе в целом индифферентно. Можно отметить пониженные концентрации этих элементов, особенно Ba, Sr, Ti в скарнах, что рассматривается как их вынос при скарнировании. Для фосфора отмечается незначительное накопление в «железных шляпах».

Факторным анализом [2] в первичном геохимическом поле выявлено 6 геохимических ассоциаций. Из выделенных 6 факторов собственно золоторудными являются 2: третий и пятый. Третий фактор (B, W, Au, Ag, As) отражает золотоносную пирит-(шеелит)-турмалиновую (\pm арсенопирит) минеральную ассоциацию, пятый фактор (Au, As, Co, Bi) – хлорит-пиритовую (\pm арсенопирит) минерализацию. Первый фактор (Pb, Zn, Ag, Mn) соответствует галенит-сфалеритовому парагенезису, который сам по себе слабо золотоносен. Участие в этом факторе Mn обусловлено ассоциацией полиметаллической минерализации с карбонатами. Фактор 6 отражает вынос Ba и Sr из скарново-рудных зон. Так же ведет себя обычно и «породный» фактор 2 – его значения в рудных зонах часто пониженные, что указывает на метасоматическую переработку исходных пород. Фактор 4 характеризуется положительными связями с Cu и Sn и отрицательными – с Cr и Ni. Его поведение достаточно сложное. В связи с привносом Cu и Sn его значения в рудных зонах обычно положительные. По мере

выклинивания рудных зон концентрация Сг и Ni возрастает и рудные зоны в этих участках характеризуются отрицательными значениями фактора 4, что можно использовать при прогнозировании оруденения на фланги и глубину.

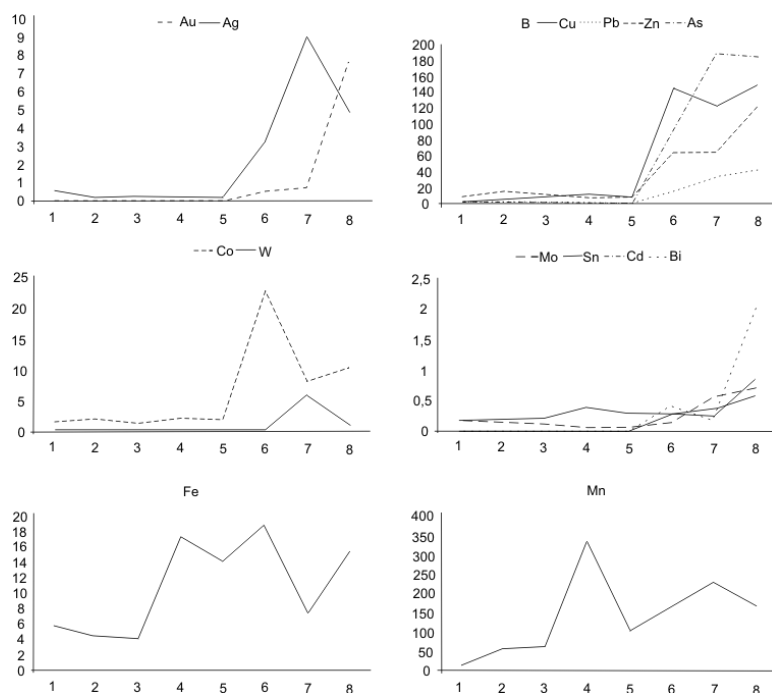


Рис. Средние содержания золота и элементов-спутников в породах и рудах Сухаринского рудного поля. 1...3 – исходные породы: 1 – известняки; 2 – порфириты; 3 – диориты; 4 – гранатовые скарны; 5 – магнетитовые скарны; 6 – сульфидно-магнетитовые руды; 7 – жильный кварц; 8 – «железные шляпы»; содержания Au и Ag – в г/т, Fe – в %, остальные элементы – в 10^{-3} %

Кластер-анализом [2] наблюдений в рудном поле выявлено 11 классов проб, отвечающих определенным геохимическим типам пород. Кластеры в целом соответствуют выделенным факторам, но при совместном рассмотрении позволяют уточнить состав и характер пространственного распределения минеральных ассоциаций.

Кластеры 1 (Au, Ag, As, V) и 10 (Au, Ag, Cu, As, Bi, Co, Mo, W, V, Fe) соответствуют пирит-(шеелит)-турмалиновой (\pm арсенопирит) минеральной ассоциации. При этом кластер 10 – более золотоносный и, по сути дела, фиксирует участки совмещения нескольких золотоносных ассоциаций, а кластер 1 – существенно турмалиновая, слабо золотоносная минерализация. Кластеры 5 (Zn, Cd, Mn, Ni) и 9 (Ag, Pb, Zn, Cd, As, Mn, Ni) – это сфалеритовая и галенит-сфалеритовая минерализации (последняя более золотоносная). Их разделение связано, скорее всего, с зональностью отложения, а не с отдельными стадиями. Кластер 6 (Au, Cu, Zn, As, Fe) – арсенопирит-пиритовая золотоносная минерализация. Соответствует фактору 5. Существенный вклад меди в эту ассоциацию указывает на то, что арсенопирит-пиритовая минерализация наиболее золотоносна в случае наложения на нее халькопирита. Кластеры 2, 3, 4, 7 – «породные», они отражают нюансы в составе вмещающих пород. Кластер 11 соответствует фактору 4.

Во вторичном геохимическом поле золотоносные зоны сопровождаются привнесом того же комплекса элементов, что и в первичном поле. Но различия в особенностях гипергенной миграции элементов сказываются на выявляемых геохимических ассоциациях и интенсивности их проявления. Факторным анализом во вторичном поле выявлено 4 ассоциации, две из которых интерпретируются как рудные (факторы 1 и 4), а две как «породные» (факторы 2 и 3).

Фактор 1 (As, Pb, Zn, Ag, Cu, Mo, Mn) связан с участками совмещения пирит-арсенопиритовой и полиметаллической минерализаций. Фактор 4 (Au, V, As, Cu) отражает участки проявления собственно золоторудной пирит-(турмалин)-арсенопирит-халькопиритовой минерализации. В целом интенсивные аномалии обоих факторов во вторичном поле приурочены к области распространения кор выветривания. Там, где коры отсутствуют, или перекрыты элювиально-делювиальным чехлом, интенсивность аномалий резко снижается, либо они не выявляются совсем.

Проведенные исследования показали, что в геохимическом поле золотоносные зоны фиксируются интенсивным привнесом золота и его элементов-спутников Ag, As, Cu, Pb, Zn, как во вторичном, так и в первичном поле. Золотоносными являются пирит-(шеелит)-турмалиновая (\pm арсенопирит) и хлорит-пиритовая (\pm арсенопирит) минеральные ассоциации.

Литература

1. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 237 с.
2. Ворошилов В.Г. Математическое моделирование в геологии: Учебное пособие. – Томск: Издательство ТПУ, 2001. – 124 с.

**РОЛЬ АРСЕНОПИРИТА В ПРОЦЕССЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
НЕЖДАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Л.А. Неустроева

Научный руководитель доцент Л.И. Полуфунтикова

Якутский государственный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск, Россия

Нежданинское золоторудное месторождение относится к числу уникальных по многим параметрам: запасы золота (примерно 800 т), генезис месторождения, состав руд и экономические показатели. Площадь месторождения составляет – 10 км², рудного поля – 60 км² месторождение расположено в верхнем течении р. Тыры, правого притока р. Алдан на западных отрогах хребта Сунтар-Хаята.

Нежданинское рудное поле представляет собой расширяющуюся к северу меридионально вытянутую полосу протяженностью до 15 км, при средней ширине 4 км и имеет четкие геологические ограничения с запада (разлом Озерный) и с востока (разлом Восточный). В качестве южной границы поля можно рассматривать периклинальное замыкание Дыбинской антиклинали на уровне кровли рудовмещающей джуптагинской свиты и выходы Гельдинской группы штоков. На северном фланге граница рудного поля более условна и проводится по границе затухания минерализации рудовмещающих структур по водоразделу р. Курум – Большие Кидерики до выходов Курумского массива. Нежданинское рудное поле является составной частью Курумо-Гельдинского рудно-магматического узла.

Месторождение локализуется среди пород верхоянского комплекса, представленного нижневерхнепермскими песчано-сланцевыми отложениями, образующими сложную Дыбинскую антиклинальную флексуорообразную складку. Западное крыло складки имеет пологие углы падения, восточное – крутые, преимущественно, обратные. Район рудного поля размещается на участке пересечения четырех систем разломов субмеридианальной, широтной и диагональных ориентировок, разбивающих свод складки на ряд горстообразных блоков. В пределах рудного поля располагаются разноориентированные и разнопротяженные выходы даек диорит-порфириров и лампрофириров.

На месторождении известно более 50 рудных тел различной промышленной значимости, мощности и протяженности. По морфологии их можно сгруппировать в три типа: 1) минерализованные зоны дробления; 2) простые жилы; 3) жильные штокверкоподобные зоны.

Основными типами рудных тел являются минерализованные зоны дробления, имеющие выдержанные параметры по простиранию и падению. Оруденение в зонах имеет преимущественно прожилково-вкрапленный характер с размерами кварцевых линз не более 100×50 м и содержанием сульфидов до 5 %. Оперяющие кварцевые жилы прослеживаются по простиранию и падению до 300–400 м, количество сульфидов в них не превышает 3 %. Помимо кварца на месторождении значительно распространены карбонат (до 5–7 %) и арсенопирит (2–3 %, на участках интенсивно сульфидизированных пород до 15–20 %). Меньше развиты пирит, более поздние сфалерит, галенит, блеклая руда и группа сульфoантимонитов. В отдельных рудных телах установлены линзовидные скопления антимонита.

Месторождение сформировано в три этапа – гидротермально-метаморфогенный, золото-кварцевый гидротермальный и серебро-полиметаллический гидротермальный [2]. В первый этап сформировались метаморфогенные кварцевые жилы с убогой (менее 1 %) сульфидной минерализацией и фоновой (до 2 г/т) рудной золотоносностью. В основной продуктивный этап образовались золотоносные березиты и жильная минерализация с пирит-арсенопирит-кварцевой, продуктивными халькопирит-галенит-сфалеритовой и блеклорудно-сульфоантимонитовой, постпродуктивной бертьерит-антимонит-карбонатной ассоциациями. В следующий этап минералообразования происходило перераспределение ранних минералов и выделение электрум-пираргирит-фрейбергитовой ассоциации. В связи со сложным генезисом месторождения золото в нем весьма разнообразно по морфологии, крупности и составу. Вследствие процессов регенерации, в отдельных рудных телах количество кристаллов золота крупностью до 0,25 мм доходит до 20 % в минерализованных зонах и до 40 % – в жилах.

Арсенопирит является наиболее распространенным, сквозным рудным минералом, формирование которого продолжалось весь период минералообразования на месторождении. В рудных телах арсенопирит встречается в виде двух генераций: жильного выполнения и регенерированный.

Значительно чаще арсенопирит локализуется в жильном кварце рудных тел, где слагает различного размера и формы гнезда, вплоть до мономинеральных полос шириной до 20 см и протяженностью в первые метры. В целом же для него более характерна рассеянная вкрапленность в виде мелких (до 1 см) агрегатных скоплений, часто группирующаяся в прерывистые цепочки вдоль зальбандов или плейчатых реликтов глинистых сланцев среди кварца. Очень редко в крупнозернисто-друзовидном кварце наблюдались сростки его кристаллов размером до 2 см. В целом арсенопирит можно считать сокварцевым минералом, образующимся одновременно с кварцем. Для него характерны гипидиоморфнометазернистые структуры, подверженные поздним хрупким деформациям.

Регенерированный арсенопирит по морфологическому облику и размерности сходен с арсенопиритом зон метасоматического кварца. Однако, несмотря на близкую размерность (первые доли миллиметра) и ромбовидную морфологию кристаллов, арсенопирит метакварцевых участков представлен обособленными кристаллами с матовыми гранями, имеющими признаки слабого растворения. Регенерированный арсенопирит образует щетковидные микродруздовые сростки ромбовидных кристаллов с блестящими гранями, нередко несущими штриховку. Подавляющее количество регенерированного арсенопирита приурочено к мелким, коротким трещинам скола и отрыва в жильном кварце и пространственно сопряжены со скоплениями раннего жильного арсенопирита. Он локализуется среди ранних агрегатов вдоль микротрещин, либо нарастает на его гнезда, либо растягивается в виде цепочечных обособлений по трещинкам отрыва. Кроме того, регенерированный арсенопирит в незначительном количестве образует метакристаллы, развитые по ранним генерациям рудных минералов, прежде всего по мышьяксодержащей блеклой руде, реже по сфалериту и пириту, образуя структуры обрастания.

Арсенопирит присутствует в раннерудной и регенерированной (новообразованной) ассоциациях, а также играет не маловажную роль в формировании послерудных ассоциаций [1].

Литература

1. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. – М.: ГЕОС, 2001. – 252 с.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. – 571 с.

ИСТОРИЯ ЗОЛОТОДОБЫЧИ НА РУДНИКЕ КОММУНАР

Р.В. Никитченко, О.С. Разва

Научный руководитель доцент Л.А. Краснощекова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Коммунаро-Балахчинский золоторудный район расположен в горной системе Кузнецкого Алатау на его восточном склоне и охватывает область от правобережья р. Туралых (Белый Июс) на юго-востоке до правых притоков р. Черный Июс (рр. Мал.Черный Июс, Амартачул, Изекиол) на северо-западе.

Площадь района в этих границах составляет около 1200 км². Район обладает горным, сильно расчлененным рельефом, коренные месторождения золота находятся в гольцовой области гор.

Начало золотого промысла в Коммунар-Балахчинском районе относится к 1833 г. и связано с промышленным освоением россыпей, а эксплуатация коренных месторождений производится с 1899 г.

Месторождение представлено рудной продуктивной зоной шириной 600–800 м и длиной 2,5 км вытянутой в северо-западном направлении. Размах по вертикали около 600 м, месторождение вскрыто через 40–60 м штольневые горизонты. Продуктивная зона включает в себя основные участки промышленного оруденения: Северо-Западный, Центральный, Юго-Восточный, Подзвездный.

«При посещении выработанной части рудника над Масловской штольней мы попали в царство полного мрака и могильной тишины», писал В.А. Обручев.

Рудник «Коммунар» является старейшим предприятием на территории республики Хакасия. Открытие золотого промысла началось с 1833 г. с разработки россыпей. Таким образом, золотая промышленность Коммунарского золотоносного района насчитывает 175 лет. Добыча рудного золота из знаменитой Богом дарованной жилы, давшей первое одноименное название руднику – «Богом дарованный», началась в 1899 г. Первооткрывателем жилы был рабочий хакас Алексей Ульчугачев, который в вершине Федоровского ручья нашел кварцевый свал с видимым золотом. Эту находку он показал купцу Федулову Д.С., который и купил ее за бесценок. Оформив документы, 22 сентября 1897 г. Дмитрий Федулов становится хозяином золотоносного участка «Богом дарованного», а 28 сентября 1897 г. передает рудник «Богом дарованный» купцу-золотопромышленнику К.И. Иваницкому на правах долгосрочной аренды. Константин Иваницкий, в свою очередь, в 1912 г. продает рудник Российскому золотопромышленному обществу («Золоторосс»).

Одним из первых наиболее полное исследование «Богом дарованной» жилы (впоследствии Масловской) провел В.А. Обручев, преподававший в то время в Томском технологическом институте.

Цитата из труда Владимира Афанасьевича Обручева, посвященного обследованию рудника «Богом дарованного»: «...В 1895 г. в С.-Петербурге было организовано «Российское золотопромышленное общество» для разработки месторождений золота как россыпных, так и рудных. Золотоносные россыпи, которые разрабатывались в Сибири с тридцатых годов XIX века, а на Урале значительно раньше, кое-где уже были выработаны, и в конце XIX века в разных местах начали открывать коренные месторождения золота, разработка которых требовала больших технических знаний и больше капиталов, чем разработка россыпей. Во главе этого общества, намеревавшегося обратить главное внимание на коренные месторождения, стал в 1902 г. горный инженер Л.Ф. Грауман, хорошо знавший меня по исследованиям в Ленском районе в 1891 и 1901 гг. Он предложил мне осенью 1910 г. принять участие в экспертизе расположенного в хребте Кузнецкий Алатау золотого рудника Богомдарованного, который его владелец Иваницкий хотел продать обществу. В половине декабря я и М.А. Усов, которому я предложил быть моим помощником при изучении рудника, что давало ему случай познакомиться подробно с геологией интересного месторождения, выехали по железной дороге на восток...».

«...На руднике я застал двух других экспертов, присланных Российским золотопромышленным обществом из Петербурга для изучения рудника, его технической оборудованности, качества и запасов руды. Это были горный инженер Журин и химик Лебедев...».

«Кварцевая жила в забоях имела разнообразный вид. Белый, желтоватый или голубоватый кварц жилы то пролегал более или менее ровной лентой в 60–70 см ширины наискось через весь забой, хорошо выделяясь на фоне темно-серой или темно-зеленой боковой породы, то он сильно ветвился, давая отпрыски вверх и вбок в породу, содержал обломки боковой породы. Параллельно главной жиле с той или другой стороны видны были прожилки кварца разной толщины. Иногда лента кварца раздваивалась на две почти равные части. В конце главной штольни, называвшейся Масловской, жила совсем исчезла, весь забой был занят темной породой, и только в середине его шел тоненький шнурочек в виде четки из маленьких гнездышек кварца, связанных прожилком его в 1–2 мм. Перед наблюдателем вставал серьезный вопрос: действительно ли жила кончилась, выклинилась, как говорят горняки, или же шнурочек представлял так называемый «проводник», который показывает, что мы видим только местное исчезновение жилы, пережим ее, и, проследившая забоем проводник, мы опять увидим, что шнурок начнет постепенно утолщаться и снова появится кварцевая жила, выгодная для работы. Проводник показывает, что трещина в массе породы, в которую проникали горячие растворы, отлагавшие кварц и золото, в этом месте не исчезла, а продолжается дальше, но только почему-то не раздвинулась, не дала места для отложения кварца.

Кварц жилы далеко не везде содержал видимое золото. Он большей частью был сплошь белый или желтоватый и только кое-где в нем блестели крапинки серного колчедана или крупинки самородного золота. Вообще, по данным управления, большая часть, от 2/3 до 4/5 добытого золота, была заключена в жиле в самородном виде, и только остальное содержалось в серном колчедане и других рудах, вкрапленных в кварц. Проба самородного золота была высокая – 950, проба золота в серном колчедане – гораздо ниже от 530. Среднее содержание в течение девяти лет, которые рудник работал, колебалось от 8 золотников до почти 18 золотников (в 100 пудах кварца), среднее же за все эти годы составило по отчетам, представленным в Горный департамент, почти 12 золотников...».

Помимо Обручева и Усова золоторудным месторождением занимались Я.С. Эдельштейн (1925), А.Я. Бульников (1931), И.А. Молчанов (1936), С.С. Ильенок (1937), В.К. Флеров (1939), Г.В. Росляков (1947), С.В. Майнагашев (1943), Д.А. Лобанов (1962) и другие исследователи.

Наряду с Коммунарским месторождением в недалеком прошлом велась добыча рудного золота в южной части (Балахчинский рудник – 1933–1956 гг.) и в Северной части района (Знаменитовский рудник – 1906–1938 гг.). Здесь отработывались кварцевые и кварц-сульфидные золотоносные жилы – Октябрьская, Майская, Мало-Благодатная, Случайная и другие.

Из-за отсутствия разведанных запасов эти месторождения были законсервированы и Балахчинский рудник ликвидирован в 1956 г., Знаменитый – в 1953 г.. С 1956 г. единственным золотодобывающим предприятием в районе являлся Коммунарский рудник, входивший в состав бывшего производственного объединения «Енисей-золото».

С 1977 г. в районе действовали старательские артели по добыче рассыпного золота, преобразованные в настоящее время в акционерные общества, самостоятельно ведущие добычные работы. В Коммунар-Балахчинском золотоносном районе отработываются россыпи по р.р. Изекиюл и Беренджак.

С 1982 г. рудник возобновил добычу руды открытым способом (после закрытия в 1972 г. карьера Подлунный голец) – в карьере «Спутник».

С 1994 г. Коммунарский рудник преобразован акционерное общество, которое и ведет добычу руды на месторождении.

Таким образом, начиная с 1833 г. (исключая период с 1923 по 1928 гг., когда месторождение находилось на консервации) и по настоящее время месторождение эксплуатируется. Обнаруживаются новые участки, содержащие золотые рудопроявления и представляющие промышленный интерес.

Так, в центральной части рудного поля, наиболее насыщенной оруденением, в настоящее время эксплуатируются жилы Масловская-2, дайки Апрельская и Центральная. Именно при доизучении участка Апрельской жилы Центрального участка в прошлом году были обнаружены видимые знаки золота в жильном кварце. Выделяется 2 генерации кварца: ранний сероватой окраски с жирным блеском, наиболее золотоносный, и поздний – белый с низким содержанием золота. В рудах отмечаются пирит, пирротин, халькопирит, марказит, сфалерит, арсенипирит, магнетит.

Вмещающими породами жилы являются габбро-диориты, порфиroidные диориты, диорит-порфириты, спессартиты. Породы интенсивно альбитизированы, актинолитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы.

Что касается генезиса месторождения, то этот вопрос остается предметом дискуссий. Так, А.Ф. Коробейников (1970) связывает золотое оруденение с гранитоидным магматизмом; Г.А. Иванкин (1978) считает, что основное золотое оруденение связано с нижнепротерозойским магматизмом; Б.Д. Васильев (1981) – с девонскими дайками, объединяя их в рудно-магматическую систему. В целом, для Коммунарского и Солгонского рудных полей характерна центробежная горизонтальная зональность в размещении золотого оруденения, выявление которой заметно повышает перспективность района на поиски новых рудных зон.

Несмотря на длительную историю изучения Коммунарского золоторудного поля, часть вопросов относящихся к генезису месторождения, не решена. К таким вопросам следует отнести вопрос о первоисточнике золота и ведущих факторах его концентрации и отложения.

Литература

1. Обручев В. А. Мои путешествия по Сибири. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1963. – 288 с.
2. Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии: Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири / Под ред. В.П. Парначева и Б.Д. Васильева. – Томск: Изд-во ТГУ, 1998. – 172 с.
- 3.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ УЧАСТКА «АНТОНИНИНСКИЙ»
ХАРАТАС-ХАРАТЕГСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ХАКАСИЯ)**

А.В. Плотникова

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

Потенциально золоторудный Харатас-Харатегский узел находится на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в зоне сочленения Батеневско-Беллыкской и Коммунар-Балахчинской структурно-фациальных зон, довольно условно разделенных Белоиюско-Ширинским разломом [6].

Участок поисковых работ Антонининский расположен в юго-восточном окончании плохо выраженной Тарбанской брахиантиклинали, осложненной небольшой синклиналью.

В основании геологического разреза участка работ располагаются карбонатно-терригенные породы тюримской свиты (R_{3tr}), представленные преимущественно темно-серыми известняками, прослоями песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, также встречаются слои туфоалевролитов, силицитов.

Интрузивные образования распространены на северном и южном флангах участка и представлены второй фазой когтахского габбро-монцодиоритового комплекса ($v, \mu C_2k$) и черноиюским комплексом кварцевых монцодиоритов ($\xi O_{2-3} ?ju$). Породы когтахского комплекса сложены монцодиоритами, иногда монцонитами и диоритами безкварцевыми и кварцсодержащими, вплоть до гранодиоритов.

В экзо- и эндоконтактах интрузий в пределах рассматриваемого района широко развиты процессы скарнирования, ороговикования, пропилитизации, березитизации, графитизации, на которые, в свою очередь, наложено многометальное оруденение, сульфидизация и окварцевание. Как правило, окварцованные, сульфидизированные скарны и роговики являются в той или иной степени золотоносными. Благороднометальное оруденение относится к золото-скарновому промышленно-генетическому типу, поскольку золото вместе с кварц-сульфидной минерализацией наложено на скарны и представляет собой наиболее поздние продукты скарнового процесса [4].

Ожидается, что на участке Антонининском золотое оруденение также приурочено к обохренным и окварцованным скарнам по тюримским известнякам на контакте с когтахскими монцонитоидами.

В основу статьи положены результаты спектрального полуколичественного, спектрохимического и атомно-абсорбционного анализов проб (3300 шт.) из вторичных геохимических ореолов рассеяния участка, любезно предоставленные нам ОАО «Красноярскгеология» (г. Абакан).

В процессе исследований нами определены фоновые и минимально аномальные концентрации золота и элементов-спутников во вторичных ореолах рассеяния; выявлены геохимические ассоциации и исследована зональность их размещения в рудном поле; определена позиция золотого оруденения в структуре аномального геохимического поля и предложены геохимические критерии прогноза золотого оруденения в Харатас-Харатегском золоторудном узле.

Фоновые и минимально-аномальные содержания элементов рассчитаны по стандартной методике А.П. Соловова [5]. Поскольку на рассматриваемой площади распределение всех элементов не соответствует нормальному закону ($A/S_A > 3$ и $E/S_E > 3$), при расчете фоновых и аномальных концентраций использована модель логнормального распределения (табл.).

Таблица

Фоновые и минимально-аномальные содержания элементов

Элемент	Au	Ag	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	La	Li	Mn	Mo	Nb
Среднее геометрическое	4,25	0,02	3,33	56,95	0,24	0,20	1,17	6,06	3,47	3,78	1,06	58,25	0,21	0,87
Стандартный множитель ϵ	1,36	1,48	1,39	1,29	1,22	1,00	1,51	1,79	1,38	1,23	0,15	1,48	1,29	1,12
Элемент	Ni	P	Pb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	
Среднее геометрическое	2,28	50,2	2,0	1,09	0,22	21,68	453,74	10,33	0,97	1,47	0,22	9,60	12,30	
Стандартный множитель ϵ	1,52	1,17	1,44	1,22	1,40	1,50	1,43	1,59	1,34	1,45	1,18	1,24	1,40	

Для выявления устойчивых ассоциаций элементов и анализа их пространственного размещения с целью расшифровки структуры геохимического поля, нами использовано группирование переменных R-методом факторного анализа [2].

Этим методом во вторичных ореолах изученной площади выявлено 4 фактора. Их интерпретация дана исходя из элементного состава ассоциаций, характера их пространственного распределения и геологической ситуации. Фактор 3 (Pb, Cu, Zn, Ag, As, Au) соответствует полиметаллической минерализации, собственно золотоносной; фактор 4 – ранней сульфидной минерализации (Co, Mo, V, Bi, W, Ag). Судя по набору элементов, это, вероятно, примеси в раннем пирите. Фактор 2 объединяет элементы, обычно накапливающиеся по периферии рудных зон (Mn, Ba) и интерпретируется как «околорудный». Фактор 1 (Ti, Cr, V, Ni, Sn, Nb) рассматривается как «породный».

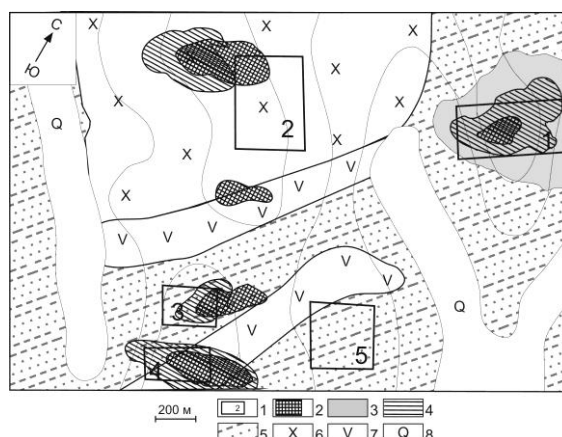


Рис. Геохимическая зональность участка Антонининский:

1 – участки, перспективные на поиски золоторуднения по результатам геофизических работ; аномалии геохимических ассоциаций; 2 – Pb, Cu, Zn, Ag, As, Au; 3 – Mn, Ba; 4 – Co, Mo, V, Bi, W, Ag; 5 – карбонатно-терригенные отложения тюримской свиты (R₃tr) (темно-серые известняки, прослои алевролитов, песчаников, кремнистых сланцев, также встречаются слои туфоалевролитов, силицитов); 6 – интрузивное тело коктахского комплекса (монцититы, гранодиориты); 7 – дайковые тела чернойюсского комплекса (сиениты, монцидиориты); 8 – четвертичные отложения

Анализ размещения геохимических ассоциаций в пространстве позволяет выявить 5 аномальных участков, предположительно связанных с сульфидной минерализацией. По характеру соотношения ассоциаций можно говорить о разной степени структурной упорядоченности аномального геохимического поля на выделенных участках. Известно, что степень упорядоченности аномального геохимического поля является отражением интенсивности гидротермального оруденения [8]. Наиболее упорядоченными являются концентрически зональные аномальные структуры с накоплением рудных элементов в их центральных частях [1]. Подобная геохимическая зональность выявлена на восточном фланге площади (участок № 1 на рис.).

Ранее, по результатам геофизических работ, на описываемой площади выделено 5 перспективных участков, 4 из которых хорошо коррелируются с выявленными геохимическими аномалиями, что является дополнительным свидетельством объективности их существования (рис.). На участке № 5 аномалий не выявлено по причине закрытости вторичного геохимического ореола.

Наиболее высокие содержания золота характерны для участков пространственного совмещения нескольких разновременных минеральных ассоциаций. Унаследованность рудоконтролирующих структур благоприятствует многократному перераспределению золота и концентрированному накоплению его на геохимических барьерах. Наиболее перспективные и рекомендуемые для поисковых работ участки 1 и 4.

Итак, золотое оруденение на изученной площади сопровождается во вторичном геохимическом поле ассоциациями (Pb, Cu, Zn, Ag, As), (Mn, Ba) и (Co, Mo, V, Bi, W, Ag). Наиболее благоприятны для поисков золотого оруденения участки пространственного совмещения нескольких геохимических ассоциаций, которые формируют во вторичном поле аномальную геохимическую структуру концентрического строения.

Литература

1. Григоров С.А. Прикладные аспекты структурного метода поисков по геохимическим данным // Теория и практика геохимических поисков. – М.: Наука, 1990. – С. 68–78.
2. Девис, Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. – Кн 2. – М.: Недра, 1990. – 427 с.
3. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. – М.: Научный мир, 2000. – 270 с.
4. Курбанов, Н.К. Полигенно-полихронные месторождения золота // Смирновский сборник-99 / Гл. редактор В.И. Старостин. – М.: МГУ, 1999. – С. 144–197.
5. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985. – 294 с.
6. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.

7. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. – Новосибирск, 1974. – 280 с.
8. Voroshilov V. G. Anomalous Structures of Geochemical Fields of Hydrothermal Gold Deposits: Formation Mechanism, Methods of Geometrization, Typical Models, and Forecasting of Ore Mineralization // *Geology of Ore Deposits*, 2009. – Vol. 51. – P. 1–16.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНЫХ РУД НОРИЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.И. Поспелов¹

Научный руководитель доцент Л.А. Краснощекова²

¹*Лицей при Томском политехническом университете, г. Томск, Россия*

²*Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

Норильское месторождение располагается в северной части Российской Федерации. Месторождения норильского типа представлены группой месторождений с наиболее известными Норильск-I, Норильск-II, Талнахское, Октябрьское. Данные месторождения располагаются на северо-западной окраине эпидокембрийской Сибирской платформы, в области длительно развивавшегося (от позднего протерозоя до среднего палеозоя) перикратонного прогиба с мощным (в 10 км) чехлом платформенных морских и лагунно-континентальных осадков.

Формирование этих месторождений происходило в раннемезозойский этап тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Разломы контролируют все крупнейшие месторождения района. Рудоносные интрузии внедрялись по крупным региональным разломам и локализовались в гипабиссальных условиях (на глубине от 1 до 3 км от земной поверхности.)

Основная масса сульфидных медно-никелевых руд локализуется в области нижнего эндо- и экзоконтакта никеленосных массивов, отдельные тела вкрапленных и сплошных руд отмечаются в кровле интрузива. Прожилково-вкрапленные руды локализуются также в экзоконтактной зоне среди измененных скарнированных, серпентинизированных осадочных пород.

В магматических месторождениях сульфидно-никелевых руд сосредоточено около 29 % мировых запасов никеля, в России в них сосредоточено около 89 % разведанных запасов.

Руды медно-никелевых месторождений характеризуются комплексным составом: помимо меди и никеля из них извлекают кобальт, платиноиды, золото, серебро, селен, теллур.

Главными геохимическими факторами, влияющими на ликвацию сульфидного расплава в магме, являются:

- концентрация серы;
- состав силикатной магмы, особенно содержание в ней железа, магния и кремния;
- содержание халькофильных элементов в жидкой силикатной фазе.

Целью исследования данной работы явилось определение геохимических особенностей образцов сульфидных руд Норильского месторождения из эталонной коллекции месторождений кафедры геологии и разведки полезных ископаемых ТПУ.

Таблица 1

Сводная таблица минерального состава и текстурных особенностей образцов сульфидных руд Норильского месторождения

№ обр.	Текстура	Минеральный состав
1	Массивная	Пирротин, пентландит, реже халькопирит, магнетит.
2	Массивная. Полосчатая, обусловленная чередованием полос разного минерального состава	Основная масса представлена халькопиритом. Отмечается чередование пирротин-пентландитовых выделений с халькопиритом.
3	Массивная	В основной массе халькопирит, нодулы представлены пирротином и пентландитом.
4	Вкрапленные	Пирротин-пентландит во вмещающих породах. Редкие халькопиритовые вкрапленники.
5	Вкрапленные	Пирротин-пентландитовый состав, по периферии некоторых обособлений – выделения халькопирита.

В исследуемых образцах, помимо макроскопического определения минералогического состава и текстурных характеристик, устанавливался элементный химический состав на спектрометре Innov-X systems.

Минеральный состав руд, определяемых визуально, представлен преимущественно пиритом, халькопиритом, пентландитом, пирротинитом, магнетитом.

Текстуры руд не отличаются большим разнообразием: в основном это массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные разновидности (табл. 1).

Данные образцы также исследовались на спектрометре для определения особенностей химического состава руд (табл. 2).

Таблица 2

Содержание некоторых химических элементов в сульфидных рудах Норильского месторождения

№ обр.	Химические элементы										
	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Pd	Ag	Th	U
1	-	0,09	0,12	39,8	-	3,3	1,7	16	27	-	-
2	0,6	-	0,3	19,4	0,01	0,4	7,3	6	64	4	-
3	-	-	0,06	36,1	0,08	9,8	23,1	48	137	12	18
4	0,3	0,16	0,17	30,3	-	2,3	1,3	6	21	-	-
5	0,6	-	0,2	22,05	0,02	0,8	2,1	5	10	-	-

Содержание Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu указано в %; Pd, Ag, Th, U – г/т.

Содержание никеля в рудах коллекции варьирует в пределах 0,4–9,8 %, во вкрапленных рудах среднее содержание составляет 1,5 %, в массивных – до 4,5 %. Содержание меди также колеблется в широких пределах от 0,3 до 23,1 %, среднее по изученным образцам – 7,1 %.

Кроме никеля, меди и кобальта, в исследуемых образцах отмечаются серебро и элементы платиновой группы – Pd. Согласно Э.М. Спиридонову (2004), основная масса благородных металлов в норильских рудах представлена собственными минералами, а меньшая часть их рассеяна в ведущих сульфидах руд (некоторая часть Pd в пентландите и т.п.), что подтверждается выше приведенными данными. Так, в обр. 3 в нодулях пирротин-пентландитового состава содержание Pd составляет 48 г/т, Ag – 137 г/т. Последние являются полезными примесями и, соответственно, повышают ценность извлекаемого сырья.

Литература

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В. и др. Платинометалльные месторождения мира. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. – М.: Геоинформмарк, 1994. – Т.1. – Кн.1. – 279 с.
2. Месторождения металлических полезных ископаемых / В.В. Авдонин, В.Е.Бойцов, В.М.Григорьев и др. – М., Трикта, 2005. – 720 с.
3. Синяков В.И. Геолого-промышленные типы рудных месторождений. – СПб: Недра, 1994. – 248 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКОЛУРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ОЛОВО-СЕРЕБРЯНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ «КРАЙНЕГО» (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Ф.С. Прокопьев

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

В рамках данной работы было произведено изучение метасоматически измененных околожилных пород участка Крайний, дана их геохимическая характеристика, выявлена поперечная минерально-геохимическая зональность метасоматитов. Цель работы – совершенствование поисковых критериев на олово-серебряное оруденение дукатского типа.

Объект расположен на северо-востоке России, в Магаданской области. Главной тектонической структурой района является Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб, расположенный в юго-восточной части Яно-Кольмской складчатой системы и примыкающий к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Рудопроявление Крайнее расположено в Западной части Пестринского рудного узла, на левобережье ручья Колумб. В структурном плане рудное поле приурочено к вулcano-тектонической постройке, представляющей собой глубоко эродированный вулканический аппарат центрального типа, в центральной части которого обнажается шток диоритов.

Среди осадочных и вулканических отложений на участке прослеживаются только отложения мезозойской эратемы. В центральной и северо-западных частях располагаются отложения верхнего триаса (Т₃), а в южной и юго-восточной частях – отложения нижней юры (J₁), которые представлены песчаниками, алевритами и прослоями туфопесчаников. Они слагают фундамент вулканоструктуры. Породы залегают моноклинально с падением к ЮВ под углом 20–35°. В южной и северной части участка встречаются верхнемеловые отложения андезитов и их туфов.

Все интрузивные породы участка датируются верхним мелом. Самое молодое магматическое образование – это диориты, находящиеся в южной части рудопроявления. Магматическая деятельность завершилась в конце позднего мела внедрением даек риолитов. Диориты расположены в южной части участка и контролируется двумя разрывными нарушениями. По площади шток занимает примерно 5000 м². Интрузив

прорывает осадочные и вулканические отложения. В северо-западной части участка Крайний выходят на поверхность дайки андезибазальтов. В центральной части участка и в северной его части расположены дайки и шток дацитов. На северо-западном фланге участка расположены две субпараллельные дайки риолитов меридионального простирания.

Основная рудная кварц-сульфидная жила расположена в центральной части участка. Мощность жилы на прослеженном расстоянии изменчива и составляет в среднем 0,7 м. Рудное тело падает на юго-восток под углом 20°. Оно простирается с ЮЗ на СВ и прослежено канавами на протяжении 1700 м. Галенит, основной рудный минерал, в жиле выполняет ее центральную часть, образуя линзы, гнезда и прожилки. Оруденение крайне неравномерное, содержания серебра колеблются от первых г/т до 21 кг/т. Среднее содержание серебра по выработкам 1672,3 г/т. Содержания олова колеблются от 0,05 до 0,75 %. Наряду с серебром и оловом в жиле установлены повышенные содержания золота – до 1,2 г/т.

Таблица

Результаты рентгено-флуоресцентного анализа метасоматических пород на приборе X-50 mobile

Номер образца	K г/т	Ti г/т	Mn г/т	Zn г/т	As г/т	Rb г/т	Ag г/т	Sn г/т	Sb г/т	Ba г/т	Hg г/т	Pb г/т
140	33257	6033	576	1229	0	124	29	0	0	550	0	0
120	28858	6353	637	778	0	118	29	0	113	485	0	92
100	34100	6254	662	423	0	139	0	0	225	593	0	24
80	47388	6291	83	1326	3615	232	276	287	5934	798	252	12993
60	51539	5041	111	663	5590	301	14	353	1014	723	166	20641
40	53383	7428	114	353	2176	318	24	290	208	631	86	6974
20	46420	5083	110	238	1159	337	10	300	391	467	69	4394
Q жила	-	-	-	10234	100935	-	11	740	5467	-	-	160836
-20	47980	7276	105	495	3714	229	5065	255	1219	488	92	852
-40	41818	6147	701	609	371	128	43	0	99	748	0	33
-60	37067	5796	514	691	219	108	13	0	0	802	0	30
-80	27456	6068	657	2372	327	68	138	0	51	447	0	0
-80	20565	6621	577	2110	137	56	6	0	0	461	0	0
-100	32335	6015	698	2209	0	71	0	0	0	690	0	0
Алевро-лит	39491	5713	1212	1086	0	57	0	0	0	1456	0	0

В основу работы положена коллекция образцов, отобранных автором в период производственной практики. Образцы отбирались вкрест простирания рудного тела через 20 см в обе стороны, с выходом в неизмененные породы. Общая мощность опробованной зоны – около 3 м. Далее этот материал был проанализирован в лаборатории ТПУ на рентгено-флуоресцентном анализаторе X-50 Mobile. Этот прибор позволяет определить концентрации элементов в пробе при их содержаниях от первых г/т и выше.

Рудное тело окружено зоной активных метасоматических изменений. Метасоматически измененные породы на исследуемом участке представлены аргиллизитами. В шлифах выявлены минералы группы гидрослюд и глинистые минералы. Внутренняя зона представлена характерными для аргиллизитов минералами: каолинит, гидрослюда. Внешняя зона представлена серицитом и гидрослюдами.

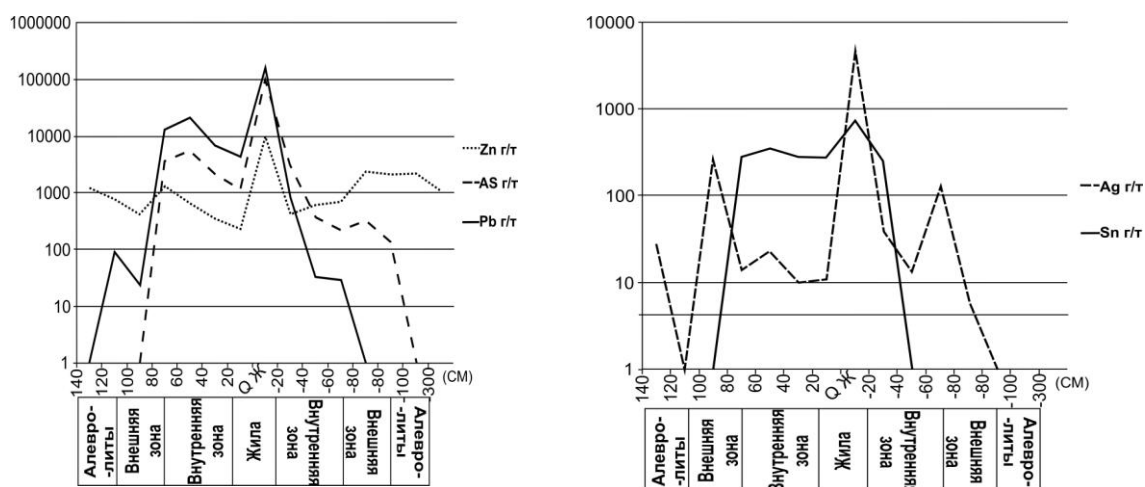


Рис. 1. Распределение Zn, As, Pb, Ag, Sn в колонке аргиллизитов

Говоря о геохимической зональности аргиллизитов, следует сказать, что наиболее контрастно она проявляется в изменении концентрации следующих химических элементов: As, K, Ti, Mn, Zn, Rb, Ag, Sn, Sb, Hg, Pb. Интенсивность изменений больше висячем боку. Здесь же отмечается более интенсивный, чем в лежачем боку, привнос или вынос различных элементов. Большая часть вышеуказанных элементов привносится при метасоматозе. Четкий вынос прослеживается только по Mn. Также следует обратить внимание на то, что свинец, цинк, серебро, мышьяк, сурьма, олово имеют специфическое размещение в колонке метасоматитов (рис. 1). На тех участках жилы, где эти элементы накапливаются, их концентрация во внутренней зоне всегда меньше, чем во внешней зоне метасоматической колонки. По нашему мнению, это вызвано миграцией из внутренней зоны метасоматитов данных элементов, что можно объяснить явлением выравнивания химических потенциалов элементов при интенсивном рудоотложении [2].

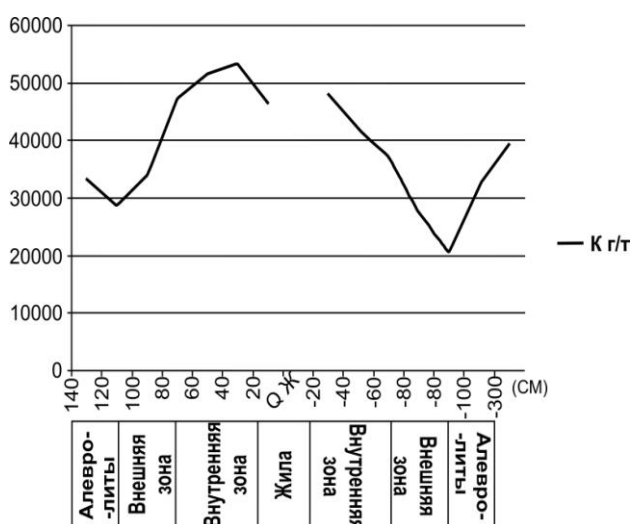


Рис. 2. Распределение K в колонке аргиллизитов

как основной источник оруденения, поскольку масштабы привноса рудных элементов в жилу несопоставимы с количеством вынесенного из внутренней зоны вещества. По нашему мнению, это явление можно использовать как индикатор интенсивности рудоотложения, потому что выявленный градиент содержаний напрямую связан с этим параметром.

Литература

1. Григорьев Н. А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. – М., 2003. – № 7. – С. 785–792.
2. Коржинский Д. С. Основы метасоматизма и магматизма: Избранные труды. – М.: Наука, 1993. – 239 с.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ФОСФАТОВ «СИДИ ШЕННАН» (МАРОККО) ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

А.Н. Смирнова, Т.К. Аметова

Научный руководитель доцент В.Н. Устинова

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Освоение фосфатоносного потенциала месторождений Марокко требует изучения особенностей детального геологического строения отложений продуктивных комплексов. Такое комплексное изучение способствует более широкому изучению трудно доступных районов, увеличению глубинности поисков в экономически освоенных районах, повышению достоверности и качества разведки. Основными типами фосфатных месторождений являются осадочные и в корях выветривания. Осадочные месторождения по условиям образования делятся на платформенные и геосинклинальные. Платформенные месторождения имеют большое площадное распространение; их фосфоритоносные толщи включают от 1–2 до 5 пластов фосфоритов мощностью до 1,5 м, вмещающие породы – пески, глины, мел, мергеля; залегание – горизонтальное; фосфориты желваковые, ракушечниковые, зернистого типа, реже – массивные, содержание в рудах P_2O_5 – 5–10 %. Геосинклинальные месторождения представляют собой части крупных фосфоритоносных бассейнов, линейно вытянуты до нескольких сотен километров при ширине в десятки километров; фосфоритоносные толщи сложены чередующимися пластами кремнистых пород, известняков, доломитов и фосфоритов; мощность толщ до 50–75 м, число пластов фосфоритов до 7–10, мощность пластов 10–14 м, суммарная их мощность до 40 м; условия залегания – отложения смяты в складки, осложнены разрывными нарушениями; фосфориты преимущественно массивные, реже желваковые и зернистые, содержание в рудах P_2O_5 высокое от (28–30 до 36 %). Остаточные месторождения фосфоритов кор выветривания образуются за счет химического выветривания

слабофосфатизированных пород. Характерна естественная радиоактивность фосфоритов. Фосфориты платформенные более радиоактивны, чем фосфориты геосинклинальные, радиоактивность фосфоритов обусловлена наличием урана и продуктов его распада, для большей части месторождений существует четкая корреляционная связь P_2O_5 с ураном. Радиоактивность продуктивных образований большинства фосфоритоносных бассейнов повышенная – от 16–18 до 23–25 мкР/ч и более при активности вмещающих пород не выше 6–10 мкР/ч. Роль фтора увеличивается, когда фосфоритоносные пачки подвергаются воздействию гидротермальных растворов. О физических свойствах желваковых фосфоритов можно судить по данным, полученным на месторождениях Белоруссии (Лобковичи, Мстиславль). Их плотность заметно выше, чем у вмещающих глауконито-кварцевых песков (2,6–2,8 и 1,4–1,65 г/см³ соответственно). В Горной Шории при мощности наносов до 15 м повышенная радиоактивность над фосфоритами составляет 9–12 мкР/ч при фоне 4–6, при отсутствии наносов – 50 мкР/ч. Радиоактивность большинства фосфоритов обусловлена ураном. Слабые магнитные аномалии вызывают фосфоритоносные рыхлые отложения, заполняющие карсты. На месторождениях фосфоритов в благоприятных условиях образуются вторичные ореолы рассеяния фосфора в элювиально-делювиальных образованиях. Содержание фосфора в этих образованиях над фосфоритовыми залежами резко повышено и достигает нескольких процентов, над вмещающими осадочными породами оно составляет обычно сотые доли процента. Над залежами зафиксированы также повышенные концентрации в делювии элементов-спутников (марганца, ванадия, свинца и др.). Аномалии фосфора в водах месторождений превышают фоновые концентрации в 5–10 раз. Водные ореолы стронция вблизи фосфоритоносных горизонтов характеризуются концентрациями от 8 до 240 мг/л. Количество фтора в фосфоритах достигает 2,8 %, а во вмещающих породах – 0,008–0,04 %, и только в кварцитах и доломитах вблизи фосфоритовых тел содержание элемента увеличивается до 0,4 %.

Региональные геофизические исследования масштаба 1:200000 могут быть использованы для выделения и изучения фосфоритоносных бассейнов, установления в их разрезе фосфоритоносных толщ, определения площади континентального шельфа, перспективной для нахождения скоплений фосфоритовых конкреций, для установления кор выветривания, с которыми могут быть связаны остаточные и инфильтрационные месторождения фосфоритов. Для этих целей привлекают данные аэромагнитной и гравиметрической съемки масштаба 1:200000 и электроразведочных маршрутных или площадных работ методами ВЭЗ и ДЭЗ. Поисковые работы (масштабы 1:50000–1:25000) выполняются в два этапа. На первом этапе осуществляются аэрогеофизические съемки, на втором – наземные съемки на площади, локализованной аэропоисками. Аэрогеофизические съемки, как правило, двухметодные – аэромагнитные и аэрометрические (преимущественно гамма-спектрометрические). Для детализации и предварительной оценки, выявленных аэрономалий дополнительно выполняются детализационные гамма-съемка (или гамма-спектрометрическая) и наземная магнитная съемка. Работами уточняются структурное положение и состав фосфоритоносной толщи, выявляются и прослеживаются продуктивные горизонты. Усиление комплекса наземных работ может быть осуществлено за счет более широкого привлечения гравиразведочных работ (изучение структурных условий, выделение и прослеживание продуктивных толщ и свит), включения в комплекс гидрохимического метода поисков (при поисках скрытых, в том числе глубоко залегающих залежей), широкого опробования и внедрения электроразведки методом вызванной поляризации (при поисках фосфоритовых горизонтов, обогащенных пиритом, углистым веществом).

При поисково-оценочных работах используется в основном тот же комплекс методов, но масштабы работ более крупные – 1:10000–1:5000. в задачу работ входят картирование продуктивных образований, выделение зон закарстованности, трещиноватости, доломитизации, графитизации, оконтуривание карстовых полостей с фосфоритовыми рудами, поиски и оконтуривание в пределах развития фосфоритоносных образований продуктивных горизонтов, залежей и тел фосфоритов. В комплекс работ может входить гамма-спектрометрическая или радиометрическая съемка. Фосфоритоносные отложения с содержанием P_2O_5 более 1–2 % отмечаются аномалиями преимущественно радоновой природы интенсивностью от $(1–2) \cdot 10^5$ до $(3–3,2) \cdot 10^5$ м⁻³ с⁻¹ при фоновых значениях $(0,15–0,4) \cdot 10^5$ м⁻³ с⁻¹. Для выявления фосфоритоносных образований с пониженной радиоактивностью применяется нейтронно-активационная съемка. Порог чувствительности съемки порядка 0,05 %, глубинность (при плотности среды около 1,5 г/см³) 7–10 см. Дополнительная информация о строении площади и характере фосфоритоносности может быть получена по данным электропрофилирования и магниторазведки. С целью поисков карстовых полостей, выполненных слабомагнитными фосфатоносными образованиями, может применяться детальная, сеть (50–20) на (10–5) м, высокоточная (2 нТл) магнитная съемка. В комплексе может использоваться и гравиразведка – при выделении зон трещиноватости, изучении кор выветривания. В закрытых районах комплекс может быть усилен методами сейсморазведки. При разведке фосфоритов с помощью геофизических методов ведется изучение собственно фосфоритового оруденения. С этой целью следует использовать методы трех технологических групп – наземные, скважинные и подземные. С помощью наземных методов могут быть уточнены контуры продуктивных залежей, определены элементы залегания залежей.

Ведущее значение в комплексе разведочных работ принадлежит геофизическим методам исследования скважин и подземных горных выработок. Их назначение: изучение разреза скважин, выделение продуктивных горизонтов, установление их глубины залегания, мощности, строения, определение содержания P_2O_5 в рудах, оценка их качества и подсчет запасов. В комплексе представлены методы радиоактивного (РК) и электрического (ЭК) каротажа. Стандартный комплекс методов (КС, ПС, ГК) дополнен такими методами, как НАК (нейтронно-активационный), ГК-С (спектрометрический гамма-каротаж), МБК. Метод НАК по изотопу ¹⁶N (НАК–¹⁶N)

позволяет определять содержания фтора в фосфоритах с чувствительностью порядка 0,07 % при непрерывных измерениях, 0,02–0,05 %. Для оценки содержаний в рудах магния, железа, фтора, кальция и др., определяющих качество фосфоритов, можно воспользоваться либо соответствующими корреляционными связями, либо ядерно-физическими методами анализа.

Марокко является крупнейшим производителем фосфатов. Годовая добыча достигает 19 млн т, а запасы превышают 35 млрд м³, что составляет свыше 75 % мировых запасов. При разработке богатых залежей фосфатов в бассейне Улан Абдун в провинции Хурибга успешно используются методы электроразведки. В частности, электроразведка проводилась на территории месторождения Сиди Шеннан в пределах бассейна Улан Абдун. Это месторождение является осадочным и включает несколько отдельных фосфатоносных пластов, которые граничат с переслаивающимися известковыми и глинистыми породами. Добыча фосфатов на этом месторождении началась после того, как было отработано месторождение Большое Дауи. Однако фосфатоносный разрез на новом месторождении включает множество линз пород, не содержащих фосфаты, так называемых нарушений. Карманы таких пород обнаруживаются только при бурении. Они представляют серьезную помеху при разработке месторождения и искажают реальную оценку запасов фосфатного сырья.

Было установлено [1], что удельное сопротивление фосфатоносных пород составляет 80–150 Ом·м, а сопротивление линз пустой породы варьирует от 200 до 1000 Ом·м. на площади 50 га была проведена предварительная съемка с целью опробовать, закартировать и уточнить границы аномальных объектов, соответствующих карманам-нарушениям. Предполагалось, что геоэлектрические карты позволят получить трехмерное изображение сигналов. Наблюдение проводилось с использованием установки Шлюмберже при величинах разноса 80 и 120 м, что соответствует глубине зондирования 15 и 40 м так называемые нарушения расположены случайным образом, и карты кажущегося удельного сопротивления, представляющие собой численные изображения, могут использоваться в качестве своеобразного радара для планирования этапов разработки месторождения. В данной работе использован метод оттенения для усиления контуров изображений, полученных в результате обработки данных электроразведки. В результате было установлено, что обработка данных с использованием оттенения позволяет уточнить распределение аномальных зон на поверхности. Описан метод анализа, представляющий собой пространственный фильтр для усиления контуров аномальных зон при решении конкретной задачи, связанной с добычей фосфатов. Получены удовлетворительные результаты. Описанный метод может успешно применяться как дополнительный способ получения информации о нарушениях, необходимой для принятия решений в полевых условиях. Оттененные изображения нарушений, полученные при ориентировке источника освещения под углом 180°, оказались полезны для уточнения оценки запасов фосфатов на месторождении в бассейне Улан Абдун. Метод оттенения [1], основанный на соответствии величины отражательной способности и степени нарушения, представляется перспективным средством оптимизации запасов в целях добычи полезных ископаемых.

Литература

1. Саад Бакали Выявление продуктивных отложений на месторождении фосфатов «Сиди Шеннан» (Марокко) по данным электроразведки. – Геология и геофизика. – М., 2007. – № 9. – С. 996–1003.
2. Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов. – М.: Недра, 1991. – 330 с.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ТЮНГ

О.В. Снегирев¹

Научный руководитель доцент С.С. Кулигин²

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Пикроильменит является наиболее распространенным типоморфным минералом кимберлитов. Химический состав данного минерала изучен значительно хуже по сравнению с пиропом и хромшпинелидом [1, 3].

Исследуемая площадь расположена в центральной части Сибирской платформы, на северо-западной окраине Виллюйской синеклизы (Муна-Мархинское междуречье). Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля являются ближайшими к району исследования.

Было проведено шлихоминералогическое опробование трех притоков р. Тюнг (р. Ыраас-Юрях, р. Тулайях, р. Безымянный) в ее среднем течении. Отобраны представительные выборки пикроильменита (более 300 зерен с каждой реки), изучены особенности химического состава, и осуществлен анализ сходств и различий пикроильменитов района исследования с пикроильменитами р. Чимидикян (северо-восток района), р. Марха (запад района) и с пикроильменитами Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей.

Составы пикроильменитов района исследования и р. Чимидикян по соотношению миналов практически не различаются, на общем фоне выделяются составы пикроильменитов р. Марха по всем минала. Среднее содержание ильменитового минала в пикроильменитах варьируется от 55,6 до 57,15 мол. %, стандартное отклонение изменяется в пределах от 3,7 до 4,5 мол. %. Для пикроильменитов р. Марха эти показатели соответственно – 52,24 мол. % и 2,5 мол. %. Среднее содержание гейкелитового минала меняется в пределах от 29,6 до 32,9 мол. %, стандартное отклонение – от 6,27 до 9,17 мол. %. на р. Марха – 34,01 мол. %, стандартное отклонение тоже заметно ниже: для р. Марха – 4,74 мол. %. Максимальное содержание гематитового компонента

в пикроильменитах более 32,76 мол. %, для пикроильменитов р. Марха максимальное значение не превышает 27,15 мол. %. Стандартное отклонение Fe_2O_3 пикроильменитов из большинства рек меняется в пределах от 3,8 до 4,8 мол. %. Для мархинских пикроильменитов этот показатель ниже – 3,12 мол. %, а для пикроильменитов р. Чимидикян выше – 7,62 мол. %.

По химическому составу пикроильмениты из отложений р. Ыраас-Юрях, р. Тулайах и р. Безымянная практически не отличаются, имея близкие статистические показатели во всех пробах. Отличаются они от пикроильменитов р. Чимидикян и р. Марха, причем по многим показателям занимая между ними промежуточное положение, что непосредственно подтверждается и пространственным (географическим) расположением рек. Например, по среднему содержанию MgO в пикроильменитах: на р. Чимидикян среднее содержание варьируется от 6,6 до 9,0 мас. %, на р. Тюнг и ее притоках – 8,2–9,2 мас. %, на р. Марха – 9,5–10 мас. %. По среднему содержанию Cr_2O_3 : на р. Чимидикян – 0,6–0,7 мас. %, на р. Тюнг и притоках – 0,4–0,9 мас. % и на р. Марха – 0,9–1,2 мас. %.

Для пикроильменита из аллювиальных отложений района исследования сильную корреляцию между собой имеют следующие пары окислов пикроильменита: MgO-TiO_2 – положительную корреляцию, а $\text{MgO-Fe}_2\text{O}_3$ и $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ – отрицательную. Значения коэффициентов корреляции для этих пар окислов более 0,86. Al_2O_3 из пикроильменита р. Чимидикян имеет хорошую корреляцию с Fe_2O_3 со значениями – 0,74. Но из диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ можно сделать вывод, что такую хорошую корреляцию для пикроильменитов р. Чимидикян по этим окислам, создают два подмножества анализов, расположившихся совершенно по-разному, и если их рассматривать в отдельности, то они почти не имеют корреляции по данным окислам. Первое подмножество расположилось вдоль значения Fe_2O_3 10 мас. % с переменным значением Al_2O_3 (0,1–1,1 мас. %), второе – вдоль значения Al_2O_3 0,1–0,0 мас. % с переменным значением Fe_2O_3 (10–45 мас. %). Для пикроильменитов из речных отложений р. Марха такой хорошей корреляции для этих пар окислов не наблюдается, значения коэффициентов менее 0,24.

Пара окислов MgO-FeO пикроильменита из р. Марха имеет достаточно высокий корреляционный коэффициент равный – 0,65, такая же картина наблюдается и для р. Тюнг и р. Ыраас-Юрях, правда, значение чуть ниже – -0,51. Для пикроильменитов из р. Чимидикян корреляция между этими окислами близка к нулю, так как из диаграммы MgO-FeO следует, что анализы пикроильменитов имеют сначала хорошую положительную корреляцию, которая по параболе переходит в отрицательную.

Анализы составов пикроильменитов из отложений р. Чимидикян на треугольнике $\text{MgTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$ образуют изогнутый тренд в виде дуги. Сначала уменьшается количество гейкелитового минала с одновременным увеличением гематитового и ильменитового миналов. Затем в районе состава пикроильменита около 65 мол. % FeTiO_3 и 18 мол. % Fe_2O_3 дуга меняет направление в сторону более резкого увеличения в составе пикроильменитов гематитовой компоненты с одновременным уменьшением гейкелитовой и ильменитовой компонент. Составы пикроильменитов «мархинского» типа образуют тренд с более резким ростом гематитовой компоненты в составе пикроильменитов с уменьшением гейкелитовой и меньшим ростом ильменитовой компоненты. В отличие от состава «чимидикянских» пикроильменитов, «мархинские» не образуют дугу, т.е. не наблюдается уменьшения ильменитового минала в составе пикроильменитов. Состав «тюнгских» (р. Тюнг, р. Ыраас-Юрях, р. Тулайах и р. Безымянная) пикроильменитов образует два тренда. Первый, с более большим количеством точек ложится на тренд составов «чимидикянских» пикроильменитов, также образуя дугу, второй – на тренд составов мархинских, с меньшим количеством точек. Исходя из этого, можно говорить о резкой смене изоморфизма в составе пикроильменитов из отложений р. Чимидикян и р. Тюнг.

Положительную корреляцию между Fe_2O_3 и FeTiO_3 , при уменьшении количества MgO , можно объяснить замещением магния на железо в структуре пикроильменита ($\text{Mg}^{2+} = \text{Fe}^{2+}$ и $\text{Mg}^{2+} + \text{Ti}^{4+} = 2\text{Fe}^{3+}$). Такой тип изоморфизма характерен, и для пикроильменитов р. Марха, и для р. Чимидикян. Но для пикроильменитов р. Чимидикян преобладает изовалентный тип изоморфизма (большее увеличение Fe^{2+}), нежели для мархинских пикроильменитов, где вклад двух типов изоморфизма примерно одинаков. Отрицательную корреляцию между Fe^{2+} и Fe^{3+} при уменьшении количества Mg^{2+} в составе пикроильменита, объясняется гетеровалентным изоморфизмом: $(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}) + \text{Ti}^{4+} = 2\text{Fe}^{3+}$. Такой изоморфизм свойственен только пикроильменитам из отложений р. Чимидикян.

Область составов «тюнгских» пикроильменитов на диаграмме MgO-TiO_2 состоит из двух трендов. В высокомагнезиальной области они совпадают. В низкомагнезиальной – расходятся, пересекая изоплету Fe_2O_3 20 мас. % в интервалах значений MgO от 3 до 5 и от 6 до 8 мас. % соответственно. Тренд, который протягивается в области составов ферритмагнитных пикроильменитов, совпадает с распределением составов пикроильменитов из р. Чимидикян, более высокомагнезиальный тренд совпадает с трендом распределения составов «мархинских» пикроильменитов. Обычно для пикроильменитов из близлежащих кимберлитовых тел характер распределения составов на диаграмме MgO-TiO_2 не меняется. Составы пикроильменитов из 4-х кимберлитовых тел Далдынского поля (Удачная, Угадайка, Полярная, Прогнозная) имеют области составов, которых полностью совпадают.

Таким образом, можно сделать вывод, что источниками пикроильменитов в районе исследования является либо разновозрастные кимберлиты, либо кимберлиты существенно удаленные друг от друга. Если рассматривать все пробы на территории Муна-Мархинского междуречья, то заметна закономерность: доля составов пикроильменитов, имеющих распределение в виде «мархинского» тренда, уменьшается от р. Марха (доля ~ 90–100 %) до р. Чимидикян (~ 0–10 %), а «чимидикянского» тренда – возрастает. На основании этого, можно заключить, что все-таки источники пикроильменитов района исследования существенно удалены друг от друга, и их как минимум два. Также стоит отметить, что не во всех пробах на р. Чимидикян присутствуют

пикроильмениты ферримагнитного состава, эти микроильмениты характерны только для ряда проб близких географически. Это в свою очередь говорит, о том, что, скорее всего микроильмениты из отложений р. Чимидикян также имеют два источника сноса. Таким образом, на территории исследуемого района располагается как минимум три источника сноса микроильменитов.

На диаграммах $MgO-Cr_2O_3$ и $MgO-Al_2O_3$ составы микроильменитов из района исследования и из р. Чимидикян имеют одинаковые распределения, в отличие от составов микроильменитов р. Марха. Для составов микроильменитов из района исследования характерно высокое содержание низкохромистых микроильменитов (менее 0,2 мас. % Cr_2O_3). А для составов микроильменитов р. Марха, наоборот, содержание низкохромистых микроильменитов скорее исключение, чем правило. Для Верхне-Мунского поля, в отличие от района исследования, характерно содержание большого количества высокомагнезиальных микроильменитов (содержащих более 13 мас. % MgO). Также, отмечается прямая зависимость содержания Cr_2O_3 от MgO для Верхне-Мунского кимберлитового поля. Для Далдынского поля характерно отсутствие низкохромистых микроильменитов (менее 0,2 мас. % Cr_2O_3).

Ферримагнитные микроильмениты характерны для трубок Мало-Батуобинского района [2, 4] и для ореолов индикаторных минералов кимберлитов к северу от Мало-Батуобинского района. Для других алмазоносных районов, в частности для Далдынского ферримагнитные микроильмениты не характерны. Для речных проб района исследования характерно наличие ферримагнитных микроильменитов.

Таким образом, кимберлитовые тела Верхне-Мунского поля не являются источниками микроильменитов исследуемого района. Что касается кимберлитовых тел Далдынского поля, то здесь следующая ситуация. При визуальном и статистическом сравнении анализов составов микроильменитов из кимберлитовых тел Далдынского поля с микроильменитами из речных отложений р. Марха, выявить каких либо серьезных отличий в составах не удалось. В пользу того, что источником «мархинских» микроильменитов являются кимберлитовые тела Далдынского поля, указывает пространственная близость р. Марха и Далдынского поля. Поэтому кимберлитовые тела Далдынского поля являются источниками только «мархинских» микроильменитов исследуемого района, а «чимидикянских» микроильменитов – не являются.

Характер распределения хромистости в микроильменитах исследуемых проб по р. Ыраас-Юрях, р. Тулайях, р. Безымянная и р. Тюнг примерно одинаковый. Большинство микроильменитов имеют низкий показатель хромистости с пиком в интервале 10–20 мол. %. Микроильмениты р. Чимидикян имеют похожий характер распределения, но уже с двумя пиками. Первый пик располагается в интервале 10–20 мол. %, а второй – 90–100 мол. %, и связан с ферримагнитным микроильменитом, так как с увеличением Fe^{3+} , уменьшается содержание Al^{3+} до нуля, а количество Cr^{3+} немного растет. Микроильмениты р. Марха имеют другой характер распределения хромистости в виде нормального распределения с пиком 50–65 мол. %. Стоит отметить такие пробы, например, как шл. 598 по р. Тюнг, которые имеют четкие все три пика распределения хромистости микроильменитов, что еще раз подчеркивает промежуточное положение таких проб между составами микроильменитов р. Чимидикян и р. Марха.

Характер распределения железистости в микроильменитах в большинстве проб района исследования одинаковый. Распределение нормальное с пиком в интервале 70–79 мол. %. Железистость микроильменитов р. Чимидикян имеет похожее распределение, но с двумя пиками. Интервалы пиков: первый – 70–76 мол. %, второй – 91–97 мол. %. Распределение железистости микроильменитов р. Марха в целом асимметричное, изменяется в интервалах от 55 до 91 мол. %, с пиком в интервале 73–79 мол. %. Более 90 % анализов ложатся в интервал от 61 до 82 мол. %.

Литература

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 271 с.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Г. Ильменит из кимберлитов. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 240 с.
3. Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1978. – 136 с.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995. – 348 с.

ОСОБЕННОСТИ КАЧЕСТВА УГЛЕЙ УЧАСТКА «ХМЕЛЕВСКИЙ» (КУЗБАСС)

О.С. Трикоз

Научный руководитель доцент Ю.Н. Попов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Целью данной работы является анализ характеристик, или особенностей качества углей участка «Хмелевский», а также установление путей его промышленного использования.

Участок «Хмелевский» располагается в северо-западной части Кузнецкого угольного бассейна, в пределах Солоновского каменноугольного месторождения в Ленинском геолого-экономическом районе Кузбасса. В структурно-тектоническом отношении участок приурочен к северо-восточному крылу и замковой части Солоновской синклинали. Промышленная угленосность участка связана с отложениями кольчугинской серии Кузбасса.

Оценка качества углей участка «Хмелевский» производилась по керновым пробам.

Для установления возможных и наиболее рациональных путей использования были определены качественные показатели угля (табл. 1).

Таблица 1

Качественные показатели углей участка Хмелевского

Пласты	Мощность рыхлой толщи, м	Глубина отбора проб, м	Зольность на сухое топливо, Ad	Влажность аналитическая, W ^a , %	Выход летучих компонентов на сухое беззольное состояние V ^{daf} , %	Теплота сгорания на сухое беззольное состояние Q ^{daf} , ккал/кг
Колмогоровский--Шурфовой	54,50	135,1	6,00	5,70	42,00	7720,00
Безымянный	69,70	146,39	9,03	4,48	40,30	7650,00
Надальний	59,55	148,29	13,90	6,50	44,00	6855,00
Красногорский	42,40	138,85	9,15	3,60	40,55	7850,00
Несложный- тонкий	53,08	150,35	8,60	5,10	40,55	7825,00
Инский III	41,40	145,45	10,7	4,7	39,8	7830
Польсаевский II в.п.	55,85	153,42	26,60	8,90	41,45	7160
Польсаевский II	57,15	149,74	8,05	2,85	39,85	7920
Польсаевский I	47,80	151,86	6,2	2,7	39,9	-
Надбайкаимский	41,05	150,16	33,8	3,15	40,65	7810
Байкаимский в.п. (2 слои)	46,00	143,25	14,5	4,6	41,1	7460
Меренковский	69,60	147,45	12,4	4,2	40,7	7680
Байкаимский-Меренковский	40,30	143,17	10,5	5,2	39,6	7975
Бревский	36,08	152,35	30,35	3,5	40,65	7800
Толмачевский	57,8	149,42	10	2,3	42,6	8180
Емельяновский	43,5	150,1	23,5	5,1	40,1	7180
Снатковский	46,15	155,48	8,75	3	40,4	8110
Максимовский	32	145,7	10,2	3,6	36,1	7650
17	30,8	149,54	32,7	3,6	40,3	7980
26	15,5	154,37	23,3	2,4	38,9	8170
29 б	17,4	154,24	33,9	2,5	39,5	8320

В результате анализа данных определений было установлено, что по петрографическому составу угли Хмелевского участка довольно однообразные. Как и все угли кольчугинской серии сложены, в основном, блестящими и полублестящими разностями угля штриховатой и неполнослойной структуры. Органическая часть углей представлена преимущественно микрокомпонентами группы витринита (от 85 до 91 %). Содержание микрокомпонентов группы фюзенита составляет 7–11 %, липтинита – от долей до 3 %, семивитринита – 2–5 %.

Основное влияние на качество углей оказывает региональный метаморфизм. Он фиксируется изменением отражательной способности витринита и качественных показателей (влажности, теплоты сгорания, спекаемости, элементного состава) со стратиграфической глубиной. Угли самых верхних пластов участка – юрских – отнесены к марке Б и подгруппе 2БВ, т.к. теплота сгорания на влажное беззольное состояние этих углей ниже 24 МДж/кг. Угли пластов от Колмогоровского-Шурфового до Спутника включительно с толщиной пластического слоя по преобладающей части пластопересечений до 9 мм отнесены к марке ДГ и по содержанию отошающих компонентов к подгруппе ДГВ. Угли пластов от Толмачевского до Веретеневского 2 и от 17 до 29 включительно с толщиной пластического слоя 10–15 мм, с выходом летучих веществ 38 % и более, содержанием отошающих компонентов менее 19 % и показателем отражения витринита 0,70–0,78 % отнесены к марке Г. Угли марки Г по толщине пластического слоя разделены на две группы: 1ГВ (у = 10...12 мм) и 2Г (у = 13–16 мм). Углями подгруппы 1ГВ сложены пласты до Подполеновского и от 17 до 28, а углями подгруппы 2Г – пласты Надмаксимовский – Веретенковский II и 29а, 29б и 29. Угли самых нижних пластов угленосной толщи Е и 30 с толщиной пластического слоя 17 мм, выходом летучих веществ соответственно 38,5 и 39,7 %, показателем отражения витринита 0,78 %, т.е. менее 0,80 %, отнесены к марке ГЖ и I ГЖ.

Одним из важнейших качеств углей является зольность, в пределах участка она изменяется от 4,9 % (пласт Промежуточный) до 16,9 % (пласт II в.п.). Основная масса пластов характеризуется невысокой зольностью до 10 %. По площади каждого пласта заметной закономерности изменения зольности не выявлено. Зольность породных прослоев составляет 65,3–93,7 %.

Общепластовая зольность рассчитывалась с учетом стопроцентного засорения породными прослоями. Зольность с учетом засорения по большей части пластов резко увеличивается. Максимальное значение установлено по пласту Спутник – 37,4 %.

По ГОСТ 10100-84 угли относятся к различным категориям обогатимости: от легкой до очень трудной. При этом преобладают легко- и среднеобогатимые угли.

Угли любой стадии метаморфизма на выходах пластов в зонах аэрации и в зонах действия активных подземных вод, под воздействием кислорода и колебания температур подвергаются выветриванию, в результате которого изменяются все физические и химико-технологические свойства угля: уменьшается прочность и связность угля (вплоть до превращения в «сажу»). Максимально установленная глубина от поверхности коренных пород, при которой заметно влияние зоны выветривания на качество угля, равна 42–51 м, но, в

основном, 15–20 м. Зона негодного угля с теплотой сгорания менее 6000 ккал/кг наблюдается на глубине 0,40–5,30 м от поверхности коренных пород.

Таблица 2
Предельные и фактические содержания токсичных и потенциально-токсичных элементов в сухом угле

Элементы	Содержание при котором необходимо изучение углей как токсичных	Содержание, при котором элементы являются потенциально-токсичными (средние)	Среднее фактическое содержание в углях (лаборатория г. Ленинск-Кузнецкий)
Сера	>2 %	0,60%	0,49%
Мышьяк	>300г/т	140 г/т	18,8 г/т
Бериллий	> 50г/т	2,5 г/т	1,3 г/т
Ванадий	> 100г/т	17 г/т	11,6 г/т
Кобальт	> 100г/т	2 г/т	4,6 г/т
Марганец	> 1000г/т	1 г/т	6,0 г/т
Никель	> 100г/т	5 г/т	12,6 г/т
Свинец	> 50г/т	10 г/т	4,7 г/т
Хром	> 100г/т	18 г/т	4,3 г/т
Барий	-	5000 г/т	45,7 г/т
Вольфрам	-	1,5 г/т	32,1м
Медь	-	11 г/т	5,2 г/т
Молибден	-	2 г/т	1,4 г/т
Стронций	-	5000 г/т	149,2 г/т
Титан	-	1600 г/т	289 г/т
Фосфор	-	0,03%	0,03%
Хлор	-	500 г/т	0,01 г/т
Ниобий	-	1,5 г/т	1,65 г/т

Также изучено влияние токсичных элементов в углях, которыми при определенных содержаниях могут являться S, As, Be, Va, Co, Mn, Ni, Hg, Pb, F, Se, Cr. Потенциально токсичными могут быть эти же элементы при меньших содержаниях, а также Ba, Bi, W, Cu, Mo, Sc, Ti, P, Cl (табл. 2).

Таким образом, можно сделать вывод, что токсичных элементов по содержанию в сухом угле не установлено. Большая часть элементов также не является и потенциально токсичными, за исключением кобальта, никеля и вольфрама. Возможно, это связано с повышенной зольностью углей участка, т.к. при вычислении показателей РККУ (региональный кларк концентрации углей) с различной зольностью установлено, что с ее возрастанием увеличиваются фоновые показатели для Co, Ni, W, а также Li, S, K, Sc, Ti, V, Fe и т.д. [3].

С точки зрения безопасности угольной продукции для человека и окружающей среды в новые стандарты по видам потребления включены также содержания мышьяка и хлора. Угли участка характеризуются сравнительно невысоким содержанием Cl и As, уровень их содержания на порядок и более, ниже предельно допустимых концентраций и при использовании нет опасности коррозии аппаратуры, а также токсичного влияния на экологию окружающей среды.

Таким образом, исходя из вышеперечисленных особенностей качества, возможно использование углей участка «Хмелевский» для энергетических целей, получения металлургического кокса, полукоксования, а также для гидрогенизации (производства жидкого топлива).

Литература

1. Арбузов С.И., В.В.Ершов., А.А.Поцелуев., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. – Кемерово, 1999. – 248с.
2. Клер В.Р. Изучение и геолого-экономическая оценка качества углей при геологоразведочных работах. – М.: «Недра», 1975. – 320 с.
3. Угольная база России. – М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. – 604 с.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ХАЙЛЫКСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

С.К. Шарифулин

Научный руководитель профессор Т.Я. Корнев

**Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,
г. Красноярск, Россия**

Хайлыкский рудный узел находится в верховье р. Золотой, левого притока р. Ус. На площади рудного узла широко развиты метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения коярдской и нижнемонокской свит амыльской серии с северо-восточным их простиранием, азимут падения 150...160°, углы падения пород крутые – 60...80°. Коярдская и нижнемонокская свиты слагаются в основном резко преобладающими метабаазальтами, их туфами, кремнистыми, кремнисто-кварцевыми сланцами и кварцитами с небольшим объемом метариолитов, их туфов, углеродисто-кремнистых и углеродисто-кварцевых сланцев, мраморизованных

известняков и метаконгломератов. В пределах рудного узла известны аллювиальные россыпи золота по рекам Золотой и ее притокам, ручьям Веселый, Андреевский, Ивановский, Никольский и Урбун с притоками Мал. и Бол. Хайлык. По р. Золотой и ее притокам было добыто 2,1 т россыпного золота. Золото в россыпях обычно крупное различной окатанности, часто уплощенной формы, размер золотинок 0,5–3 мм, пробность золота 870–900 ‰. По р. Золотой отмечались самородки весом до 0,5 кг. В 2006 году геологами Минусинской ГРЭ на площади Хайлыкского рудного узла, проводились поисковые работы методом донного опробования, масштаб 1:200 000 (Томская, 2007). В результате этих работ были выявлены несколько ореолов золота, мышьяка и сурьмы по ручьям Андреевскому, Ивановскому, Веселому и по р. Золотой.

В 2007–2008 гг. в пределах рудной зоны были проведены сотрудниками ГПКК «КНИИГиМС» литогеохимические работы по вторичным ореолам по сети 1000×50 м, геофизические работы (магнитометрия, гаммаспектрометрия) и геологические маршруты. Получены анализы по ним, в том числе по золоту. Наиболее заслуживающие внимания данные получены по ручью Ивановскому, левому притоку р. Золотой, где были установлены содержания золота 1,6 г/т, а в 1 км к юго-востоку от данной точки – 2,0 г/т и по ручью Андреевскому в районе Андреевского месторождения в метариолитах – до 5,9 г/т. По одной пробе в метакоматитах установлено золото 1 г/т. По руч. Андреевскому известны максимальные содержания золота в сульфидизированных рудах до 17,2 г/т по пробирному анализу. По данным геологов Минусинской ГРЭ здесь известны содержания золота 12,0 г/т. Установлены геохимические аномалии золота по р. Золотой и ее притокам – по ручьям Веселому, Успенскому, Андреевскому, Мал. Хайлыку и Таякскому. Золото обнаружено в большинстве проб в содержаниях от 0,002 (предел обнаружения) до 0,8 г/т.

Золотое оруденение Хайлыкского рудного узла приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям коярдской и нижнемонокской свит, широко развитых на площади крупной Хайлыкской палеовулканической постройки (структуры), приуроченной к Куртушибинскому глубинному разлому и оперяющим его дизъюнктивам, устанавливается четкая связь оруденения с определенными литолого-стратиграфическими уровнями в составе верхов коярдской и низов нижнемонокской свит в золотоносной толще общей мощностью около 3 км, занимающих определенные элементы Хайлыкской палеовулканической структуры.

Внутри рудного узла выделены четыре параллельных рудных поля северо-восточного простирания, сложенных золотоносными отложениями из верхов ритмоциклов, контролирующих распределение на площади золотого оруденения. В их пределах располагаются все рудопроявления, в том числе Андреевское золоторудное месторождение. Они рассматриваются как рудные поля (зоны) с северо-запада на юго-восток: I – Валентиновское, II – Успенское, III – Веселовское, IV – Ивановское, составляющие основу Хайлыкского рудного узла. Все они в целом представляются перспективными на выявление коренных месторождений золота, но по предварительным данным Валентиновское и особенно Ивановское рудные поля, где находится Андреевское месторождение золота, являются более перспективными.

Новые данные, полученные по результатам полевых работ 2007–2008 гг. проведенные ГПКК «КНИИГиМС» позволили установить, что ведущим типом золотого оруденения в пределах узла является золотосульфидный. Все известные проявления его, геохимические аномалии, головки россыпей располагаются на площадях развития метавулкаников из верхних частей ритмоциклов вулканогенно-осадочных отложений, которые в отличие от нижних, сложены в основном метавулканиками кислого состава, их туфами и переслаивающимися с ними углеродисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-кварцевыми сланцами и кварцитами. Отмечаются черные углеродистые сланцы, туфоалевролиты и туфопесчаники. Золотоносные отложения из верхов ритмопачек содержат повышенную вкрапленность сульфидов – пирита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, до густо вкрапленных (до 40 %), и даже серно-колчеданных руд. Известные и вновь выявленные проявления золота представляют собой пластообразные золотосульфидные залежи, залегающие согласно со слоистостью вмещающих их вулканогенно-осадочных отложений. Мощность их варьирует от 1–2 до 20–30 м и более, а протяженность от нескольких метров до первых километров. Содержание золота в них варьирует от десятых долей г/т до 12 г/т и более.

Выявленные закономерности распространения золотого оруденения отчетливо проявляются на всей площади рудного узла, в том числе на площади Андреевского месторождения, где рудами являются не кварцевые жилы, как считали ранее, а метаморфизованные метариолиты и метариодациты и их туфы и переслаивающиеся с ними углеродисто-кремнистые и кремнисто-кварцевые сланцы по кислым вулканитам и кварцитам, представляющие собой продукты эксгальционно-осадочной деятельности позднерифейского вулканизма.

Большой интерес в поисковом отношении представляет рудная зона в устье руч. Таяк, правого притока р. Золотой, устье которого находится в 300 м выше устья руч. Водопадного, левого притока р. Золотой. На этом участке р. Золотой в 2007 г. нами велись поиски золотого оруденения. Проверяться геохимическая аномалия золота, установленная геологами Минусинской ГРЭ по донному опробованию. В эпицентре аномалии в долине р. Золотой установлена пачка вулканогенно-осадочных отложений коярдской свиты мощностью около 300 м, сложенной слоистыми и массивными углеродисто-кремнистыми и углеродисто-кварцевыми сланцами, кварцитами, переслаивающимися с метариодацитами и их туфами и образованными по метариодацитам серицит-кварцевыми ортосланцами. Все породы содержат повышенную тонкую вкрапленность пирита, пирротина, арсенопирита и редко халькопирита. Породы массивные и рассланцованные, нередко лимонитизированные и охристые. Отмечаются участки с высоким содержанием сульфидов вплоть до серно-колчеданных руд. По отдельным штучным пробам из сульфидизированных метариодацитов установлены повышенные содержания золота от 0,05 до 0,1 г/т. Рудоносная пачка прослеживается согласно со слоистостью вмещающих отложений в северо-восточном направлении, близком к субширотному, через верховья руч. Валентиновского, правого

притока р. Золотой и далее на северо-востоке до руч. Бол. Атис на расстоянии 9 км. По руслу руч. Таяк, на интервале его в 50–300 м от устья, вскрываются коренные выходы собственно золотоносной пачки. В ее составе развиты углеродисто-кремнистые, углеродисто-кварцевые сланцы, кварциты, переслаивающиеся с метариолитами, метариодацитами, метадацитами и их туфами. Они зачастую лимонитизированы и обохрены. Мощность их не менее 300 м, азимут падения слоистости 160°, угол 50–80°. В этих породах, в средней части, охарактеризованной выше золотоносной пачки, геологами Минусинской ГРЭ выявлена геохимическая аномалия золота по донному опробованию. При ее заверке установлено золотое оруденение. По расчисткам было отобрано 5 бороздовых (пунктирных) проб с северо-запада на юго-восток по азимуту 130° длиной 30 м с длиной проб от 0,8 до 1,2 м, в среднем через 6 м. По этим пробам по данным пробирного анализа получены такие содержания золота, в г/т: 4,2; 3,4; 3,0; 2,8; 2,7, в среднем 3,1 г/т на мощность 30 м.

По р. Золотой выявлены еще точки с золотым проявлением на площади Успенского рудного поля. Одна установлена в устье руч. Успенского левого притока р. Золотой, ширина ее 50 м. Она установлена в сульфидизированных кварцитах. Простираение пород северо-восточное, содержание золота по штуфным пробам – десятые доли г/т. Здесь наблюдается чередование кварцитов, кремнистых сланцев, метариолитов и их туфов. Породы сульфидизированы до 10 %. Среди этих пород наблюдаются редкие выходы метариолитов с сульфидами до 10 %. В них геологами Минусинской ГРЭ и нами выявлены по штуфным пробам содержания золота от 0,16 до 1,4 г/т. Здесь же выявлены геохимические аномалии золота. Все они приурочены к Успенскому рудному полю, протягивающемуся в северо-восточном направлении.

Золотое оруденение в пределах Хайлыкского рудного узла изучено сравнительно слабо. Коренными источниками россыпей, по данным предыдущих исследователей, считались золотоносные прожилковые зоны и кварцевые жилы, локализованные в измененных сланцах, метаэффузивах, серпентинитах, амфиболитах и метабазах. До работ, проведенных ГПКК «КНИИГиМС», кроме Андреевского месторождения, известно было несколько точек минерализации и рудопроявлений золота. В целом они рассматривались как минерализованные сульфидизированные зоны пластообразной формы с золотосульфидным оруденением, с содержанием золота от десятых долей г/т до 5–6 г/т. Большой интерес представляет Большехайлыкское рудопроявление, находящееся по р. Бол. Хайлык в 2,7 км от устья. Оно представлено пластовой залежью сливных серно-колчеданных руд мощностью до 7 м и протяженностью свыше 300 м. Оно залегает среди метариолитов и метабазальтов. Содержание золота в рудах по нескольким пробам составляет до 0,4 г/т. Большой интерес представляют также выделенные в среднем течении р. Бол. Хайлык среди серпентинитов массивные колчеданные руды (пирит, пирротин, халькопирит, возможно пентландит), которые могут оказаться медно-никелевыми рудами с золотом и платиноидами. К юго-западу по простиранию этой пачки известны медно-никелевые руды, в 5 км по р. Аккол. Они располагаются в одной рудной зоне с широким распространением серпентинитов.

Полученные данные указывают на перспективность выделенных золотоносных рудных полей Валентиновского, Успенского, Веселовского и Ивановского на постановку поисковых работ на выявление коренных месторождений золота. Данные площади легко доступны в транспортном отношении, горно-техническая обстановка благоприятна для открытой добычи руд, руды легко обогащаемые, золото высокопробное.