

## Часть 5. ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**В. В. Мурзин**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург  
murzin@igg.uran.ru*

### **К вопросу о происхождении золотоносных тальк-карбонатных пород Кировского месторождения (Ю. Урал) по данным термодатиметрического изучения газово-жидких включений**

Тальк-карбонатные метасоматиты не обладают формационной самостоятельностью. Они выделяются в составе пород березит-лиственитовой, пропилитовой и гумбеитовой метасоматических формаций [Бакшеев, Савина, 1998]. На золоторудных месторождениях тальк-карбонатные метасоматиты являются промежуточным членом зональной колонки процесса лиственитизации [Сазонов, Коротеев, 2009]. Химизм процесса лиственитизации ультраосновных пород сводится к постепенному замещению силикатных минералов карбонатом в направлении от внешних зон к внутренним и фиксации освобожденного кремнезема во внутренней зоне в виде кварца. Сами по себе тальк-карбонатные породы в колонках лиственитизации на месторождениях золота, типовым объектом которых является Березовское месторождение на Среднем Урале, слабо золотоносны. Золото в процессе лиственитизации привносится магматогенными растворами и фиксируется в наиболее поздних прожилках и жилах кварца.

На месторождениях талька тальк-карбонатные породы формируются в более глубинных условиях по отношению к таковым в золоторудных месторождениях. В этом случае тальк-карбонатные породы являются более ранними, нежели березиты-листвениты, и генетически с ними не связаны. Вследствие этого пространственно они могут быть совмещенными с лиственитами и обуславливать появление в них золота или же разобщенными [Сазонов и др., 2009]. С процессом инфильтрационного тальк-карбонатного метасоматоза серпентинитов связывается также формирование золото-содержащих кобальт-медноколчеданных месторождений Южного Урала [Артемьев, Зайков, 2009].

Объектом данного исследования явилось Кировское золоторудное месторождение, которое находится в С-З экзоконтакте позднепалеозойской Джабык-Карагайской гранитной интрузии (рис. 1). Связь золота оруденения с лиственитизированными тальк-карбонатными породами на этом месторождении не очевидна, хотя слабо золотоносные листвениты здесь отмечались [Сазонов и др., 2009]. Месторождение размещается среди серпентинитов небольшого линзообразного массива, вытянутого в С-В направлении согласно с общим простиранием вмещающих сланцевых толщ, представленных метаморфизованными и рассланцованными осадочными и эффузивно-туфовыми породами  $D_2-C_1$  (кремнисто-серицитовыми, кремнисто-глинистыми, кремнисто-углистыми, хлорит-биотитовыми).

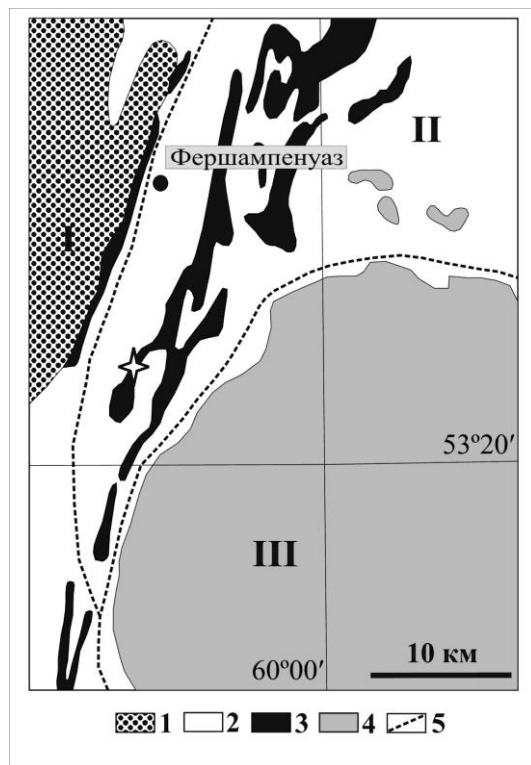


Рис. 1. Геологическая схема района Кировского золоторудного месторождения (на основе геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000 под ред. И. Д. Соболева).

1 – вулканогенно-осадочные породы  $S_2$ - $D_2$ ; 2 – терригенно-осадочная толща  $D_2$ - $C_1$ ; 3 – серпентиниты; 4 – магматические породы Джабык-Карагайской интрузии; 5 – границы зон тектонического районирования: I – Магнитогорский мегасинклинорий, II – Арамильско-Сухтелинский мегасинклинорий, III – Челябинско-Суондукский мегантиклинорий. Звездочкой помечено расположение месторождения.

Серпентиниты массива сильно брекчированы, смяты, рассланцованы и превращены в тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые, тальк-актинолитовые, актинолитовые сланцы, хлоритолиты, листовениты и другие породы [Сазонов и др., 2001]. Оталькованные породы развиты по антигоритовым серпентинитам, которые

замещаются тальком и карбонатом (ранний тальк-карбонатный парагенезис). Карбонат (магнезит, брейнерит) рассеян в метасоматите и образует в нем тонкие прожилки. Тальк-карбонатные породы в рудных зонах локально деформированы и рассеяны сетью преимущественно мономинеральных прожилков крупнопластинчатого антигорита, талька, доломита (поздний антигорит-тальк-карбонатный парагенезис) мощностью до 5 см. С этими прожилками, а также рассланцованными участками тальк-карбонатных пород связана основная масса частиц золота высокой пробы (более 900). Другие рудные минералы присутствуют в следовых количествах и представлены сульфидами и сульфоарсенидами Cu, Fe, Ni, Co, а также арсенидами Ir (ирарсит) и Pt (платарсит).

Задача исследования заключалась в термодриометрическом изучении газожидких включений в минералах тальк-карбонатных пород с целью получения информации о происхождении гидротермальных растворов, ответственных за появление на месторождении промышленных концентраций золота. Измерение температур фазовых переходов во включениях осуществлялось А. А. Гараевой в ИГГ УрО РАН на термодриометрической ТНMSG-600 (Linkam, Великобритания). Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрация солей во включениях оценивалась по температурам плавления льда для солевой системы  $NaCl-H_2O$  [Bodnar, Vityk, 1994].

Включения минералообразующей среды обнаружены в брейнерите раннего тальк-карбонатного и доломите позднего антигорит-тальк-карбонатного парагенезисов. В обоих случаях включения представлены как первичными, рассеянными в

карбонате, так и вторичными, скопления которых трассируют секущие микротрещины зернистой карбонатной массы. Первичные включения имеют размеры 8–30 мкм и представляют собой двухфазные вакуоли, содержащие водный раствор и газовую фазу (объем газовой фазы 10–30 % объема вакуоли). Морфология включений разнообразна, но преобладают овальные изометричные или удлинённые, а также в виде ромбоэдрических отрицательных кристаллов. Вторичные однофазные включения размерами менее 5 мкм заполнены жидкостью.

Термокриометрическим исследованием первичных включений в температурном диапазоне –196...+600 °С установлен ряд точек фазовых переходов (табл.).

Т а б л и ц а

**Результаты термокриометрического изучения газовой-жидких включений в карбонатах Кировского золоторудного месторождения**

№ обр.	Характеристики (число изученных включений)				Тип водно-солевой системы
	T <sub>гом</sub>	T <sub>эвт</sub>	T <sub>пл.</sub>	C	
1336	190–233 (11)	–20.2...–22.1 (5)	–1.5...–3.2 (9)	2.6–2.9	NaCl, NaCl–NaHCO <sub>3</sub>
1753	201–272 (43)	–21.1...–24.6 (26)	–1.6...–3.2 (27)	2.7–5.3	NaCl (MgCl <sub>2</sub> )
1326	207–286 (20)	–21.4...–26.2 (16)	–1.4...–2.5 (19)	2.4–4.2	–"
1321	204–274 (16)	–24.3...–26.7 (12)	–1.3...–2.8 (12)	2.2–4.6	–"

**П р и м е ч а н и е.** T<sub>гом</sub> – температуры гомогенизации, T<sub>эвт</sub> – температуры эвтектики, T<sub>пл.</sub> – температуры плавления льда (°С), C – концентрации солей, мас. % NaCl-экв. Образцы: 1336 – брейнерит из тальк-карбонатного метасоматита, 1753 – прожилок доломита с тальком в зальбандах, 1326 и 1321 – доломит из цемента брекчированного серпентинита.

При нагревании включения в брейнерите гомогенизируются в жидкую фазу при 190–233 °С, в доломите при более высоких температурах – 207–286 °С. При охлаждении включений признаки присутствия в газовой фазе углекислоты или других высококипящих газов не зафиксированы и эта фаза представлена, по-видимому, водным паром. Точки температур эвтектики (начала плавления замороженных включений) в брейнерите находятся в диапазоне от –20.2 до –22.1 °С, в доломите – от –21.1 до –26.7 °С. Установлен сходный интервал температур плавления последнего кристаллика льда для включений из брейнерита и доломита – от –1.3 до –3.2 °С.

Полученные значения температур фазовых переходов позволяют установить тип водно-солевой системы гидротермального флюида, а также общую концентрацию солей во флюиде. При отложении брейнерита раннего парагенезиса состав флюида соответствует хлоридно-натриевой или хлоридно-натриево-гидрокарбонатной солевой системе с очень низким содержанием солей 2.6–2.9 мас. % NaCl-экв. Более низкие значения температур эвтектики включений в доломите свидетельствуют об усложнении солевой системы, вероятно, за счет примеси MgCl<sub>2</sub> (T<sub>эвт</sub> –35 °С). Содержание солей во флюиде при отложении доломита повышается до 5.3 мас. % NaCl- экв., однако остается достаточно низким.

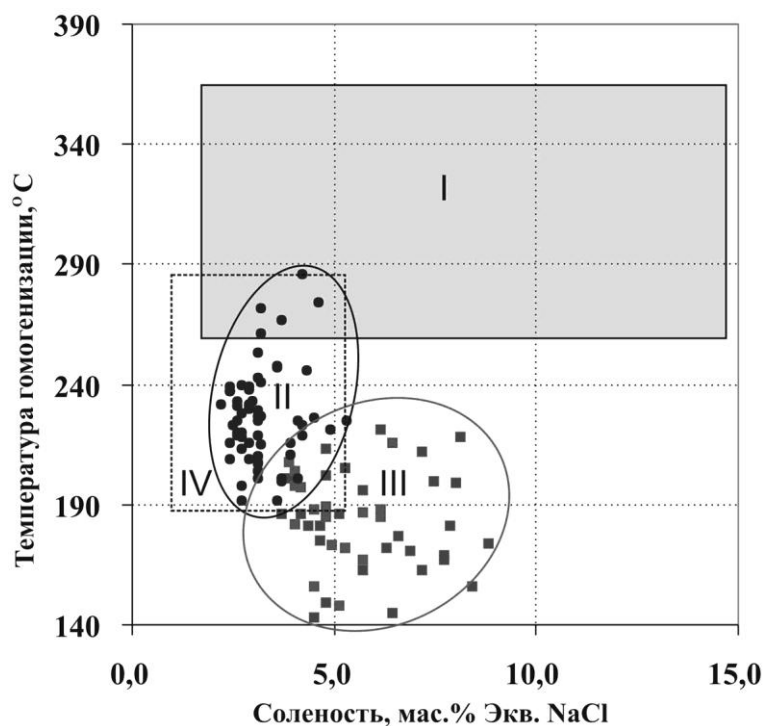


Рис. 2. Термокриометрические характеристики газовой-жидких включений углекислотных метасоматитов из различных месторождений.

I – листвениты и кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения; II – тальк-карбонатные породы Кировского месторождения; III – золотоносные магнетит-хлорит-карбонатные метасоматиты Карабашского массива; IV – тальк-карбонатные метасоматиты на месторождении хризотил-асбеста Слейд-Форбс по [Schandl, Naldrett, 1992].

Сопоставление газовой-жидких включений в минералах золотоносных апогипербазитовых углекислотных метасоматитов изученного месторождения, магматогенно-гидротермальных кварцевых жил в лиственитах Березовского месторождения, а также метаморфогенно-гидротермальных магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива выявило существенные различия их термокриометрических характеристик (рис. 2). При одинаковом хлоридно-натриевом составе включения из кварца Березовского месторождения характеризуются наиболее высокими значениями температуры гомогенизации и концентрации солей: соответственно, 255–365 °C и 2.0–14.9 мас. % NaCl- экв. [Викентьева и др., 2000; Бортников, 2006]. Резкие различия рассматриваемых образований устанавливаются и по степени углекислотности включений минералообразующей среды. Если в Кировском месторождении включения характеризуются низкой углекислотностью – менее 0.85 мол. %, судя по отсутствию газогидрата при их замораживании [Hedenquist, Henley, 1985], то в кварцевых жилах Березовского месторождения растворы были высоко углекислотными и отложение руд имело место из двухфазного флюида, состоящего из жидкой углекислоты и газовой CO<sub>2</sub> [Бортников, 2006]. Наконец, обнаруживается наибольшее сходство

термокриометрических параметров включений из тальк-карбонатных пород Кировского месторождения и некоторых месторождений хризотил- и амфибол-асбеста архейского зеленосланцевого пояса Абитити (Онтарио) [Schandl, Naldrett, 1992]. Однако присутствующие в этом поясе золотоносные листвениты также сформированы флюидами с более высокой степенью углекислотности (содержание CO<sub>2</sub> во включениях 2–7 мол. %) и признаками водно-углекислотной фазовой сепарации.

Таким образом, отсутствие в Кировском месторождении отчетливо выраженных лиственитов и кварцевых жил, практически полное отсутствие сульфидов, низкая степень углекислотности газовой-жидких включений и солености, близкой к уровню солености морской воды, свидетельствуют не в пользу магматогенно-гидротермального происхождения изученных золотоносных метасоматитов.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-00734-а.*

## Литература

*Артемьев Д. А., Зайков В. В.* Тальк-карбонатные метасоматиты и их роль в формировании кобальт-медноколчеданного оруденения в ультрамафитах Главного уральского разлома // Литосфера. 2009. № 1. С. 47–69.

*Бакшеев И. А., Савина Д. Н.* Минералогия и условия формирования тальк-карбонатных метасоматитов пропилитовой, гумбеитовой и березит-лиственитовой формаций Среднего Урала // Минералогия Урала-1998. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. Т. 1. С. 24–27.

*Борисенко А. С.* Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

*Бортников Н. С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.

*Викентьева О. В., Бортников Н. С., Мурзин В. В., Наумов В. Б.* Флюидный режим минералообразования на Березовском золоторудном месторождении // Ежегодник–1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 224–227.

*Сазонов В. Н., Коротеев В. А.* Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.

*Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

*Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А.* Метасоматиты золоторудных и тальковых месторождений Урала, локализующихся в ультрабазитах, их теоретическая и практическая значимость // Труды ИГГ УрО РАН, 2009. Вып. 156. С. 109–111.

*Bodnar R. J., Vityk M. O.* Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications. В. De Vivo, М. L. Frezzotti (eds.). Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.

*Hedenquist J. W., Henley R. W.* The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1379–1406.

*Schandl E. S., Naldrett A. J.* CO<sub>2</sub> metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario // Canadian Mineralogist. 1992. Vol. 30. P. 93–108.

*А. В. Сначев*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*  
*savant@inbox.ru*

### **Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал)**

Белорецкий зональный метаморфический комплекс, расположенный в восточной части Башкирского мегантиклинория [Сначев, Пучков, 2010] (рис. 1), огибает северное замыкание Зилаирского синклинория и протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 120 км при ширине 20–40 км. Комплекс сложен нижне-средне- и верхнерифейскими отложениями, общая мощность которых составляет, по данным различных исследователей, от 4 до 5 км [Алексеев, 1984].

Исходными породами для Белорецкого комплекса являются песчано-глинистые и карбонатные отложения с мощными прослоями углеродистых образований, реже – интрузивные тела и эффузивы основного состава. В поздневендское (?) время породы испытали метаморфизм под воздействием расположенного на глубине крупного гранитного или гранитно-мигматитового интрузивного тела. В результате этого сформировался зональный метаморфический комплекс, центральная часть которого (диаметр 7–8 км) сложена образованиями эклогитовой фации метаморфизма, промежуточная (ширина 2–10 км) – амфиболитовой и внешняя – зеленосланцевой (ширина 15–20 км) [Алексеев, 1984]. В пределах последней части выделяются высоко- и низкотемпературная субфации, граница между которыми проходит по изограде биотита. На поверхности гранитоидный массив проявлен серией небольших выходов гнейсовидных и метаморфизованных гранитов ранней фазы внедрения (Ахмеровский массив), возраст которых оценивается в  $1381 \pm 23$  млн лет [Краснобаев и др., 2008]. Заключительный этап образования Белорецкого комплекса, по-видимому, связан с формированием в раннем ордовике Медногорско-Кракинского континентального рифта.

Ранее на примерах южноуральских объектов показана приуроченность золото-сульфидной минерализации к определенным субфациям зеленосланцевой фации, которая считается зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации являются зонами потенциального выноса [Сначев и др., 2012]. Такая зона с благоприятной обстановкой в пределах фации зеленых сланцев фиксируется в обрамлении Белорецкого метаморфического комплекса [Сначев, Сначев, 2014].

Автором был собран опубликованный и фондовый материал по золотоносности углеродистых отложений Белорецкого комплекса и его обрамления, а также выполнено около 200 анализов собственных штучных и бороздовых проб, 49 из которых отобраны в районе проявления Отнурок (рис. 2). В результате обработки данных выявилась четкая закономерность размещения повышенных содержаний золота: все точки с промышленными значениями золота укладываются в область развития пород зеленосланцевой фации метаморфизма [Сначев, Пучков, 2010; Сначев, Сначев, 2014].

В пределах проявления Отнурок промышленные содержания золота соответствуют стратиграфическому уровню интенсивно дислоцированных, окварцованных и сульфидизированных пород мощностью порядка 6 м среди слабо измененных углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты. Большие борозды длиной до 6 м

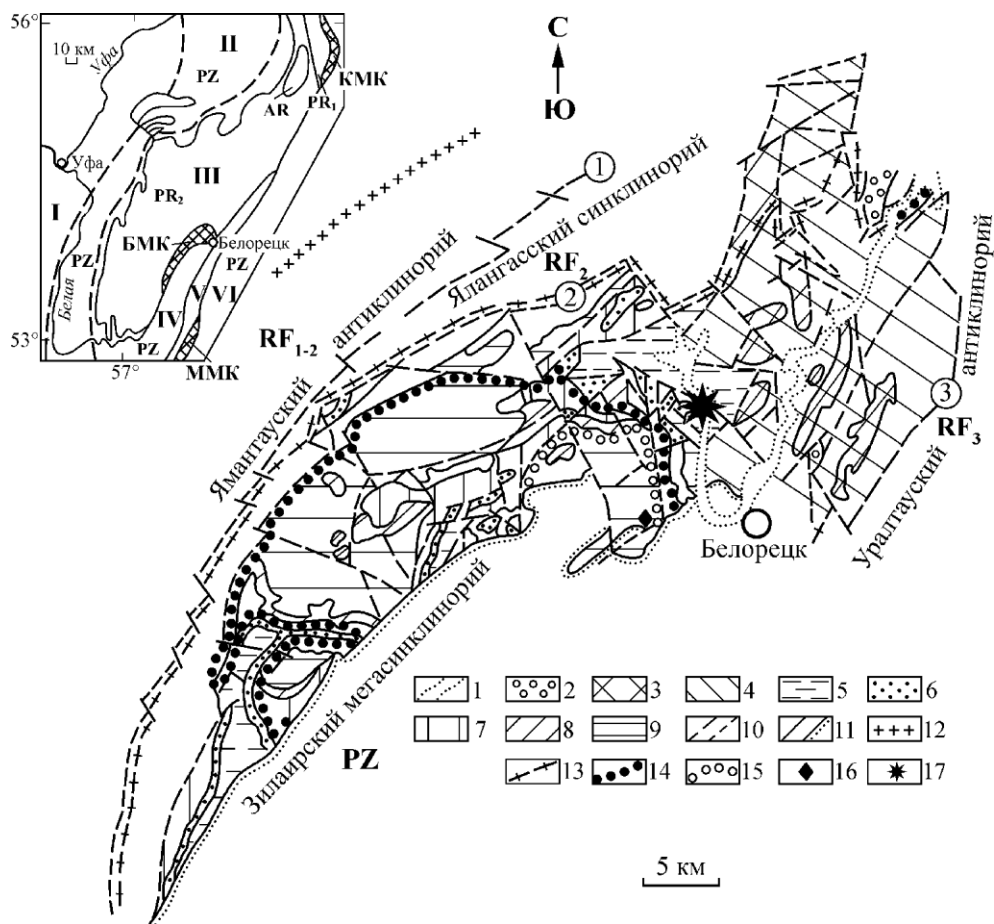


Рис. 1. Схема геологического строения и метаморфической зональности Белорецкого комплекса [Алексеев, 1984].

1 – кайнозой; 2 – венд, аршинская свита; 3 – верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 – свиты среднего рифея: 4 – авзянская, 5 – зигазино-комаровская, 6 – зигальгинская, 7 – белегарская, 8 – аюсапканская; 9 – нижний рифей, кзылташская и буганакская свиты; 10 – разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 – геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 – изограды: 12 – хлоритоида, 13 – биотита, 14 – граната, 15 – омфацита; 16 – участок развития кианит-талковых сланцев; 17 – положение проявления Отнурок.

отбирались для определения мощности рудоносного уровня. После этого длина борозды была сокращена до 0.5–1.5 м для локализации оруденения в пределах конкретной пачки углеродистых отложений. Анализ на благородные металлы общей бороздовой пробы 7134/36 показал 0.44 г/т золота, а пробы k-126-5 (являющейся ее полуметровым фрагментом) – 3.43 г/т (см. рис. 2). Другой протяженный коренной разрез зигазино-комаровской свиты среднего рифея был описан нами на левом берегу р. Нуры, между пос. Отнурок и лесхозом Белорецкий (точки 7130, 7131, 5132). Общая протяженность разреза составляет 1582 м. Также определенный интерес для подсчета прогнозных ресурсов золота представляет коренной разрез углеродистых сланцев зигазино-комаровской свиты, обнаженной в щебеночном карьере.

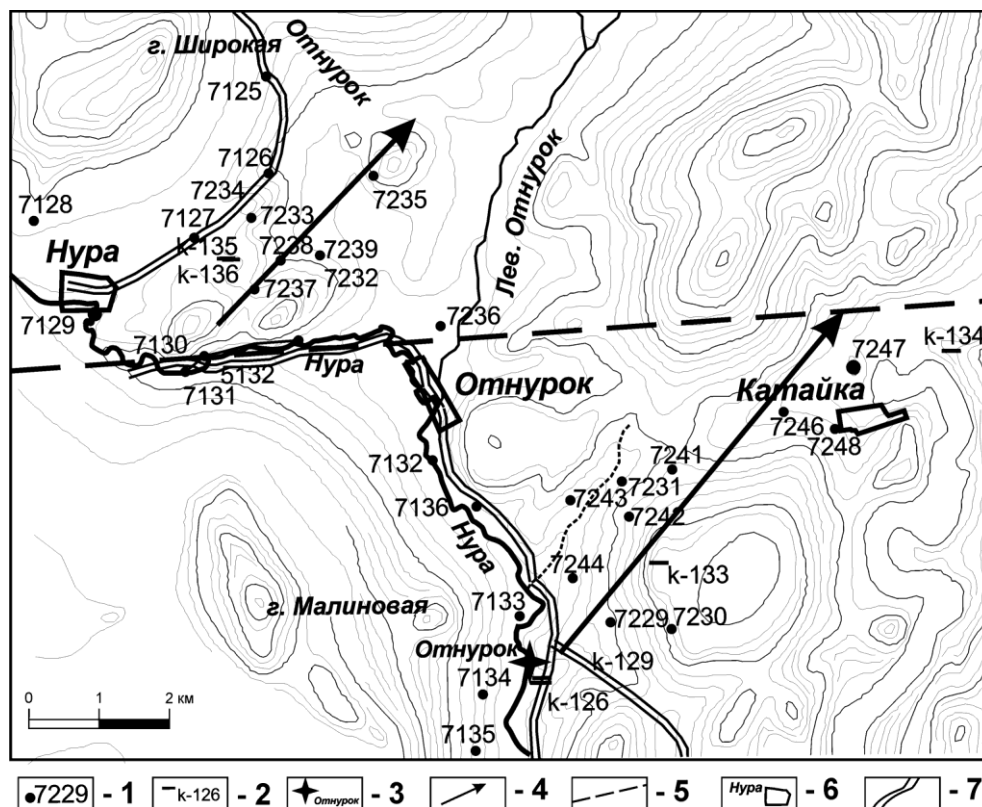


Рис. 2. Карта фактического материала района проявления Отнурок.  
 1 – точки отбора штучных проб; 2 – расположение канав и их номер; 3 – проявление Отнурок; 4 – положение рудоносного уровня; 5 – тектоническое нарушение; 6 – населенные пункты; 7 – грунтовая дорога.

Учитывая северо-восточное простирание зигазино-комаровской свиты (35–40°) на золото были опробованы углеродистые отложения от проявления Отнурок вплоть до пос. Катайка (юго-восточный участок), далее от коренного разреза вдоль широтного течения р. Нура (т.т. 7130–7131) до щебеночного карьера, который находится в 2 км на восток–северо-восток от п. Нура (к-135, к-136), и затем в сторону точки 7235 (северо-западный участок). Изучение золотоносности углеродистых отложений этих участков объясняется тем, что зигазино-комаровская свита по широтному разлому смещена к западу на 7–7.5 км, и стратиграфический уровень, опробованный нами на юго-восточном участке, прослеживается в северо-восточном направлении в пределах северо-западного участка (по данным геолого-съёмочных работ 2005–2008 гг., проведенных ООО «Геопоиск», г. Челябинск, ответственный исполнитель В. М. Мосейчук, лист N-40-XVII, Тирлян, масштаб 1 : 200000).

Штучное опробование углеродистых сланцев юго-восточного участка показало, что высокие содержания золота в них прослеживаются от проявления Отнурок



через т. 7241 (0.26 г/т) до п. Катайка т. 7247 (0.76 г/т). Остальные значения золота на этой площади колеблются в пределах 0.01–0.1 г/т и представляют собой в лучшем случае рудогенную аномалию. Продолжение рудной зоны начинается от протяженного (около 1600 м) коренного разреза зигазино-комаровской свиты (от т. 7130 до 7131 и далее), где высокое содержание золота (0.47 г/т) приурочено к интенсивно дислоцированной окварцованной и сульфидизированной 50-метровой рудной зоне, которая в северо-восточном направлении прослеживается через т. 7237/1 (0.23 г/т) и т. 7238 (0.26 г/т) к т. 7235 с содержанием золота 0.37 г/т. Немного западнее от нее находится щебеночный карьер, в полотно которого вскрыт разрез углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты. Содержания золота здесь низкие (0.01–0.17 г/т), однако максимальные содержания приурочены именно к окварцованным и сульфидизированным участкам углеродистых сланцев.

Приведенный выше аналитический материал показывает высокую перспективность рассматриваемой территории на золото и позволяет провести подсчет прогнозных ресурсов по категории  $P_2$  используя формулу  $Q = k \times S \times H \times C_m \times D$  [Гинзбург, Фельдман, 1982], где:  $Q$  – прогнозные ресурсы компонента или руды, т;  $S$  – предполагаемая площадь распространения оруденения на некотором горизонте (например, площадь выхода на дневную поверхность),  $m^2$ ;  $H$  – экстраполируемая глубина распространения оруденения (глубина прогнозирования), м;  $C_m$  – содержание компонента в руде, удельная продуктивность или коэффициент рудоносности (содержание руды в продуктивных образованиях, г/т);  $D$  – средняя плотность пород объектов,  $t/m^3$ ;  $k$  – коэффициент надежности прогноза (его значения принимаются на основании экспертной оценки:  $k = 0.3–0.5$  при низкой,  $0.5–0.8$  – при высокой,  $0.8–1.0$  – при очень высокой достоверности данных).

Исходные данные для подсчета ресурсов следующие: 1) протяженность рудоносной зоны на юго-восточном участке – 4.5 км, на северо-западном – 2.7 км, суммарно – 7.2 км; 2) мощность золотоносной пачки в пределах рудоносной зоны составляет, судя по бороздovому опробованию на проявлении Отнурок, 6 м. Именно в борозде такой длины зафиксировано содержание золота (0.44 г/т), сопоставимое с данными по другим точкам в пределах золотоносной пачки; 3) экстраполируемая глубина распространения оруденения ( $H$ ) – 100 м; 4) среднее содержание золота в перечисленных выше пробах составляет 0.4 г/т; 5) средняя плотность углеродистых образований ( $D$ ) – 2.6  $t/m^3$ , коэффициент надежности прогноза ( $K$ ) – 0.7. Прогнозные ресурсы золота по категории  $P_2$  составляют:  $Q = 0.7 \times 7200 \text{ м} \times 6 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 2.6 \text{ т/м}^3 \times 0.4 \text{ г/т} = 3.15 \text{ т}$ .

Таким образом, исследования золотоносности углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты в пределах Белорецкого метаморфического комплекса позволили выявить перспективное проявление Отнурок. С помощью бороздovого опробования мощной рудоносной зоны выделена локальная пачка интенсивно тектонизированных, окварцованных и сульфидизированных пород с промышленным содержанием золота, которая была прослежена по простиранию на несколько километров. В результате удалось подсчитать прогнозные ресурсы золота по категории  $P_2$  в размере около 3 т. Учитывая, что северо-восточный фланг рудного тела не оконтурен, поисковые работы на северо-западном участке рассматриваемой территории должны быть продолжены.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 14-05-97005.*

## Литература

- Алексеев А. А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г.* Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 1982. 320 с.
- Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др.* Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 241–246.
- Сначев А. В., Пучков В. Н.* Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 1. С. 77–80.
- Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. и др.* Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.
- Сначев В. И., Сначев А. В.* Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Вестник ВГУ. Серия геология. 2014. № 2. С. 79–87.

**М. В. Заботина, Ю. Д. Крайнев**  
*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*  
*mary\_7-88@mail.ru*

### **Блеклые руды Контрольного золоторудного месторождения (Учалинский район, Республика Башкортостан)** (научный руководитель Е. В. Белогуб)

Блеклые руды характеризуются сложным переменным химическим составом [Мозгова и др., 1983] и характерны для вулканогенных эпитеpmальных [Спиридонов, 1987; Плотинская и др., 2005 и др.] и некоторых плутоногенных месторождений золота [Спиридонов, 1987]. Блеклые руды эпитеpmальных и родственных месторождений часто обогащены висмутом и имеют выраженную ростовую зональность [Плотинская и др., 2005]. Блеклые руды распространены на колчеданных месторождениях уральского и баймакского типов, при этом их средние содержания варьируют в пределах сотых–десятых долей процента, достигая 1 % и более на локальных участках некоторых месторождений Южного Урала (Новоучалинское, Узельгинское, им. XIX Партсъезда, Октябрьское, Гайское, Барсучий Лог). С колчеданными рудами, обогащенными блеклыми рудами, часто связаны повышенные содержания золота [Пшеничный, Рыкус, 1998]. Состав блеклых руд колчеданных месторождений, как правило, более выдержан [Пшеничный, Рыкус, 1998], а зональность состава в индивидах проявлена в меньшей степени [Масленникова, Масленников, 2007; Новоселов, Белогуб, 2009].

В настоящей работе рассмотрены особенности блеклых руд Контрольного золоторудного месторождения, которое обрабатывалось карьером в 2007–2009 гг. ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Месторождение расположено в 20 км к юго-юго-востоку от г. Учалы (Республика Башкортостан) в пределах Восточно-Утлыкташской площади и считается родственным колчеданным месторождениям

[Минеральные..., 1994; Знаменский, 2009]. Однако его небольшой масштаб, значительная обогащенность золотом и отсутствие классических массивных колчеданных руд не позволяют провести прямую аналогию с колчеданными объектами, типичными для Учалинского района.

В строении месторождения участвуют породы риолит-базальтовой формации карамалыташской (D<sub>2</sub>ef-zv) свиты александринской толщи [Знаменский, 2009]. Структура месторождения крутопадающая субмеридиональная, осложненная разрывными нарушениями, зонами дробления и трещиноватости [Крылатов, 2006ф]. Рудоносными являются серицит-кварцевые метасоматиты, преимущественно, по лавобрекчиям и кластолавам дацитов. Рудные тела характеризуются жиллообразной, линзовидной и более сложной формой с невыдержанной мощностью (4–8 м). Руды относятся к прожилково-вкрапленному промышленно-технологическому типу, встречаются участки сплошных руд. Среднее содержание золота составляет 1–3 г/т. Рудные тела оконтуриваются по данным опробования.

Сульфидные руды подразделяются на пиритовые и преобладающие полиметаллические. В пиритовых рудах выделяются халькопирит-пиритовая и сфалерит-пиритовая минеральные ассоциации. Среди редких минералов отмечаются блеклая руда и галенит, а также золото в виде включений в пирите. Часто встречаются фрамбоиды и микроконкреции пирита. В полиметаллических рудах выделяются золотоносная барит-блекловорудно-галенитовая, пирит-галенит-сфалеритовая, блекловорудно-

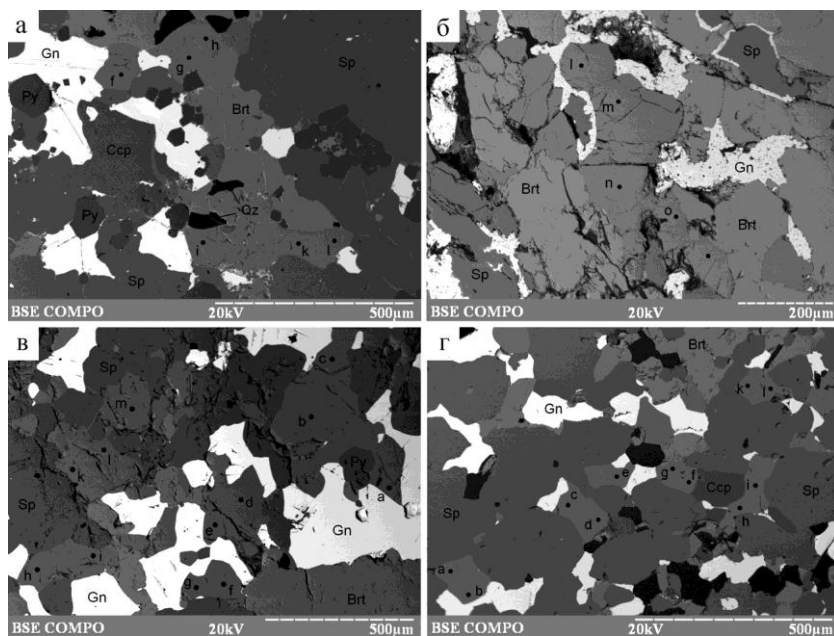


Рис. 1. Взаимоотношения блеклой руды (точки анализов) с галенитом (Gn), сфалеритом (Sp), халькопиритом (Ccp), пиритом (Py), баритом (Brt) и кварцем (Qz) в полиметаллических рудах Контрольного месторождения. Ассоциации: а) пирит-галенит-сфалеритовая; б) пирит-галенит-сфалеритовая; в) пирит-халькопирит-сфалеритовая; г) барит-галенит-сфалеритовая. Фото в отраженных электронах, рентгеноспектральный микроанализатор JXA-733, аналитик Ю. Д. Крайнев.

## Состав блеклых руд Контрольного месторождения (мас. %)

№ п/п	№ лаб.	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Te	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
Золотоносная барит-блекловорудно-галенитовая ассоциация (данные Е. В. Белогуб)											
1	16199j	2.30	41.56	4.68	0.44	10.42	–	13.53	26.92	99.85	$(\text{Cu}_{9.94}\text{Ag}_{0.06})_{10}(\text{Cu}_{0.19}\text{Zn}_{1.11}\text{Fe}_{0.64})_{1.94}(\text{As}_{2.8}\text{Sb}_{1.33})_{4.13}\text{S}_{13}$
2	16199k	2.06	42.20	5.29	0.63	10.57	–	12.08	26.93	99.76	$(\text{Cu}_{9.91}\text{Ag}_{0.09})_{10}(\text{Cu}_{0.37}\text{Zn}_{1.25}\text{Fe}_{0.57})_{2.19}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{1.34})_{3.84}\text{S}_{13}$
3	16199l	1.62	40.86	5.71	1.26	12.68	–	11.03	26.51	99.67	$(\text{Cu}_{9.82}\text{Ag}_{0.18})_{10}(\text{Cu}_{0.29}\text{Zn}_{1.37}\text{Fe}_{0.46})_{2.12}(\text{As}_{2.31}\text{Sb}_{1.64})_{3.95}\text{S}_{13}$
4	16199m	2.11	41.02	5.98	0.14	9.42	–	14.63	26.68	99.98	$(\text{Cu}_{9.98}\text{Ag}_{0.02})_{10}(\text{Cu}_{0.11}\text{Zn}_{1.43}\text{Fe}_{0.59})_{2.13}(\text{As}_{3.05}\text{Sb}_{1.21})_{4.26}\text{S}_{13}$
5	16200b	1.71	39.91	6.06	0.77	16.59	–	8.36	26.27	99.67	$(\text{Cu}_{9.89}\text{Ag}_{0.11})_{10}(\text{Cu}_{0.08}\text{Zn}_{1.47}\text{Fe}_{0.49})_{2.04}(\text{Sb}_{2.16}\text{As}_{1.77})_{3.93}\text{S}_{13}$
6	16203d	1.77	41.18	5.70	1.11	12.89	–	11.11	26.24	100.00	$(\text{Cu}_{9.84}\text{Ag}_{0.16})_{10}(\text{Cu}_{0.45}\text{Zn}_{1.39}\text{Fe}_{0.5})_{2.34}(\text{As}_{2.36}\text{Sb}_{1.68})_{4.04}\text{S}_{13}$
7	16205b	1.28	40.17	6.10	1.40	15.10	–	9.51	26.08	99.64	$(\text{Cu}_{9.79}\text{Ag}_{0.21})_{10}(\text{Cu}_{0.31}\text{Zn}_{1.49}\text{Fe}_{0.37})_{2.17}(\text{As}_{2.03}\text{Sb}_{1.98})_{4.01}\text{S}_{13}$
8	16207a	1.48	40.66	0.00	12.47	8.41	–	11.10	25.65	99.77	$(\text{Cu}_{8.12}\text{Ag}_{1.88})_{10}(\text{Cu}_{2.28}\text{Fe}_{0.43})_{2.71}(\text{As}_{2.41}\text{Sb}_{1.12})_{3.53}\text{S}_{13}$
Сфалерит-пиритовая ассоциация											
9	15117a	1.24	43.04	6.83	–	7.27	–	15.23	27.01	100.63	$\text{Cu}_{10.45}(\text{Zn}_{1.61}\text{Fe}_{0.34})_{1.95}(\text{As}_{3.14}\text{Sb}_{0.92})_{4.06}\text{S}_{13}$
10	15117b	1.39	42.67	6.58	–	7.47	–	15.29	26.61	100.00	$\text{Cu}_{10.49}(\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.39}\text{Cu}_{0.03})_2(\text{As}_{3.2}\text{Sb}_{0.96})_{4.16}\text{S}_{13}$
Пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация											
11	14135a	0.68	40.11	6.54	1.57	13.96	–	10.63	25.79	99.26	$(\text{Cu}_{9.76}\text{Ag}_{0.24})_{10}(\text{Cu}_{0.44}\text{Zn}_{1.62}\text{Fe}_{0.2})_{2.26}(\text{As}_{2.29}\text{Sb}_{1.85})_{4.14}\text{S}_{13}$
12	14135b	1.19	40.06	6.49	1.76	14.42	–	10.41	25.83	100.16	$(\text{Cu}_{9.74}\text{Ag}_{0.26})_{10}(\text{Cu}_{0.43}\text{Zn}_{1.60}\text{Fe}_{0.34})_{2.37}(\text{As}_{2.24}\text{Sb}_{1.91})_{4.15}\text{S}_{13}$
13	14135c	1.05	39.29	6.73	2.45	14.44	–	10.33	25.48	99.76	$(\text{Cu}_{9.63}\text{Ag}_{0.37})_{10}(\text{Cu}_{0.48}\text{Zn}_{1.68}\text{Fe}_{0.31})_{2.47}(\text{As}_{2.26}\text{Sb}_{1.94})_{4.2}\text{S}_{13}$
14	14135d	1.08	40.18	6.41	1.14	15.93	–	9.62	25.95	100.31	$(\text{Cu}_{9.83}\text{Ag}_{0.17})_{10}(\text{Cu}_{0.33}\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.31})_{2.22}(\text{Sb}_{2.1}\text{As}_{2.06})_{4.16}\text{S}_{13}$
15	14135e	1.15	38.60	6.30	2.07	14.45	–	10.51	25.87	98.95	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.31})_{10}(\text{Cu}_{0.1}\text{Zn}_{1.55}\text{Fe}_{0.33})_{1.98}(\text{As}_{2.26}\text{Sb}_{1.91})_{4.17}\text{S}_{13}$
16	14135f	1.16	39.61	6.41	2.09	14.35	–	10.92	25.99	100.53	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.31})_{10}(\text{Cu}_{0.31}\text{Zn}_{1.57}\text{Fe}_{0.33})_{2.21}(\text{As}_{2.34}\text{Sb}_{1.89})_{4.23}\text{S}_{13}$
17	14135g	1.13	39.11	6.3	2.28	14.01	–	10.7	26.15	99.67	$(\text{Cu}_{9.66}\text{Ag}_{0.34})_{10}(\text{Cu}_{0.15}\text{Zn}_{1.54}\text{Fe}_{0.32})_{2.01}(\text{As}_{2.28}\text{Sb}_{1.83})_{4.11}\text{S}_{13}$
18	14135h	1.08	38.95	6.31	2.31	13.85	–	10.69	26.24	99.43	$(\text{Cu}_{9.66}\text{Ag}_{0.34})_{10}(\text{Cu}_{0.08}\text{Zn}_{1.53}\text{Fe}_{0.31})_{1.92}(\text{As}_{2.27}\text{Sb}_{1.81})_{4.08}\text{S}_{13}$
19	14135i	1.21	40.03	6.31	2.24	13.15	–	10.61	26.07	99.62	$(\text{Cu}_{9.67}\text{Ag}_{0.33})_{10}(\text{Cu}_{0.4}\text{Zn}_{1.54}\text{Fe}_{0.35})_{2.29}(\text{As}_{2.26}\text{Sb}_{1.73})_{3.99}\text{S}_{13}$

Продолжение табл.

№ п/п	№ лаб.	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Te	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
20	14135k	1.24	38.91	6.40	2.27	13.99	–	10.14	25.81	98.75	$(\text{Cu}_{9,66}\text{Ag}_{0,34})_{10}(\text{Cu}_{0,23}\text{Zn}_{1,58}\text{Fe}_{0,36})_{2,17}(\text{As}_{2,19}\text{Sb}_{1,86})_{4,05}\text{S}_{13}$
21	14135l	1.29	39.15	6.28	2.75	15.33	–	9.18	25.88	99.85	$(\text{Cu}_{9,59}\text{Ag}_{0,41})_{10}(\text{Cu}_{0,33}\text{Zn}_{1,55}\text{Fe}_{0,37})_{2,25}(\text{Sb}_{2,03}\text{As}_{1,97})_{4,0}\text{S}_{13}$
Блекловорудно-галенит-сфалеритовая ассоциация											
22	14136a	1.50	40.22	5.68	1.23	11.41	–	12.28	26.46	98.78	$(\text{Cu}_{9,82}\text{Ag}_{0,18})_{10}(\text{Cu}_{0,15}\text{Zn}_{1,37}\text{Fe}_{0,42})_{1,94}(\text{As}_{2,58}\text{Sb}_{1,48})_{4,06}\text{S}_{13}$
23	14136b	1.58	40.39	5.95	0.61	11.03	–	12.9	26.65	99.12	$(\text{Cu}_{9,91}\text{Ag}_{0,09})_{10}(\text{Cu}_{0,03}\text{Zn}_{1,42}\text{Fe}_{0,44})_{1,89}(\text{As}_{2,69}\text{Sb}_{1,42})_{4,11}\text{S}_{13}$
24	14136c	1.42	40.49	6.08	0.69	12.63	–	11.91	26.23	99.45	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10}(\text{Cu}_{0,23}\text{Zn}_{1,48}\text{Fe}_{0,4})_{2,11}(\text{As}_{2,53}\text{Sb}_{1,65})_{4,18}\text{S}_{13}$
25	14136d	1.53	41.05	5.93	1.43	11.25	–	12.26	26.39	99.85	$(\text{Cu}_{9,79}\text{Ag}_{0,21})_{10}(\text{Cu}_{0,41}\text{Zn}_{1,43}\text{Fe}_{0,43})_{2,27}(\text{As}_{2,58}\text{Sb}_{1,46})_{4,04}\text{S}_{13}$
26	14136e	1.49	40.59	6.41	0.81	12.39	–	11.98	26.42	100.08	$(\text{Cu}_{9,88}\text{Ag}_{0,12})_{10}(\text{Cu}_{0,2}\text{Zn}_{1,55}\text{Fe}_{0,42})_{2,17}(\text{As}_{2,52}\text{Sb}_{1,61})_{4,13}\text{S}_{13}$
27	14136f	1.41	40.29	5.93	1.38	12.37	–	11.64	26.6	99.60	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,2})_{10}(\text{Cu}_{0,14}\text{Zn}_{1,42}\text{Fe}_{0,4})_{1,96}(\text{As}_{2,43}\text{Sb}_{1,59})_{4,02}\text{S}_{13}$
28	14136g	1.43	40.90	6.31	0.37	12.62	–	11.53	26.59	99.75	$(\text{Cu}_{9,95}\text{Ag}_{0,05})_{10}(\text{Cu}_{0,14}\text{Zn}_{1,51}\text{Fe}_{0,4})_{2,05}(\text{As}_{2,41}\text{Sb}_{1,62})_{4,03}\text{S}_{13}$
29	14136h	1.31	40.51	6.40	0.57	12.54	–	11.56	27.03	99.93	$(\text{Cu}_{9,83}\text{Ag}_{0,08})_{9,91}(\text{Zn}_{1,51}\text{Fe}_{0,36})_{1,87}(\text{As}_{2,38}\text{Sb}_{1,59})_{3,97}\text{S}_{13}$
30	14136i	1.45	40.17	6.06	1.22	12.19	–	11.52	26.59	99.20	$(\text{Cu}_{9,82}\text{Ag}_{0,18})_{10}(\text{Cu}_{0,09}\text{Zn}_{1,45}\text{Fe}_{0,41})_{1,95}(\text{As}_{2,41}\text{Sb}_{1,57})_{3,98}\text{S}_{13}$
31	14136k	1.33	40.42	6.16	0.80	12.45	–	11.04	26.95	99.14	$(\text{Cu}_{9,84}\text{Ag}_{0,11})_{9,95}(\text{Zn}_{1,46}\text{Fe}_{0,37})_{1,83}(\text{As}_{2,28}\text{Sb}_{1,58})_{3,86}\text{S}_{13}$
32	14136l	1.43	40.47	6.04	0.18	11.91	–	11.70	26.78	98.51	$(\text{Cu}_{9,91}\text{Ag}_{0,03})_{9,94}(\text{Zn}_{1,44}\text{Fe}_{0,4})_{1,84}(\text{As}_{2,43}\text{Sb}_{1,52})_{3,95}\text{S}_{13}$
33	14136m	1.43	40.23	5.73	1.61	11.56	–	11.94	26.73	99.23	$(\text{Cu}_{9,77}\text{Ag}_{0,23})_{10}(\text{Cu}_{0,1}\text{Zn}_{1,37}\text{Fe}_{0,4})_{1,87}(\text{As}_{2,49}\text{Sb}_{1,48})_{3,97}\text{S}_{13}$
34	14136n	1.45	39.57	5.85	0.95	12.51	–	11.45	26.58	98.34	$(\text{Cu}_{9,77}\text{Ag}_{0,14})_{9,91}(\text{Zn}_{1,4}\text{Fe}_{0,41})_{1,81}(\text{As}_{2,4}\text{Sb}_{1,61})_{4,01}\text{S}_{13}$
35	14136o	1.46	41.21	6.06	0.37	11.95	–	11.49	26.79	99.33	$(\text{Cu}_{9,95}\text{Ag}_{0,05})_{10}(\text{Cu}_{0,14}\text{Zn}_{1,44}\text{Fe}_{0,41})_{1,99}(\text{As}_{2,39}\text{Sb}_{1,53})_{3,92}\text{S}_{13}$
36	14136p	1.40	40.09	6.04	0.62	12.40	–	11.85	26.33	98.72	$(\text{Cu}_{9,91}\text{Ag}_{0,09})_{10}(\text{Cu}_{0,08}\text{Zn}_{1,44}\text{Fe}_{0,4})_{1,94}(\text{As}_{2,5}\text{Sb}_{1,61})_{4,11}\text{S}_{13}$
Пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация											
37	14137a	1.56	39.75	6.22	1.83	14.47	–	9.33	26.16	99.33	$(\text{Cu}_{9,73}\text{Ag}_{0,27})_{10,0}(\text{Cu}_{0,24}\text{Zn}_{1,52}\text{Fe}_{0,45})_{2,21}(\text{As}_{1,98}\text{Sb}_{1,89})_{3,87}\text{S}_{13}$
38	14137b	1.48	39.42	5.83	1.72	14.89	–	9.61	25.72	98.67	$(\text{Cu}_{9,74}\text{Ag}_{0,26})_{10,0}(\text{Cu}_{0,31}\text{Zn}_{1,45}\text{Fe}_{0,43})_{2,19}(\text{As}_{2,08}\text{Sb}_{1,98})_{4,06}\text{S}_{13}$
39	14137c	1.53	39.41	6.07	1.99	14.82	–	10.2	26.34	100.37	$(\text{Cu}_{9,71}\text{Ag}_{0,29})_{10}(\text{Cu}_{0,1}\text{Zn}_{1,47}\text{Fe}_{0,43})_{1,98}(\text{As}_{2,15}\text{Sb}_{1,93})_{4,08}\text{S}_{13}$
40	14137d	1.65	39.05	5.90	1.94	14.51	–	9.88	26.69	99.63	$(\text{Cu}_{9,6}\text{Ag}_{0,28})_{9,88}(\text{Zn}_{1,41}\text{Fe}_{0,46})_{1,87}(\text{As}_{2,06}\text{Sb}_{1,86})_{3,92}\text{S}_{13}$
41	14137e	1.56	38.78	5.73	2.11	14.94	–	9.90	26.23	99.24	$(\text{Cu}_{9,69}\text{Ag}_{0,31})_{10,0}(\text{Cu}_{0,01}\text{Zn}_{1,39}\text{Fe}_{0,44})_{1,84}(\text{As}_{2,1}\text{Sb}_{1,95})_{4,05}\text{S}_{13}$

Окончание табл.

№ п/п	№ лаб.	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Te	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
42	14137f	1.75	38.69	5.77	2.03	14.68	–	9.69	26.71	99.33	$(\text{Cu}_{9,5}\text{Ag}_{0,29})_{9,79}(\text{Zn}_{1,38}\text{Fe}_{0,49})_{1,87}(\text{As}_{2,02}\text{Sb}_{1,88})_{3,9}\text{S}_{13}$
43	14137g	1.69	38.77	5.73	2.12	14.73	–	10.32	26.27	99.62	$(\text{Cu}_{9,68}\text{Ag}_{0,31})_{9,99}(\text{Zn}_{1,39}\text{Fe}_{0,48})_{1,86}(\text{As}_{2,19}\text{Sb}_{1,92})_{4,11}\text{S}_{13}$
44	14137h	2.02	38.48	5.57	1.78	14.42	–	9.90	26.41	98.57	$(\text{Cu}_{9,56}\text{Ag}_{0,26})_{9,82}(\text{Zn}_{1,34}\text{Fe}_{0,57})_{1,91}(\text{As}_{2,09}\text{Sb}_{1,87})_{3,96}\text{S}_{13}$
45	14137i	1.74	39.40	5.50	1.65	14.77	–	9.53	26.68	99.26	$(\text{Cu}_{9,69}\text{Ag}_{0,24})_{9,93}(\text{Zn}_{1,31}\text{Fe}_{0,49})_{1,8}(\text{As}_{1,99}\text{Sb}_{1,9})_{3,89}\text{S}_{13}$
46	14137k	1.67	39.00	5.70	1.72	14.48	–	10.07	26.87	99.51	$(\text{Cu}_{9,52}\text{Ag}_{0,25})_{9,77}(\text{Zn}_{1,35}\text{Fe}_{0,46})_{1,81}(\text{As}_{2,09}\text{Sb}_{1,84})_{3,93}\text{S}_{13}$
47	14137l	1.70	38.21	6.04	2.01	14.37	–	9.78	26.43	98.54	$(\text{Cu}_{9,48}\text{Ag}_{0,29})_{9,77}(\text{Zn}_{1,46}\text{Fe}_{0,48})_{1,94}(\text{As}_{2,06}\text{Sb}_{1,86})_{3,92}\text{S}_{13}$
Барит-галенит-сфалеритовая ассоциация											
48	14138a	1.34	40.38	5.81	1.22	9.83	0.07	13.71	27.33	99.7	$(\text{Cu}_{9,69}\text{Ag}_{0,17})_{9,86}(\text{Zn}_{1,36}\text{Fe}_{0,37})_{1,73}(\text{As}_{2,79}\text{Sb}_{1,23}\text{Te}_{0,01})_{4,03}\text{S}_{13}$
49	14138b	1.25	40.04	6.52	1.18	10.08	0.14	13.82	26.44	99.47	$(\text{Cu}_{9,83}\text{Ag}_{0,17})_{10,0}(\text{Cu}_{0,1}\text{Zn}_{1,57}\text{Fe}_{0,35})_{2,02}(\text{As}_{2,91}\text{Sb}_{1,31}\text{Te}_{0,02})_{4,24}\text{S}_{13}$
50	14138c	1.31	40.37	6.30	1.42	10.29	0.06	13.36	27.04	100.15	$(\text{Cu}_{9,79}\text{Ag}_{0,2})_{9,99}(\text{Zn}_{1,49}\text{Fe}_{0,36})_{1,85}(\text{As}_{2,75}\text{Sb}_{1,3}\text{Te}_{0,01})_{4,06}\text{S}_{13}$
51	14138d	1.22	40.40	6.47	1.31	10.29	0.12	13.58	27.07	100.47	$(\text{Cu}_{9,79}\text{Ag}_{0,19})_{9,98}(\text{Zn}_{1,52}\text{Fe}_{0,34})_{1,86}(\text{As}_{2,79}\text{Sb}_{1,3}\text{Te}_{0,01})_{4,1}\text{S}_{13}$
52	14138e	1.32	39.97	5.99	1.28	10.14	0.09	13.91	27.18	99.86	$(\text{Cu}_{9,65}\text{Ag}_{0,18})_{9,83}(\text{Zn}_{1,41}\text{Fe}_{0,36})_{1,77}(\text{As}_{2,85}\text{Sb}_{1,28}\text{Te}_{0,01})_{4,14}\text{S}_{13}$
53	14138f	1.33	41.05	6.85	1.31	9.82	0.12	13.15	26.69	100.31	$(\text{Cu}_{9,81}\text{Ag}_{0,19})_{10,0}(\text{Cu}_{0,28}\text{Zn}_{1,64}\text{Fe}_{0,37})_{2,01}(\text{As}_{2,74}\text{Sb}_{1,26}\text{Te}_{0,01})_{4,01}\text{S}_{13}$
54	14138g	1.33	40.91	6.48	1.26	9.54	0.13	13.74	26.88	100.27	$(\text{Cu}_{9,82}\text{Ag}_{0,18})_{10,0}(\text{Cu}_{0,16}\text{Zn}_{1,54}\text{Fe}_{0,37})_{2,07}(\text{As}_{2,84}\text{Sb}_{1,22}\text{Te}_{0,02})_{4,06}\text{S}_{13}$
55	14138h	1.33	40.36	6.47	1.35	10.05	0.07	13.05	26.14	98.80	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,2})_{10,0}(\text{Cu}_{0,33}\text{Zn}_{1,58}\text{Fe}_{0,38})_{2,29}(\text{As}_{2,78}\text{Sb}_{1,32}\text{Te}_{0,01})_{4,11}\text{S}_{13}$
56	14138i	1.31	40.49	6.48	1.31	10.12	0.1	12.88	25.93	98.61	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,2})_{10,0}(\text{Cu}_{0,44}\text{Zn}_{1,59}\text{Fe}_{0,38})_{2,41}(\text{As}_{2,76}\text{Sb}_{1,34}\text{Te}_{0,01})_{4,11}\text{S}_{13}$
57	14138k	1.38	40.71	6.28	1.18	10.18	0.14	13.07	26.48	99.41	$(\text{Cu}_{9,83}\text{Ag}_{0,17})_{10,0}(\text{Cu}_{0,25}\text{Zn}_{1,51}\text{Fe}_{0,39})_{2,15}(\text{As}_{2,75}\text{Sb}_{1,32}\text{Te}_{0,02})_{4,09}\text{S}_{13}$
58	14138l	1.31	41.01	6.35	1.26	10.15	0.08	13.07	26.44	99.66	$(\text{Cu}_{9,82}\text{Ag}_{0,18})_{10,0}(\text{Cu}_{0,35}\text{Zn}_{1,53}\text{Fe}_{0,37})_{2,25}(\text{As}_{2,75}\text{Sb}_{1,31}\text{Te}_{0,01})_{4,07}\text{S}_{13}$
59	14138m	1.34	40.67	6.55	1.30	10.54	0.15	13.24	26.39	100.18	$(\text{Cu}_{9,81}\text{Ag}_{0,19})_{10,0}(\text{Cu}_{0,3}\text{Zn}_{1,58}\text{Fe}_{0,38})_{2,26}(\text{As}_{2,79}\text{Sb}_{1,37}\text{Te}_{0,02})_{4,18}\text{S}_{13}$

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены на СЭМ РЭММА-202М с ЭДС, аналитик В.А. Котляров (анализы 1–8), СЭМ VEGA3 TESCAN, аналитик И.А. Блинов (анализы 9, 10) и рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-733 (приставка Link), аналитик Ю. Д. Крайнев (анализы 11–59). Прочерк – элемент не обнаружен. Формулы минералов рассчитаны на 13 атомов серы.

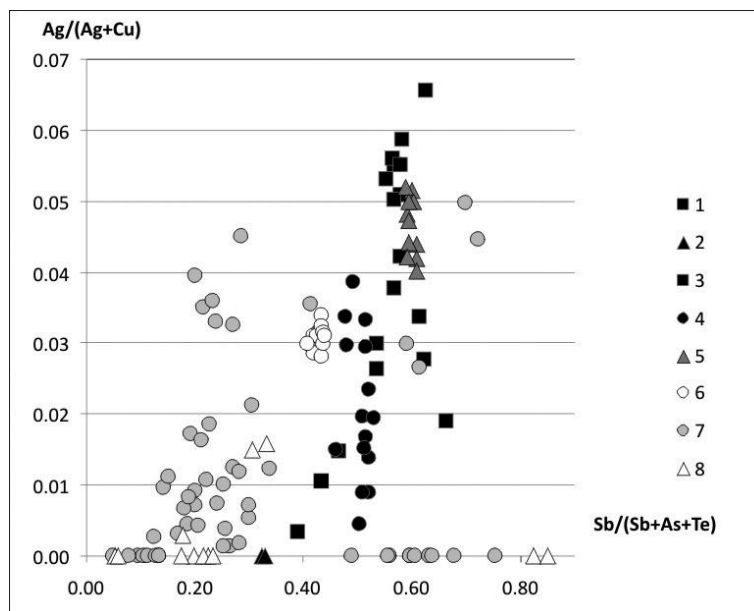


Рис. 2. Вариации составов блеклых руд Контрольного месторождения.

1–6 – минеральные ассоциации: 1 – золотоносная барит-блекловорудно-галенитовая (данные Е. В. Белогуб), 2 – сфалерит-пиритовая, 3 – пирит-галенит-сфалеритовая, 4 – блекловорудно-галенит-сфалеритовая, 5 – пирит-халькопирит-сфалеритовая, 6 – барит-галенит-сфалеритовая; 7–8 – блеклые руды из колчеданных месторождений: 7 – баймакского типа [Holland, 2002; Масленникова, Масленников, 2007; Новоселов, Белогуб и др., 2009], 8 – уральского типа [Пшеничный, Рыкус, 1988; Масленникова, Масленников, 2007].

галенит-сфалеритовая, пирит-халькопирит-сфалеритовая и барит-галенит-сфалеритовая ассоциации. В этих ассоциациях главными являются сфалерит, галенит, пирит; второстепенными – блеклые руды и халькопирит. Золото представлено как включениями в сульфидах, так и самостоятельными выделениями. Характерно присутствие барита.

Блеклые руды в виде гипидиоморфных и ксеноморфных зерен размером до 0.1–0.2 мм тесно ассоциируют с другими сульфидами, совместно с ними заполняют интерстиции между нерудными минералами, нередко содержат включения золота (электрума). Участками блеклые руды и халькопирит корродируют сфалерит. С галенитом и пиритом блеклые руды развиваются в виде фестончатых агрегатов в халькопиритовой матрице, образуют включения в кристаллах пирита. По трещинам блеклой руды развиваются ковеллин и гетит. Зональность в пределах зерен не наблюдается (рис. 1).

По данным микронзондовых (49) и СЭМ (10) анализов блеклые руды представлены промежуточными членами ряда теннантит-тетраэдрит (табл.). В большинстве анализов As преобладает над Sb. В составе блеклых руд присутствуют примеси Fe (0.68–2.3 мас. %) и Zn (4.68–6.85 мас. %), часто Ag (до 2.75 мас. %), в редких случаях Te (до 0.2 мас. %). Наиболее близкие по составу к теннантиту разновидности установлены в сфалерит-пиритовой ассоциации прожилково-вкрапленных руд (см. табл.). В золотоносной барит-блекловорудно-галенитовой ассоциации обнаружено единич-

ное зерно фрейбергита (табл., ан. 8) и в двух анализах Sb преобладает над As (табл. ан. 5, 21).

Для изученных блеклых руд характерна прямая зависимость между соотношениями  $Ag/(Ag+Cu)$  и  $Sb/(Sb+As+Te)$  (рис. 2). Все точки анализов ложатся на практически непрерывный тренд, сходный с таковым для состава блеклых руд из месторождений баймакского типа (рис. 2а). В то же время, составы блеклых руд из месторождений уральского типа разбиваются на две группы по соотношению  $Sb/(Sb+As+Te)$  (рис. 2б).

Таким образом, по составу блеклые руды Контрольного золоторудного месторождения сходны с блеклыми рудами колчеданных месторождений Южного Урала. Приуроченность их к барит-полиметаллическим рудам с повышенной золотоносностью, непрерывный характер изменения соотношения  $Sb/(Sb+As+Te)$  и обогащенность серебром близки к параметрам блеклых руд барит-полиметаллических ассоциаций из месторождений баймакского типа. Это позволяет рекомендовать при обогащении первичных руд Контрольного месторождения использование технологии, применяемой при переработке полиметаллических колчеданных руд.

*Авторы выражают благодарность Е. В. Белогуб, К. А. Новоселову и Е. Е. Паленовой за консультации, а также И. Б. Фадиной и Г. Н. Дрокиной (ЗАО НПФ БЗДК) за возможность работы в карьере месторождения. Исследования выполнены в рамках бюджетной темы № ГР 01201350139.*

## Литература

- Знаменский С. Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
- Крылатов В. А. и др. Проект работ «Поиски месторождений рудного золота в пределах Курпалинской площади» на 2006–2009 гг. Учалы, 2006ф.
- Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Под ред. В. А. Прокина, Ф. П. Буслаева, М. И. Исмагилова и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 242 с.
- Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / И. Б. Серавкин, П. И. Пирожок, В. Н. Скуратов и др. Уфа: Башк. кн. изд., 1994. 328 с.
- Мозгова Н. Н., Цепин А. И. Блеклые руды. Особенности химического состава и свойства. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Аюпова Н. Р. Бабарькинское рудное поле (Александринский колчеданосный район, Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 175 с.
- Плотинская О. Ю., Коваленкер В. А., Русинов В. Л., Зелтманн Р. Осцилляторная зональность в голдфилдите золоторудных эпitherмальных месторождений // Доклады Академии наук. 2005. Т. 403. № 2. С. 1–5.
- Пиеничный Г. Н., Рыкус Н. Г. Систематика блеклых руд колчеданных месторождений Учалинского рудного поля // Минералогия Урала–1998. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 87–90.
- Спиридонов Э. М. Типоморфные особенности блеклых руд некоторых плутогенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. С. 83–92.
- Holland N. G. The formation of an ancient gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit: a study of the Balta-Tau deposit in the Southern Urals of Russia. PhD thesis, University of Southampton, 2002.



**М. Е. Романенко**  
*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*  
*maxsim.romanenko194@mail.ru*

**Южная зона Александровского золоторудного поля (Южный Урал)**  
(научный руководитель А. М. Юминов)

Александровское золоторудное поле находится в 1–3 км северо-западнее одноименного поселка (Кизильский район, Челябинской обл.). Оно располагается на южном фланге Гумбейской островодужной структуры девонского возраста в приконтактовой зоне вулканогенно-осадочных отложений гумбейской ( $D_2gm$ ) и новобуранной ( $D_2nb$ ) свит. Золотоносность рудного поля установлена В. В. Зайковым и Е. В. Зайковой в 1994 г. В пределах рудного поля выделены две линзовидные золотоносные зоны (Южная и Северная) северо-восточного простирания, их южные фланги перекрыты четвертичными отложениями (рис. 1). Для них характерны кварцевые жилы, образующие на вершинах гряд развалы длиной до 10–15 м [Зайков и др., 2004ф; Муфтахов и др., 2014ф]. Целью работы является уточнение геологического строения Южно-Александровской зоны и характеристика морфологических особенностей и химического состава самородного золота.

Южная зона расположена на юго-восточном фланге золоторудного поля. Она имеет длину около 2.5 км при ширине 150–300 м. Часть зоны в начале XX в. активно разрабатывалась старателями, о чем свидетельствуют следы горных выработок. В северной части зоны выявлены комплексные литогеохимические аномалии на Cu, Zn, Pb и Ba [Зайков и др. 2004ф; Муфтахов и др. 2014ф]. Для уточнения геологической обстановки летом 2014 г. была заложена разведочная канава ЛК-2 длиной 296 м и глубиной 2 м, которая вскрыла делювиальные суглинки и кору выветривания по андезибазальтам, вмещающим кварцевые жилы.

Делювиальные отложения представлены коричневато-серыми и зеленоватосерыми суглинками с редким гравием и мелким щебнем разнотипных пород. Мощность слоя 20–50 см. В подошве делювиальных суглинков на отдельных интервалах присутствуют линзы бобовника («кавардачные» отложения [Баранников, 2006]) мощностью от первых до 30 см. Бобовины представляют собой прочные тонкозернистые, реже землистые обломки округлой или овальной формы красно-бурого, бурого и черного цвета, сложенные гетитом с примесью кварца. Присутствие линз бобовника на данной территории может расцениваться как маркер золотоносного слоя [Зайков и др., 2009].

Кора выветривания, вскрытая канавой, развита по андезибазальтам и песчаникам. Материал представлен рыхлой желтовато-серой и красновато-коричневой суглинистой массой с редкими обломками выветрелых андезибазальтов [Зайков и др., 2004ф; Муфтахов и др., 2014ф]. В коре выветривания обнаружены реликты кварцевых жил. Среди них выделены два типа.

Первый тип отмечен на западном фланге канавы, где присутствуют крутопадающие кварцевые жилы (аз. падения  $285^\circ$ , угол падения  $80^\circ$ , мощность 2–7 см). Как правило, они сопровождаются хлорит-серицит-кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Мощность зон измененных пород 10–50 см. Они часто лимонитизированы и при дезинтеграции на поверхности создают развалы бурых железняков. Местами в

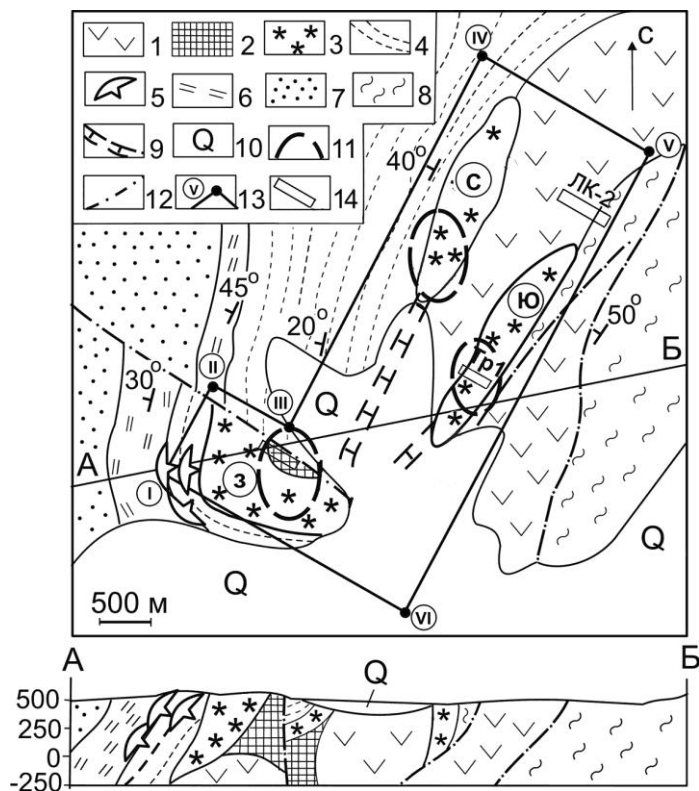


Рис. 1. Схема геологического строения Александровского золоторудного поля по [Зайков и др., 2004ф].

1 – андезибазальты, вулканогенно-обломочные породы гумбейской свиты ( $D_2gm_1$ ); 2 – метасоматиты серицит-кварцевые сульфидизированные; 3 – золотоносные зоны: Ю – Южная, С – Северная; 3 – Западная; 4–7 – новобуранная свита ( $D_2nb$ ): 4 – алевролиты, 5 – гематит-кварцевые постройки (внемасштабный знак), 6 – яшмы, 7 – песчаники; 8 – базальты и силициты; 9 – предполагаемое положение кровли рудоносного горизонта в депрессии, заполненной четвертичными отложениями; 10 – четвертичные отложения; 11 – главные разломы; 12 – разломы; 13 – контур участка поисково-оценочных работ; 14 – местоположение каналов.

жилах отмечены псевдоморфозы лимонита по пириту размером первые миллиметры. Более крупные псевдоморфозы до 5–7 мм в поперечнике присутствуют в сопровождающих жилу метасоматитах. По морфологии выделено два типа псевдоморфоз: отдельные (субкубические формы) и ступенчатые сростки двух и более кристаллов. Псевдоморфозы разбиты сетью ветвистых микротрещин, образованных в процессе дегидратации и частично заполненных переотложенными минералами. Подобные образования были описаны на Эпидозитовом участке, расположенном в 4 км к югу, где они являлись маркерами золотого оруденения [Анкушев, 2007].

Второй тип кварцевых жил более характерен для центральной и восточной частей канав. Жилы крутопадающие (аз. падения  $305^\circ$ , угол падения  $74^\circ$ , мощность 0.5–1 см). Они группируются в отдельные рои на удалении 5–15 м друг от друга. На восточном фланге встречаются одиночные жилы. Текстура кварца массивная, реже

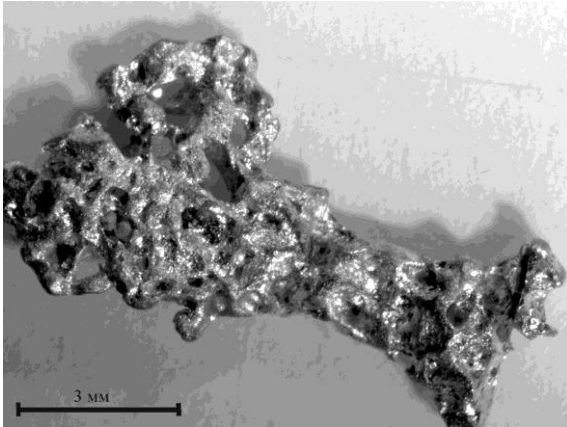


Рис. 2. Золотина (обр. РМЕ-1) из линзы бобовника в траншее Тр1.

реже мелкоблочная, иногда с друзовыми полостями и трещинами. Жилы сложены плотным, сливным, молочно-белым мелко- и тонкозернистым кварцем. Величина зерен не превышает 0.3 мм. Местами в кварце фиксируются каверны и полости с неровными

краями, заполненные рыхлой гетит-глинистой массой темно-коричневого и черного цвета, что свидетельствует о первичном сульфидном оруденении.

В 2 км к югу от канавы ЛК-2 находится траншея Тр-1, которая вскрывает старинные старательские выработки. В процессе промывки материала шлиховой пробы, взятого из траншеи, отмыто большое количество псевдоморфоз лимонита по пириту и найдены три золотины. Наиболее крупная из них размером  $2 \times 4 \times 11$  мм имеет гантелевидную форму с небольшими утолщениями по краям (рис. 2). Вид массивный, степень окатанности плохая. Поверхность волнистая, кавернозная, местами ямчато-бугорчатая, выступы слегка обмяты. В западинах отмечается наличие инородного материала. Морфологические особенности золотины свидетельствуют о ее субрудном строении и близости коренного источника.

Содержания серебра в золоте варьируют в пределах 0.31–9.14 мас. % (табл.). Концентрации меди не превышают 0.3 %. Золото неоднородно по составу. Согласно данным микронзондового анализа, периферия золотины более высокопробная, чем ее центральная часть. Выделяется остаточное (с содержанием Au 90.70–95.33 мас. %) и новообразованное (Au до 100 мас. %) золото в виде тонких (3–10 мкм) высокопробных кайм вокруг остаточного. Высокопробная кайма имеет незначительную мощность, слабо выражена и местами отсутствует. Золотины со сложной поверхностью имеют наиболее высокие концентрации серебра (4–5 мас. %, в отдельных зонах до 9 мас. %).

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы. В Южной зоне Александровского рудного поля выявлены кварцевые жилы, сопровождаемые метасоматитами, с включением псевдоморфоз лимонита по пириту, что типично для золото-кварцевых и золото-сульфидных месторождений. Обнаружение маркирующего горизонта бобовника в северной части Южной зоны позволяет значительно увеличить площадь золотоносной россыпи. Морфологические особенности золотин свидетельствуют о близком нахождении коренного источника. Одним из возможных источников золота могут быть кварцевые жилы с сульфидной минерализацией и псевдоморфозами лимонита по пириту. Дальнейшие исследования должны быть направлены на подтверждение наличия видимого золота в «кавардачных» отложениях северного фланга Южной зоны, а также на установление источника золота.

Таблица

## Состав россыпного золота Южной зоны Александровского рудного поля

№ п/п	№ обр.	№ зерна	Место анализа	Содержание, мас. %		Сумма
				Au	Ag	
1	PME-1	1	центральная часть	95.41	4.59	100.00
2			—“—	95.97	4.03	100.00
3			кайма	100.00	—	100.00
4			—“—	100.00	—	100.00
5		2	центральная часть	95.79	4.21	100.00
6			—“—	95.33	4.67	100.00
7			—“—	95.60	4.14	99.74
8			кайма	97.16	2.15	99.31
9		3	центральная часть	95.94	4.94	100.88
10			—“—	95.99	4.01	100.00
11			кайма	98.45	0.86	99.31
12			—“—	99.69	0.31	100.00
13	Tr1-4	1	центральная часть	94.37	5.37	99.96
14			—“—	94.51	5.32	99.88
15			—“—	94.20	5.31	99.82
16			кайма	99.57	0.36	99.93
17			—“—	98.73	1.16	99.88
18	Tr1-15	1	центральная часть	91.37	9.14	99.84
19		2	—“—	90.93	8.76	99.69
20		3	—“—	90.70	8.47	99.84

Примечание. Анализы 1–6 выполнены на СЭМ TESCAN Vega 3564 (аналитик И. А. Блинов) и 7–20 – рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL-733 (аналитик Е. И. Чуринов) в Институте минералогии УрО РАН. В анализе № 15 зафиксировано содержание меди 0.31 мас. %.

Автор благодарен проф. В. В. Зайкову и к.г.-м.н. А. М. Юминову за консультацию, И. А. Блинову и Е. И. Чуринову за выполнение анализов. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00311, междисциплинарного проекта президиума УрО РАН № 15-134-569 и гранта Минобрнауки РФ № 33.2644.2014К.

## Литература

- Анкушев М. Н. Состав и структурные особенности псевдоморфоз лимонита по пириту заповедника Аркаим (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007.
- Баранников А. Г. Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, 2006. 197 с.

*Зайков В. В., Анкушева Н. Н., Юминов А. М., Зайкова Е. В.* Аркаим: древние рудоносные вулканы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 194 с.

*Зайков В. В., Юминов А. М., Новоселов К. А. и др.* Отчет по хозяйственной теме «Перспективы золотоносности Южно-Амамбайского участка». Миасс: ИМин УрО РАН, 2004ф. 186 с.

*Муфтахов В. А., Юминов А. М., Зайков В. В.* Информационный отчет о результатах работ по договору с ООО Геонивация «Геологическое сопровождение и литологическая характеристика открытых горных выработок лицензионного участка Амамбайский». Миасс, 2014ф. 98 с.

*Л. А. Санько<sup>1,2</sup>, А. Е. Степанов<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup> – ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», г. Екатеринбург

<sup>2</sup> – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

### **Чадарское рудное поле (Средний Урал): металлогенические черты и геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения**

Чадарское рудное поле расположено на территории одного из старейших горнорудных районов Урала. Структурно оно относится к Краснотуринской зоне (восточная часть Тагильской мегазоны) и находится в пределах восточной колчеданосной полосы. Район характеризуется плохой обнаженностью и широким развитием кор выветривания. Геологическая, в том числе и поисковая изученность этого района, крайне низкая. Поисковые работы на рудное золото, начатые во второй половине 2013 г., осложнились отсутствием современной геологической основы, что вызвало необходимость проводить параллельно геологическое доизучение.

Рудное поле сложено вулканогенными породами красноуральской свиты верхнего ордовика–нижнего силура (рис. 1). Разрез представлен расланцованными и метасоматически измененными плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми толеитовыми базальтами, реже андезибазальтами, их туфами и туфопесчаниками существенно основного состава; мелкопорфировыми плагиофировыми андезитами и андезидацитами, реже дацитами до риодацитов, их вулканокластическими разностями типа брекчиевых лав или экструзивных образований. Туфы кислого состава уверенно не диагностируются. Непосредственно рудовмещающая толща сложена мелкопорфировыми плагиофировыми андезитами, андезидацитами, нередко миндалекаменными и вулканокластическими разностями. Вулканогенный разрез типично островодужный и относится к натровой серии нормальной щелочности.

Из plutонических и гипабиссальных образований устанавливаются порфиоровидные кварцевые диориты и тоналиты и тела тоналит-порфиров (до плагиогранит-порфиров) 2-ой фазы левинского габбро-тоналит-плагиогранитового комплекса раннего силура.

Статистический анализ (кластерный, факторный, расчет корреляционных матриц, построение дендрограмм, диаграмм относительных содержаний, комплексные ореолы) большого массива (более 10 000) геохимических данных выявил продуктивные геохимические ассоциации (первичные литогеохимические ореолы), хорошо согласующиеся с минералогическими данными [Степанов, Санько, 2015].

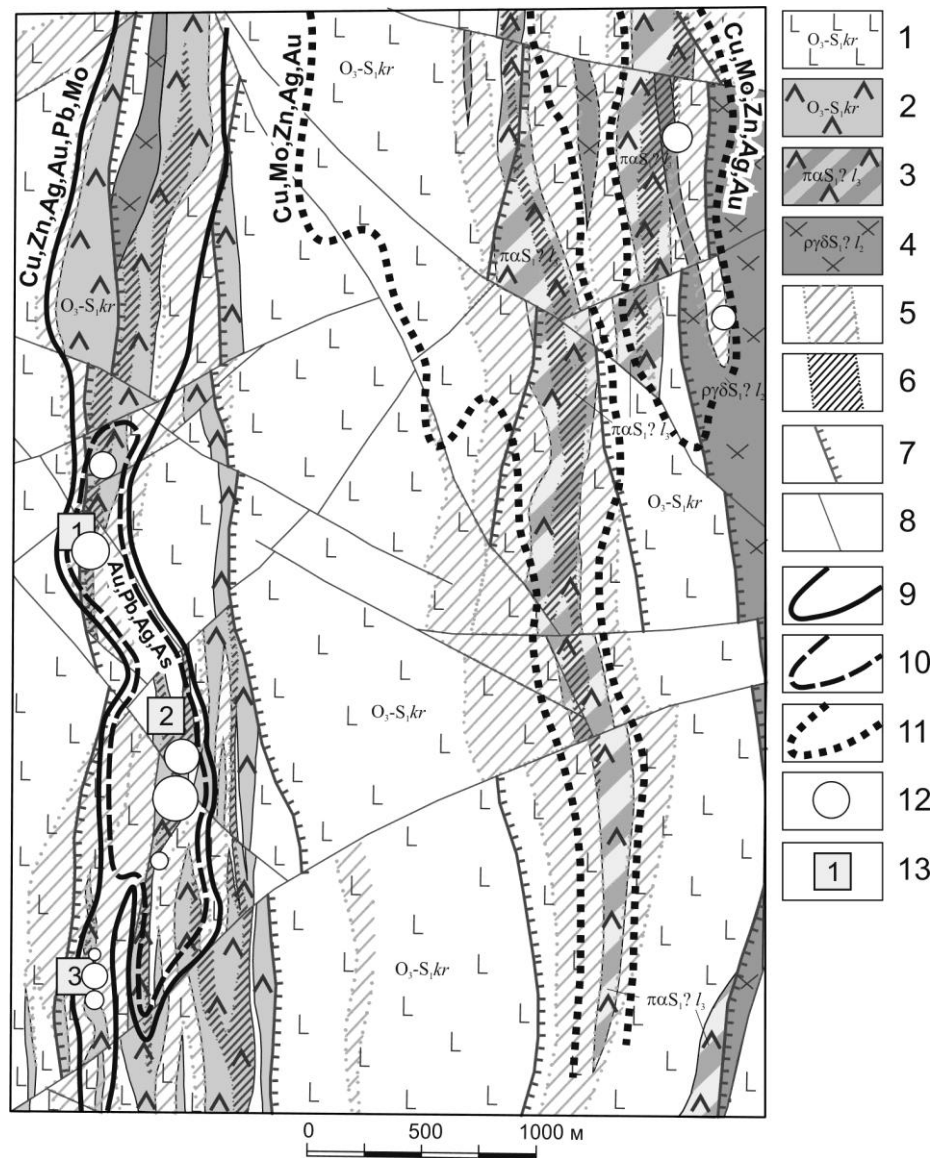


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чадарского рудного поля.

1–2 – красноуральская свита  $O_3-S_1$ : 1 – лавы и туфы базальтов, 2 – экструзивно-лаваовые андезидациты и дациты; 3 – субвулканические плагиофировые андезидациты и тоналит-порфиры 3-ей фазы левинского комплекса (?)  $S_1$ ; 4 – порфировидные кварцевые диориты и тоналиты 2-ой фазы левинского комплекса  $S_1$ ; 5 – пропилитизация; 6 – метасоматиты серицит-кварцевые, альбит-серицит-кварцевые; 7 – сдвиго-взбросы; сбросо-сдвиги и сдвиги; 9–11 – геохимические аномальные зоны: 9 – Чадарская (Cu, Zn, Au, Ag, Pb, Mo), 10 – золото-полиметаллическая (Au, Ag, Pb, As), 11 – Ломовская (Cu, Mo, Zn, Ag); 12 – проявления золота (размер знака зависит от содержания золота). 13 – проявления медно-цинковых руд: 1 – Чадарское, 2 – Средне-Чадарское, 3 – Южно-Чадарское.

В результате установлены две основные геохимические ассоциации, подтвержденные в геофизических полях: Cu-Zn (колчеданная с преобладанием цинка над медью) и As-Au-Ag-Pb (мышьяк-золото-полиметаллическая). Ветвь никель-кобальтовой (Ni-Co) ассоциации отражает первичный субстрат и характерна для малоизмененных базальтов. В пределах Чадарской зоны выявлен участок с золото-полиметаллическим спектром (см. рис. 1), который совпадает с проявлениями Чадарской группы.

По структурно-вещественным характеристикам рудные тела Чадарской зоны однотипны – это линейные тела расланцованных рудоносных метасоматитов хлорит-серицит-альбит-кварцевого до существенно серицит-кварцевого состава нередко с прожилками карбоната и кварца. Мощность зон рудоносных метасоматитов колеблется от первых метров до 30–40 м. Падение зон минерализации от восточного под углом 60–70° (Чадарское и Средне-Чадарское проявления) до практически вертикального (Южно-Чадарское проявление). Рудоносные метасоматиты сопровождаются широким ореолом пропилитизации базальтов и их туфов, вмещающих андезидациты (рис. 2).

Сульфидная минерализация Чадарской зоны носит преимущественно прожилково-вкрапленный характер, отличается полигенностью и полихронностью. Установлены пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, магнетит, самородное золото, электрум, арсенопирит, станнин, борнит, ковеллин, халькозин. Большинство сульфидов железа отложилось до сульфидов меди, цинка и свинца. Минералы представлены несколькими генерациями, имеющими черты метасоматического, гидротермального и метаморфогенно-метасоматического генезиса, а также собирательной перекристаллизации. Распределение рудных минералов неравномерное (узкими протяженными зонами по сланцеватости) и контролируется кливажем. Текстуры характерны для постмагматических и метаморфизованных руд. Преобладают вкрапленные и полосчатые, встречаются плейчатые и гнейсовидно-полосчатые, прожилковые, сетчато-прожилковые, а также участки брекчирования первичного субстрата с цементацией сульфидно-серицит-кварцевым агрегатом. Широко представлены коррозионные микротекстуры (разъедания, петельчатая, нитевидная, скелетная, субграфическая, эмульсиевидная). Массивные и густовкрапленные руды колчеданного облика составляют абсолютное меньшинство. Устанавливаются в виде жилообразных тел мощностью редко более 2–3 м, нередко будинированных. Руды метаморфизованы с образованием гнейсовидно-полосчатых текстур и обособлением сфалеритовых полос. В минеральных агрегатах наблюдается ориентировка зерен.

Самородное золото светлое, наблюдается в виде тонких (сотые доли миллиметра) выделений часто в ассоциации с галенитом либо блеклой рудой в микропрожилках, секущих более ранний пирит и более позднюю по отношению к пириту халькопирит-сфалеритовую ассоциацию. Золото представлено несколькими генерациями: 1) каплевидное и ксеноморфное на границах зерен пирита в плотных агрегатах, сегрегированное при метаморфизме золотосодержащих серноколчеданных руд; 2) тонкопрожилковое в ассоциации с галенитом, приуроченное к зернам пирита; 3) более крупное (до 0,2 мм) в ассоциации с халькопиритом; 4) природной гальванизации в виде микронной рубашки на пирите; 5) тонкодисперсное, неоднократно отлагавшееся на гранях растущих кристаллов пирита совместно с минералами серебра, свинца и др. По данным микронзондового анализа золото содержит от 30 до 60 мас. % серебра.

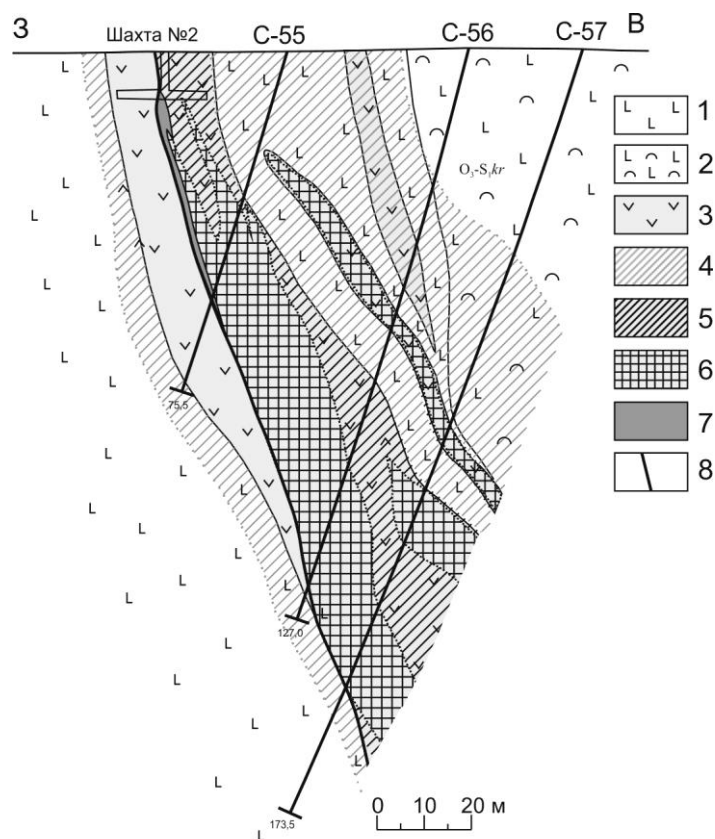


Рис. 2. Геологический разрез Чадарского проявления.

1 – базальты плагинифирующие; 2 – туфы базальтов; 3 – андезидациты и дациты; 4 – пропилитизация; 5 – метасоматиты альбит-серицит-кварцевые; 6 – золоторудная зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации; 7 – массивные и густовкрапленные медно-цинковые руды; 8 – сдвига-взброс.

В целом, зона золотоносной медно-полиметаллической минерализации производит впечатление линейного штокверка, контролируемого зоной субмеридионального крутопадающего взбросо-сдвигового кливажа и наложенного на более раннее существенно колчеданное и медно-цинково-колчеданное оруденение.

На основе полученной информации составлен вариант модели полиформационного оруденения Чадарского рудного поля (табл.).

Выявленное золото-полиметаллическое полиформационное оруденение типично для островодужных образований Южного Урала, где известны сульфидные объекты подобного типа (месторождения Курпалы, Муртыкты, Курсанское, Мелентьевское), для которых установлено двухэтапное рудообразование: раннее цинково-медное колчеданное и более позднее золото-полиметаллическое [Сазонов и др., 2001]. Подобные объекты носят промежуточные черты между колчеданными и медно-порфировыми типами.



Т а б л и ц а

**Модель полиформационного оруденения Чадарского рудного поля**

Поисковые критерии и признаки	Чадарское рудное поле (поисковый участок)	
	I этап: колчеданное цинково-медное оруденение (две стадии – серноколчеданная и цинково-медная)	II этап: золото-сульфидное оруденение (золото-полиметаллическое)
1. Формационно-петрологические		
1.1. Продуктивные образования	Непрерывно дифференцированная базальт-андезит-риодацитовая формация O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> (красноуральская свита)	Предположительно левинский габбро-тоналит-плагиигранитовый комплекс S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> ?
1.2. Рудовмещающие образования	Нерасчлененные эффузивные и экструзивно-субвулканические андезиты-дациты	
2. Структурные		
2.1. Рудоконтролирующие структуры	Экзоконтактные зоны апикальных частей плутонических массивов	
2.2. Рудолокализирующие структуры	Зоны трещиноватости и взбросо-сдвигового кливажа, пересечения зон регионального кливажа с зонами нарушений северо-западного и северо-восточного простираний	
3. Метасоматические	Развитие околорудных кварц-серицитовых и хлорит-кварц-серицитовых метасоматитов (сланцев)	Телескопирование внешних зон карбонат-эпидот-альбит-хлоритовых пропицитов (часто с зонами гематитизации) и метасоматитов лиственит-березитовой формации переменного карбонат-серицит-кварцевого состава
4. Минералогические	Зоны вкрапленных, реже массивных колчеданных, медно-цинковых руд халькопирит-сфалерит-пиритового состава	Прожилково-вкрапленная рудная минерализация: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, арсенопирит, станнин, золото, электрум
5. Геохимические	Cu-Zn ассоциация	Au-Ag-Pb-As ассоциация
6. Геофизические	Электроразведочные аномалии ВПФ-СГ (φ <sub>к</sub> ) интенсивностью до 0.8°. Градиентные зоны значений электрических сопротивлений ρ <sub>к</sub>	
7. Морфология рудных тел	Линзовидные тела	Линейные штокверковые зоны

В вулканогенных комплексах Западно-Тагильской зоны также известны подобные месторождения (Тарньерское, Валенторское). Для Краснотурьинской зоны изучение подобных объектов весьма актуально, поскольку в ее северной части, слабо опосредованной на рудное золото, могут быть выявлены промышленные золото-полиметаллические объекты.

## Литература

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Степанов А. Е., Санько Л. А. Геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения Чадарского рудного поля (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2015. С. 262–271.

*А. А. Горбунов, И. В. Бадьянова, О. В. Аликин*  
*Пермский государственный национальный исследовательский университет,*  
*г. Пермь*  
*art.gor.psu@ya.ru*

### **Минералого-технологические характеристики золота из техногенных и природных образований россыпи Северного Урала (научный руководитель В. А. Наумов)**

Изученная аллювиальная россыпь золота из Вагранской группы россыпей золота находится на восточном склоне Северного Урала в бассейне р. Сосьва. Вмещающие первичные золоторудные отложения представлены позднепротерозойскими океаническими осадками, россыпь – песчаными, валунными, глинисто-песчано-галечными и глинистыми осадками. Песчаная и валунно-гравийно-галечниковая фракции составляют (%) 77.3 от всей массы, илисто-глинистая – 18.6, валуны – 4.1. Золото в россыпи (данные 1960–1980-х гг.) представлено крупными и средними фракциями: +1 мм составляет (%) 60.6, +3 мм – 23.3, <0.1 мм – 0.2 [Штаркман, Наумов, 2013ф].

Целью работы было изучение минералого-технологических характеристик золота для сокращения его потерь в технологической схеме обогащения песков. Работы выполнены в рамках договора (2012 г.), ФЦП МОН РФ по теме «Разработка и внедрение в производство модульных технологий рационального использования водных ресурсов и экологически безопасной технологии разработки россыпей золота на Северном Урале» (шифр: «2013-1.5-14-515-0055-020») в 2013 г., а также по собственной инициативе авторов.

Было отобрано 60 проб общим объемом около 0.5 м<sup>3</sup>. Обнаружено около двух тысяч знаков золота. Изучены наиболее типичные и некоторые особенные частицы золота из природных осадков и продуктов его технологического передела в процессе гравитационного обогащения (текущих хвостов наклонных шлюзов, намывных отвалов, концентрационных столов, отсадочных машин, шлихо-обогажительной установки). Из технологических свойств частиц золота оценены: крупность, морфология, характер поверхности, химический состав и пробность, внутреннее строение.

Гранулометрический состав золота в исходных песках характеризуется преобладанием мелких фракций (1–0.25 мм) с заметным присутствием крупного (+1 мм) и весьма мелкого (0.25–0.1 мм). На разных участках разработки крупность золота заметно меняется.

В хвостах технологического передела установлено как относительно крупное, так и мелкое золото. В гранулометрическом спектре распределения золота намывных отвалов сокращена доля модальных классов, которые установлены в исходных песках. Распределение золота по крупности зависит от места отбора пробы по «конусу отвалов». В отвалах концентрационного стола и отсадочных машин обнаруживается золото разной крупности.

В россыпи преобладает уплощенное золото крупных классов. Его доля меняется по классам крупности и, в среднем, составляет около 75 %. Удлиненное и изометрическое золото встречаются примерно в равных количествах. Для классов частиц размером < 0.25 мм преобладает изометрическое и удлиненное золото. В хвостах обогатительных аппаратов преобладает золото уплощенное (чешуйчатое и листоватое), пористое и в сростках с кварцем. В хвостах концентрационного стола в классе 0.63–0.5 мм обнаружен сросток золота с магнетитом. Отмечен избирательный вынос таких золотинок, особенно крупной фракции.

Поверхность частиц крупного золота (класс +1 мм) россыпи крайне неровная с большим количеством борозд, царапин, наклепов, загибов, дыр и др. Для мелких классов характер поверхности варьирует от ровной и гладкой до бугорчатой, шероховатой, кавернозной. На поверхности золота из техногенных отвалов установлено обилие налетов, «рубашек» и пленок железистого, железисто-глинистого, титано-железисто-глинистого и медистого составов (рис. 1).

Для золота отвалов характерно большое количество различных включений и многочисленные пустоты, что говорит о крупных размерах включений, которые в процессе переноса, трения и соударений выкрашиваются из металла (рис. 2). Более мелкие по размерам включения (преимущественно кварца) остаются в золотишках. Включения в золоте существенно снижают его фактическую плотность и, тем самым, извлечение гравитационными способами обогащения. Об этом свидетельствуют замеры гидравлической крупности знаков золота, значения которой при наличии включений кварца почти в два раза ниже, чем для аналогичных частиц без включений.

Химический состав определен для двух десятков зерен золота из россыпи и намывных отвалов. Установлено высокопробное, серебристое, медисто-серебристое золото и электрум (табл.).

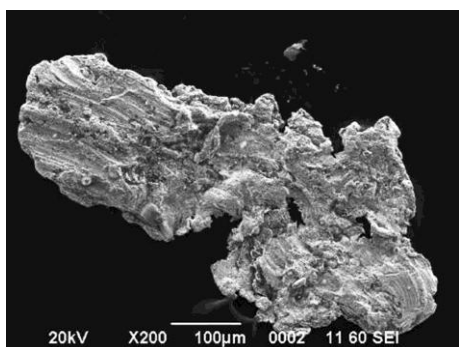


Рис. 1. Частица золота с рубашкой на поверхности. РЭМ. Фото Б. М. Осовецкого.

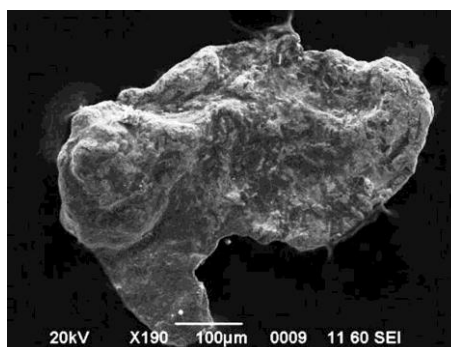


Рис. 2. Частица золота с пустотами и следами скольжения на поверхности. РЭМ. Фото Б. М. Осовецкого.

Таблица

## Химический состав представительных частиц золота, мас. %

Элемент	Высокопробное золото			Серебристое золото			Медисто-серебристое золото	Электрум		
Au	96.4	97.43	98.81	93.38	93.95	95.67	89.75	79.77	70.11	78.7
Ag	1.13	0.52	1.07	3.35	4	4.12	7.07	17.67	28.25	19.68
Cu	0.32	–	0.12	0.48	0.28	0.21	2.34	–	0.23	0.77
Hg	–	–	–	0.46	–	–	–	–	–	–
As	–	0.19	–	–	–	–	–	–	–	–
Se	–	0.17	–	–	–	–	–	–	–	0.23
Ni	0.13	–	–	–	–	–	–	0.28	–	0.1
Pd	–	–	–	0.25	–	–	0.83	–	–	–
Fe	1.33	0.29	–	1.42	1.18	–	–	1.31	–	–
Al	0.69	0.5	–	0.67	0.59	–	–	0.97	0.46	0.52

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе JSM-6390 с EDS и WDS приставками под руководством Б. М. Осовецкого (ПГНИУ). Прочерк – элемент не установлен.

В россыпи высокопробное золото (950 ‰ и выше) отличается небольшой примесью прочих элементов (до 2 мас. ‰). Железо и алюминий содержатся в тонких поверхностных пленках на золоте. Серебристое золото характеризуется присутствием серебра 3–7 мас. ‰. Среди элементов-примесей появляются ртуть и палладий. Медисто-серебристое золото встречается редко. Для него характерно присутствие палладия. Доля низкопробного золота (700–800 ‰) составляет до 30 ‰ и возрастает в мелких классах. В техногенных отвалах существенно повышается доля серебристого золота и электрума. Такой металл имеет заметно более низкую плотность по сравнению с высокопробным золотом.

Для золота характерна микротрещиноватость, пористость. Это свидетельствует о наличии ослабленных зон внутри зерен и дефектности кристаллической структуры, что приводит к уменьшению реальной плотности частиц и способствует потерям в процессе гравитационного обогащения.

На основе анализа технологических характеристик золота и определения параметров, при которых золото поступает в техногенные отвалы, предложены технологические решения, направленные на сокращение потерь золота. В результате внедрения комплекса модульных технологий предприятием за 2013 г. дополнительно извлечено более 9 кг золота, а потери золота уменьшились на 6 ‰.

Мониторинг золотоносности намывных техногенных отвалов, проведенный в три этапа, подтвердил положительный эффект внедрения модульных технологий. По данным первого года исследований (2012 г., до внедрения модульных технологий) среднее содержание золота в головной части конуса отвалов радиусом 10 м составило 850 мг/м<sup>3</sup>. На этапе внедрения модульных технологий (2013 г.) содержание золота сократилось на порядок (63 мг/м<sup>3</sup>). Через год после внедрения модульных технологий (2014 г.) нами были подтверждены данные о сокращении потерь золота (28 мг/м<sup>3</sup>) [Наумов и др., 2015].

Таким образом, изучение минералого-технологических характеристик золота позволило внести направленные изменения в технологическую схему обогащения песков, а внедрение модульных технологий – существенно уменьшить потери золота.

Последующие преобразования золота в техногенных осадках (техногенез) в условиях перигляциальной зоны приведут к дополнительным изменениям поверхностных характеристик частиц золота [Горбунов, 2014]. Знание геологических условий и процессов преобразования частиц золота при техногенезе позволяет направленно формировать повышенные концентрации золота в техногенных условиях [Наумов, 1994; 2010]. В дальнейшем техногенные отвалы могут быть использованы как строительное сырье высокого качества с попутным извлечением мелких ценных минералов [Наумов и др., 2010а; 2010б].

*Авторы признательны сотрудникам ООО «Вторичные драгоценные металлы» (г. Екатеринбург, г. Красноурьинск). Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-96009.*

### Литература

*Горбунов А. А.* Техногенный литогенез золотоносных россыпей перигляциальной зоны // Геология в развивающемся мире. Пермь: ПГНИУ, 2014. Т.1. С. 9–11.

*Наумов В. А.* Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2010. 42 с.

*Наумов В. А.* Процессы формирования и распределения концентраций благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Горный журнал. 1994. № 8. С. 39–50.

*Наумов В. А., Аликин О. В., Горбунов А. А. и др.* Мониторинг золотоносности намывных техногенных отвалов при внедрении комплекса модульных технологий на россыпи золота Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь: ПГНИУ, 2015. Вып. 18. С. 272–277.

*Наумов В. А., Лунев Б. С., Наумова О. Б.* Геологические объекты с мелким и тонким золотом – важные источники минерального сырья // Естественные и технические науки. 2010а. № 1. С. 174–177.

*Наумов В. А., Лунев Б. С., Наумова О. Б.* Комплексное изучение и использование месторождений песка и гравия Пермского края // Перспективы науки. 2010б. № 3. С. 5–9.

*Штаркман В. Л., Наумов В. А.* Разработка и внедрение в производство модульных технологий рационального использования водных ресурсов и экологически безопасной технологии разработки россыпей золота на Северном Урале. Шифр «2013-1.5-14-515-0055-020». Отчет по НИР ФЦП РФ «Проведение проблемно-ориентированных поисковых исследований в области технологий экологически безопасной разработки месторождений, добычи и переработки твердых полезных ископаемых». Екатеринбург, 2013ф.

***И. Р. Низаметдинов***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
iskander642@gmail.com*

### **Самородное золото коры выветривания месторождения Райгородок (Северный Казахстан)**

(научный руководитель Ю. А. Калинин)

Актуальной проблемой в геохимии золота является его поведение в экзогенных условиях [Калинин и др., 2006]. Вопрос о масштабах процессов растворения, перераспределения и образования нового золота является до сих пор дискуссионным. Остаются недостаточно изученными отличительные типоморфные признаки гипер-

генного золота. Настоящее исследование посвящено сравнительному анализу морфологических и геохимических особенностей золота из первичных руд и коры выветривания золоторудного месторождения Райгородок в Северном Казахстане с целью выявления типоморфных признаков гипергенной природы золота.

Месторождение расположено в северо-восточной части Райгородской вулканоплутонической структуры и приурочено к зоне контакта одноименного габбро-диорит-монцитового массива с толщей конгломератов верхнего ордовика. Интрузивный комплекс представлен диоритами, кварцевыми диоритами, монцитодиоритами и их переходными разновидностями, которые слагают крупные дайкообразные тела. Рудовмещающие породы представлены метасоматически измененными конгломератами и гравелитами ордовика. Последовательность метасоматических изменений следующая: скарнирование – ороговикование – пропилитизация – кварц-серицитовый метасоматоз – позднее кварц-карбонатное прожилкование. Синхронно с рудным процессом широко проявлена калишпатизация. В породах диоритового состава преобладают процессы березитизации и сульфидизации. Главными рудолокализирующими структурами являются субширотные разрывы с крутым северным падением, залеченные дайковыми телами диоритов и диоритовых порфиритов. В качестве оперяющих определены многочисленные более мелкие разрывные нарушения, обусловившие формирование зон трещиноватости пород. Трещины интенсивно проработаны рудоносными растворами с образованием мощной линейной зоны штокверковой прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации [Калинин и др., 2014]. Выделяются два рудных участка – Северный и Южный Райгородок. Протяженность штокверковых зон от сотен метров до 1 км при мощности 60–100 м и до 400 м на глубину. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, подчиненные – арсенипирит, сфалерит, галенит и самородное золото. Содержание главных сульфидов в рудах 1–3, реже 10 %. Средние содержания золота в рудах 0.8–6.0 г/т, в маломощных кварцевых жилах до десятков г/т, редко 100–300 г/т. Месторождение по запасам золота относится к среднему классу [Рафаилович, 2009].

Широко развита площадная и линейная кора выветривания. В низах коры залегают породы начальной стадии выветривания с тонкими трещинами и лимонитом (до гл. 120 м). Вверх по разрезу увеличивается частота и мощность трещин, и образуются глинисто-древяные коры выветривания. Глинистая составляющая постепенно достигает 100 % в верхах коры (гл. 30–60 м), причем повсеместно она сохраняет структурно-текстурные особенности материнских пород. Самая верхняя часть профиля коры выветривания (гл. 1–30 м) развита не везде из-за донеогеновой и четвертичной эрозии. Остатки этой части коры представлены глинистым субстратом иногда с реликтами текстур материнской породы [Сухорукова, Усатюк, 2010].

Первичное самородное золото в рудах в подавляющем большинстве свободное и присутствует в виде каплевидных включений в пирите и халькопирите либо в виде тонкой сыпи в жильной кварц-карбонатной массе. Размеры золотинок составляют 0.005–0.03 мм, преобладает класс тонкого и пылевидного золота. Макроскопически видимое золото не встречается. По составу преобладает золото с содержанием серебра 5–10 мас. % [Калинин и др., 2014]. Самородное золото из коры выветривания относится к вторичному (гипергенному), на что указывает ряд признаков: парагенезис золота с гипергенными минералами, укрупнение его частиц и изменение химического состава в сторону повышения пробности, значительное преобразование морфологии золотинок относительно первичных эндогенных руд [Петровская, 1973; Росляков, 1981].

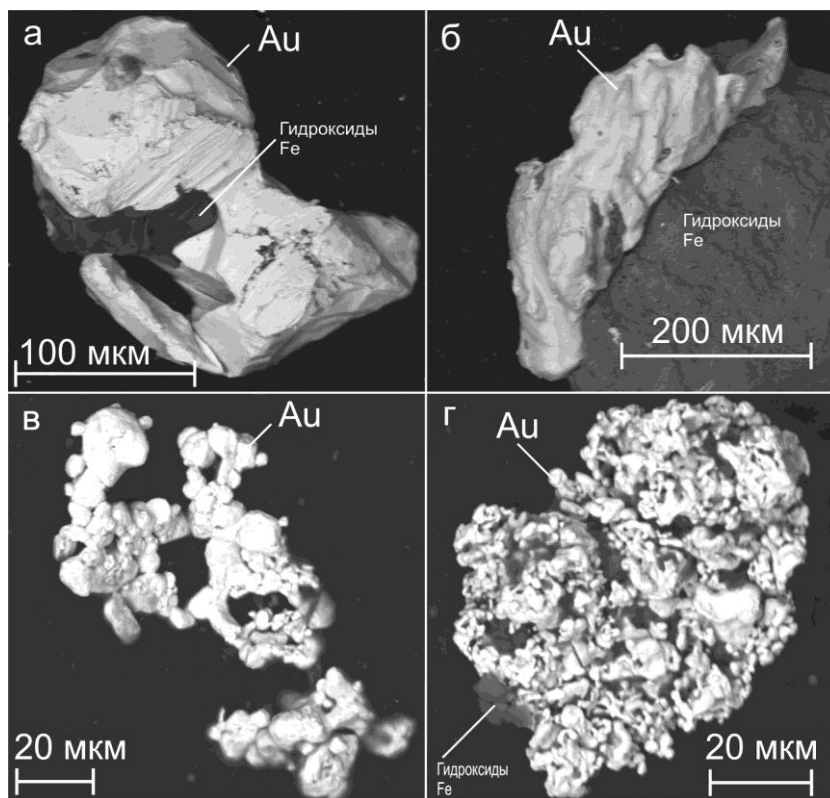


Рис. Морфология золота коры выветривания участков Северный Райгородок (а, б) и Южный Райгородок (в, г).

Исследованы нижний горизонт коры выветривания (зона перехода от каменного структурного элювия к глинистому структурному элювию) карьера Северный Райгородок и более полный, включающий в себя несколько зон (около 30 м по вертикали), разрез коры выветривания карьера Южный Райгородок.

Для золота карьера Северный Райгородок характерны неправильные формы, иногда с обилием хорошо выраженных граней. Среди форм выделяются трещинные и интерстициальные в виде чешуек, неправильных выделений с отпечатками других минералов, комковатые, округлые и удлиненные. Поверхности зерен гладкие, шероховатые, ячеистые, кавернозные, редко пористые (рис.). Золото ассоциирует с гидроокислами железа. По гранулометрическому составу оно соответствует мелкому и весьма мелкому [Николаева, Яблокова, 2007], но относительно эндогенного золота это более крупные классы. Пробность самородного золота составляет 850–950 %, редко отмечается примесь ртути до 0.1 %.

Для золота участка Южный Райгородок характерно преобладание гроздьевидных сростков округлых кристаллов, индивиды неправильной формы с необычным коралловидным обликом, пластинчатые, округлые и удлиненные неправильные зерна. Размер зерен тяготеет к весьма мелкому [Николаева, Яблокова, 2007] (рис.). На этом участке пробность золота близка к 1000 %.

Имеется тесная связь морфологии, гранулометрии и химического состава гипергенного золота, т.е. наблюдается обратная корреляция размера и пробыности золотин. Химически чистый состав имеют зерна, которые представлены гроздьевидными сростками кристаллов размером до 0.1 мм, найденные только в пределах участка Южный Райгородок. Напротив, более крупные зерна карьера Северный Райгородок имеют большее количество примесей, обладают интерстициальным обликом. Главным является то, что степень «зрелости» коры выветривания напрямую определяет гипергенную преобразованность самородного золота относительно первичного субстрата. На участке Южный Райгородок профиль коры выветривания представлен более полным разрезом, поэтому степень гипергенного преобразования гораздо выше.

### Литература

*Калинин Ю. А., Ковалев К. Р., Сухорукова Е. И. и др.* Штокверковая золото-сульфидная минерализация рудного поля Райгородок (Северный Казахстан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 72–75.

*Калинин Ю. А., Росляков Н. А., Прудников С. Г.* Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2006. 339 с.

*Николаева Л. А., Яблокова С. В.* Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.

*Петровская Н. В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

*Рафаилович М. С.* Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.

*Росляков Н. А.* Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 237 с.

*Сухорукова Е. И., Усатюк Н. В.* Золотоносные коры выветривания Райгородокского рудного поля // Мат. XIV междунар. сов. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Новосибирск: Апельсин, 2010. С. 649–651.

**П. А. Фоминых<sup>1,2</sup>, П. А. Неволько<sup>1,2</sup>, В. В. Колпаков<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
funtik.86@mail.ru

<sup>2</sup> – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

### Минералого-геохимические характеристики рудопроявления Лазаретное (Кемеровская область)

В настоящее время на территории Ортон-Федоровского рудного узла в Кемеровской области известно множество в значительной степени отработанных россыпей и лишь одно золоторудное месторождение – Федоровское-1. До сих пор не ясны источники россыпного металла. Многие исследователи этой территории [Шахов, 1964; Щербачев и др., 2003] высказывались о высокой перспективности территории на рудное золото и необходимости проведения здесь поисково-оценочных работ. Первоочередными объектами изучения представляются бассейны рек Федоровка, Большой и Малый Ортон, Балыкса и т.д. В связи с этим, в 2012 г. ООО «Тэтикс-Т» начаты поисково-оценочные работы в пределах Ортон-Федоровского рудного узла на трех поисковых участках, в результате которых были выявлены рудопроявления Лазаретное и Ортонское.



В основу нашей работы легли результаты изучения представительной коллекции образцов руд и пород рудопроявления Лазаретное и месторождения Федоровское-1, собранных в период поисковых работ 2013–2014 гг. На Лазаретном рудопроявлении было отобрано 42 образца окисленных руд из поверхностных горных выработок и 230 образцов из керна скважин колонкового бурения. Морфология золота изучалась с помощью сканирующего электронного микроскопа. Также использовались коллекция аншлифов, фондовый и литературный материал предшественников по месторождению Федоровское-1. Целью работы являлось изучение минерального состава руд и определение их геохимических особенностей.

Ортон-Федоровский рудный узел находится на юге Кемеровской области в среднем течении р. Мрас-Су на юго-западном склоне Кузнецкого Алатау. Площадь рудного узла сложена эффузивно-осадочными метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма породами унушкольской свиты среднего кембрия, смятыми в линейные складки. Вдоль тектонических швов породы интенсивно рассланцованы, милонитизированы и прорваны кембрийскими дайками основного состава, а также поясами девонских габбро-долеритовых даек субмеридионального простирания. В пределах рудного узла преобладающее количество золоторудных объектов локализуется в линейных минерализованных зонах и относится к золото-сульфидно-кварцевому типу: месторождения Федоровское-1, Кедровское, рудопроявления Магызынское, Комсомольское, Петропавловское, Ортонское и Лазаретное.

Лазаретное рудопроявление находится на западном фланге месторождения Федоровское-1. Месторождение ранее рассматривалось как россыпное, но впоследствии было признано как одно из богатейших золото-кварцевых проявлений в Сибири [Щербаков и др., 2003], что послужило основой для повторных поисков золоторудных объектов в близлежащих районах. Рудопроявление представлено протяженными линейными зонами катаклаза, брекчирования и рассланцевания. Вмещающими породами являются метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения унушкольской свиты, прорываемые дайками кундусуюльского комплекса основного состава. Зоны располагаются субпараллельно друг другу, имеют северо-восточное до субширотное простирание и крутое падение. Для них характерны стержневые кварцевые жилы с видимым золотом.

Золотоносная минерализация рудопроявления, представляющая собой продолжение золото-сульфидно-кварцевого оруденения Федоровского месторождения, сформировалась по линейным зонам трещиноватости и связана со становлением садринского гранитоидного комплекса ( $\text{C}_3\text{--O}_1$ ). Именно с участием магматогенных флюидов в процессе рудообразования связаны метасоматические изменения вмещающих пород. В пределах рудопроявления золотоносны не только кварцевые жилы, но и измененные вмещающие породы, пронизанные тонкой сетью кварцевых прожилков.

Скважинами колонкового бурения были вскрыты сульфидизированные черные сланцы с золотым оруденением и содержанием сульфидов до 5 %. Среди сульфидов отмечены пирит и арсенопирит, подчиненное распространение имеют пирротин, халькопирит, сфалерит и тетраэдрит. Содержание золота в таких рудах 0.5–3 г/т. Арсенопирит имеет игольчатый облик (0.01–0.015 мм по удлинению), равномерно пропитывает породу, ориентируясь удлинением вдоль плоскости рассланцевания и полностью повторяя плейчатость породы, причем на участках резких изгибов кристаллы бывают надломлены. Пирит и пирротин отмечаются в виде желваковых и послыбно-вкрапленных обособлений мощностью от нескольких мм до 10–15 см.

Сульфиды густо насыщают породу, занимая иногда до 10 % от объема. Пирит образует идиоморфные кристаллы и их сростки, пирротин представлен зернистыми агрегатами.

В керне скважин практически отсутствуют мощные кварцевые жилы. Жилы и прожилки, как правило, разноориентированные, незначительной мощности содержат незначительное количество сульфидов. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротином и сфалеритом. Кварцевые жилы и прожилки образуют линейные штокверковые зоны преимущественно субширотного простирания. Видимая мощность таких зон может достигать нескольких метров. Содержание золота в кварцевых жилах может составлять 10–20 г/т.

Метасоматическим преобразованиями и сульфидизации подвержены основные породы дайкового комплекса. По ним развиваются кварц-карбонат-слюдистые метасоматиты с содержанием сульфидов (преимущественно пирита) до 3–5 %. Содержание золота в метасоматически преобразованных дайках не превышает 0.5 г/т.

При изучении аншлифов, изготовленных из керна скважин, самородное золото найдено в виде мельчайших включений в арсенопирите в сростании с халькопиритом. Размер включений золота в зернах арсенопирита не превышает 20–40 мкм. Морфология золота разнообразная – ксеноморфная, каркасная, кристаллическая, друзо- и проволочковидная и др. Оно образует сростания с минералами вмещающих пород, в том числе окисленных и гидротермально-измененных (кварцем, гидроокислами Fe, хлоритом, мусковитом, каолинитом, глинистым минералом (возможно, гидрослюда), кальцитом, альбитом).

Пробность самородного золота чаще всего 875–925 ‰, менее выражен максимум 800–825 ‰. Низкопробное (менее 700 ‰) золото присутствует на рудопроявлении Лазаретное в резко подчиненном количестве, хотя на Федоровском месторождении оно распространено шире [Щербаков и др., 2003]. Примеси в составе самородного золота (кроме Ag) в значимых количествах не выявлены. Примесь ртути обычно не превышает 0.3 мас. %.

Следует отметить, что самородное золото Лазаретного рудопроявления отличается более высокой пробностью, чем на Федоровском месторождении, где средняя пробность составляет 772 ‰ [Щербаков и др., 2003]. Все это может свидетельствовать о различных условиях формирования золотого оруденения на этих двух объектах. Однако учитывая очевидную пространственную близость и приуроченность к единым тектоническим структурам, отличие в характере оруденения может быть обусловлено уровнем эрозионного среза.

В основу исследований геохимических характеристик рудопроявления Лазаретное легли 1724 анализа, выполненных методом ICP-MS. На основе этих данных были рассчитаны коэффициенты концентрации элементов (табл. 1, 2):

$$K = \frac{\tilde{C}_p}{C},$$

где  $C$  – кларк литосферы [Виноградов, 1962],  $\tilde{C}_p$  – среднегеометрическое содержание элементов в руде. Для наглядности вычисление коэффициентов концентрации проводилось отдельно для проб с поверхности и для керна скважин по нескольким выборкам: общая выборка и выборки с содержаниями золота менее 0.1 г/т (условно безрудные интервалы), более 0.1 г/т включительно (убогие рудные интервалы и околорудные ореолы) и более 0.5 г/т включительно (бедные и рядовые руды).

Таблица 1

**Коэффициенты концентрации элементов в пробах с поверхности**

Содержание Au	n	Au	As	Ba	Cr	Co	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Pb	Sr	Ti	V	Zn
Все пробы	1234	7.2	28.9	0.2	0.7	1.6	1.4	1.4	1.1	0.9	1.0	0.4	0.1	0.2	1.1	1.2
<0.1 г/т	1004	4.5	20.3	0.2	0.7	1.5	1.3	1.3	1.0	0.8	1.0	0.4	0.1	0.1	1.1	1.1
≥0.1 г/т	230	54.9	136.9	0.2	0.7	1.9	1.9	1.6	1.3	1.1	0.9	0.5	0.1	0.0	0.9	1.3
≥0.5 г/т	29	263.1	359.2	0.2	0.6	1.9	2.2	1.6	1.0	1.0	0.8	0.5	0.1	0.0	0.9	1.1

Таблица 2

**Коэффициенты концентрации элементов в пробах из керна скважин**

Содержание Au	n	Au	As	Ba	Cr	Co	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Pb	Sr	Ti	V	Zn
Все пробы	490	7.3	42.6	0.1	0.4	1.1	1.2	0.9	0.9	0.7	0.6	0.3	0.6	0.0	0.4	0.7
<0.1 г/т	395	4.3	29.3	0.1	0.4	1.0	1.1	0.8	0.8	0.6	0.6	0.3	0.7	0.0	0.4	0.6
≥0.1 г/т	95	66.7	201.1	0.1	0.4	1.4	1.7	1.2	1.2	0.9	0.6	0.4	0.4	0.0	0.3	0.9
≥0.5 г/т	22	204.0	318.0	0.1	0.4	1.6	2.1	1.4	1.3	0.9	0.7	0.4	0.3	0.0	0.5	0.9

Значимые коэффициенты концентрации в безрудных интервалах (превышающие кларковые значения хотя бы на порядок) отмечаются только для мышьяка, что может служить показателем общей зараженности данным элементом всего разреза вмещающих пород. Скорее всего, именно вмещающие породы и послужили источником мышьяка в рудах.

Из таблиц 1 и 2 видно, что ведущую роль в рудах играют лишь два элемента: золото и мышьяк ( $K > 100$ ), остальные элементы находятся в содержаниях, близких к кларковым или ниже их. Коэффициенты концентрации элементов (кроме Au и As) остаются постоянными как в рудах, так и во вмещающих породах.

Направление и сила связи между элементами типоморфного комплекса определялись с помощью коэффициента корреляции ( $r$ ). Значимые значения коэффициентов корреляции при определении коэффициентов парных корреляций (распределение Стьюдента) для анализа образцов из поверхностных горных выработок ( $n = 1234$ ) и керна скважин ( $n = 490$ ) для доверительной вероятности 0.99 равны 0.07327 и 0.11626 соответственно.

Тесную корреляционную связь с золотом во всех выборках имеет только мышьяк ( $r$  варьирует от 0.54 для проб из канав до 0.48 для проб из керна скважин). Слабую значимую положительную связь с золотом имеет Cu (0.17 для канав и 0.20 для керна скважин), Fe (0.09 для канав и 0.18 для скважин), Co (0.17 для керна скважин), Mn (0.17 для керна скважин) и Ba (0.19 для керна скважин). Остальные элементы не обнаруживают связи с золотом.

Таким образом, Лазаретное рудопроявление характеризуется наличием убогой золото-кварцевой минерализации, расположенной в зонах сульфидизированных сланцев, в том числе и углеродистых. Минеральный состав руд достаточно прост – преобладают пирит и арсенопирит, в подчиненном количестве присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит и тетраэдрит. Самородное золото характеризуется мельчайшими размерами и высокой пробностью, обусловленной незначительной примесью серебра. По геохимическим характеристиками рудопроявление имеет золото-мышьяковый профиль. Все это позволяет отнести новое рудопроявление Лазаретное к золото-сульфидно-кварцевому типу [Сидоров и др., 2011].

## Литература

- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571.
- Сидоров А. А., Старостин В. И., Волков А. В.* Рудноформационный анализ. М.: МАКС Пресс, 2011. 180 с.
- Шахов Ф. Н.* Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 232 с.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Колпаков В. В.* Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория) // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. № 10. С. 979–992.

*А. А. Котов, К. Ю. Мурашов*  
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии*  
*и геохимии РАН, г. Москва*  
*kotovaleksey@gmail.com*

### **Особенности рудной минерализации месторождения Вернинское, Бодайбинский золоторудный район**

Месторождение Вернинское расположено в северной части Бодайбинского синклинория (в пределах собственно «Бодайбинского» синклинального погружения) и приурочено к центральной части Кропоткинского рудного узла. В строении рудного поля участвуют переслаивающиеся песчаники, алевролиты и филлиты верхнего протерозоя, измененные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В структурном плане месторождение представляет собой ассиметричную запрокинутую на юг сжатую складку, осложненную разрывными нарушениями. Среди них наиболее развиты субширотные нарушения, представленные зонами сближенных кулисообразных разрывов мощностью до 15–20 м, субмеридиональные и северо-западные разломы с крутым падением. Крылья антиклинали осложнены многопорядковой складчатостью, трещиноватостью, будинажем, осевым и внутреслоевым кливажем [Иванов, 2008].

Месторождение включает два геолого-промышленных типа золотого оруденения: кварц-сульфидный прожилково-вкрапленный и кварцево-жильный. Кварцево-жильная минерализация на месторождении представлена зоной Первенец, которая контролируется субширотным нарушением, продольным и косесекущим по отношению к Вернинской антиклинали и имеет падение более крутое относительно слоистости вмещающих пород (55–65° – зона Первенец к 40–50° – вмещающие породы).

Прожилково-вкрапленное оруденение, главное по промышленному значению, находится в трех рудных зонах, приуроченных к зонам смятия в наиболее деформированном участке антиклинали. В настоящее время отрабатываются рудные зоны 1 и 2. «Слепая» рудная зона 3 была подсечена несколькими скважинами на глубине 300 м. Наиболее крупной из вскрытых рудных зон является зона 1 в крыле антиклинали. Рудовмещающими породами являются ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы третьей пачки нижней подсвиты аунакитской свиты, подстилаемые горизонтом известковистых песчаников. Насыщенность пород сульфидами в центральной части зоны составляет 3–5 %, на флангах она уменьшается, что увязывается с меньшей интенсивностью зоны смятия и сменой литологического состава пород. Нижняя граница зоны, проходящая над горизонтом известняков, контрастная, в то время как верхняя – постепенная.

Сульфидная минерализация представлена, в основном, пиритом и арсенопиритом. В парагенезисе с ними в меньшем количестве встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды и другие минералы. Из нерудных минералов с сульфидами постоянно отмечаются кварц и карбонаты.

Пирит на площади месторождения распространен повсеместно и отличается морфологией, характером и интенсивностью выделений в зависимости от литологического состава пород и степени их гидротермально-метасоматических преобразований. С усилением последних и увеличением в разрезе количества углеродсодержа-

щих алевролитов и сланцев, по сравнению с преимущественно песчаниковыми породами, количество пирита возрастает.

Широко развиты кристаллы мелко- и тонкозернистого, иногда глобулярного пирита (сферических образований без внутренней структуры), которые локализируются в песчаниках. Повсеместные вкрапления тонко- и мелкозернистого пирита в пирите других генераций и арсенопирите позволяют считать его наиболее ранним среди сульфидов.

Гнездово-линзовидные скопления пирита характерны для слоистых пород и, как правило, приурочены к контактам песчаников со сланцами, локализуясь в основном в песчаниках. Почти сплошные скопления пирита округлой формы сложены также тонко-мелкозернистыми (от тысячных до сотых долей миллиметра) кристаллами кубического и кубооктаэдрического габитуса, часто образующими сростки. Густота скопления пирита уменьшается от центра к периферии, иногда в центральной части сохраняются фрагменты, подчеркивающие первичную слоистость пород. Включения других минералов в таких образованиях довольно редки и представлены магнетитом (в сростании с пиритом), реже сфалеритом. «Облачные» скопления пирита сложены сростками зерен радиального строения, в которых тонкозернистый пирит образует нечеткие полосы и пятна среди выделений кристаллов мелкозернистого кубического и кубооктаэдрического пирита. В краевых частях сростков кристаллы пирита более правильные с огранкой куба. Довольно часто здесь встречаются включения золота, ассоциирующие с халькопиритом, сфалеритом, кварцем, либо локализованные самостоятельно в зернах пирита.

Прожилковые послойные скопления пирита прямолинейной и извилистой формы наиболее часто встречаются в пределах золотоносной части минерализованной зоны. Границы пиритовых прожилков обычно нечеткие, расплывчатые за счет равномерно убывающей от центра прожилков вкрапленности пирита. Центральные части прожилковоподобных скоплений мощностью от 0.1–0.5 до 1–3 см наиболее насыщены пиритом. Эти образования нередко сопровождаются окварцеванием пород. В перекристаллизованном пирите часто присутствуют мелкозернистые включения халькопирита, сфалерита, пирротина, иногда золота. Размер включений самородного золота достигает здесь сотых долей миллиметра. Оно локализуется по трещинам в зернах пирита и межзерновом пространстве в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, кварцем. Золотоносность таких образований несколько выше, чем в предыдущей группе. Перекристаллизованный пирит связан, по-видимому, с диагенезом осадков, и в значительной мере изменен в процессе регионального метаморфизма, но в окончательном виде он является продуктом более поздних гидротермальных процессов и характерен для участков распространения рудных зон.

Отдельные метакристаллы пирита и их сростания характерны как для рудных участков минерализованных зон, так и для их периферии. Размеры отдельных метакристаллов обычно составляют от 0.5 до 3–5 мм, изредка достигая 1–1.5 см. Представлены они кубическими кристаллами, реже уплощенными, искаженными и кубооктаэдрическими. Для метакристаллов пирита характерны включения вмещающих пород, кварца, карбонатов, халькопирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, рутила, пирротина и золота. В некоторых крупных метакристаллах присутствуют фрагменты рассланцованных пород с вкрапленностью тонкокристаллического пирита. Все эти признаки свидетельствуют о его более позднем по отношению к вышеописанным разновидностям образовании и метасоматическом генезисе крупнокристаллического пирита.

Кварц-пиритовые прожилки с крупнозернистым пиритом встречаются редко. Их мощность обычно не превышает 1–3 см, протяженность по простиранию и падению – 1–3 м. Контролируются они секущими слоистость и сланцеватость трещинами скола и отрыва. Зерна пирита имеют размер 1–5 мм, кубический габитус, иногда кристаллы искажены. Включения пород, кварца, рутила, халькопирита, золота и сфалерита располагаются как во внутренних частях, так и по периферии зерен, однако внешние участки кристаллов обычно лишены включений. Сложное внутреннее строение крупных кристаллов пирита позволяет предположить, что их рост происходил в изменяющихся физико-химических условиях. Самородное золото, ассоциирующее со сфалеритом, халькопиритом, реже галенитом, широко распространено в позднем пирите.

Арсенопирит в виде прожилков и вкраплений характерен для центральной части минерализованных зон, тяготеющих к участкам максимального проявления элементов смятия в зонах дислокаций. Вмещающими арсенопирит являются горизонты тонко-среднеслоистых ритмов, залегающих на незначительном расстоянии от известковистых горизонтов. Контуры распространения арсенопирита в грубом приближении совпадают с положением золоторудных зон.

Вкрапленный арсенопирит представлен кристаллами пластинчатой, таблитчатой, клиновидной морфологии и крестообразными сростками размером от долей до 5–6 см. Кристаллы часто имеют зональное строение. Их внутренние части представляют пластинчатые сростки с редкими секторальными полосами, во внешних – прослеживаются тонкие, параллельные между собой зоны роста, участками корродированные. Наиболее характерной особенностью арсенопирита является повсеместное присутствие в его кристаллах включений тонкозернистого глобулярного и мелкозернистого пирита кубического габитуса. При этом в одних случаях отмечается их перекристаллизация, в других – ранний пирит сохраняется без изменений. Халькопирит, сфалерит, пирротин, блеклая руда и галенит совместно с кварцем в виде микропрожилков рассекают кристаллы арсенопирита либо концентрируются в кварц-карбонатных оторочках, образуя наросты на его гранях и слегка корродируя их. Для арсенопирита характерны редкие, но крупные (до 0.3 мм) включения золота. Они образуют прожилковидные или угловато-сглаженные выделения по трещинам в кристаллах арсенопирита.

Гнездово-линзовидные скопления арсенопирита широко развиты в пределах рудной зоны. Совместно с подобными агрегатами пирита они составляют 80–85 % всех разновидностей сульфидной минерализации. Их форма чаще неправильная желвакоподобная, размер этих образований от 2–5 до 8–10 см. Они контролируются крутопадающими трещинами скола и отрыва либо кливажными трещинами, но в любом случае располагаются удлиненно в их плоскости. Контакты гнезд четкие, но неровные. Кристаллы арсенопирита и крупнокристаллического пирита, также как и в предыдущих разновидностях, насыщены микровключениями вмещающих пород с реликтовой сланцеватостью, кварца, карбонатов, халькопирита, сфалерита, галенита, рутила, пирротина, отмечаются включения золота.

Халькопирит, сфалерит, галенит и блеклая руда наблюдаются в сульфидных зонах в виде включений в пирите, арсенопирите, часто в ассоциации между собой.

Особенностью рудной минерализации месторождения Вернинское является то, что золото в рудных зонах тесно ассоциирует, в первую очередь, с арсенопиритом и наблюдается в виде включений, на контакте с ним и с кварцем, а также развивается в

сульфидах и кварце по микротрещинам. Нередко проявления золота видны и на контакте с вмещающими породами.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00084а.*

### Литература

*Иванов А. И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. Т. 3. С. 43–61.*

**А. Е. Будяк<sup>1</sup>, А. В. Паршин<sup>1</sup>, О. В. Акишина<sup>2</sup>**  
<sup>1</sup> – *Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск*  
*budyak@igc.irk.ru*

<sup>2</sup> – *Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск*

### Геохимическая характеристика нижнепротерозойских отложений юга Сибирской платформы

В пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны (СФЗ) выделяется несколько углеродистых толщ раннепротерозойского возраста, которые являются единой углеродисто-терригенной формацией, возникшей, скорее всего, в условиях эпикратонного рифтогенного морского бассейна (рис. 1). На Тонодском поднятии они представлены албазинской и михайловской свитами, на Нечерском – чуйской толщей и ходоканской свитой, а в Кодаро-Удоканской СФЗ – отложениями кодарской серии (боруяхская, веселинская, икабийская, аянская и, возможно, инырская (чинейская серия) свиты). Все они выделяются нами как кевактинская углеродисто-терригенная формация.

В работе основное внимание уделено Кодаро-Удоканской СФЗ, в пределах которой известны промышленные месторождения благородных и редких металлов. Наиболее известным является гигантское Удоканское месторождение меди, локализованное в зоне развития нижнепротерозойских пород Удоканского синклиория. Главная роль в локализации рудной минерализации принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу. Образование комплекса делятся на четыре крупные серии: джялтуктинскую, кодарскую, чинейскую и кеменскую. Отложения кодарской серии, судя по литологическим характеристикам, формировались в условиях дистального шельфа и материкового склона. Наиболее характерной геохимической чертой всех отложений кевактинской углеродисто-терригенной формации является высокое содержание глинозема в сланцах  $Al_2O_3$  (в среднем, 19 мас. % с максимумами до 27 мас. %) и  $K_2O$  (4–6 мас. %). Их накопление можно объяснить активным выветриванием исходных пород под влиянием жаркого гумидного климата. Отложения формации обогащены рассеянным углеродистым веществом, что свидетельствует о бурном развитии бактериального бентоса в бассейне осадконакопления с застойным режимом [Терлеев и др., 2006]. Концентрации  $C_{орг}$  варьируют в пределах от 0.5 до 10 мас. %. Высокоуглеродистые метаалевролиты и метааргиллиты кодарской серии (икабийская, аянская и инырская свиты) характеризуются повышенными



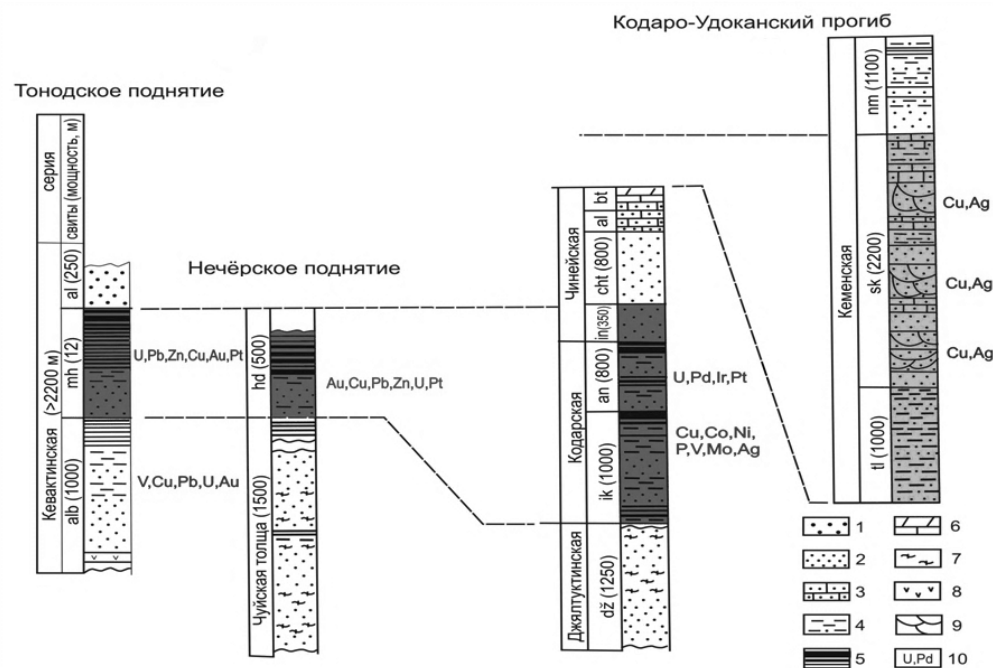


Рис. 1. Корреляция и металлогеническая характеристика разрезов нижнепротерозойской кевактинской углеродисто-терригенной формации Байкальской горной области.

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – метапесчаники; 3 – песчаники известковистые; 4 – алевросланцы, алевропесчаники; 5 – сланцы черные углеродистые; 6 – карбонатные породы; 7 – парагнейсы; 8 – метабазиты; 9 – косая слоистость; 10 – металлогеническая специализация углеродистых толщ. Свиты: alb – албазинская; mh – михайловская; al – александровская; hd – ходоканская; ik – икабийская; an – аянская; in – инырская; cht – читкандинская; bt – бутунская; tl – талаканская; sk – сакуканская; nm – намингинская.

ми содержаниями мафических петрогенных элементов (Fe, Mg, Ca, Mn) и ряда халькофильных металлов (Cu, Ni, Zn, Pb, Au, Ag, U), а также элементов платиновой группы (ЭПГ), в единичных пробах достигающих 0.0п г/т. Такая геохимическая специализация может быть унаследована от пород более древнего зеленокаменного пояса [Федоровский, 1972], а также связана с синхронным вулканизмом основного состава, проявленным на раннем (рифтогенном) этапе развития прогиба и способствовавшим формированию металлогенической специализации толщ [Немеров и др., 2005; 2009]. Рудная минерализация углеродистых отложений представлена пиритом, халькопиритом, пирротинном, молибденитом, сульфидом никеля. Рудная минерализация также обогащена Cu, Co, Ni, V, Mo, Ag, U, Pt, As.

Характерным для Кодаро-Удоканской СФЗ является то, что терригенные и карбонатно-терригенные красноцветные отложения прибрежных и дельтовых фаций, расположенные на одном стратиграфическом уровне с отложениями кодарской серии и стратиграфически выше, часто обогащены рядом рудных компонентов: Cu, Zn, Pb, U, Ni, Au, Ag, Pt, Pd и др.

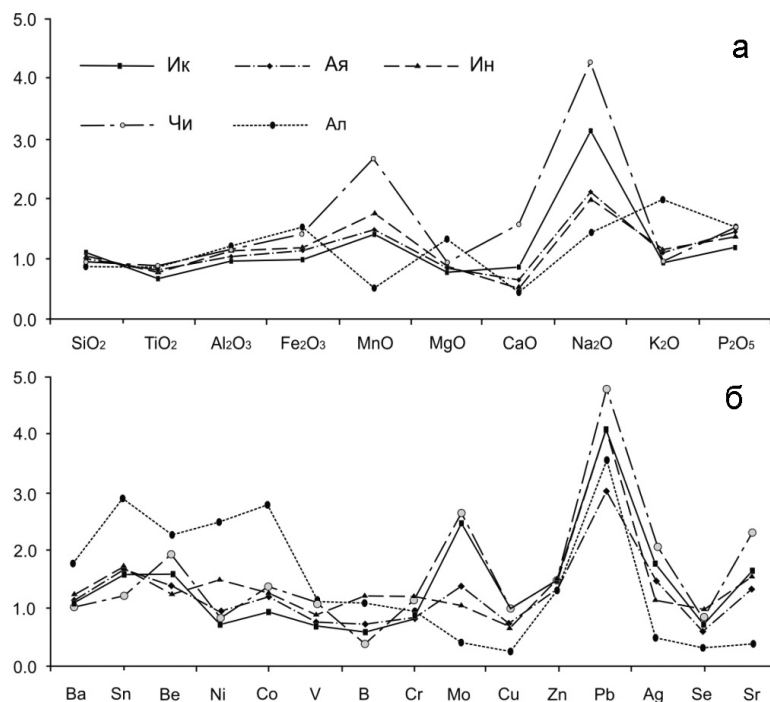


Рис. 2. Распределение петрогенных (а) и редких (б) элементов в породах кодарской и читкандинской серий: икабийской (Ик), аянской (Ая), иннырской (Ин) читкандинской (Чи) и александровской (Ал) свит, нормированных по стандартному образцу черных сланцев SCHS-1 [Petrov et al., 2004].

Для обоснования ведущей роли нижних стратиграфических горизонтов (кодарская и чинейская серии) в процессе формирования месторождений Кодаро-Удоканской СФЗ детально изучено распределение петрогенных (рис. 2а), редких и редкоземельных элементов (рис. 2б) в обозначенных толщах. Исследования проводились на базе ИГХ СО РАН методами РФА (петрогенные элементы), ICP-MS (редкие и РЗЭ), атомной абсорбции (Au, Ag, ЭПГ). Проанализировано около 300 проб, отобранных по двум полным пересечениям нижнепротерозойских отложений: район р. Нижний Ингамакит и Верхне-Сюльбанское рудное поле.

В результате выявлена отчетливая геохимическая специализация отложений икабийской, аянской и иннырской свит кодарской серии и читкандинской свиты чинейской серии, которые резко отличаются практически по всем основным показателям от александровской свиты, представляющей верхний стратиграфический уровень чинейской серии. Наиболее характерным является увеличение содержаний  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$  и  $P_2O_5$  от пород икабийской к породам читкандинской свиты (рис. 2а). Это характерно для гидротермальной деятельности, сопровождающейся щелочным (преимущественно натровым) метасоматозом с сопряженным формированием субщелочных метасоматитов хлоритового и слюдисто-карбонатного состава. Время формирования александровской свиты, по всей видимости, характеризуется изменением геодинамического режима и прекращением гидротермальной деятельности, синхронной осадконакоплению.

Отложения кодарской серии отличаются повышенными содержаниями Sn, Mo, Ag, Sr, относительно стандарта черных сланцев Байкальской горной области [Petrov et al., 2004] (рис. 2б). Геохимические параметры черносланцевых отложений нижних стратиграфических горизонтов резко отличаются от таковых пород вышележащей александровской свиты, особенно для Mo, Zn, Pb, Ag и Sr, характерных для гидротермального флюида на начальных этапах развития рифтогенеза, что подтверждает геодинамические построения В. С. Федоровского [1972].

Обращают на себя внимание повышенные концентрации благородных металлов в исследуемой толще, вероятно, обусловленные как унаследованностью химизма архейского фундамента, так и влиянием рифтогенного магматизма основного состава (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

**Содержание благородных металлов кодарской и чинейской серий (г/т)**

	ik	an	in	cht	al
Ag	0.17	0.14	0.10	0.20	0.04
Au	0.002	0.003	0.032	0.044	0.013
Pt	0.011	0.009	0.006	0.006	0.019
Pd	0.034	0.025	0.016	0.009	0.035

П р и м е ч а н и е . Кодарская серия: ik – икабийская свита, an – аянская свита, in – иннерская свита; чинейская серия: cht – читкандинская свита, al – александровская свита.

Подобные аналитические данные приведены в работе Б. Н. Абрамова [2006], однако утверждение автора о приобретении подобной специализации толщ в условиях активной континентальной окраины не находит подтверждения ни при изучении геологической ситуации региона, ни при дополнительных геохимических построениях, полученных нами.

Корреляционный анализ не выявил закономерностей, указывающих на источник рудных компонентов. Однако при рассмотрении исследуемых пород от нижних стратиграфических горизонтов к верхним видно, что основная группа элементов, характерных для черносланцевых формаций (V, Mo, Cu, Zn), тесно коррелирует с благородными металлами и группой халькофильных элементов (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

**Корреляционные ассоциации элементов в отложениях Кодарской и Чинейской серий**

Свиты	Ассоциация	Элементы
Читкандинская	породная	U-Th-V-Ba-Li-B--Ni-Co-Cr-Sn-Cu-Zn
	рудная	Sr-Mo-Be-Pb-Au-Pt
Иннерская	породная	U-Th-V-Ba-Li-B-Co-Sn-Sc-Zn-Au-Pd
	рудная	Pt-Ag
Аянская	породная	U-Th-V-Ba-Li-B-Cr-Mo-Sn-Sc-Pb-Cu-Zn-Ag
	рудная	1) ЭПГ – инертно, 2) Au-Ba-Zr
Икабийская	породная	V-Mo-Cr-Sc-Cu-Zn-Ag-Au
	рудная	1) Pt-Pd-B-Zr-Cu, 2) Ni-Co-Be

Повышенные содержания в отложениях икабийской и аянской свит относительно местного фона заметны для ограниченного ряда элементов (Sr, Mo, Cu, Ag, Au, Pt, Pd), что указывает на возможное заражение толщи уже на стадии седиментации за счет поступления дополнительного вещества в бассейн осадконакопления. Важно отметить максимальные содержания платиноидов (Pt, Pd) в икабийской и аянской, а Au и Ag – в иннырской и читкандинской свитах (см. табл. 1). На нижних стратиграфических уровнях благородные металлы положительно коррелируют с Zr и В, содержания которых ниже кларка для осадочных пород, что указывает на их седиментационный генезис на этапе заложения рифтогенного прогиба и поступления в бассейн осадконакопления продуктов кор выветривания. Расположенные стратиграфически выше иннырская и читкандинская свиты обогащены Au и Ag до 0.0n–0.n г/т. Характерно увеличение концентраций элементов, коррелирующих с Au, от нижних стратиграфических горизонтов к верхним, что вероятно обусловлено усилением гидротермальной деятельности с привнесом в систему сидеро-халькофильной группы элементов. Однако следует обратить внимание и на корреляционную связь литофильных элементов, среди которых наиболее интересными являются V–Ba–Li–B, а также U и Th. Содержания U и Th в породах кодарской серии (в среднем, 8.9 и 16 г/т соответственно) значительно превышают таковые для стандарта NASC [Gromet et al., 1984] и положительно коррелируют с породообразующими литофильными элементами и РЗЭ во всем разрезе отложений.

Все сказанное выше подтверждает мнение Л. Б. Макарьева [1994] о том, что углеродистые породы удоканской серии являются одним из рудоносных уровней Урага-Холболоского рудного узла, с которым связаны Холболоское, Графитовое, Бортовое и другие благороднометалльные проявления. Поэтому становится актуальным обнаружение проявлений благороднометалльного и радиоактивного сырья, генетически связанных с углеродистыми образованиями Тонодского и Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской СФЗ [Гурская, 2000; Паршин и др., 2013]. Полученные данные позволяют рассматривать кевактинскую углеродисто-терригенную формацию в качестве источника рудных и сопутствующих компонентов и учитывать ее при оценке перспектив благородного, редкометалльного и радиоактивного оруденения в пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской СФЗ.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00172-а и гранта Президента РФ МК-3747.2015.5 с использованием научного оборудования Байкальского аналитического центра коллективного пользования СО РАН.*

## Литература

- Абрамов Б. Н. Особенности распределения благородных металлов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканского рудного района // Литосфера. 2006. № 4. С. 168–174.
- Гурская Л. И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
- Макарьев Л. Б. Платинометальность докембрийских углеродистых формаций Северо-Восточного Забайкалья // В кн.: Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994.
- Немеров В. К., Будяк А. Е., Развозжаева Э. А. и др. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Известия (Геология, поиски и разведка рудных месторождений). 2009. № 2 (35). С. 4–17.
- Немеров В. К., Спиридонов А. М., Развозжаева Э. А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.

Паршин А. В., Абрамова В. А., Мельников В. А. и др. Перспективы благородно- и редкометального оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2013. № 3 (74). С. 53–59.

Терлеев А. А., Постников А. А., Кочнев Б. Б. и др. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // В сб.: Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А. Ю. Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 271–281.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A. et al. The «North American shale composite»: its compilation, major and trace element characteristics // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. Vol. 48. P. 2469–2482.

Petrov L. L., Kornakov Y. N., Korotaeva I. Ia. et al. Multi-element reference samples of black shale // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2004. Vol. 28. № 1. P. 89–102.

**А. В. Паршин<sup>1,2</sup>, А. Е. Будяк<sup>2</sup>, А. В. Блинов<sup>1</sup>, А. Н. Костерев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск  
sarhin@geo.istu.edu

<sup>2</sup> – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

### **Комплекс методов поисков золото-урановых рудопроявлений в условиях криолитозоны района Байкало-Амурской магистрали**

Перспективы расширения минерально-сырьевой базы Иркутской области в настоящее время связаны с выявлением рудных объектов нетрадиционного типа в слабоизученных районах. К наиболее перспективным площадям относятся Кодаро-Удоканская структурно-формационная зона, через которую проходит модернизируемая Байкало-Амурская магистраль, а также Тонодское и Нечерское поднятия в пределах Байкало-Патомской минерагенической субпровинции. Эти территории перспективны на обнаружение золотого и уранового оруденения [Макарьев и др., 2009], а также на элементы платиновой группы, фосфориты и полиметаллы [Паршин и др., 2013]. Перспективность территории увязывается с нетрадиционным типом крупнообъемного оруденения черносланцевых отложений, характерных для Байкальской горной области. Особенностью месторождений и рудопроявлений на площади является их локализация вблизи поверхности структурно-стратиграфического несогласия (так называемый тип «несогласия»), низкотемпературный генезис, золото-урановая специализация с попутными аномальными содержаниями платиноидов, ртути и редких земель [Будяк и др., 2014].

До последнего времени на данной территории интенсивно добывалось россыпное золото, однако его запасы в настоящий момент значительно истощены. Масштабные работы по поиску, разведке и разработке урановых месторождений, характерные для 1940–1950-х гг., были завершены в связи с открытием Стрельцовского месторождения, расположенного в более привлекательных на тот момент геолого-экономических условиях, а архивы в значительной степени утрачены. Современная обстановка, истощение россыпных запасов золота и увеличение стоимости

добычи урана в сочетании с реиндустриализацией зоны Байкало-Амурской магистрали делают рентабельными поиски, разведку и разработку небольших комплексных золото-урановых объектов. Однако их поиски и разведка традиционными методами малоэффективны из-за слепого характера оруденения, сильно расчлененного рельефа, логистических проблем и повсеместного развития криолитозоны. Специфика природной среды в этих районах значительно затрудняет классические поисковые методы, применяемые при поисках рудных объектов. В связи с этим значительный интерес представляет формирование комплекса «легких» [Ковалевский, Ковалевская, 2010] геохимических, геофизических и других методов исследований с учетом региональных особенностей, влияющих на постановку и проведение поисковых работ. Методы должны отвечать следующим требованиям: простота, экспрессность, компактность и мобильность оборудования, относительная глубинность, возможность ведения работ малыми группами.

Апробация поискового комплекса проводилась на модельном объекте – месторождении Хадатканда, локализованном в пределах Верхне-Сюльбанского рудного узла [Макарьев и др., 2009], совмещающем слепую золото-урановую минерализацию.

На первом этапе необходим надежный метод опробования значительной по размеру территории с целью быстрого выявления перспективного участка. Из доступных картографических материалов наиболее применимыми являются карты аэромагнитных полей [Блинов и др., 2014]. Для организации работы с пространственной информацией создан геоинформационный проект, который позволил не только обобщить и проанализировать предварительные пространственные данные, но и обеспечить проектирование маршрутов обследований, наполнение баз данных опробования, обработку геофизических данных, картографирование результатов и их визуальный анализ.

Из наземных методов поисков наиболее эффективным оказался метод гидрохимического опробования, поскольку отбор проб донных отложений весьма затруднен в силу мерзлотной специфики региона. Для обеспечения этих работ на основе ГИС-проекта закартирована гидросеть с выделением водотоков различных порядков. Опробованы водотоки первого и второго порядков в зоне влияния Сюльбанского и Хадатканского разломов. Обязательным условием опробования являлось географическое расположение водотоков в пределах одной свиты (чинейской). Химический состав воды явно отличается по рудным и сопутствующим элементам. Поисковым критерием предлагается считать повышенные концентрации элементов, приведенных на рисунке 1.

На втором этапе необходимо выделить рудный участок, в связи с чем на перспективной площади проводятся дополнительные геолого-геохимические работы. Поскольку в пределах изучаемой территории развиты покровно-ледниковые отложения, литохимические ореолы проявлены слабо или отсутствуют. Однако на поверхности повсеместно встречаются растения различных видов, исследование которых представляется перспективным поисковым методом в комплексе с изучением почвенного слоя. Наиболее экономически эффективным оказалось биогеохимическое опробование. Отбор почв затруднен ввиду мерзлотного слоя, начиная с глубины порядка 15–20 см. Повышенная глубинность биогеохимии и упрощенная пробоподготовка мхов по сравнению с другими биогеохимическими методами [Ковалевский, Ковалевская, 2010] являются в данных региональных условиях их важнейшим достоинством. Для оценки применимости данного метода были отобраны пробы мха и

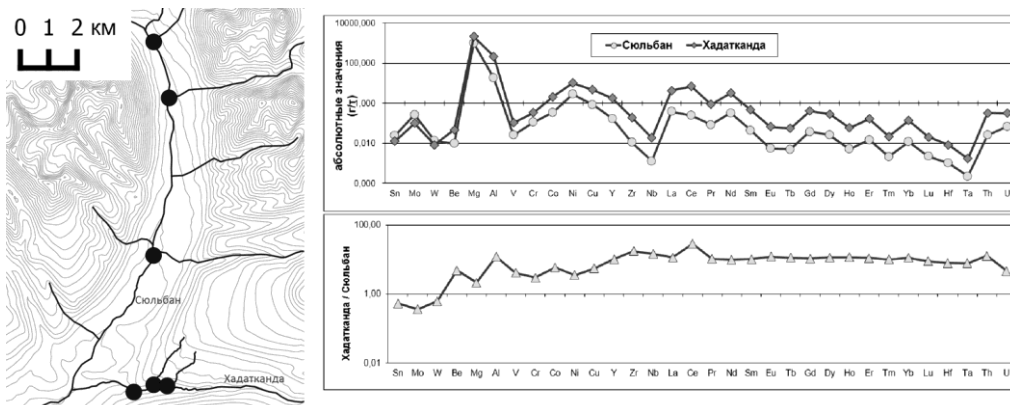


Рис. 1. Схема отбора и результаты химического анализа проб воды. Места отбора показаны точками.

почвы как в пределах рудной зоны месторождения Хадатканда, так и за ее пределами, а также вблизи Сюльбанского разлома. На рисунке 2 представлено картографическое распределение концентраций ртути во мхах и почве (естественные интервалы), где повышенные концентрации явно коррелируют с зонами минерализации.

Поисковым критерием на золото-урановое оруденение являются повышенные концентрации ртути в наземных мхах. Концентрации прочих элементов, включая элементы-спутники золота и урана, не показали столь однозначного результата. Очевидно, из безбарьерных элементов, ртуть в данных условиях является наиболее способной к миграции, при этом согласно [Юдович, Кетрис, 1994] она может находиться как в сульфидной, так и в органической формах, что объясняет ее устойчивое накопление во мхах.

На следующем этапе выполнялся поиск рудных тел, уточнение их формы и размеров. Оценивалась применимость различных геофизических методов. Наиболее эффективными являются пешие магниторазведочные исследования. Рудная зона модельного месторождения характеризуется наличием положительных аномалий магнитного поля амплитудой до 1600 нТл. Выявленные магнитные аномалии приурочены непосредственно к участкам, перспективным на золотое оруденение (рис. 2).

В пределах изучаемой территории золото и радиоактивные (U, Th) элементы, хотя и имеют различный источник, но локализованы в пределах единых геологических структур и находятся в парагенетической ассоциации с пирит-пирротиновой минерализацией [Будяк, Спиридонов, 2014; Паршин и др., 2013]. Простое картирование аномального магнитного поля позволяет выделить перспективные зоны в плане. Пересчет поля в нижнее подпространство или решение обратной задачи магниторазведки достаточно уверенно выявляет зоны пирит-пирротиновой минерализации в разрезе.

Пешая гамма-съемка не дала существенных результатов. Даже в пределах рудной зоны месторождения повышенная радиоактивность наблюдается исключительно в непосредственной близости от рудоразборок (свыше 2000 мкР/ч), шахт и штолен. Частично это связано с перекрытием истинного гамма-фона, обусловленным слоем льда под мхом, который хорошо поглощает ионизирующее излучение. Незначительное повышение радиоактивности зафиксировано только в выходах коренных пород в прибрежной зоне р. Хадатканда.

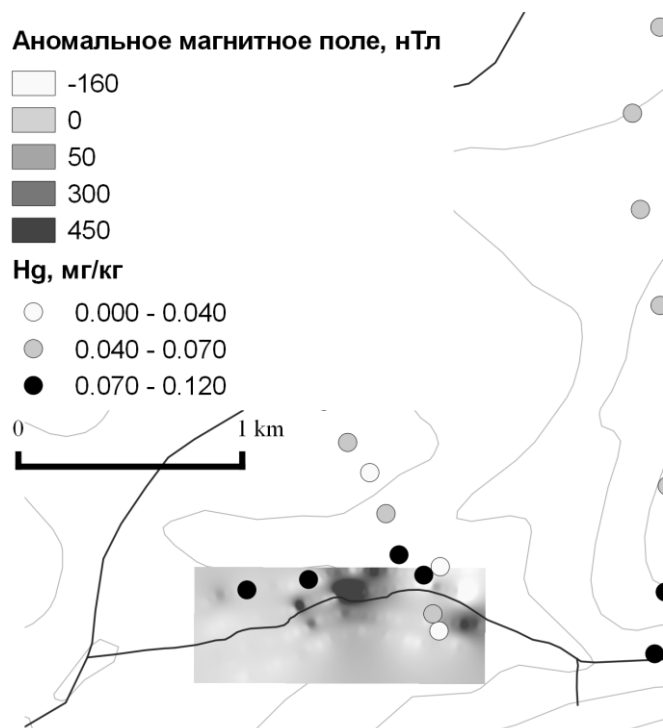


Рис. 2. Концентрация ртути во мхах и аномальное магнитное поле в районе месторождения Хадатканда.

Таким образом, экономичная методика поисков золото-урановых объектов в условиях горных районов Северного Забайкалья включает сочетание методов гидрогеохимии, биогеохимии и пешей магниторазведки на основе геоинформационного подхода. Такие работы не требуют значительной капитализации, применения тяжелой техники и больших полевых групп, что позволяет выполнять работы силами научных организаций или малых инновационных предприятий. Пространственное выражение приведенных поисковых критериев удобно формализовать в геоинформационную систему обеспечения поисково-разведочных работ, что позволит дополнительно автоматизировать процесс сбора, обработки, анализа данных.

*Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-3747.2015.5.*

### Литература

*Блинов А. В., Паршин А. В., Костерев А. Н.* Особенности постановки геофизических методов поисков золотоурановых объектов в горных районах Северного Забайкалья // Известия СО РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 1. С. 55–60.

*Будяк А. Е., Спиридонов А. М.* Геохимическая характеристика Au-U месторождений Северного Забайкалья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3–1. С. 116–119.



*Ковалевский А. Л., Ковалевская О. М.* Биогеохимия урановых месторождений и методические основы их поиска. Новосибирск: Гео, 2010. 362 с.

*Макарьев Л. Б., Вояковский С. К., Илькевич И. В.* Золотоносность урановых объектов в Кодаро-Удоканском прогибе // Руды и металлы. 2009. № 6. С. 56–64.

*Паришин А. В., Абрамова В. А., Мельников В. А. и др.* Перспективы благородно- и редко-металльного оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестник ИрГТУ. 2013. № 3. С. 53–59.

*Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

***А. Ш. Хусаинова***

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,*

*г. Пермь*

*Alfiya0610@outlook.com*

### **Золотоносность скарново-метасоматического месторождения Тардан и сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют (Республика Тыва)**

(научный руководитель В. А. Наумов)

Месторождение Тардан расположено на юге Алтае-Саянской складчатой области в зоне контакта Копто-Байсютского тоналит-плагиогранитного массива таннуольского комплекса с вулканогенно-осадочными образованиями позднего рифея–кембрия. Рудное поле контролируется структурами Каахемского глубинного разлома. Суммарные запасы месторождения по категориям  $C_1+C_2$  составили 516.4 тыс т руды и 2904.2 кг золота. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  по всем участкам составили 42.7 т золота [Шаповалов и др., 2008ф; Совлук и др., 2014ф].

В период с 2008 по 2014 гг. в пределах площади Тарданского рудного узла выполнен комплекс поисковых и оценочных работ. Минералогию, геохимию пород и характеристику золота Тарданского золоторудного поля изучали специалисты из Томского политехнического университета [Коробейников, Кузьмин, 1970ф], геологической службы ООО «Тардан-Голд» [Шаповалов и др., 2008ф; Совлук и др., 2014ф]. На территории выделено Тарданское золоторудное месторождение в магнетитовых и известковых скарнах, рудопоявления Копто, Барсучье, Соруглуг-Хем, Правобережное, Тардан-2.

Полевые и лабораторные исследования нами выполнены в составе студенческого полевого отряда геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета во время производственной практики в Республике Тыва. Целью работы было сравнение золотоносности (содержание, гранулометрический и химический состав, морфология) месторождения Тардан, сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют и техногенно-минеральных образований гравитационного обогащения руд, а также анализ и обобщение материалов.

Добычу коренного золота на месторождении осуществляют из скарновой руды и пропилиitizedированных диоритов. В скарново-рудной зоне № 7–8 установлено мелкое золото с преобладающим размером 0.1–0.3 мм (84 %), золото размером до 2–3 мм встречается редко [Коробейников, Кузьмин, 1970ф]. По данным [Шаповалов и др.,

2008ф] золотины размером более 0.5 мм в руде не обнаружены. Основная масса золота (~75 %) находится в классе крупности < 50 мкм. Сцинтилляционным анализом установлено, что 66.7 % от общей массы золота находится в классе < 25 мкм. Золото характеризуется как пылевидное и тонкодисперсное (~0.05 мм). Содержание золота в скарновой руде составляет 6 г/т. Для него характерны тонколистоватые, пластинчатые, ветвисто-дендритовые формы, реже губчатые, с бахромчатыми сторонами и следами контактной штриховки по {100} [Шаповалов и др., 2008ф]. Пробность золота по результатам микронзондового анализа колеблется от 889 до 966 % [Совлук и др., 2014ф].

В пропилитизированных диоритах содержание золота составляет 3.6 г/т. Самородное золото находится как в порообразующих минералах, так и в ассоциации с сульфидами. По данным ситового анализа золота установлено преобладание класса > 100 мкм [Совлук и др., 2014ф]. Для золота характерны сростания с кварцем и магнетитом, комковатые агрегаты, шероховатая поверхность, пятнисто-неоднородная структура, изометричные слегка вытянутые зерна с уплощенными дендритами. В основном золото высокопробное, изредка отмечается повышенное содержание серебра [Совлук и др., 2014ф].

Россыпь р. Бай-Сют сформирована за счет разрушения и переотложения золоторудного материала этого поля. Промышленная отработка россыпей золота на рр. Бай-Сют, Копто, Соруглуг-Хем, Хорлелиг была закончена к 2008 г. Присутствие скарновых минералов в шлихах доказывает, что формирование Бай-Сютской россыпи обеспечивали золотоносные скарны [Коробейников, Кузьмин, 1970ф].

Исследованный нами участок россыпи р. Бай-Сют представляет собой отработанную центральную часть долины, в днище которой расположены намывные техногенные отвалы и недоработанные борта целиковой части россыпи. Аллювий первой надпойменной террасы (недоработанная часть) залегает на цоколе, представленном выветрелыми породами среднего и кислого состава. В основании аллювия выделяется валунно-галечниковый горизонт слабоглинистых «песков» мощностью до 0.7 м, перекрытый гравийно-галечным материалом мощностью до 0.7 м. Выше залегают средне и крупнозернистые пески мощностью до 2 м. Нами опробован надплотиковый горизонт и обогащено более 20 проб объемов (5–8 л) на канадском лотке и винтовом шлюзе.

Содержание золота в пробах россыпи р. Бай-Сют меняется от 0.03 до 1.13 г/т при среднем значении 0.41 г/т [Коробейников, Кузьмин, 1970ф; Совлук и др., 2014ф]. Золото мелкое (0.1–1.0 мм), преобладает класс 0.25–1.0 мм (60 %). Золото массивное, лепешковидное с загнутыми краями пластинок, а также толстотаблитчатое окатанное. Нередко обнаруживаются ромбододекаэдрические формы кристаллов золота в сростании с пластинчатыми [Коробейников, Кузьмин, 1970ф]. Цвет золотин преимущественно ярко- и золотисто-желтый. Редко отмечается ржавый налет в микротрещинах и на поверхности частиц. Поверхность золотин содержит дырки, ямки, поры, присутствуют включения кварца, магнетита и других минералов [Исакова, 2014ф]. Пробность золота по данным микронзондового анализа, выполненным в ПГНИУ под руководством профессора Б. М. Осовецкого, составляет 986 ‰, элементами-примесями являются: Al, Fe, Cu, Ag, Co, Se, Ni, As. Среднее содержание элементов в пробах составляет: Cu 0.4 %, Ag 2.5 %, Au 97.8 % [Исакова, 2014ф; Рахман et al., 2014].

Отработка месторождения Гардан осуществляется открытым способом. Технология добычи золота предусматривает дробление руды до класса крупности

–10+0 мм. Первичное обогащение дробленого материала происходит на гравитационном комплексе. Далее хвосты обогащения поступают в намывной отвал, откуда материал извлекают, частично сушат, подвергают комкованию, смешивают с цементом, складывают и подвергают выщелачиванию раствором цианида. Золото проходит этапы растворения, переноса, сорбции на угле, десорбции и электролиза. Товарный продукт (сплава Доре) образуется в процессе сушки, прокалки и плавки.

Хвосты гравитационного обогащения на Тарданском месторождении опробованы нами в 2013 г. в трех точках отвала гравитационного обогащения по профилю в направлении максимальной изменчивости условий накопления золота по методике [Наумов, 1994, 2010]. Объем проб 7 л. Пробы обогащены на винтовом шлюзе по методике [Лунев, Осовецкий, 1979; Лунев и др., 2011]. Содержание свободного золота [Исакова, 2014ф] в устьевой части намывного отвала составило 0.08 г/т, в 7 м от точки поступления материала в отвал – 2.09 г/т, в 17 м – 0.09 г/т. Крупность золота закономерно снижается от устьевой зоны к периферии. В 17 м от устья намыва резко возрастает количество мелких частиц.

Основная масса благородного металла техногенно-минеральных образований характеризуется как мелкое (0.25–0.1 мм) и тонкое (менее 0.1 мм) золото. Особенностью морфологии золота является присутствие зерен «агрегатного» строения (23 %) размером 0.125–0.5 мм. Агрегаты имеют причудливую, неправильную форму, часто изогнуты, края подогнуты, поверхность золотин неровная, кавернозная, с ямками, пустотами, иногда присутствуют включения других минералов. Края зазубренные, бахромчатые, иногда окатанные. Золото имеет широкий диапазон пробности (328–980 ‰), что указывает на присутствие золота разных генераций [Исакова, 2014ф]. Для техногенного золота характерно увеличение доли Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd и уменьшение пробности самого золота.

Таблица 1

**Гранулометрическая структура и сравнение золотоносности коренных руд, россыпей и техногенных отвалов, %**

Продукт	Фракции, мм					С, г/т
	>1	0.5–1	0.3–0.5	0.1–0.3	<0.1	
Скарны*	–	1.0	10.0	80.0	9.0	2.8
Россыпь*	11.0	30.0	30.0	17.0	12.0	1.0
Россыпь**	25.0	15.5	20.0	17.0	12.0	0.4
Техногенное**	–	7.0	21.0	55.0	17.0	2.1
Сравнение гранулометрического состава коренного и россыпного золота						
по данным А.Ф. Коробейникова	41		3	0.2	1.3	
по данным А.Ф. Коробейникова и ПГНИУ	40.5		2	0.2	1.3	
Сравнение гранулометрического состава золота рудного и из техногенных осадков						
по данным А.Ф. Коробейникова и ПГНИУ	7		2.1	0.7	1.9	

Примечание. Здесь и в табл. 2, \* – золото выделено гравитационными методами, данные из работы [Коробейников, Кузьмин, 1970]; \*\* – данные ПГНИУ (2013, 2014).

Распределение по крупности частиц золота из коренных руд и россыпи сходно (табл. 1). Вместе с тем, происходит закономерное увеличение размера частиц золота в россыпи. Относительное накопление металла наблюдается в крупных классах и составляет более 40 раз для класса +0.5 мм и только 2–3 раза для класса 0.3–0.5 мм. Золото класса < 0.3 мм избирательно выносится за пределы участка россыпи и, по-видимому, накапливается в более спокойных гидродинамических условиях ниже по течению от участка опробования россыпи.

Гранулометрическая структура золота из техногенных образований вполне соответствует таковой в коренных рудах (табл. 1). Наблюдается некоторое увеличение доли относительно крупного класса (+0.5 мм) и самых мелких частиц (< 0.1 мм). В «хвостах» гравитационного обогащения знаки золота крупнее 1.45 мм не обнаружены.

Сравнение химического состава коренного и россыпного золота (табл. 2) показывает, что для золота из разных источников характерен одинаковый набор элементов-примесей. Для россыпного золота характерен избирательный вынос серебра. Для техногенного золота характерно повышенное содержание Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd и уменьшение его пробыности.

Т а б л и ц а 2

**Элементы-примеси в коренном, россыпном и техногенном золоте**

Источник золота (количество анализов)	Элементы, мас. %		
	Au	Ag	Cu
Скарны (15)*	94.1	5.9	0.02
Диориты (32)*	93.0	6.5	0.01
Россыпь (14)**	97.8	2.5	0.4
Техногенное (19)**	78.6	10.3	6.9

П р и м е ч а н и е . Данные микронзондового анализа.

Таким образом, выявлены сходство и отличие частиц золота, которые показывают эволюцию золота в экзогенном процессе от коренного источника к россыпи. Определены особенности состава частиц золота из техногенно-минеральных образований.

**Литература**

- Исакова Е. О.* Геологическое строение Тарданского месторождения и морфологические особенности золота в его техногенных отвалах. Дипломная работа. Пермь: ПГНИУ, 2014ф. 46 с.
- Коробейников А. Ф., Кузьмин А. М.* Вещественный состав руд Тарданского и Коммунарского золоторудных полей и их сравнительная характеристика. Отчет Томского политехнического института им. С. М. Кирова. Томск, 1970ф. 243 с.
- Лунев Б. С., Наумов В. А., Наумова О. Б.* Мелкие ценные минералы в аллювии Пермского края // Естественные и технические науки. 2011. № 3.
- Лунев Б. С., Осовецкий Б. М.* Методика поэтапного изучения мелкого золота // Колыма. Магадан, 1979. № 11. С. 36–37.

*Наумов В. А.* Процессы формирования и распределения концентраций благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994. № 8. С. 39–50.

*Наумов В. А.* Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотосодержащего аллювия // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2010. 42 с.

*Совлук А. В., Князев В. Н., Актаев Е. В., Скирда В. В.* О результатах геологоразведочных работ в пределах Тарданского рудного узла. Отчет «ООО Тардан-Голд». Кызыл, 2014ф. 262 с.

*Шаповалов Д. Н., Совлук В. И., Безходарнова Т. Э., Коновалова А. В.* О результатах разведки центральной части рудного поля месторождения Тардан. Отчет «ООО Тардан-Голд». Кызыл, 2008ф. 202 с.

*Rahman G. J. G., Gregory B. S., Payne S. J. et al.* Compositional studies and provenance of placer gold in the Kuznetskiy Alatau and Western Sayan Mountains, south-central Siberia. Пермь, 2014. 34 с.