

## Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

*А.В. Лаломов, А.А. Бочнева, Р.М. Чефранов*  
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,*  
*минералогии и геохимии РАН, г. Москва*  
*lalomov@mail.ru*

### **Применение компьютеризированной системы прогноза коренного оруденения золота по шлиховым ореолам на примере Вагранского россыпного узла Северного Урала**

В пределах Вагранского россыпного узла (Северный Урал) добыто более 10 т золота, при этом выявленные коренные источники ограничиваются единичными непромышленными рудопоявлениями. Проведенными исследованиями установлена неоднородность шлихового золота, которая отражает многоэтапную историю развития узла и разнообразие коренной минерализации, за счет которой были образованы россыпные месторождения.

По морфологии и химическому составу выделено четыре типа россыпного самородного золота [Lalomov et al., 2017] (рис. 1), три из которых имеют следы длительного переноса и преобразования в пределах промежуточных коллекторов (корах выветривания и эрозионно-структурных депрессиях). Они характеризуются высокой пробыностью – 882–970 ‰ (средняя 933 ‰) и в них, кроме Ag, присутствует Cu до 1.1 %.

Четвертый тип – слабоокатанное золото низкой и средней пробыности (572–880 ‰, среднее 828 ‰) несет типоморфные признаки золота ближнего сноса. Для него характерно повышенное содержание Hg (до 1.15 %) и отсутствие Cu. Было определено и закартировано содержание выделенных типов золота на территории узла [Лаломов и др., 2020, в печати].

Первые три разновидности золота в большинстве случаев преобладают в составе россыпей и распространены по всей территории узла. Предполагается, что они связаны с минерализацией золото-кварцевого малосульфидного типа, которая была вскрыта еще на этапе пенеппенизации. Учитывая эрозионный срез пород складчатого комплекса Урала до 1200 м [Пучков, 2010], коренные источники этих типов россыпной золотоносности могли быть по большей части эродированы.

С точки зрения прогнозирования коренного оруденения интерес представляет четвертая разновидность россыпного золота, предположительно, связанная с зоной низкотемпературной гипергенно-гипогенной минерализации, сформировавшейся на этапе постколизийной тектоно-магматической активизации [Баранников, Азовскова, 2017]. Золото этого типа распространено локально и слабо контролируется современной гидросетью, что свидетельствует о вскрытии рудных тел только на последнем этапе развития морфоструктуры Уральского пояса тектоно-магматической активизации. Это указывает на их повышенный потенциал с точки зрения рудной минерализации.

С целью создания компьютеризированной системы прогнозирования коренного оруденения проведена количественная оценка типоморфных характеристик россыпного золота и выделены параметры, связанные с золотом ближнего сноса четвертого

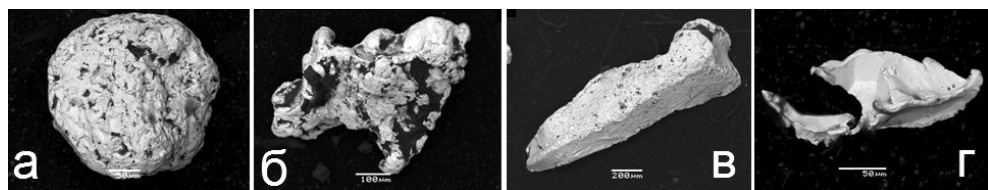


Рис. 1. Типы шлихового золота Вагранского узла: а) хорошо- и среднеокатанное высокопробное; б) средне- и плохоокатанное высокопробное; в) идиоморфное и интерстициальное, высокопробное; г) неокатанное и плохоокатанное, средне- и низкопробное с повышенным содержанием Ag и Hg.

типа. Полученные данные размещены в ГИС системе и преобразованы в виде пространственно привязанного мультипликативного показателя, который характеризует поле распространения золота ближнего сноса и, соответственно, возможную локализацию коренного источника.

С этой целью 1) выделены основные индикаторные характеристики (ИХ) шлиховых ореолов золота, определены направленность и степень связи ИХ с показателями коренной минерализации; 2) ИХ формализованы (количественно оценены); 3) в рамках ГИС системы Вагранского узла количественно оцененные ИХ пространственно привязаны; 4) первичные ИХ объединены в мультипликативный показатель, построенный с учетом направленности влияния параметров на общий прогнозный результат. Создаваемая компьютеризированная система позволяет собирать, хранить, обрабатывать и визуализировать данные на всех этапах процесса создания прогнозных оценок.

Для решения поставленной задачи использованы следующие индикаторные типоморфные признаки шлихового золота – крупность, сортированность (формализованная через коэффициент вариации крупности), окатанность по 5-бальной шкале, валовое по пробам содержание в золоте Ag, Cu и Hg. Данные получены как по результатам авторских работ, так и взяты из «Отчета о геологоразведочных работах на Вагранском месторождении россыпного золота» (Сосьвинская ГРП, Североуральск, 1967).

Поскольку для золота четвертого типа, характеризующего коренные источники, свойственна пониженная крупность и сортированность, плохая окатанность и отсутствие Cu, эти отрицательные параметры были размещены в знаменателе мультипликативного показателя. В числителе формулы находятся положительные индикаторы – содержания Ag и Hg. При нулевых значениях параметра (содержания Cu и Hg в некоторых пробах) для исключения операций с нулем были использованы аналитические пределы обнаружения этих элементов.

Конечные результаты обработки данных представлены на рисунке 2. В качестве эталонного показателя коренного оруденения принято содержание в шлихах золота четвертого типа (рис. 2а). Распределение значений мультипликативного показателя, основанного на валовых характеристиках шлихового золота, показано на рисунке 2б.

Объединение рядовых параметров в мультипликативном показателе позволяет повысить чувствительность прогноза, поскольку его корреляция с эталонными данными значительно выше, чем у рядовых параметров по отдельности. Коэффициент корреляции между значениями мультипликативного показателя, характеризующего потенциал коренной гипогенно-гипергенной металлоносности, и содержаниями в россыпи золота четвертого типа (ближнего сноса) составляет 0.73 при критическом значении 0.661 и доверительной вероятности 0.99, что говорит о значимой связи между этими показателями. Таким образом, использование компьютеризированной системы

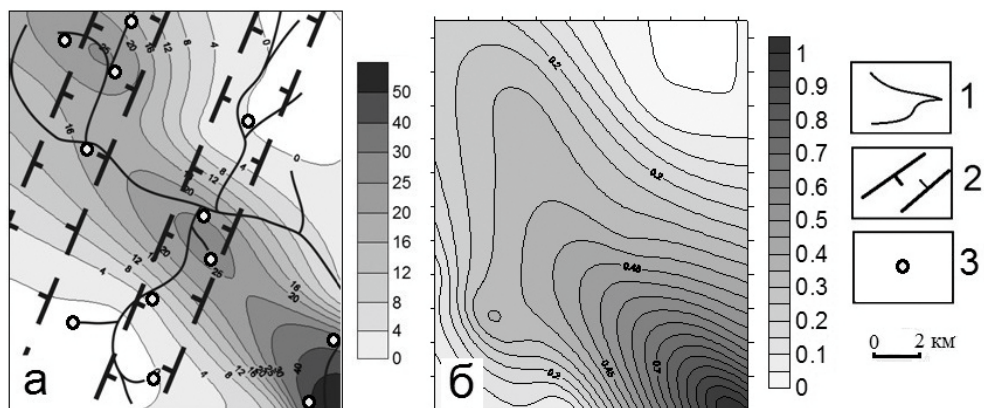


Рис. 2. Распределение золота ближнего сноса четвертого типа (% от содержания в шлихе) (а); значения мультипликативного показателя (в условных единицах) (б) в пределах Вагранского золотоносного узла.

1 – водотоки, 2 – эрозионно-структурные депрессии, 3 – точки опробования.

обработки данных может быть применено для прогноза коренной металлоносности по данным шлихового опробования. Применение мультипликативного показателя, основанного на валовых рядовых анализах россыпного золота, исключает необходимость специализированных исследований типоморфизма россыпного золота и позволяет использовать для прогноза данные рядовых анализов, в том числе, содержащиеся в фондовых отчетах. Полученный мультипликативный показатель ориентирован на прогноз только одного типа оруденения (гипогенно-гипергенного). Для других рудоносных формаций он должен включать другие параметры, что будет являться темой дальнейших исследований. Методика предлагаемого подхода находится в стадии разработки; тем не менее, полученные данные указывают на его продуктивность и перспективность.

Относительно прогноза коренной золотой минерализации в пределах Вагранского узла, наиболее перспективной представляется линейная зона СЗ-ЮВ простирания, проходящая через верховье р. Оленья (юго-восточная часть узла, см. рис. 2а) – устье р. Тулайки (центральная часть) – руч. Анненский (северо-западная часть узла), контролирующая распределение в россыпях среднепробного ртутистого шлихового золота низкотемпературного гипогенно-гипергенного типа. Предполагается, что она контролируется линейной зоной разломов и/или разуплотнения пород, связанной с постколизийной тектоно-магматической активизацией. Слабое проявление связи распределения золота четвертого типа с элементами гидросети указывает на его позднее вскрытие (четвертичное время), что позволяет предположить небольшой уровень его эрозионного среза и, соответственно, повышенный рудный потенциал.

*Работа осуществлена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00113). Авторская система обработки и вывода данных создана участником проекта Р.М. Чефрановым. Расчеты и визуализация производились в IDE PyCharm при помощи пакетов NumPy и Matplotlib на языке Python.*

## Литература

Баранников А.Г., Азовскова О.Б. Золотоносные объекты гипогенно-гипергенного типа на Урале. Конвергентность признаков их отличия от рудоносных кор выветривания // Известия Уральского государственного горного университета. 2017. Вып. 2. С. 13–22.

Лаломов А.В., Наумов В.А., Григорьева А.В., Магазина Л.О. Эволюция Вагранского золотоносного россыпного узла (Северный Урал) и перспективы выявления коренной минерализации // Геология рудных месторождений, 2020 (в печати).

Отчет о геологоразведочных работах на Вагранском месторождении россыпного золота. Североуральск: Сосвинская ГРП, 1967.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., LeBarge W., Dilly R.A. Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 321–335.

**Ю.Н. Иванова, Е.Э. Тюкова, И.В. Викентьев, М.М. Комарова**  
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН, г. Москва*  
*jnivanova@yandex.ru*

### **Первые данные по флюидным включениям и минерало-геохимические особенности вмещающих пород рудопроявления Карьерное (Полярный Урал)**

Новогодненское рудное поле локализовано в юго-восточной части Тоупугол-Ханмейшорского рудного района северного сектора Войкарской структурно-формационной зоны, отвечающей Малоуральскому краевому вулканоплутоническому поясу. В его пределах расположены два месторождения: Au-Fe скарновое Новогоднее-Монто и крупное Au-порфиоровое Петропавловское, а также ряд рудопроявлений (Карьерное, Аномальное, Ханмейшорское и др.) [Лючкин и др., 2006; Кениг, Бутаков, 2013]. В 2018–2019 гг. проведены полевые работы в карьере «14-й км» (участок Карьерный), расположенном в 1 км к юго-западу от Петропавловского месторождения вблизи западной границы Новогодненского рудного поля [Викентьев и др., 2017]. Ранее в ходе ГДП-50 здесь установлено проявление золоторудной минерализации с прогнозными ресурсами 5 т по категории P<sub>2</sub> [Прямоносов и др., 2001].

Участок рудопроявления сложен тектонически нарушенными, но слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами тоупугольской толщи (S<sub>2</sub>–D<sub>1tp</sub>) с широким развитием флишоидов и полимиктовых брекчий с обломками вулканогенных, интрузивных и карбонатных пород [Викентьев и др., 2017]. Толща прорвана дайками мелко- и среднезернистых диоритовых порфиритов собского комплекса субширотной и СВ ориентировок, долеритов субмеридиональной (до ССЗ) и субширотной (до ВСВ) ориентировок, лампрофиров и кварцевых диоритов. В экзоконтактовых зонах даек иногда наблюдаются смятие и дробление пород, карбонатно-кварцевые и хлорит-карбонатные жилы и прожилки мощностью до 10–15 см. Ореолы гематитизации мощностью до 20 м придают породам розово-фиолетовый оттенок.

Осадочные породы представлены тонкослоистыми туфоалевролитами, мелко-обломочными туфоаргиллитами и мелко- и среднезернистыми туфопесчаниками. Они слагают ритмичные пачки общей мощностью до 500 м, невыдержанные по составу и мощности. Туфопесчаники часто содержат рассеянную сульфидную вкрапленность, главным образом, пирита.

Вмещающие вулканогенно-осадочные породы пропилитизированы, местами окварцованы и серицитизированы. На фоне этих изменений отмечается интенсивная вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Согласно микроскопическим наблюдениям главным рудным минералом является пирит, реже встречаются халькопирит и магнетит, в единичных образцах обнаружены сфалерит, галенит, марказит, пирротин, арсенопирит, кобальтин, борнит и ковеллин, а также самородное золото и блеклая руда в подчиненном количестве.

Золоторудная минерализация на рудопоявлении приурочена к зонам расщепления с сульфидно-кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и прожилками. Протяженность зон составляет до 150 м при мощности до 30 м. Мощность рудных зон не превышает 1–2 м. Содержания Au в них достигают 10 г/т [Волчков и др., 2005].

В данной работе представлены новые результаты минералого-геохимических исследований вмещающих пород рудопоявления Карьерное и первые данные по флюидным включениям (ФВ) в кварце и карбонате из этих пород. Микротермометрические исследования ФВ в кварце и карбонате проводились в ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG–600 (Linkam, Великобритания), оптического микроскопа Olympus (Япония), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамеры и управляющего компьютера. Химический состав хлорита определен рентгеноспектральным микроанализом (аналитик В.И. Таскаев).

С помощью методов ИСП МС и пробирной плавки для определения благородных металлов (Au, Pt, Pd) в компании ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» были проанализированы пробы метасоматитов с крупными гнездами сульфидов (до 1.5 см) в карбонат-кварцевых прожилках. Изучение микропримесей в пирите выполнено методом ЛА ИСП МС в ИГЕМ РАН (прибор Thermo X Series, лазер – NewWave 213, аналитик В.Д. Абрамова). Диаметр луча лазера 40–60 мкм, чувствительность для большинства элементов составляла 0.02–0.05 г/т.

Содержания Au в единичных пробах метасоматитов составляют 9.98 и 10 г/т, Pt и Pd – 0.005 г/т, а Ag около 1 г/т (ИСП МС). Данные по золоту совпадают с результатами ИСП МС, полученными ранее (0.6–10 г/т) [Волчков и др., 2005]. Самородное золото на рудопоявлении Карьерное приурочено к пириту. Зерна золота размером от 5 до 50 мкм имеют ксеноморфную, изометричную и удлиненную форму и ассоциируют с галенитом, халькопиритом и блеклой рудой. Пробность золота составляет около 950 %. Методом ЛА ИСП МС было проанализировано пять образцов с пиритом (32 точки анализа). В пирите установлен комплекс основных типоморфных для региона элементов-примесей: Co, Ni, Cu, Zn, As, Ag, Sb, Te, Au, Tl, Pb, Bi [Викентьев и др., 2017]. Их максимальные содержания (г/т): 6670 As, 706 Ni, 722 Co, 592 Pb, 101 Ag, 100 Sb, 26 Bi, 19 Te, 16 Tl, 1 Au.

При комнатной температуре выделяются два типа ФВ: однофазовые (газовые) и преобладающие двухфазовые (газ и водный раствор). Размер ФВ не превышает 15 мкм (в среднем, 5–7 мкм), газовая фаза занимает 15–45 % объема вакуоли. В одном образце обнаружены трехфазные (газ, раствор и жидкая CO<sub>2</sub>) и сингенетичные с ними однофазные газовые ФВ, иногда с тонкой каймой раствора. Размер таких включений 5–15 мкм, реже до 20–35 мкм.

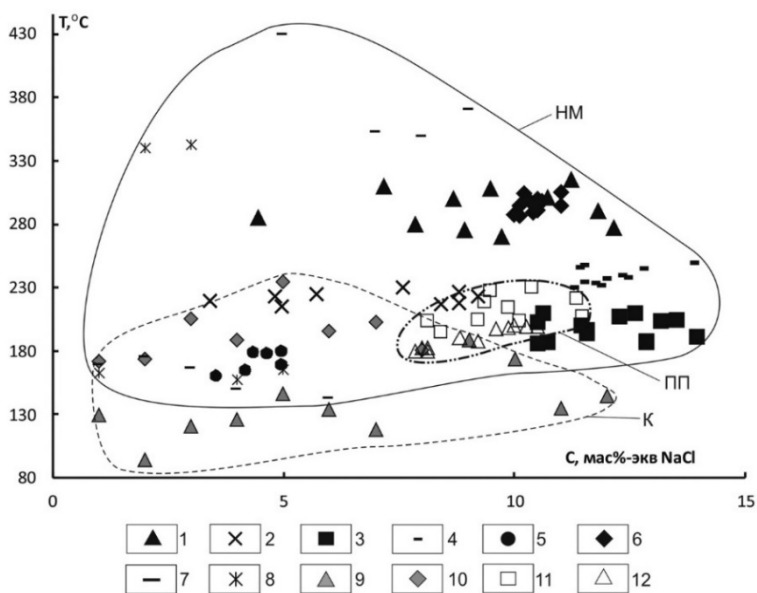


Рис. Соотношение температур гомогенизации ( $T$ , °C) и солёности растворов ( $C$ , мас. % NaCl экв.) во флюидных включениях в карбонате и кварце месторождений Новогоднее-Монто (НМ), Петропавловское (ПП) и рудопроявления Карьерное (К).

Образцы: 1 – НМ 20; 2 – НМ 31 в; 3 – НМ 14; 4 – НМ 61; 5 – НМ 40; 6 – НМ 46; 7 – НМ 94; 8 – НМ 93; 9 – 14-10; 10 – 14-34; 11 – ПП 1244/192.8; 12 – ПП 110-16.

По средним температурам эвтектики ( $T_{эвт.}$ ) ФВ условно можно разделить на три типа:  $-21$ ,  $-27$  и  $-35$  °C. В ФВ I и II типов преобладают хлориды Na и K, а III тип соответствует солевой системе (Na,Mg)Cl [Борисенко, 1977]. Установленные температуры гомогенизации ( $T_{гом}$ ) составляют 95–235 °C, солёность растворов ( $C_{сол.}$ ) варьирует от 0.4 до 12.7 мас. % NaCl экв. (рис.). Эти результаты согласуются с данными для месторождений Новогоднее-Монто ( $T_{гом.} = 143$ – $429$  °C и  $C_{сол.} = 0.5$ – $13.94$  мас. % NaCl экв.) и Петропавловское ( $T_{гом.} = 180$ – $260$  °C и  $C_{сол.} = 7.9$ – $11.6$  мас. % NaCl экв.) (табл.). Отличия в параметрах (более низкие  $T_{гом.}$ ), вероятно, объясняются расположением изучаемого объекта на фланге рудного поля.

Температуры отложения рудной минерализации объектов оценены также по хлоритовому геотермометру. Хлорит в изученных метасоматитах входит в состав жил и прожилков и представлен тонкочешуйчатыми агрегатами и крупными удлиненными гипидиоморфными кристаллами размером до 400 мкм. В породе хлорит формирует неравномерно распределенные таблитчатые зерна размером до 80 мкм.

Хлориты рудопроявления Карьерное относятся к группе магнезиально-железистых и по классификационной диаграмме М. Хей [Heu, 1954] точки химического состава хлоритов попадают в поля репидолита и пикнохлорита. Температуры, рассчитанные по формулам [Cathelineau, Nieva, 1985; Котельников и др., 2012], составляют 140–277 и 118–361 °C (рудопроявление Карьерное), которые близки данным по температурам для месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское (213–303 и 247–355, а также 256–248 и 267–347 °C). Полученные данные соответствуют оценкам температуры по ФВ.

**Результаты микротермометрических исследований флюидных включений  
в кварце и карбонате месторождений Новогодненского рудного поля**

Объект	№ обр.	T <sub>гом.</sub> , °C	Состав солей	C <sub>сол.</sub> , мас % NaCl экв.	
Новогод- нее- Монто	НМ -20	270–315	(Na, K)Cl	4.5–12.2	
	НМ-31в (карбонат)	215–230	NaCl	3.4–9.2	
	НМ-14	186–210	NaCl	10.5–13.9	
	НМ-61	230–250	NaCl	11.2–13.8	
	НМ-40	160–180	NaCl	3.6–5	
	НМ-46	288–304	(Na, Mg)Cl	10–11	
	НМ-94	НМ-94	150–167	NaCl	0.5–12.9
			143–176	(Na, K)Cl	6.3–7.7
			349–429	(Na, Mg)Cl	11.7–12.9
	НМ-93	НМ-93	157–165	(Na, K)Cl	6.5–7.3
340–343			(Na, Mg)Cl	12.3–12.4	
Петропав- ловское	ПП1244/192	195–231	NaCl	7.9–11.6	
	ПП 110/16	180–200	(Na, K)Cl	7.9–10.5	
	ПП 40/75	245–260	Фазовые переходы не наблюдались		
Карьерное	14-34	189–235	NaCl	5.3–12.7	
		172–181	(Na, K)Cl	7.9–8.7	
	14-10	95–126	NaCl	0.4–0.9	
		130–189	NaCl	3.4–5.1	

Таким образом, в вулканогенно-осадочных породах рудопроявления Карьерное установлена тонко- и послойно-рассеянная рудная вкрапленность, представленная, главным образом, пиритом и подчиненными халькопиритом и магнетитом. Метаморфизм со стороны даек различного состава обусловил перекристаллизацию и укрупнение сульфидов, частичное перераспределение рудного вещества и карбоната терригенных пород с образованием локально развитых сульфидно-карбонатно-кварцевых метасоматитов и жил. Самородное золото в рудах проявления размером до 50 мкм локализовано в пирите в ассоциации с халькопиритом, галенитом и блеклой рудой и имеет высокую пробность. По данным ЛА ИСПМС в пирите установлен комплекс основных типоморфных для региона элементов-примесей с постоянным присутствием повышенных содержаний Со и As. По особенностям геологического строения, характеру минерализации и распределения элементов-примесей в пирите, а также по температурным оценкам участка близок зонам развития гидротермально-метасоматических руд месторождения Новогоднее-Монто [Викентьев и др., 2017; Soloviev et al., 2012].

*Авторы выражают признательность В.Д. Абрамовой и В.И. Таскаеву за выполнение аналитических работ. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70041).*

### Литература

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

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая

позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.

*Волчков А.Г., Кряжев С.Г.* Вещественный состав, условия локализации и формирования золотого оруденения Новогодненского рудного поля. Топуугол-Ханмейшорская площадь, Полярный Урал. Отчет по договору № 6д. М.: ЦНИГРИ, 2005ф. 150 с.

*Кениг В.В., Бутаков К.В.* Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.

*Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т. И., Калинин Г.М.* Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. С. 1–4.

*Людкин В.А., Толоконников А.В., Водоватов О.В., Распопин В.М.* Золоторудные месторождения Новогодненского рудного поля на Полярном Урале // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Мат. науч. конф. Сыктывкар, 2006. С. 186–189.

*Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Об. записка. Салехард: Комитет природных ресурсов по ЯНАО, 2001. 231 с.

*Cathelineau M., Neiva D.* A chlorite solid solution geothermometer the Loa Azufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. Vol. 91. P. 235–244.

*Hey M.H.* A new review of the chlorites // Mineralogical Magazine. 1954. Vol. 30. P. 227–292.

*Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia // Mineralium Deposita. 2012. Vol. 48. P. 603–627.

**С.Ю. Степанов<sup>1</sup>, Р.С. Паламарчук<sup>2</sup>, А.В. Козлов<sup>3</sup>,  
С.В. Петров<sup>4</sup>, В.В. Шиловских<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург  
Stepanov-1@yandex.ru*

<sup>2</sup> – *Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии  
и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс*

<sup>3</sup> – *Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург*

<sup>4</sup> – *Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

### **Эволюция платиноидной минерализации в интрузивных комплексах дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала**

С начала изучения коренной платины на Урале дуниты продолжительное время рассматривались как потенциальные платиновые руды, или дунитовые тела оценивались как рудовмещающий субстрат для хромит-платинового оруденения. Позже было открыто Волковское месторождение с повышенным содержанием Au и Pd в медных рудах, локализованных в габбро [Кашин, 1948]. Дальнейшие исследования позволили обнаружить платиноидную минерализацию в пироксенитах Баронского рудопоявления [Zaccarini et al., 2004]. Таким образом, отчетливо обозначились перспективы обнаружения месторождений платиновых металлов во всех типах пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Целью настоящего исследования является изучение минералов платиновой группы (МПГ) и закономерностей распределения благородных



металлов в разных типах пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации и связанных с ними руд.

В качестве объектов выбраны интрузивные тела качканарского, конжаковского, тагило-кытлымского и волковского комплексов. МПГ и закономерности распределения благородных металлов исследованы в хромититах и дунитах большинства клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала, верлитах Каменушенского и Качканарского массивов, пироксенитах и магнетитовых рудах Светлоборского и Качканарского массивов, а также габбро Волковского и Серебрянского массивов. Из всех типов пород и руд отобраны пробы средним весом 35 кг для извлечения МПГ по методике [Степанов и др., 2020]. В пробах определены весовые доли благородных металлов с помощью пробирного анализа с ИСП МС окончанием (ООО «Институт Гипроникель», г. Санкт-Петербург).

Изучение МПГ позволило подтвердить ранее установленную закономерность, выраженную в преобладании среди МПГ в хромититах и дунитах железо-платиновых интерметаллидов (рис. 1а). В качестве включений в изоферроплатине и железистой платине широко распространены кристаллы осмия и скопления иридия (рис. 1б), реже встречаются различные сульфиды Ru, Os, Ir, Rh (рис. 1в).

Большая часть МПГ в клинопироксенитах находится в виде мелких включений в пороодообразующих силикатах, магнетите или сульфидах (преимущественно, борните). Во флогопитовых клинопироксенитах в дайках Светлоборского массива обнаружены

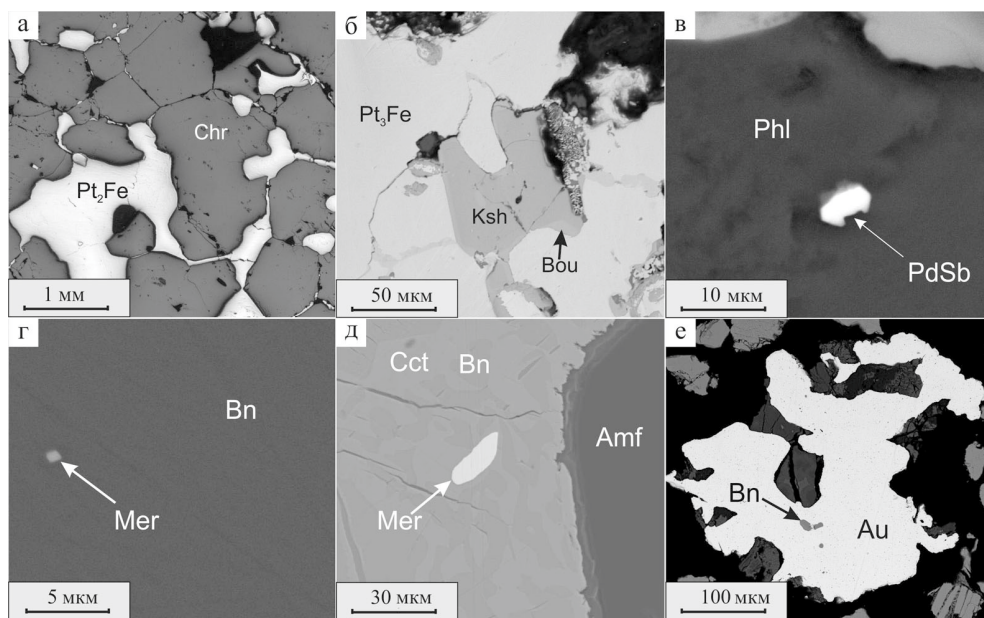


Рис. 1. Минералы платиновой группы из хромититов (а, б) Нижнетагильского (а) и Вересовоборского (б) массивов; пироксенитов (в, г) флогопитовых Светлоборского массива (в) и магнетитовых роговообманковых Качканарского месторождения (г); д, е – габбро массива Серебрянский камень.

Chr – хромшпинелид, Ksh – кашинит, Bou – бауит, Phl – флогопит, Amf – амфибол (магнезиогастенгсит), Сrx – клинопироксен (диопсид), Mag – магнетит, Bn – борнит, Mer – меренскиит, Cct – халькозин.

единичные мелкие включения стибипалладинита (рис. 1г). Он также встречен в качестве включений в магнетите из оливин-роговообманковых клинопироксенитов (рис. 1д) в дайках этого же массива. В магнетитовых клинопироксенитах Качканарского месторождения, содержащих небольшое количество халькопирита и борнита, обнаружены единичные мелкие зерна меренскиита в виде включений в борните (рис. 1е). Принципиально важным моментом проявления МПГ в клинопироксенитах и связанных с ними рудах является преобладание минералов Pd.

Наиболее изученным геологическим объектом, где МПГ сопряжены с габбро, долгое время являлся Волковский массив. В медно-магнетитовых и медных рудах Волковского месторождения были описаны меренскиит и самородное золото [Мурзин и др., 1988]. В результате исследований последних лет медно-благороднометалльное оруденение выявлено в габбро массива Серебрянский камень [Михайлов и др., 2018]. В меланократовых габброидах этого массива наблюдается повышенная вкрапленность медных минералов и, прежде всего, борнита. Часто в нем обнаруживается меренскиит, реже – гессит. В целом, в гравитационных концентратах из сульфидных руд обнаружен богатый набор МПГ: бортниквит, интерметаллиды переменного состава (Pd-Pt-Fe-Cu), высокоцит, меренскиит, котульскит, арсенопалладинит, изомертьерит, а также самородное золото. Таким образом, для габброидов и связанного с ними оруденения, как и для клинопироксенитов, характерно преобладание палладиевых минералов над другими МПГ, а в качестве индивидуальной особенности – выявлено повышенное содержание Au.

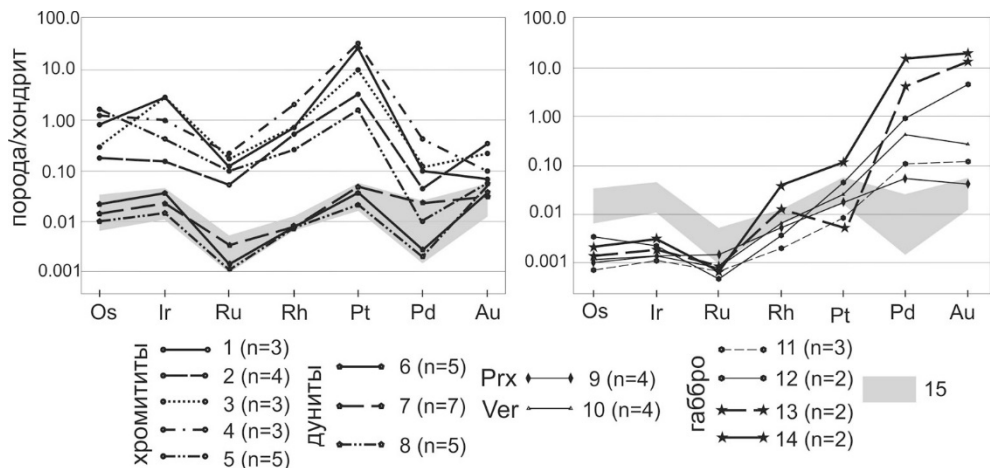


Рис. 2. Закономерности распределения средних содержаний благородных металлов в породах и рудах дунит-клинопироксенит-габбровой формации Урала.

1–5 – хромититы Светлоборского (1), Вересовоборского (2), Каменушенского (3), Сосновского и Юдинского (4), Иовского (5) массивов; 6–8 – дуниты массивов Платиноносного пояса Урала: 6 – мелкозернистые, 7 – среднезернистые, 8 – гигантозернистые и пегматоидные; 9 – пироксениты Светлоборского и Качканарского массивов; 10 – верлиты Светлоборского, Качканарского и Каменушенского массивов; 11, 13 – габбро массива Серебрянский камень: 11 – габбро, 13 – габбро с высоким содержанием борнита; 12, 14 – образцы Волковского месторождения: 12 – габбро с редкой вкрапленностью сульфидов, 14 – массивная халькопирит-магнетит-борнитовая руда; 15 – поле содержания благородных металлов в дунитах ППУ. Состав хондрита взят по [McDonough, Sun, 1995]. В скобках указано число проб.

Закономерности распространения МПП в дунитах, клинопироксенитах и габбро, а также в рудах, связанных с ними, полностью подтверждаются результатами геохимических исследований. Так, для дунитов и хромитов установлен М-образный тренд распределения ЭПГ с преобладанием Ir и Pt. Пироксениты и верлиты практически не содержат тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru) и, по сравнению с дунитами, обогащены Pd и Au. При этом обращает на себя внимание приблизительно равное содержание Pt в дунитах, пироксенитах и верлитах. По аналогии с клинопироксенитами габбро также обогащены Pd и Au относительно дунитов. Максимальные содержания этих элементов отмечены в борнитовых рудах.

Характер распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) в дунитах и хромититах свидетельствует об их генетическом родстве. Ir-Pt специфика этих пород обусловлена особенностями МПП и, вероятно, свидетельствует в пользу кумулятивной природы дунитов, отличая дуниты зональных массивов от ультрамафитов дунит-габбуровитовой формации, имеющих реститовую природу. Обращает на себя внимание близость содержаний Pt и Rh в дунитах, клинопироксенитах и верлитах. Исходя из того, что верлиты являются продуктами глубинной кристаллизации пикритовых расплавов, являющимися первичными для формирования дунитов Нижнетагильского массива [Симонов и др., 2013], такое соответствие содержаний, наряду с пространственным сонахождением, может стать еще одним признаком генетического единства мафитовой и ультрамафитовой составляющих дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

В верлитах и пироксенитах закономерно увеличивается содержание Pd по сравнению с дунитами. Его максимальные содержания отмечены в габбро и связанных с ними сульфидных рудах. Совместно с Pd в габброидах существенно возрастает концентрация Au, при этом количество Pt остается сопоставимым с ее концентрацией в дунитах. Обогащение габброидов и связанных с ними руд легкоплавкими ЭПГ по сравнению с дунитами, верлитами и клинопироксенитами связано со снижением температуры минералообразования, что также сопровождается повышением активности серы в минералообразующем процессе и сменой сидерофильных геохимических свойств платиноидов халькофильными. Такая эволюция МПП с увеличением количества сульфидов и поздним появлением теллуридов (реже, арсенидов, сульфоарсенидов, антимонидов и др.) и относительно низкотемпературных минералов Pd установлена для хромит-платинового оруденения в дунитах [Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2020]. Очевидно, что именно хромит-платиновая минерализация формируется в числе первых в породах дунит-клинопироксенит-габбровой формации, а наложение на нее поздних процессов, инициированных становлением мафической части интрузивов этой формации, указывает не только на пространственное сонахождение интрузивных тел, но и на их генетическое единство. На это же единство указывает и последовательная эволюция платиноидной минерализации с постепенным переходом от Ir-Pt геохимической специфики в дунитах и хромититах к Au-Pd в габброидах и связанных с ними халькопирит-борнитовых и борнитовых рудах.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00151\19) и в рамках выполнения бюджетной темы ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590032-6).*

## Литература

Кашин С.А. Меднотитаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1948. № 9.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю. Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского камня // Новое в познании процессов рудообразования. VII Рос. молодеж. науч.-практ. школа. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 263–267.

Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1200–1202.

Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // Доклады академии наук. 2013. Т. 499. № 6. С. 692–695.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А. Морфология, состав и онтогенез минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 60–83.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменущинского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Zaccarini F., Anikina E.V., Pushkarev E.V., Rusin I., Garuti G. Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 82. P. 137–156.

**И.А. Кузьмин<sup>1</sup>, С.Ю. Степанов<sup>2</sup>, А.В. Корнеев<sup>3</sup>, Р.С. Паламарчук<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург  
kuzmin.kivanechka@yandex.ru

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

<sup>3</sup> – ООО «Индустрия», г. Петрозаводск

<sup>4</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс

**Связь процессов концентрирования Pt  
со структурно-вещественными особенностями дунитов  
на примере зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала  
(научный руководитель – д.г.-м.н. А.В. Козлов)**

Преобладающая часть коренной платины в дунитах зональных массивов Урало-Аляскинского типа связана с хромитовой минерализацией [Заварицкий, 1928; Волченко и др., 2007; Толстых и др., 2011; Малич и др., 2017]. В ходе исследований редко обращалось внимание на характер распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) во вмещающих дунитах. Закономерности изменения содержаний платины в дунитах, вмещающих хромит-платиновые рудные зоны, охарактеризованы только в работе [Кашин и др., 1953]. Нами впервые проведен анализ закономерностей распределения платины в дунитах с учетом их структурно-текстурных особенностей на основе материалов, полученных при изучении двух различных массивов Платиноносного пояса Урала: Светлоборского и Желтой Сопки. Выбор этих массивов в качестве объектов исследования обусловлен рядом факторов. Например, для дунитов Желтой Сопки характерна слабая степень серпентинизации, преобладание дунитов с первич-

но-магматическими структурами и отсутствие отчетливо выраженных хромит-платиновых зон. В Светлоборском массиве выявлено единственное рудопоявление в структуре Платиноносного пояса Урала, где платиноидная минерализация напрямую не связана с хромшпинелидами [Толстых и др., 2011].

Для исследования были отобраны штучные образцы в дунитах центральной части массива Желтой Сопки и керне разведочных скважин, пересекающих минерализованные платиновые зоны в дунитах Светлоборского массива (скважины №№ 018, 020 и 055). Содержания благородных металлов в пробах, отобранных на Желтой Сопке, определены методом ИСП МС (Центральная лаборатория ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Содержания Pt в керновых пробах проанализированы пробирным атомно-абсорбционным методом (ЗАО «РАЦ МИА», г. Санкт-Петербург).

По структурно-текстурным особенностям дуниты подразделяются на протогранулярные и рекристаллизованные, часто порфирокластические. Такая типизация наиболее близка номенклатуре, предложенной для дунитов Нижнетагильского массива [Шмелев, Филиппова, 2010]. Протогранулярные структуры подразделяются по зернистости на тонко-, мелко-, средне-, крупнозернистые и пегматоидные. Рекристаллизованные структурные разновидности дунитов обычно имеют тонкозернистое строение. В образцах с порфирокластическими структурами в качестве порфирокластов выступают реликты первичных зерен. Их размер варьирует от долей миллиметра до первых сантиметров.

Ранее анализ распределения ЭПГ в дунитах Платиноносного пояса Урала позволил установить, что пегматоидные и крупнозернистые разновидности обладают существенно меньшими концентрациями ЭПГ по сравнению со средне- и мелкозернистыми дунитами [Степанов, Козлов, 2018]. Исследования различных структурных типов дунитов массива Желтая Сопка подтверждают эту закономерность. Максимальные содержания Pt установлены в равномерно-мелкозернистых дунитах (до 50–60 мг/т), при этом в крупнозернистых и средне-крупнозернистых они обычно не превышают 20 мг/т. Содержания остальных ЭПГ составляют менее 10 мг/т, при этом общая тенденция повышенных содержаний ЭПГ в мелкозернистых дунитах сохраняется.

В связи со слабым проявлением хромит-платиновой минерализации в массиве Желтая Сопка средние содержания ЭПГ в средне- и мелкозернистых дунитах (43.8 мг/т при среднем содержании Pt 23.4 мг/т) могут быть выбраны в качестве среднего для дунитов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, что не противоречит результатам многочисленных исследований [Auge et al., 2005; Волченко и др., 2007; Пиллюгин и др., 2015].

На примере скважины № 055 рассмотрим распределение Pt в дунитах с первичными структурами. Скважина вскрывает средне- равномернозернистые, порфировидные средне-крупнозернистые и крупнозернистые дуниты и на небольшом интервале (около 1.5 м) пересекает тело дунитовых пегматитов (рис.). Большая часть пород содержит 2–3 % хромшпинелида и только в области фациального перехода равномерно-среднезернистых дунитов к порфировидным средне-крупнозернистым дунитам его содержание возрастает до 7–8 %. Наименьшие содержания Pt характерны для интервала (187.7–198.2 м, 0.032 г/т Pt, в среднем), на котором пересечены крупнозернистые дуниты с телами дунитовых пегматитов. Слегка повышенные содержания Pt (около 0.07 г/т) характерны для среднезернистых и порфировидных средне-крупнозернистых дунитов (~0.1 г/т), окружающих тело крупнозернистых дунитов. Максимальная концентрация Pt установлена в интервале повышенной вкрапленности акцессорного хромшпинелида в дунитах (27.3–62.0 м, 0.18 г/т Pt, в среднем).

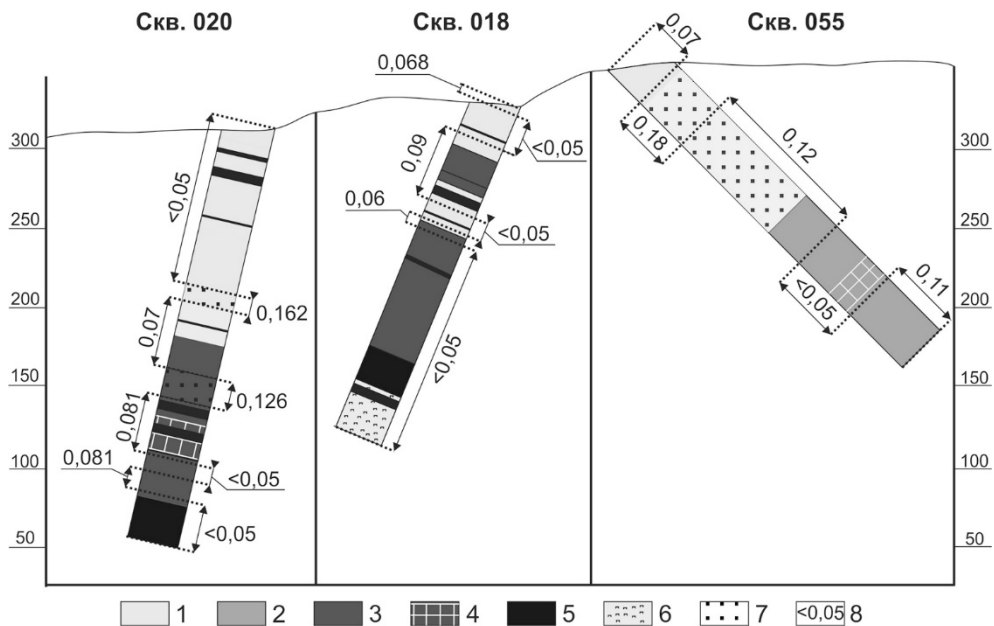


Рис. Сводная схема разрезов по скважинам №№ 020, 018 и 055 (слева направо).

1–4 – дуниты: средне- и равномернозернистые (1), порфиридные, средне-крупнозернистые (2), рекристаллизованные полиэдрически-зернистые (3), пегматоидные (4); 5 – дайки флогопитовых пироксенитов, роговообманковых перидотитов, иситов; 6 – пироксениты; 7 – повышенные содержания хромитов (более 5 %); 8 – средние содержания Pt, г/т.

Для оценки распределения Pt в рекристаллизованных дунитах охарактеризованы разрезы двух скважин в пределах рудопоявления им. Н.К. Высоцкого. В скважине № 018 (см. рис.) разрез дунитов можно подразделить на четыре интервала: 0.0–38.5 м – равномерно-среднезернистые дуниты, 38.5–58.4 м – рекристаллизованные полиэдрически-зернистые дуниты с порфирокластами кристаллов оливина, 58.4–86.3 м – равномерно-среднезернистые дуниты, 86.3–175 м – полностью рекристаллизованные полиэдрически-зернистые дуниты. В скважине установлены три интервала с повышенными средними содержаниями Pt: 0–5 м (68 мг/т), 25–74 м (91 мг/т), пространственно сопряженный с первым интервалом рекристаллизованных дунитов 38.5–58.4 м, и 84–103 м (62 мг/т), совпадающий с кровлей мощного фрагмента разреза, сложенного полиэдрически-зернистыми разновидностями дунитов 86.3–175.2 м.

В скважине № 020 наблюдается более сложный разрез: 0.0–119.3 м – равномерно-среднезернистые дуниты, 119.3–169.5 м – полиэдрически-тонкозернистые рекристаллизованные дуниты, 169.5–210.5 м – частично рекристаллизованные крупнозернистые и пегматоидные дуниты, 210.5–238.5 – полностью рекристаллизованные полиэдрически-тонкозернистые дуниты. В этой скважине установлены менее мощные интервалы по сравнению со скважиной № 018, но обладающие высокими средними содержаниями Pt: 103.0–106.0 м (162 мг/т) и 150.4–164.0 м (126 мг/т). В этих интервалах отмечена повышенная вкрапленность акцессорного хромшпинелида (до 10 %). В интервалах 106.0–150.4 и 164–208 м среднее содержание Pt повышено и близко к 80 мг/т.

Анализ обширной выборки результатов проведенных геохимических исследований и сопоставление с опубликованными данными позволили выбрать среднее содержание ЭПГ в дунитах Платиноносного пояса Урала – около 55 мг/т, характерное преимущественно для дунитов с первичными средне- или мелкозернистыми структурами. Меньшие содержания ЭПГ характерны для крупнозернистых и особенно пегматоидных дунитов.

В дунитах обнаружены области с повышенными содержаниями Pt. Они контролируются фаціальным переходом между крупно- и среднезернистыми дунитами, в пределах которого развиты дуниты с порфиroidными структурами и повышенной вкрапленностью хромшпинелида. Эта закономерность особенно ярко выражена в разрезах, вскрытых скважинами № 020 и № 055. При этом вокруг обогащенных Pt фрагментов разреза отсутствуют симметричные обедненные ореолы, дуниты обладают первичными структурами и не несут следов гидротермально-метасоматической переработки. Совокупность этих фактов позволяет сделать вывод, что неравномерное распределение Pt с образованием обогащенных зон происходило в ходе кристаллизации дунитов на магматическом этапе развития клинопироксенит-дунитовых массивов.

Перекристаллизация дунитов – это единственный наложенный процесс, оказывающий влияние на распределение Pt. В краевых частях областей развития рекристаллизованных полиэдрически-тонкозернистых дунитов наблюдается двукратное превышение содержания Pt относительно среднего содержания этого металла в дунитах зональных массивов.

Анализ полученных результатов позволил установить, что на распределение Pt в дунитах наибольшее влияние оказывают два процесса. В первую очередь, ее неравномерное распределение связано с процессами кристаллизации дунитов и сопутствующего формирования хромит-платинового оруденения. В ходе этих процессов могут возникать хромит-платиновые зоны, аналогичные промышленно значимым рудным телам Нижнетагильского массива. Частичное перераспределение Pt может быть инициировано перекристаллизацией дунитов. Этот процесс широко развит в краевых частях дунитовых «ядер» и приводит к формированию минерализованных зон с непромышленными содержаниями Pt.

*Авторы признательны директору заповедника «Денежкин Камень» Анне Евгеньевне Квашиной за содействие в подготовке фактического материала для исследований. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00151\19).*

## Литература

Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа // Литосфера. 2007. № 4. С. 73–101.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. М.: НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР, 1956. 112 с.

Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 4. С. 440–444.

Пилюгин А.Г., Таловина И.В., Дурягина А.М., Никифорова В.С. Геохимические особенности платиноносных дунитов Светлоборского и Нижнетагильского массивов платиноносного пояса Урала // Записки Горного института. 2015. Т. 212. С. 51–61.

Степанов С.Ю., Козлов А.В. Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов–2018. Вулканизм и рудообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 206–209.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника. 2010. № 4. С. 65–86.

Auge T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Yu.A. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 707-732.

**В.В. Михайлов<sup>1</sup>, С.Ю. Степанов<sup>2</sup>, П.Л. Путилов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург  
mvvsevolodovich@yandex.ru

<sup>2</sup> – Санкт-Петербургский государственный университет,  
г. Санкт-Петербург

**Связь медно-благороднометалльной минерализации  
и геохимических особенностей амфиболовых габбро  
массива Серебрянского камня, Северный Урал  
(научный руководитель – д.г.-м.н. А.В. Козлов)**

Единственным промышленно значимым объектом с медно-благороднометалльным оруденением в пределах Платиноносного пояса Урала (ППУ) является Волковское месторождение. Руды этого месторождения залегают в габбро Волковского массива. Среди пород, слагающих ППУ, преобладают габброиды, рудоносность которых оценена не в полной мере. Наиболее перспективными объектами на медно-благороднометалльное оруденение из числа интрузивных массивов ППУ являются Павдинский габброидный комплекс, массив Серебрянского камня и Кумбинский дунит-клинопироксенит-габбровый массив [Кашин, 1941; Отчет..., 1978]. Несмотря на долгую историю изучения, многие черты геологии и генезиса медно-благороднометалльного оруденения остаются дискуссионными. В настоящее время существует несколько гипотез с противоположными взглядами на роль магматических и гидротермальных процессов в рудогенезе, и, как следствие, отсутствует возможность создания единой геолого-генетической модели, применимой для прогнозирования и поисков месторождений медно-благороднометалльного типа.

Детальное изучение особенностей локализации оруденения в пределах массива Серебрянского камня в период с 2018 по 2019 гг. нацелено на выявление связей между медно-благороднометалльной минерализацией и геохимическими особенностями амфиболовых габбро, слагающих массив.

Образцы пород для исследований отобраны на территории массива Серебрянского камня, Северный Урал. Содержания благородных металлов проанализированы пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО РАЦ МИА, г. Санкт-Петербург): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный королек), атомно-



эмиссионное определение по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре ICAP 6300. Содержания химических элементов в пробах определены с помощью метода ИСП МС (Центральная аналитическая лаборатория ФГБУ ВСЕГЕИ, прибор ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов).

Массив Серебрянский камень расположен в центральной части Кытлымского плутона – полиформационной структуры, сложенной магматитами нескольких комплексов, располагающейся к северо-западу от г. Карпинск (Свердловская обл.) в пределах западной части Тагильской мегазоны. Среди пород, слагающих массив Серебрянский камень, преобладают амфиболовые габбро. Полосчатость пород в пределах массива имеет центриклинальное падение с выполаживанием к центру массива [Бобров, 1967].

По соотношению фемических и салических минералов в породах выделяется несколько разновидностей. В лейкократовых габбро плагиоклаз явно преобладает над темноцветными минералами. Их отличительной чертой является практически полное отсутствие аксессуарной рудной минерализации. Массивные мезократовые габбро наиболее широко распространены на территории массива, их состав характеризуется примерно равным количеством плагиоклаза и амфибола, вкрапленностью ксеноморфного магнетита, подчиненным количеством сульфидов Cu. Меланократовые амфиболовые габбро на 70 % состоят из амфибола, плагиоклаз распространен в подчиненном количестве. Наиболее поздними являются жильные габбро-пегматиты и анортозиты, равномерно пронизывающие общую массу габброидов [Ефимов, Ефимова, 1967].

Состав порообразующих минералов амфиболовых габбро выдержан. Индивиды плагиоклаза (анортит № 85–90) слабозональны. Клинопироксен относится к диопсидовому ряду с фассаитовым уклоном  $(\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{0.93})(\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.21}\text{Al}_{0.08}\text{Ti}_{0.01})(\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.05})\text{O}_6$ . Амфибол наиболее близок к магнезиогастингситу  $(\text{Na}_{0.63}\text{Ca}_{1.71})_{2.34}(\text{Mg}_{2.58}\text{Fe}_{1.94}\text{Al}_{0.14})_{4.66}(\text{Si}_{5.96}\text{Al}_{2.04})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .

При детализации геологического строения изученного участка и интерпретации данных геохимической съемки по первичным ореолам рассеяния установлено, что среди однородных габбро развиваются такситовые меланократовые габбро с неравномернозернистой пятнистой текстурой. Для этих неоднородных зон характерны вытянутые согласно простиранию полосчатости сегрегации, сложенные амфиболом и пироксеном в подчиненном количестве. С такими зонами структурных такситов связана обильная сульфидная вкрапленность, представленная борнитом с подчиненным количеством халькопирита. благороднометалльная минерализация преимущественно связана с борнитом [Михайлов и др., 2019].

Амфиболовые габбро характеризуются неоднородным химическим составом: содержание  $\text{SiO}_2$  40–49 мас. % понижается до 37–40 мас. % в меланократовых разновидностях с увеличением магнезиальности. Отмечено закономерное увеличение магнезиальности в ряду лейко-, мезо-, меланократовых амфиболовых габбро. На диаграммах, отражающих зависимость содержания петрогенных элементов от магнезиальности пород, устанавливается изменение состава амфиболовых габбро: на фоне относительно постоянных значений CaO и общей щелочности с ростом отношения Mg/Fe происходит явное падение содержаний  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 1). Это, вероятнее всего, объясняется обеднением расплава этими компонентами в процессе кристаллизации основной части плагиоклаза и титаномагнетита.

Рудовмещающие габбро массива Серебрянского камня существенно обогащены РЗЭ [Полтавец и др., 2011]. Для распределения лантаноидов в амфиболовых габбро характерен «взгорбленный» тип распределения (рис. 2а). Явно выраженная отрицательная

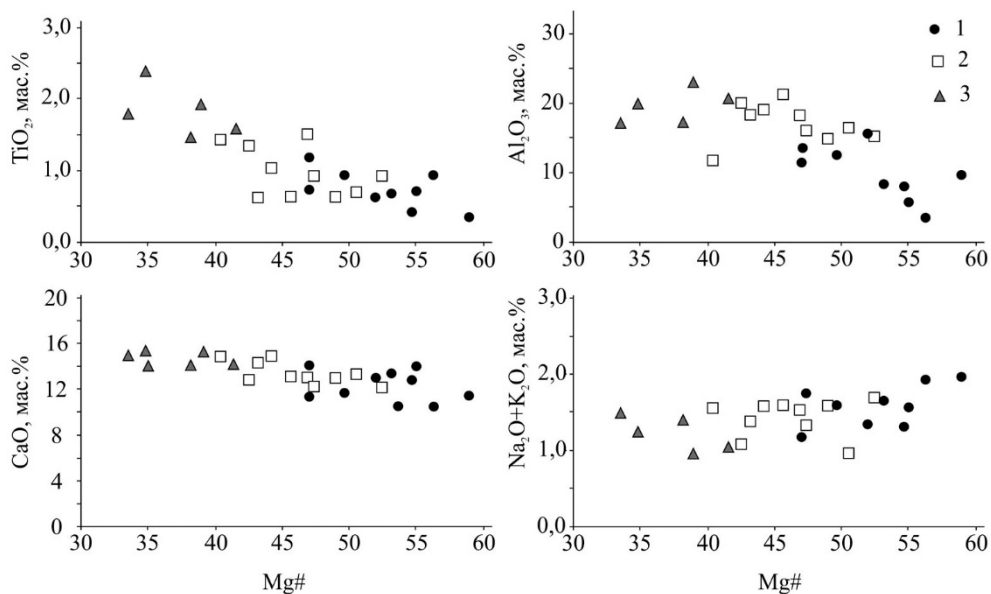


Рис. 1. Вариации содержаний петрогенных элементов в зависимости от магнезиальности ( $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$ ) в породах массива Серебрянского камня.

Здесь и на рис. 2 габбро: 1 – меланократовые; 2 – мезократовые; 3 – лейкократовые.

Eu аномалия обусловлена, вероятно, фракционированием плагиоклаза. Для лейко- и мезократовых габбро характерна положительная аномалия, для меланократовых разновидностей – отрицательная. Для рудовмещающих амфиболовых габбро рассчитаны величины  $TE_i$  [Irber, 1999], характеризующие изгиб нормированного спектра для  $i$ -й тетрады. Величины  $TE_{1-4}$  2.1–1.4 (значимые для M-типа распределения РЗЭ,  $TE_i > 1.1$ ) позволяют предположить, что формирование пород происходило при наличии высокотемпературных F- и Cl-содержащих флюидов, повлиявших на фракционирование лантаноидов.

Как известно, именно высоkozарядные элементы (Y, Pb, Zr, Hf) являются мало-подвижными при флюидном или гидротермальном преобразовании пород, а их концентрирование и перераспределение происходит на стадии кристаллизации расплавов при формировании магматических пород. Важно отметить существенную обедненность

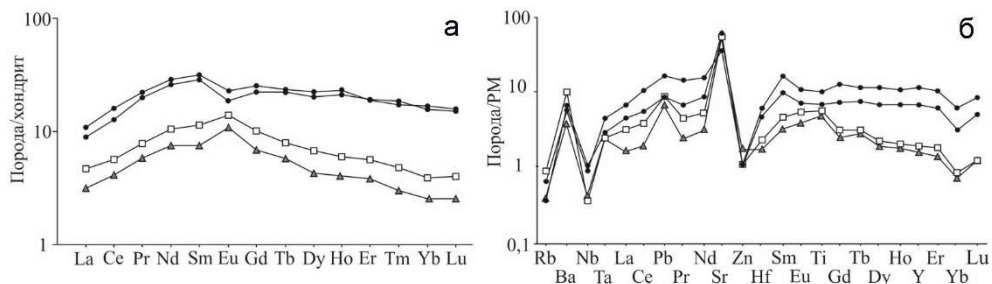


Рис. 2. Спайдер-диаграммы распределения спектров редких и редкоземельных элементов: а – хондрит-нормализованные спектры [Sun, McDonough, 1989], б – состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

лейкокатовых и мезократовых габбро высокозарядными элементами, включая РЗЭ, по сравнению с такситовыми меланократовыми разностями (рис. 2б). Рудовмещающие породы обогащены Y, Hf и Pb по сравнению с безрудными габбро. Максимальное концентрирование высокозарядных элементов в такситовых меланократовых габбро указывает, вероятно, на их формирование из максимально дифференцированного вещества рудно-магматической системы. Наиболее сильные корреляционные связи наблюдаются между благородными металлами, которые имеют менее сильную, однако значимую корреляционную связь с медью (табл.). В свою очередь, наблюдается умеренная корреляция между полезными рудными компонентами и магниальностью пород, а также с суммарным содержанием Y, Hf, Pb и РЗЭ. Среди высокозарядных элементов выделяется Zr, имеющий обратную корреляцию с рудными компонентами. Связь Zr с Ti, вероятно, объясняется накоплением элемента в составе титанита, ассоциирующего с титаномagnetитовой минерализацией.

Т а б л и ц а

**Корреляционная матрица содержаний элементов**

	Mg#	Y	Pb	Hf	Ti	Zr	LREE	HREE	SREE	Pd	Au	Cu
Mg#	1											
Y	<b>0.43</b>	1										
Pb	-0.16	-0.10	1									
Hf	0.31	<b>0.55</b>	-0.22	1								
Ti	0.19	0.28	<b>-0.54</b>	<b>0.40</b>	1							
Zr	0.10	<b>0.40</b>	<b>-0.58</b>	0.36	<b>0.59</b>	1						
LREE	<b>0.46</b>	<b>0.60</b>	0.06	0.24	-0.08	-0.03	1					
HREE	<b>0.46</b>	<b>0.59</b>	0.09	0.24	-0.09	-0.01	<b>0.96</b>	1				
SREE	<b>0.46</b>	<b>0.60</b>	0.07	0.24	-0.08	-0.02	<b>0.99</b>	<b>0.98</b>	1			
Pd	0.38	<b>0.53</b>	0.26	<b>0.40</b>	-0.22	-0.25	<b>0.80</b>	<b>0.83</b>	<b>0.82</b>	1		
Au	0.24	<b>0.42</b>	0.20	0.35	-0.22	-0.17	<b>0.70</b>	<b>0.73</b>	<b>0.72</b>	<b>0.92</b>	1	
Cu	<b>0.60</b>	<b>0.44</b>	0.08	0.23	-0.10	-0.21	<b>0.73</b>	<b>0.65</b>	<b>0.71</b>	<b>0.60</b>	0.37	1

П р и м е ч а н и е. Анализируемая выборка составлена из 32 проб, критическое значение коэффициента корреляции  $r_{\text{крит}} = 0.39$  рассчитывалось на основе значения коэффициента Пирсона для 30 степеней свободы при уровне значимости  $\alpha = 0.05$ ,  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ .

Большинство исследователей придерживается магматической модели формирования оруденения ванадий-железо-медного типа. Согласно этой модели, флюид генерировался водосодержащим (6–8 мас. % H<sub>2</sub>O) базальтовым очагом в результате кристаллизационной дифференциации, а отложение руд происходило в конечные этапы становления интрузии из остаточных, обогащенных флюидом, расплавов [Полтавец и др., 2011]. В метасоматической и гидротермальной концепциях формирования медно-сульфидного оруденения волковского типа роль флюида является основополагающей [Ефимов, Ефимова, 1967].

Таким образом, установлено, что медно-благороднометаллическая минерализация связана с породами, характеризующимися повышенной магнизиальностью и суммарным содержанием лантаноидов и высокозарядных элементов. Отрицательная Eu аномалия и высокая обогащенность несовместимыми элементами рудовмещающих габбро позволяет предположить, что их формирование происходило позже мезократовых безрудных разновидностей. Данные, полученные при изучении геохимических особенностей серебрянской ассоциации пород, позволяют сделать вывод, что ортомагматическая концепция, предложенная в работах [Кашин, 1941; Полтавец и др., 2011] для генезиса руд Волковского месторождения, наиболее близка для изучаемого массива. Таким образом, формирование амфиболовых габбро и связанного с ними оруденения происходило на последних этапах формирования массива из флюидонасыщенного расплава.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00151\19).*

### Литература

- Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
- Кашин С.А.* Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами // Советская геология. 1941. № 2. С. 63–68.
- Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды в районе Серебрянского камня / Под ред. В.И. Боброва. Уральское территориальное геологическое управление, 1978. Том I. 111 с.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С.* Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометаллической минерализацией (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 143–157.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Петров С.В., Шиловских В.В., Абрамова В.Д.* Новые данные о благороднометаллической минерализации в габбро Серебрянского камня, Северный Урал // XXV Всерос. науч. конф. «Уральская минералогическая школа-2019». Екатеринбург: ООО «Альфа Принт», 2019. С. 83–87.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. № 3/4. P. 489–508.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

***Р.С. Паламарчук***

*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург  
palamarchuk22@yandex.ru*

### **Условия формирования россыпеобразующих систем, связанных с клинопироксенит-дуниевыми массивами Среднего Урала**

Отработка платиновых россыпей на Урале длится уже почти 200 лет. Изучение особенностей их минерализации и формирования в XIX в. проводилось исключительно с целью поиска коренного источника для россыпей. В конце XIX в. было доказано, что коренными источниками для платиновых россыпей Урала являются клинопироксенит-дуниевые массивы [Зайцев, 1898]. После этого научные исследования

нацелились на решение вопроса условий формирования зональных клинопироксенит-дунитовых массивов и генезиса хромит-платиновых руд, в то время как изучением условий формирования платиновых россыпей после работы [Высоцкий, 1923] почти никто не занимался. В советский период активно работали геоморфологические партии, однако они решали конкретные производственные задачи или, наоборот, общие, касающегося всего Уральского региона. Единственной современной работой, касающейся условий образования Исовско-Туринской россыпи, является статья [Баранников, Осовецкий, 2014]. Таким образом, на данный момент многие вопросы, связанные с условиями формирования платиновых россыпей Урала остаются открытыми.

В ходе нашего исследования были опробованы платиновые россыпи различных генетических типов, связанные с Нижнетагильским, Светлоборским, Вересовоборским и Каменушенским массивом, а также несколько золото-платиновых россыпей и россыпей с предполагаемым коренным источником. Изучение ассоциаций минералов платиновой группы (МПГ) из этих россыпей позволило установить, что каждый клинопироксенит-дунитовый массив и связанная с ним россыпная система характеризуются своими особенностями ассоциации МПГ.

Нижнетагильская система характеризуется почти полным отсутствием изоферроплатины при широком развитии никельсодержащих минералов группы тетраферроплатины [Степанов и др., 2015], тогда как в Светлоборском и Каменушенском массивах и связанных с ними россыпях изоферроплатина преобладает. Россыпи Каменушенского массива характеризуются большим количеством включений осмия и иридия в Pt-Fe интерметаллидах вплоть до самостоятельных зерен осмия, тогда как в Светлоборском массиве найдены самородки иридия при небольшом количестве включений осмия в Pt-Fe минералах [Паламарчук и др., 2017]. Россыпи Вересовоборского массива отличаются присутствием как изоферроплатины, так и железистой платины при широком развитии железистых и медистых минералов группы тетраферроплатины [Степанов и др., 2018]. Вересовоборский массив характеризуется разными ассоциациями МПГ в разных россыпях. Так, россыпь р. Простакишенка, где зерна Pt-Fe минералов содержат минимальное количество включений и минералов наложенного парагенезиса, значительно отличаются от ассоциации МПГ из россыпи р. Вересовка, где такие минералы распространены широко. В клинопироксенит-дунитовых массивах резко отличается гранулометрический состав МПГ: для Нижнетагильского и Вересовоборского массивов характерны крупные обособления вплоть до самых крупных самородков в России весом до 8 кг [Высоцкий, 1923], в то время как для Светлоборского и Каменушенского массива максимальный вес самородков редко превышал первые сотни граммов.

Изученные россыпи, связанные со Светлоборским массивом, представляют единую систему. В нее входят элювиальные, делювиальные и ложковые россыпи, связанные с одной хромит-платиновой рудной зоной Светлоборского массива и участок Глубокинский Исовско-Туринской россыпи, расположенный более чем в 30 км от Светлоборского массива. Сравнительный анализ ассоциации МПГ в этой системе позволил установить основные закономерности изменения облика зерен МПГ в процессе их транспорта от коренного источника в россыпь, которые выражаются, главным образом, в потере первичных ростовых признаков. Сравнительный анализ составов МПГ и концентрации элементов-примесей в изоферроплатине из коренных массивов [Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2017] и россыпей со значительным расстоянием переноса обломочного материала показал их идентичность [Stepanov et al., 2019]. Последнее также подтверждает, что происхождение большей части объема МПГ

уникальной в мире Исовско-Туринской россыпи связано с разрушением пород Светлоборского массива. На основании совпадения концентраций элементов-примесей в изоферроплатине из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов и наиболее удаленных россыпей предполагается отсутствие вертикальной зональности в коренном оруднении на величину эрозионного среза массива.

Особенностью россыпей, связанных с Вересовоборским массивом, является то, что повышенные концентрации МПГ характерны только для верховий рек, тогда как с увеличением расстояния от коренного источника они падают. Напротив, почти все ложковые россыпи, расположенные в пределах дунитового ядра Светлоборского массива, почти без перерыва переходят в аллювиальные россыпи крупных рек (Косья, Ис, Выя) и переносятся более чем на 30 км [Stepanov et al., 2019]. Такие закономерности распределения МПГ могут объясняться значительным отличием гранулометрического состава зерен платиноидов.

В целом, образование платиновых россыпей выглядит следующим образом. В результате разрушения коренных пород формируются элювиальные отложения, концентрация МПГ в которых почти не происходит. В склоновых отложениях и отложениях временных водотоков происходит слабая дифференциация элювиальных осадков и, как следствие, слабое перемещение МПГ к нижней части разреза. Таким образом, ключевым фактором для формирования повышенных концентраций МПГ в элювиальных и делювиальных образованиях являются их повышенные содержания в коренных породах, что подчеркивается совпадением пространственного положения и контуров геохимических аномалий в элювиальных отложениях с контурами и положением платиноносных хромититов [Паламарчук и др., 2017].

Дальнейшее преобразование отложений происходит в процессе деятельности речных систем. Их развитие и характер аллювиальных отложений описаны во множестве работ. Относительно крупные зерна МПГ почти не переносятся общим потоком и перемещаются только на неравновесных участках, где в данный момент происходит донная эрозия. В таких условиях формируются русловые россыпи, характеризующиеся максимальной концентрацией МПГ. Дальность переноса крупных зерен МПГ в таких условиях незначительная.

Исходя из истории развития рельефа и геоморфологии Урала в мезо-кайнозойскую эру, можно выделить шесть основных тектоно-климатических этапов [Сигов, 1969], а с точки зрения накопления металлоносных осадков – четыре периода, причем их границы не всегда совпадают. Наибольшее накопление металлоносных осадков происходило в поздней юре–раннем мелу (около 40 млн лет), когда климат был тропическим или субтропическим, что определяло высокую степень выветривания пород [Сигов, 1969] и позволяло разрушать огромные объемы коренных пород. Мелкая фракция МПГ переносилась на значительное расстояние от коренных источников в области аккумуляционной деятельности крупных рек, на месте которых сейчас располагаются мезозойские эрозионно-структурные депрессии. В результате были сформированы мощные толщи осадков с относительно невысокими содержаниями МПГ, мелкие зерна которых распределены почти по всей толще осадков.

Между ранним мелом и палеогеном амплитуды вертикальных перемещений существенно уменьшились, из-за чего объем разрушаемого вещества резко сократился, и многие фрагменты кор выветривания были законсервированы. В олигоцене отмечается активизация процессов эпейрогенеза [Сигов, 1969], что привело к «оживлению» эрозии, возобновлению корообразования и новому этапу россыпеобразования длительностью около 5–10 млн лет. Начало олигодена отмечается заложением новой

речной системы. В эту эпоху на месте крупных речных долин мезозоя формируются относительно небольшие водотоки, размывающие ранее сформированные осадки. Следующими периодами россыпеобразования являются миоценовый и плиоцен-четвертичный, разрушение коренных пород в которые происходило меньше по сравнению с мезозоем из-за похолодания, однако продолжались процессы размыва ранее сформированных осадков и концентрирования в них МПГ.

В зависимости от глубины эрозии палеоген-четвертичного периода разрез россыпей представляется следующим образом: слабо металлоносные осадки юрского периода, часто заполняющие карстовые воронки, перекрываются неогеновыми и четвертичными отложениями с промышленно значимыми концентрациями платиноидов. Часто юрские отложения были эродированы, в результате чего разрез россыпи значительно менялся: непосредственно на плотике, часто в карстовых западинах залегает металлоносный пласт (неогенового или четвертичного периода), перекрытый относительно «пустыми» породами.

Таким образом, формирование россыпей Нижнего Тагила, Исовско-Туринского россыпного узла и Нясьминской россыпной системы – это многостадийный процесс, начало которого заложено в поздней юре. Ключевым фактором для их формирования являлась повторная концентрация МПГ при размыве мезозойских металлоносных осадков, выступающих в роли промежуточных коллекторов. Особенно ярко это подчеркивается повсеместной металлоносностью четвертичных и неогеновых осадков в районе междуречья рр. Иса и Выи, перекрывающих юрские отложения с убогими содержаниями, а также объясняет причину формирования россыпей Мостовской группы, расположенной южнее на 20 км.

Уникальной особенностью геоморфологического развития территории Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива является то, что Вишерско-Висимская мезозойская депрессия включает в себя почти половину площади дунитового ядра массива. Большинство существовавших в дальнейшем водотоков (в том числе, раннемиоценовые долины, а также долины современных рек) наследуют и располагаются в пределах ранее сформированной мезозойской долины. Такое расположение водотоков позволило перемыть одни и те же металлоносные осадки многократно, из раза в раз на одной и той же площади формируя россыпи со все более и более высокими концентрациями МПГ.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00151\19).*

## Литература

Баранников А.Г. Осовецкий Б.М. Платиновые и платиносодержащие россыпи Урала, критерии и признаки их пространственной связи с первисточниками // Известия Уральского государственного горного университета. 2014. Т. 35. № 3. С. 12–29.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград, 1923. 343 с.

Зайцев А.М. Месторождения платины на Урале. Томск, 1898. 74 с.

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В., Золотарев А.А. Сравнительная характеристика минералов платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи и хромититов Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Минералогия. 2017. Т. 3. № 4. С. 37–50.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарев А.А. Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал // Записки Горного института. 2015. Т. 211. № 1. С. 22–28.

Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 238–250.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Козлов А.В., Ханин Д.А., Антонов А.В. Минералы платиновой группы из делювиальной россыпи реки Вересовка, Вересовоборский клинопироксенит-дунитовый массив (Средний Урал) // Записки РМО. 2018. Т. 147. № 5. С. 40–60.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

Stepanov S.Y., Palamarchuk R.S., Kozlov A.V., Khanin D.A., Varlamov D.A., Kiseleva D.V. Platinum-group minerals of Pt-placer deposits associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan type massif, Middle Urals, Russia // Minerals. 2019. Vol. 77. № 9.

**А.К. Козин<sup>1</sup>, С.Ю. Степанов<sup>2</sup>, Р.С. Паламарчук<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург  
kozin.00@bk.ru

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

<sup>3</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии  
и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс

### **Особенности минерального состава шлихов из россыпей золота, связанных с массивами альпинотипных гипербазитов на Южном Урале (научный руководитель – д.г.-м.н. А.В. Козлов)**

Золотые россыпи долины р. Миасс и Соймановской долины на Южном Урале разрабатываются уже на протяжении 200 лет. В верховьях крупных аллювиальных россыпей, а также водотоков более мелких порядков, составляющих целые группы россыпей, известны различные типы коренных месторождений золота. Детальные минералогические исследования самородного золота и включений в нем позволили установить, какие именно генетические типы месторождений коренного золота были источниками для россыпей долины р. Миасс [Зайков и др., 2017а; Zaykov et al., 2017]. Особое внимание было уделено исследованию минералов платиновой группы, выявленных в Миасской группе россыпей [Зайков и др., 2016; 2017б]. В результате этих исследований были охарактеризованы минералы благородных металлов, морфологические особенности их индивидов и агрегатов, а также их внутреннее строение, предложены и обоснованы модели формирования благороднометалльной минерализации в коренных источниках.

Шлиховые ассоциации из разных типов россыпей менее изучены. Подробно описаны минеральные ассоциации шлихов из россыпи Комья-Курай, входящей в Атляскую группу россыпей [Попова и др., 2016]. Тем не менее, только исследование всех минералов шлиховой ассоциации, включая минералы благородных металлов, может быть использовано для корректного определения типов коренных источников для россыпей. Исходя из этого, была сформулирована цель нашего исследования – анализ шлиховых ассоциаций из различных типов золотых россыпей и выявление особенностей их минерального состава с определением вклада коренных источников различных типов в формирование этих россыпей.



Основой для исследования стали материалы, собранные в ходе экспедиционных работ 2019 г. Из большинства россыпей Миасской группы отобраны пробы средним объемом 40 л для получения шлиховых концентратов. Минеральный состав шлихов определен с использованием бинокулярного микроскопа. Немагнитная и электромагнитная фракции размером 100–250 мкм изучены с помощью СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС INCA Energy 450 X-Max 80 (ИГГ УрО РАН, аналитик Л.В. Леонова), а состав золота определен с помощью микроанализатора Cameca SX100 с волновыми спектрометрами (ИГГ УрО РАН, аналитик И.А. Даниленко).

Шлихи из россыпей, связанных с золото-кварцевыми жилами в зонах лиственизации ультраосновных пород (Архангельский лог, вблизи коренного золоторудного месторождения Мурашкина гора), содержат хромшпинелид (45–55 %), ильменит (30–35 %), железистый доломит (10 %), магнетит (<5 %) (псевдоморфозы гематита по кристаллам магнетита), эпидот (5–10 %), амфибол и альмандин (единичные зерна). Важным признаком золотого оруденения являются псевдоморфозы гидроксидов Fe по кристаллам пирита в шлихах.

Непромышленные россыпи золота в верховьях р. Атлян (аллювиальные отложения р. Атлян с неустановленным коренным источником) содержат много ильменита (25–70 %), однако его количество снижается с увеличением содержания хромшпинелида (15–45 %). Магнетит относительно мало распространен (не более 3 %). Столько же приходится на псевдоморфозы гематита по магнетиту. Из силикатных минералов в шлихах наиболее распространен эпидот (5 %). Встречены многочисленные кристаллы альмандина розовых оттенков и единичные темноокрашенные кристаллы гранатов ряда андрадит-гроссуляр. Амфибол и циркон обнаружены в единичных зернах. Также для данных россыпей характерно присутствие рутила (до 5 %) и единичные псевдоморфозы гидроксидов Fe по кристаллам пирита.

Промышленные россыпи Атлянской группы (Семеновский лог с многочисленными неустановленными коренными источниками) характеризуются высоким содержанием хромшпинелида (45–55 %) и ильменита (30–40 %), при этом магнетит практически отсутствует. Наиболее распространенными силикатами являются эпидот и титанит (по 5 %). Во всех пробах в незначительных количествах обнаружены амфиболы, рутил, циркон, псевдоморфозы гематита по магнетиту. Из минералов, сопровождающих золото, обнаружены единичные зерна пирита, замещенного гидроксидами Fe.

Для шлихов из промышленных россыпей, связанных с золото-кварцевыми жилами в ультрамафитах Таловского массива (ложковые отложения по р. Каменка), характерны сопоставимые содержания магнетита (20–30 %) и хромшпинелида (20–35 %). Содержание последнего повышается по мере приближения точек отбора шлиховых проб к ультраосновным породам. Содержание ильменита составляет, в среднем, 15 %. Из силикатных минералов широко распространен эпидот. Важно отметить присутствие клинопироксена и амфибола в шлихах с суммарным содержанием не более 10 %. Для шлихов характерно относительно высокое содержание граната двух разновидностей, в сумме достигающее 5 %. Желто-оранжевый гроссуляр-андрадит преобладает над фиолетовым альмандином. Редко присутствуют рутил и циркон. Из акцессорных минералов-спутников золотого оруденения обнаружены псевдоморфозы гидроксидов Fe по пириту и редкие спайные «выколки» галенита.

В пробах из промышленных россыпей, связанных с родингитизированными ультрамафитами (месторождение Золотая гора, ложковые россыпи, верховья россыпей Соймановской группы), магнетит (30 %) преобладает над хромшпинелидом (15–20 %).

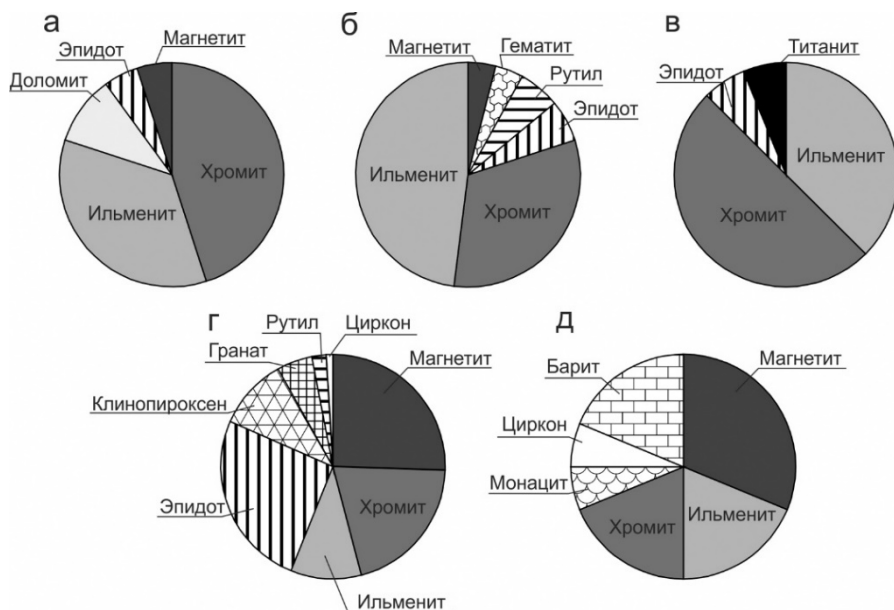


Рис. Минеральный состав шлихов (об. %).

Шлихи из россыпей: а – Архангельский лог (коренной источник – месторождение Мурашкина гора); б – верховья р. Атлян; в – Семениковский лог (Атлянская группа); г – россыпи, связанные с золото-кварцевыми жилами в ультрамафитах Таловского массива; д – россыпи, связанные с месторождением Золотая гора.

Содержание ильменита составляет 15–20 %. Примечательны относительно высокие содержания барита (до 20 %) и монацита (5 %). Единственным распространенным силикатным минералом является циркон (5 %). Остальные силикаты обнаружены в единичных зернах – эпидот, альмандин и титанит. Важно отметить находку единичного знака платины в одном шлихе.

Самыми распространенными минералами в изученных шлихах являются хромшпинелид и ильменит (рис.). Магнетит встречается реже и присутствует в значительном количестве только в россыпях р. Каменка и месторождения Золотая гора. Важным отличием промышленных россыпей Атлянской группы (россыпь Семениковского лога) является содержание титанита (рис. б). Шлихи из россыпей, связанных с золотоносными родингитами месторождения Золотая гора, отличаются присутствием барита, монацита и повышенным содержанием граната (рис. д).

Повсеместно высокое содержание хромшпинелида, часто преобладающего над другими минералами, позволяет сделать вывод об определяющем значении альпидо-типных гипербазитов в формировании россыпных объектов Миасской группы. Совокупность результатов изучения шлиховых ассоциаций в россыпях Миасской группы свидетельствует о том, что ультрамафиты дунит-гарцбургитовых массивов были вмещающими породами для коренных источников золота различных типов. При этом минералогическая специфика коренного источника отчетливо отражается на составе шлихов близлежащих россыпей. Так, железистый доломит в россыпи Архангельского лога распространен в лиственитах и нередко обнаруживается в составе кварцевых жил [Артемьев, Анкушева, 2014]. Ярким примером является также широкое распространение редкоземельной и баритовой минерализации в шлихах из россыпей, связанных

с месторождением Золотая гора, в котором некоторые разновидности хлорит-карбонатных пород характеризуются редкометалльно-редкоземельной спецификой [Мурзин и др., 2013].

Результаты проведенных исследований позволяют сделать вывод, что набор шлиховых минералов в россыпях Миасской группы наследует главные отличительные черты благороднометалльной минерализации коренных месторождений. Наибольшее значение для формирования золотых россыпей имели месторождения, пространственно и генетически связанные с ультрамафит-мафитовыми породами дунит-гарцбургитовых массивов.

## Литература

*Артемов Д.А., Анкушева Н.Н.* Условия формирования золото-сульфидно-кварцевой минерализации месторождения Мурашкина гора (Миасский район, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 142–145.

*Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А.* Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

*Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Крайнев Ю.Д.* Сротки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31–47.

*Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А.* Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала // Минералогия. 2017. № 3. С. 51–56.

*Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ронкин Ю.Л., Шанина С.Н.* Происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 320–341.

*Попова В.И., Никандрова Н.К., Сарафанов Л.В., Попов В.А.* Россыпь золота Комья-Курай Атлянской группы в Миасской долине и перспективы дополнительной отработки россыпей золота на Южном Урале // Минералогия. 2016. № 3. С. 71–78.

*Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Kraynev Yu.D.* Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 299–320.

***К.Р. Нуриева<sup>1, 2</sup>, А.В. Сначев<sup>2</sup>, Р.А. Гатауллин<sup>1, 2</sup>, М.А. Рассомахин<sup>3</sup>***

*<sup>1</sup> – Башкирский государственный университет, г. Уфа  
nuriyevakamilla@yandex.ru*

*<sup>2</sup> – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

*<sup>3</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии  
и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс*

## Золоторудное проявление Голенькие Горки (Южный Урал)

Золоторудное проявление Голенькие Горки входит в Сиратурское рудное поле и находится на восточном склоне Южного Урала в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория с северным замыканием Магнитогорской мегазоны, где в углеродистых сланцах в последние годы установлено несколько проявлений золота [Рыкус и

др., 2009]. Кроме них, здесь известна серия объектов золото-сульфидного и золото-кварц-сульфидного штокверковых типов (Сиратурское, Фельдшерское, Кузьма-Демьяновское, Камышакское, Раздольное), пространственно ассоциирующих с углеродистыми сланцами поляковской свиты ( $O_{1-2}pl$ ) и гидротермально проработанными породами (лиственитами), расположенными на контакте с серпентинизированными ультрабазитами Нуралинского массива (рис. 1).

Рудопроявление Голенькие Горки открыто в 70–80-е гг. XIX в. и разрабатывалось старателями шахтами и мелкими карьерами. В 1932 г. работами П.В. Калинина на рудопроявлении была закартирована полоса лиственитов протяженностью 1.4 км со средним содержанием золота 6–8 г/т. В 1944 г. объект разведывался канавами и шурфами трестом «Башзолото», были получены содержания золота 4–17 г/т и показано, что оно концентрируется в зоне контакта лиственитов с вмещающими черносланцевыми породами. Горные выработки не вышли из рудной зоны, в связи с чем перспективность проявления на глубину осталась неоцененной [Конюхов, 1947ф]. В ходе поисков рудного золота в пределах Сиратурской площади сотрудниками ОАО «Башкиргеология» (2009–2012 гг.) проведены буровые работы, определены масштабы развития минерализованных зон, в их контурах выявлены рудные тела, установлены закономерности размещения золоторудных объектов [Латыпов и др., 2012ф]. Однако пробность золота и содержания элементов-примесей в нем изучены не были. Восполнить этот пробел, а также изучить вмещающие углеродистые сланцы и стало целью нашей работы.

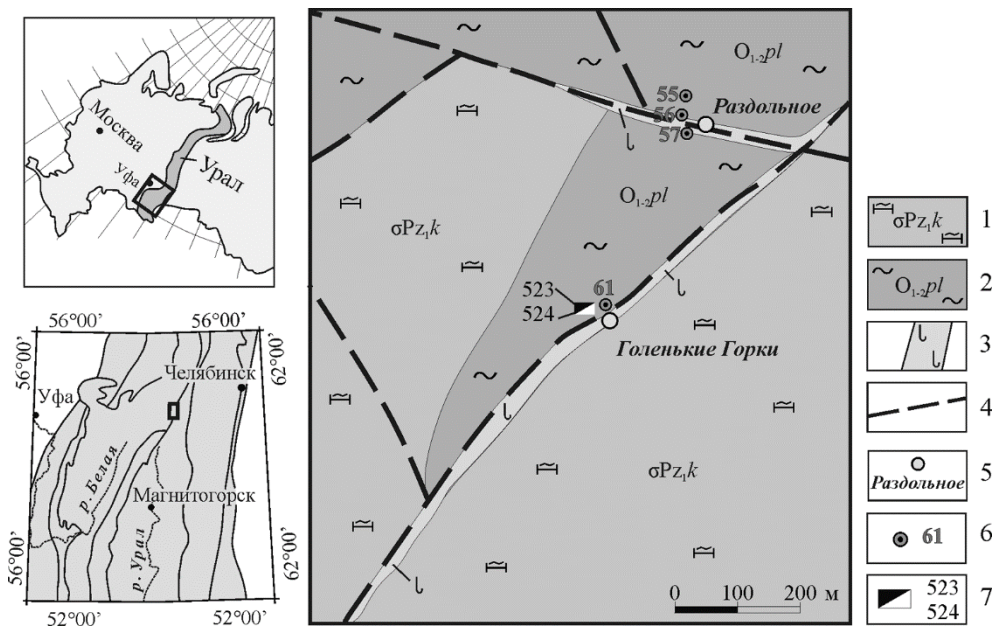


Рис. 1. Схема геологического строения проявления Голенькие Горки (по [Латыпов, 2012ф], с упрощениями авторов):

1 – кемпирсайско-войкаринский комплекс (серпентинизированные ультрабазиты); 2 – поляковская толща (углеродистые, углеродисто-хлорит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы); 3 – метасоматически измененные породы (листвениты); 4 – разрывные нарушения; 5 – рудопроявления золота; 6 – скважины; 7 – канавы.

Углеродистые и углеродисто-хлорит-кварцевые сланцы поляковской свиты имеют площадное распространение и образуют самостоятельные пачки и горизонты, переслаивающиеся с ортопородами, карбонатно-кремнистыми, слюдисто-кварцевыми и хлорит(гранат)-сланцисто-кварцевыми сланцами преимущественно гранобластовой структуры и массивной, реже, пятнистой текстуры. Породы сложены кварцем (до 90 %), слюдами (мусковитом и хлоритом до 15 %), гранатом (до 5 %), сульфидами (до 5–10 %) и углеродистым веществом (до 40 %). Степень их метаморфизма соответствует высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации [Сначев, 2019]. Углеродистое вещество развито в виде прожилков и чешуек между агрегатами кварца и пылевидной вкрапленности в зернах кварца. По результатам термического анализа его среднее содержание составляет 2 % (максимум 4%) [Сначев, 2019], что позволяет отнести их к нормально углеродистому типу [Юдович, Кетрис, 2015]. Изотопный состав углерода  $\delta^{13}\text{C}$  варьирует от  $-24.84$  до  $-27.28$  ‰ и указывает на его биогенную природу [Сначев, Смолева, 2019].

По данным геологов ОАО «Башкиргеология» на рудопроявлении Голенькие Горки в зоне контакта оталькованных серпентинитов и углеродисто-хлорит-кварцевых сланцев породы интенсивно тектонизированы, окварцованы и превращены в листвениты. Ширина метасоматической зоны составляет от 3 до 10 м. Повсеместно отмечены площадные глинисто-щебнистые коры выветривания средней мощностью 20 м и достигающие 40 м в тектонически ослабленных зонах.

Опробование пород на золото выявило его повышенные содержания в ожелезненных и окварцованных углеродисто-хлорит-кварцевых сланцах и жильном кварце, а также околорудные значения в окварцованных лиственитах (табл. 1).

В ходе отмывки в лотках дресвяно-щебнистых кор выветривания буро-ржавого цвета, развитых по углеродистым сланцам и лиственитам, получено несколько зерен золота (рис. 2). Анализ показал однородный их состав (табл. 2). Зерна золота являются низкопробными и содержат значимые примеси Ag (17–33 мас. %). В зерне № 1 (d) установлен сульфид железо-никелевого состава (25.3 % Fe, 38.9 % Ni, 1.9 % Co, 32.7 % S),

Т а б л и ц а 1

**Содержание Au и Ag в породах проявления Голенькие Горки (г/т)**

№ п/п	№ пробы	Порода	Au	Ag
1	ГГ-1.1	Лиственит	0.06	0.09
2	ГГ-3.1	Ожелезненный углеродистый сланец	0.13	0.60
3	ГГ-2.1		0.25	0.14
4	ГГ-2.2		0.07	0.18
5	ГГ-2.3		0.35	0.71
6	ГГ-2.5		0.23	0.90
7	ГГ-2.7	Жильный кварц	0.28	0.09
8	ГГ-2.8		0.25	0.27
9	ГГ-2.9		0.13	0.16
10	ГГ-4.1	Окварцованный лиственит	1.97	0.95

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом на спектрофотомере Спектр-5 в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик Н.Г. Христофорова).

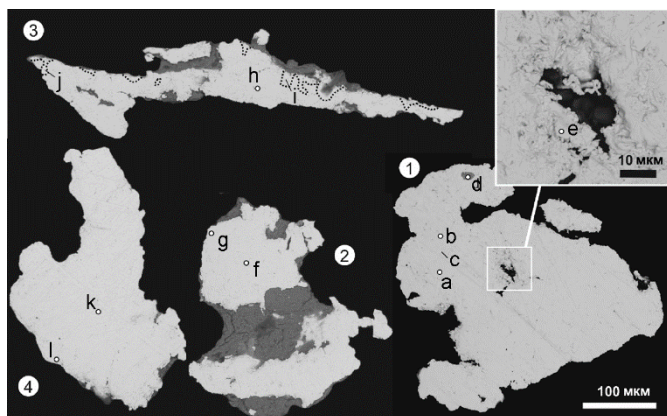


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения и точки анализа полированных зерен золота из рудных зон проявления Голенькие Горки.

Таблица 2

**Химический состав золота проявления Голенькие Горки (мас. %)**

№ зерна	№ ан.	Ag	Au	Сумма
1	a	33.22	66.60	99.82
	b	30.74	67.69	98.43
	c	31.97	69.00	101.31
	e	29.32	71.38	100.70
2	f	23.83	75.32	99.16
	g	21.22	78.78	100.00
3	h	27.59	72.41	100.00
	i	2.93	97.07	100.00
	j	2.60	97.08	99.68
4	k	17.00	83.18	100.18
	l	17.90	82.10	100.00

Примечание. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3sbu с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ (ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин).

а также примесь Те (анализ с) 0.34 мас. %. Примечательно, что в краевой части некоторых зерен содержание Ag минимальное (до 3 %). Это свидетельствует об очищении золота от элементов-примесей в зоне гипергенеза [Мурзин, Малюгин, 1987] (эти области показаны пунктиром в 3 зерне, см. рис. 2).

Таким образом, изучение золоторудного проявления Голенькие Горки, расположенного в северной части южного сегмента Главного Уральского разлома, показало повышенные содержания Au в окварцованных лиственитах и интенсивно сульфидизированных и окварцованных черных сланцах. Анализ золота позволил отнести его к низкопробному типу. По периферии зерен отмечено их очищение от элементов-примесей в зоне гипергенеза.

*Геологические работы выполнены в рамках государственного задания (№ 0246-2019-0078). Изучение состава золота проведено в рамках бюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.*

## Литература

- Конюхов З.А. Итоги геологоразведочных работ за 1946 г. по тресту «Башзолото». Уфа: Башзолото, 1947ф. 48 с.
- Латыпов Ф.Ф., Утаев М.Ф., Исхакова Р.Ш., Мальцева М.В., Мельникова Ю.В. Поиски рудного золота на Сиратурской площади (Республика Башкортостан). Уфа: ОАО Башкиргеология, 2012ф. 339 с.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
- Рыкус М.В., Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.
- Сначев А.В. Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестник АН РБ. 2019. Т. 32. № 3. С. 15–25.
- Сначев А.В., Смолева И.В. Углерод в черносланцевых отложениях Сиратурского рудного поля (Южный Урал) // Новые направления работ на нефть и газ, инновационные технологии разработки их месторождений, перспективы добычи нетрадиционного углеводородного сырья. Оренбург: ООО Типография «Агентство прессы», 2019. С. 121–124.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Москва–Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

**А.В. Колмоец<sup>1</sup>, А.В. Сначев<sup>2</sup>, М.А. Рассомахин<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> – Оренбургский государственный университет, г. Оренбург  
kolomoyets56@mail.ru

<sup>2</sup> – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

<sup>3</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии  
и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс

## Золотоносность углеродистых сланцев Кумакского рудного поля, Оренбургская область

Углеродистые сланцы – одни из известных рудогенерирующих объектов. Они представляют собой благоприятную геохимическую среду для первичного накопления элементов, а также могут концентрировать в себе крупные залежи золота, молибдена, вольфрама, свинца, цинка, меди, платины и других элементов [Арифуров, 2005; Сазонов и др., 2011; Сначев и др., 2013; Gadd et al., 2019]. В оренбургской части Южного Урала золоторудные месторождения и проявления в черносланцевых толщах известны в среднепалеозойских отложениях Восточно-Уральского поднятия и образуют Кумакское золоторудное поле (Кумак, Кумак-Южный, Забайкальское, Центральное и др.) (рис. 1).

Основной задачей данной работы является изучение благороднометалльной минерализации углеродистых сланцев Кумакского рудного поля. Для ее решения в 2018–2019 гг. проведены полевые работы по описанию типовых золотых проявлений черносланцевой формации палеозоя восточной части Оренбургской области.

Кумакское рудное поле приурочено к раннекаменноугольному Аниховскому грабену Восточно-Уральского поднятия, который выполнен углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями. Вблизи зон тектонических нарушений, проявленных вдоль

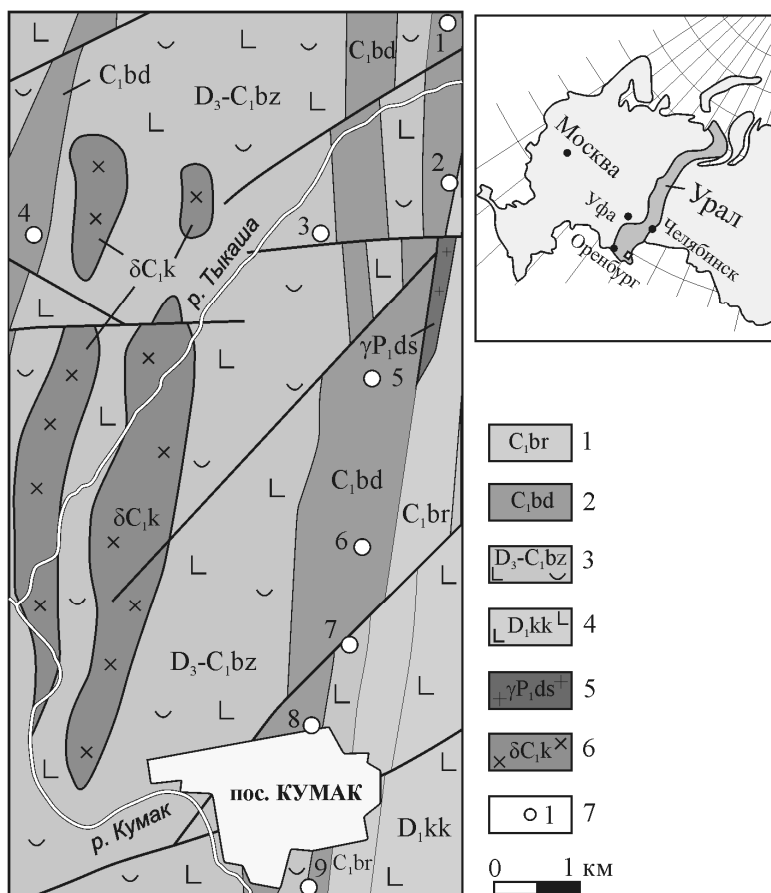


Рис. 1. Геологическая карта Кумакского рудного поля (Южный Урал) (по [Лядский и др., 2018] с упрощениями авторов):

1 – биргильдинская толща (конгломераты, песчаники, известняки, углеродистые сланцы); 2 – брединская свита (углеродистые сланцы, песчаники, алевролиты, конгломераты); 3 – березняковская толща (туфы основного и кислого состава, реже лавы, прослои алевролитов и углеродистых сланцев); 4 – кокпектинская толща (лавы и туфы базальтов, субвулканические тела габбродолеритов, риолитов); 5 – джабыкско-санарский гранит-лейкогранитовый комплекс; 6 – кумакский диорит-плагιοгранитовый комплекс; 7 – проявления и месторождения золота: 1 – Восточно-Тыкашинское, 2 – Коммерческое, 3 – Миля, 4 – Тамара, 5 – Забайкальское, 6 – Байкал, 7 – Центральное, 8 – Кумак, 9 – Кумак-Южный.

Восточно- и Западно-Аниховских глубинных разломов, развита приразломная складчатость с интенсивным смятием и частым вертикальным залеганием пород. В центральной части грабена на десятки километров по простиранию протягивается цепочка золоторудных месторождений и проявлений, приуроченных к брединской свите (C<sub>1</sub>bd) (см. рис. 1). В ней преобладают песчаники, гравелиты, углеродисто-глинистые сланцы, конгломераты, алевролиты, в подчиненном количестве находятся известняки, отмечаются также горизонты вулканитов основного состава. Мощность толщи 350–700 м [Лядский и др., 2018].



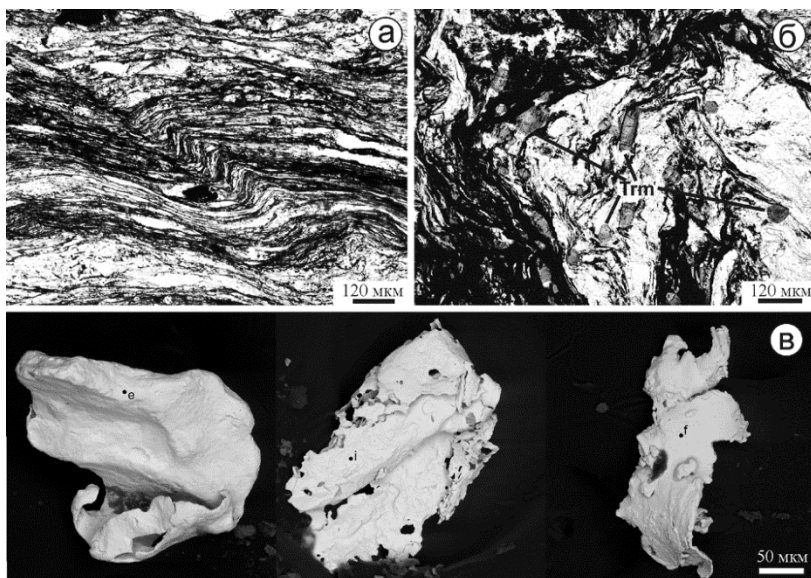


Рис. 2. Полосчатая текстура породы, осложненная кливажом (а), кварц-слюдисто-турмалиновые прожилки в углеродистом сланце (б) (без анализатора) и электронно-микроскопические изображения поверхности зерен золота из кор выветривания Кумакского месторождения (в).

В зависимости от состава и соотношения слагающих их компонентов черные сланцы рассматриваемого района подразделяются на серицит-кварцево-углеродистые, кварцево-углеродисто-турмалиновые, оттрелито-углеродистые и кварцево-углеродисто-оттрелитовые. Первые распространены наиболее широко и представляют собой породы серовато-черного, иногда черного цвета, тонкозернистые, со слабовыраженной сланцеватостью, легко раскалывающиеся по плоскостям сланцеватости с угловатым изломом. По данным химического и термогравиметрического анализов, содержания  $S_{орг.}$  достигает в них 8.7 %, что соответствует углеродистому типу [Юдович, Кетрис, 2015].

Черные сланцы сложены кварцем (до 40 %), серицитом (5–10 %), углеродистым веществом (УВ) (до 50 %), карбонатами (5–10 %) и сульфидами (до 5 %). Значительное количество рассеянного УВ придает породе темную окраску (рис. 2а). В породе отмечаются разнонаправленные извилистые прожилки кварца мощностью 0.01–0.3 мм. В незначительном количестве присутствуют мусковит и хлорит. Для Кумакского месторождения характерно большое количество золоторудных жил и метасоматитов с турмалином (содержание турмалина в углеродистых сланцах достигает 15 %) (рис. 2б). Турмалин встречается в виде редких идиоморфных кристаллов короткостолбчатой и призматической формы в продольном сечении и в виде близких к правильным шестиугольников и треугольников в поперечном сечении. Размеры кристаллов до 0.15 мм. Кристаллы плеохроируют в зеленоватых оттенках, часто наблюдается зональное строение, подчеркнутое окраской: внутренняя часть кристалла имеет насыщенную травянисто-зеленую окраску, внешняя – желтовато-зеленую.

Золото находится как в черносланцевой части рудных тел, так и в кварцевых прожилках. Оно образует пленки, прожилковидные скопления, гнезда. Промышленная золотая минерализация приурочена к пачкам переслаивания метаморфизованных

терригенных и глинистых пород, превращенных в углеродистые слюдисто-кварцевые и кварцево-карбонат-сланцистые хлоритизированные сланцы. Богатые рудные зоны отмечены в местах пересечения меридиональных Восточно-Аниховских разломов и оперяющих их трещин с разрывами северо-северо-восточного и северо-западного направления [Воин, 1966].

В ходе полевых работ нами опробованы на Au и Ag слабоизмененные и измененные углеродистые сланцы брединской свиты. В первых содержание Au достигает 0.6 г/т, Ag 3–4 г/т. В измененных сланцах распределение Au крайне неравномерное – от 0.1 до 17 г/т, Ag – от 0.2 до 2.9. В целом, анализ показал устойчивые надкларковые содержания благородных металлов в черных сланцах, достигающие в ряде образцов промышленных значений.

При промывке шлиховых проб из углеродистых сланцев и кор выветривания, состоящих преимущественно из желтовато-бурых суглинков и глин с обломками жильного кварца и углеродистых сланцев, получено несколько зерен золота размером до 2 мм (рис. 2в). Отмечаются его сростания с турмалином. Морфология самородного золота пластинчатая, изометричная, полуокатанная, пупырчатая, в виде сростаний и листочков.

Состав золота изучен на РЭМ Tescan Vega 3sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ (аналитик М.А. Рассомахин). Анализ зерен золота выявил их неоднородный состав. Большая часть золота относится к высокопробному (Au 92–94 мас. %), содержания Ag составляют 6–8 мас. %, однако встречается и серебряное золото (Ag 33.6 мас. %).

Таким образом, изучение состава зерен золота, полученных из кор выветривания Кумакского месторождения, показало присутствие в них как низкопробного, так и высокопробного золота, принадлежащего, по-видимому, различным генетическим типам руд. Наличие в кварцованных и сульфидизированных черных сланцах брединской свиты промышленных содержаний золота позволяет надеяться на выявление в них новых зон с золоторудной минерализацией.

*Геологические работы выполнены в рамках государственного задания (№ 0246-2019-0078). Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке областного гранта в сфере научной и научно-технической деятельности в 2019 г. (соглашение № 23 от 14.08.2019). Состав золота изучен в рамках госбюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.*

## Литература

*Ариффулов Ч.Х.* Черносланцевые месторождения золота различных геологических обстановок // Руды и металлы. 2005. № 2. С. 9–19.

*Воин М.И.* Особенности структуры и оруденения Кумакского рудного поля и методика выделения обогащенных интервалов в минерализованных зонах смятия // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1966. № 11. С. 77–86.

*Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Кваснюк Л.Н., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Мануйлов Н.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-VII,(XIII) (Светлый). Объяснительная записка. М.: МФ ФГБУ ВСЕГЕИ, 2018. 128 с.

*Рыкус М.В., Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев А.В.* Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Сначев А.В., Рыкус М.В., Сначев М.В., Романовская М.А. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 2. С. 49–57.

Шумилова Т.Г., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Металлоносность и углеродное вещество в уральских породах черносланцевого типа // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 1. С. 86–90.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Москва–Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Yang Z., Petts D. Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE mineralization, Peel River, Yukon, Canada // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 107. P. 600–614.

**М.С. Несват**

*Южно-Российский государственный политехнический  
университет (НПИ), г. Новочеркасск  
misha\_nesvat@mail.ru*

### **Сравнительная характеристика рудных типов Воронцовского золоторудного месторождения (Свердловская область) (научный руководитель – к.г.-м.н. А.А. Бутенков)**

Целью работы является исследование особенностей вещественного состава типов руд Воронцовского месторождения золота (Северный Урал). Основой для работы стали материалы, собранные во время прохождения научно-производственной практики в ЗАО «Золото Северного Урала». Изучены пять сортов руд по данным технологического опробования, проведенного при разведочных работах на месторождении. Используются результаты химических и минералогических анализов, выполненных по 15 технологическим пробам (по три пробы на каждый сорт руды). Методика работ включала составление таблиц со средними значениями показателей вещественного состава для каждого рудного типа, описание минерального и химического состава, выявление характерных особенностей каждого рудного типа, сравнение их между собой, а также установление связей между составом коренных и выветрелых руд. Особое внимание уделено формам нахождения Au и распределению его концентраций между сортами руд.

Воронцовское золоторудное месторождение находится в Краснотурьинском районе Свердловской области на восточном склоне Северного Урала [Баклаев, Усенко, 1989; Азовскова и др., 2013]. Месторождение приурочено к вулcano-плутоническому поясу субмеридионального простирания, который образовался в результате коллизии Тагильской островной дуги и Восточно-Уральского микроконтинента. Месторождение находится в зоне одноименного надвига в западном экзоконтакте Ауэрбаховской интрузии габбро-диоритовой формации. Геологический разрез месторождения слагают осадочные и вулканогенно-осадочные породы андезитовой формации краснотурьинской свиты и мезо-кайнозойские карстовые отложения. Рудовмещающими являются породы нижней, фроловско-васильевской толщи краснотурьинской свиты, сложенной мраморизованными известняками. Вдоль надвига известняки брекчированы,

и с этими метасоматически измененными брекчиями связаны основные рудные тела Воронцовского месторождения.

Основные рудные тела месторождения сложены сульфидно-карбонатными и сульфидно-силикатными рудами и их окисленными разностями в корах выветривания. Менее развиты сульфидно-скарновые руды. Пластообразные пологозалегающие рудные тела локализуются на контакте мраморизованных известняков и вышележащих кремнистых вулканогенно-осадочных пород и приурочены к трещинам оперения надвига. Рудные тела сопряжены с зонами кварц-серицитового метасоматоза, низкотемпературной гидротермальной аргиллизации и джаспероидизации. На выходе первичных руд к поверхности в мезокайнозойский период развития месторождения его структура претерпела изменения вследствие результата процессов выветривания и карстообразования, а в корах выветривания сформировались тела рыхлых окисленных руд, приуроченных к карстовым структурам [Бобров и др., 1999].

В таблицах 1 и 2 приведены значения средних содержаний компонентов каждого типа руд. Изучение результатов анализов по технологическим пробам позволило определить характерные особенности вещественного состава каждого рудного типа.

Сульфидно-карбонатные руды – наиболее распространенные среди коренных рудоносных образований – представлены сульфидизированными брекчиями известняка. В их химическом составе преобладают CaO и CO<sub>2</sub> (Σ 67.2 %). Сумма SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и MgO составляет 17.7 % (табл. 1). Такие соотношения отражаются в минеральном составе руд, где преобладает кальцит (75 %), а также присутствует слюдино-кварц-полевошпатовая ассоциация (Σ 11.5 %). Рудная минерализация представлена сульфидами (общее содержание достигает 12 %, преобладают пирит и марказит

Таблица 1

### Химический состав типов руд

Компоненты	Окисленные смещенных и перетолженных кор выветривания	Окисленные структурных кор выветривания	Сульфидно-скарновые	Сульфидно-силикатные	Сульфидно-карбонатные
	Содержание, %				
SiO <sub>2</sub>	47.0	60.78	22.0	50.0	9.1
TiO <sub>2</sub>	3.74	0.47	0.13	0.7	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.72	17.54	4.13	15.5	3.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.2	21.32	36.0	7.0	2.6
FeO	1.83	0.37	8.6	0.75	0.27
MnO	2.52	0.08	0.51	0.25	-
MgO	0.96	0.78	3.4	2.98	1.93
CaO	3.1	1.11	12.5	7.3	43.7
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.48	0.33	1.7	0.25
K <sub>2</sub> O	1.68	5.13	0.12	3.4	0.82
H <sub>2</sub> O	1.44	1.03	0.2	0.82	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.18	0.45	0.34	0.21
CO <sub>2</sub>	2.63	0.04	2.5	4.1	23.5

Таблица 2

## Фазовый состав золота по типам руд

Фазовый состав	Типы руд				
	Окисленные структурных кор выветривания	Окисленные смещенных и переотложенных кор выветривания	Сульфидно-скарновые	Сульфидно-силикатные	Сульфидно-карбонатные
	Содержание Au, г/т				
Свободное золото с чистой поверхностью, извлекаемое амальгамацией	0.87	2.06	1.70	0.68	1.68
Золото в сростаниях с породой и очень тонкое свободное, извлекаемое цианированием	1.90	2.18	1.51	1.41	5.09
Золото с кислото-растворимыми покрытиями (гидроксиды Fe)	0.025	0.087	0.056	0.07	0.84
Золото, связанное с сульфидами	0.007	0.029	0.12	0.55	1.23
Золото, связанное с минералами вмещающих пород: кварцем и полевыми шпатами	0.1	0.06	0.136	0.13	0.16
Среднее содержание Au	0.58	0.88	0.7	0.57	1.8

– 10.8 %). Эти руды являются наиболее продуктивными на месторождении – среднее содержание Au в них соответствует 1.8 г/т (0.16–5.09 г/т) (табл. 2). Золото в данном рудном типе связано с пирротин-арсенопиритовой и аурипигмент-реальгаровой минеральными ассоциациями.

Сульфидно-силикатные руды залегают среди кварц-серицитовых метасоматитов по вулканогенно-осадочным породам. Они развиты на месторождении в верхних частях рудных тел. Химический состав руд состоит из SiO<sub>2</sub> на 50 %, а также Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и MgO (Σ 26.2 %) (см. табл. 1). В рудах доминируют полевые шпаты, кварц и слюды (Σ 58.1 %). Сульфиды представлены в количестве 9.6 %, из них 8.7 % приходится на пирит. Также присутствует магнетит (0.1 %). По золотонности данный рудный тип ощутимо уступает сульфидно-карбонатным рудам – среднее содержание Au составляет 0.57 г/т (0.13–1.41 г/т) (см. табл. 2). Золото связано с сульфидами арсенопирит-пиритовой ассоциации.

Сульфидно-скарновые руды относительно слабо распространены в пределах месторождения и залегают преимущественно на его северном и южном флангах. В химическом составе руд здесь преобладает Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (36 %), сумма SiO<sub>2</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и

MgO составляет 42 % (см. табл. 1). Минеральная ассоциация представлена пироксеном, гранатом, цоизитом, эпидотом и кальцитом ( $\Sigma$  36.7 %). Среди рудных минералов преобладает магнетит (45.0 %), на долю сульфидов приходится менее 5 %. Золотоносность сульфидно-скарновых руд, в среднем, составляет 0.7 г/т (0.06–1.7 г/т) и связана с рассеянной сульфидной вкрапленностью (см. табл. 2).

Окисленные рыхлые руды структурных кор выветривания расположены на продолжении коренных рудных тел и образуют пласты мощностью до 20 и более метров. В химическом составе руд преобладает  $\text{SiO}_2$  (60.78 %), сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 38.9 % (см. табл. 1). В количестве 5.13 % присутствует  $\text{K}_2\text{O}$ . Минеральный состав нерудной массы представлен кварцем (33.03 %), гидрослюдами (28 %), каолинитом (10.23 %) и монтмориллонитом (7.87 %). Также присутствует лимонит (7.46 %) и в малом количестве – смектит, галлуазит и ярозит. Золото приурочено, в основном, к нижним зонам элювия, примыкающим к первичным сульфидно-силикатным рудам. Среднее содержание Au составляет 0.1 г/т (0.007–1.9 г/т).

Окисленные рыхлые руды смещенных и переотложенных кор выветривания сформировались при смещении по склонам карстовых впадин структурных кор выветривания сульфидно-силикатных и сульфидно-карбонатных руд либо были преобразованы вторичными карстовыми процессами. Рудные тела среди смещенных глинисто-дресвяно-щербнистых кор выветривания обычно имеют линзовидную форму. Химический состав руд включает  $\text{SiO}_2$  (47 %), сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 30.92 % (см. табл. 1). Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  по сравнению с элювиальными рудами ниже (до 1.68 %). Минералы представлены кварцем (22.5 %), монтмориллонитом (17.3 %), каолинитом (16.1 %) и гидрослюдами (10.2 %). Лимонит содержится в количестве 13 %. В реликтах присутствуют эпидот и карбонаты. Содержания Au варьируют от 0.06 до 2.18 г/т, в среднем, составляя 0.88 г/т (т. е. содержание повышено по сравнению с окисленными рудами элювия).

Примечательно то, что для всех исследуемых типов руд 70 % и более золота связано со свободными формами, находящимися в сростаниях с породой. Среди коренных руд наиболее золотоносными являются сульфидно-карбонатные, а среди руд выветривания – смещенные и переотложенные. Просматривается отчетливая связь между коренными сульфидно-карбонатными и сульфидно-силикатными рудами, с одной стороны, и рудами смещенных и переотложенных кор выветривания – с другой. Это проявлено в наличии в последних реликтовых форм эпидота и карбоната.

## Литература

*Азовскова О.Б., Баранников А.Г., Смагин И.В., Ровнушкин М.Ю.* Полигенная природа окисленных руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. Мат. Всерос. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 120–123.

*Баклаев Я.П., Усенко А.И.* Ауэрбахо-Турьинское рудное поле. Скарново-магнетитовая формация Урала. Средний и Южный Урал. Свердловск, 1989. С. 25–58.

*Бобров В.Н., Хрыпов В.Н., Кусмауль Э.Г.* Геология и методика разведки Воронцовского золоторудного месторождения // Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства. Мат. межд. конф. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 71–73.

### **Участок Черемуховая сопка как объект золото-медно-скарнового оруденения (Горный Алтай)**

Участок Черемуховая сопка находится в пределах Синюхинского рудного поля в Чойском районе Республики Алтай (рис. 1). В пределах рудного поля разрабатывается ряд участков золото-медно-скарнового оруденения, объединенных в Синюхинское месторождение (рудник «Веселый»). Детальная характеристика геологического строения, минералогии руд участков Синюхинского месторождения, а также последовательность минералообразования опубликованы многими авторами [Вахрушев, 1972; Ettliger et al., 1991; Двуреченская, 2010; Гусев, 2013; Soloviev et al., 2019]. Участок Черемуховая сопка не несет прямых признаков развития скарнов: здесь отсутствуют выходы на поверхность карбонатных толщ и связанные с ними преобразования. Вопросам геологического строения участка, а также происходившим в его пределах метасоматических и рудных процессов в опубликованной литературе уделено значительно меньше внимания [Гусев и др., 1993ф; Гусев, 2007; 2013].

По данным предшественников вмещающие толщи в пределах рассматриваемого участка сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами средней подсветы усть-семиинской свиты среднего кембрия, состав которых варьирует в широких пределах (андезибазалты, андезидациты, туфы от основного до кислого состава). Вмещающие толщи прорваны многочисленными дайками долеритовых порфиритов, диоритовых порфиритов, монцодиоритовых порфиритов, спессартитов и гранодиорит-порфиров [Гусев и др., 1993ф; Гусев, 2013].

Ранее отмечалось, что для участка Черемуховая сопка характерно штокверковое золото-порфировое оруденение, наложенное на пропилитизированные и фельдшпатизированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы и дайки. Во вмещающих породах, а также кварцевых, кварц-кальцитовых и карбонатных прожилках отмечалась вкрапленность пирита, реже борнита, халькопирита и самородного золота [Гусев и др., 1993ф; Гусев, 2013].

С целью детального изучения рудообразующих и метасоматических процессов авторами в карьере были отобраны образцы рудных метасоматитов, измененных вмещающих пород и даек, из которых были изготовлены шлифы и аншлифы. В процессе изучения вмещающих пород и руд на микроскопе Olympus BX51 были выделены следующие парагенетические ассоциации:

1. Калишпат-гранатовая;
2. Калишпат-кварцевая с эпидотом, гранатом и рудными минералами (халькопирит, борнит) (рис. 2в). В этой ассоциации встречено самородное золото в КПШ на границе с гранатом (рис. 2а);
3. Амфибол-хлорит-кальцитовая;
4. Золото-сульфидно-кварцевая, представленная кварцем, рудными минералами (халькозин, халькопирит, борнит, мелонит, кюстелит), самородным золотом. Золото встречено как в кварце, так и в ассоциации с сульфидами, в виде сростания золота с зернами сульфидных минералов (рис. 2г).

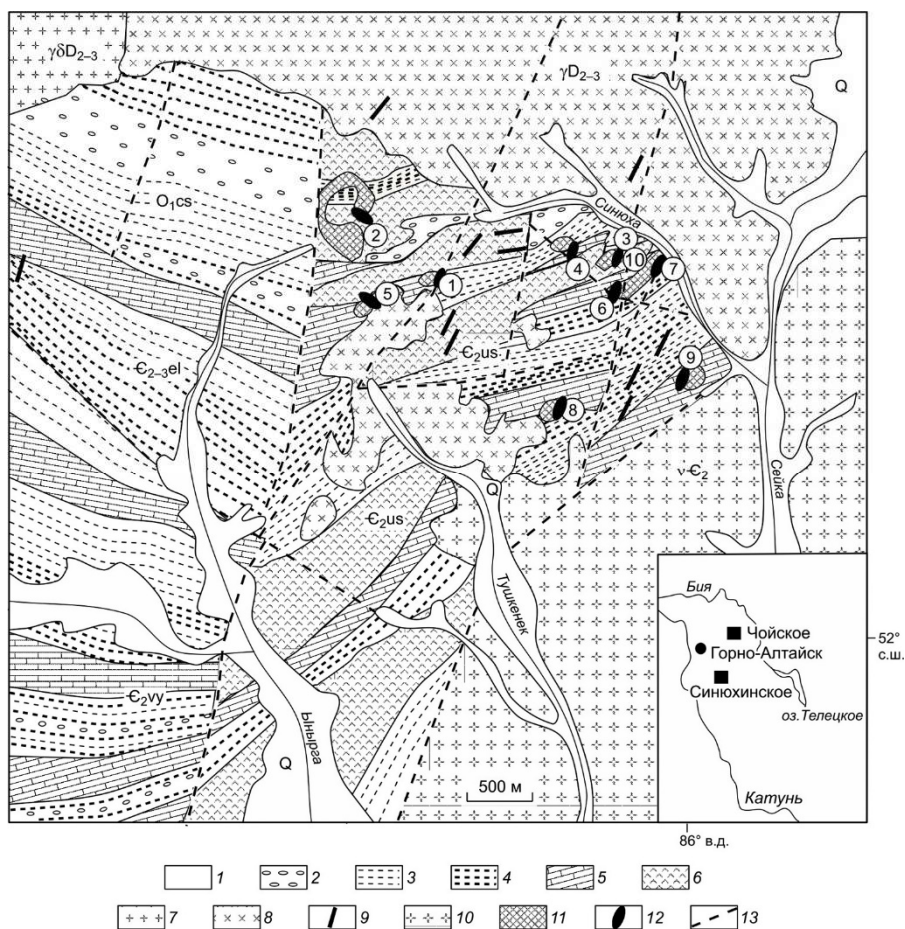
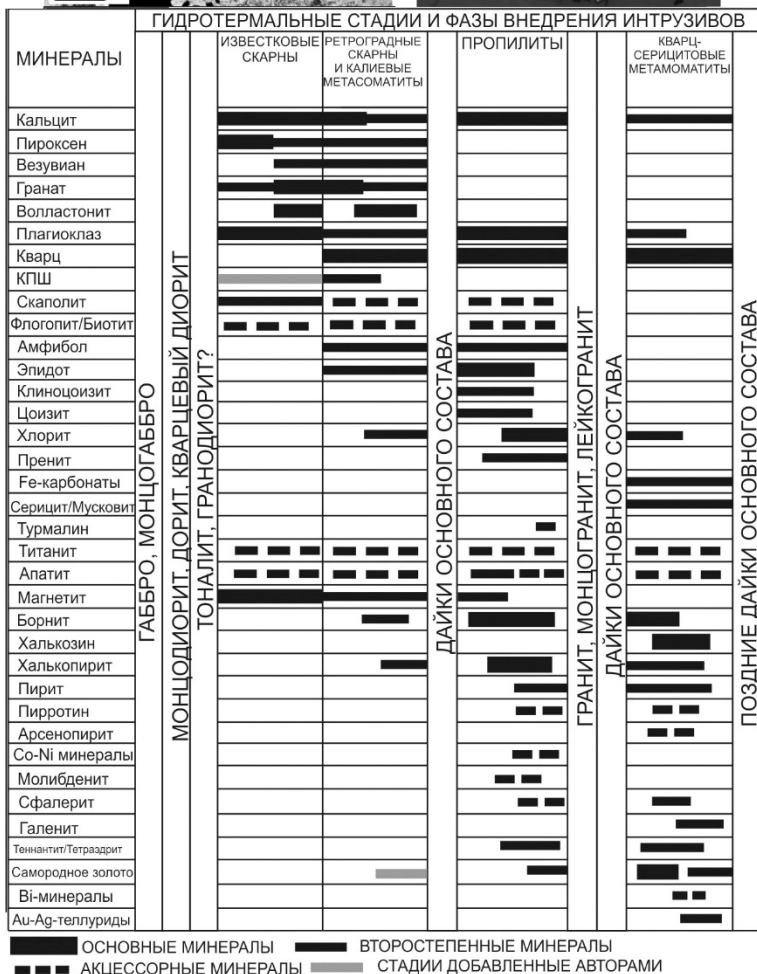
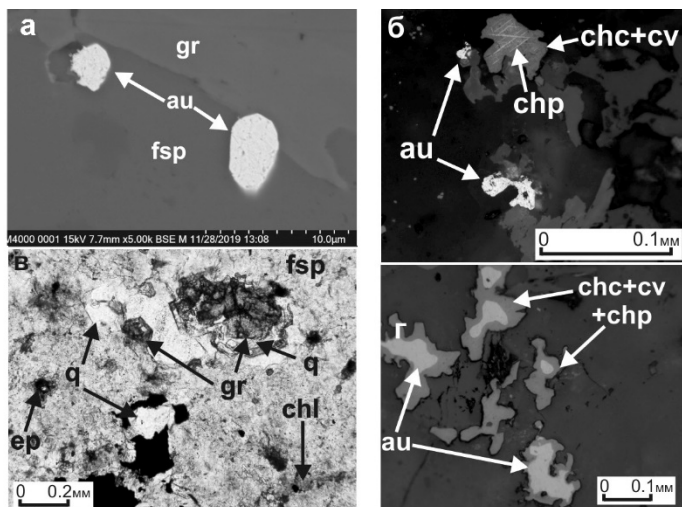


Рис. 1. Схема геологического строения Синоухинского месторождения, по [Гусев, 2007] с добавлениями авторов.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2–6 – породы чойской ( $O_1cs$ ), еландинской ( $C_{2-3el}$ ), усть-семиной ( $C_{2us}$ ), верхнебыртинской ( $C_{2vy}$ ) свит: 2 – конгломераты, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – известняки, 6 – андезитобазальтовые порфириды; 7–9 породы югалинского (синуухинского) комплекса ( $\gamma D_{2-3}$ ): 7 – граниты и гранодиориты ранней фазы ( $\gamma D_{2-3}$ ), 8 – граниты поздней фазы ( $\gamma D_{2-3}$ ), 9 – дайки долеритов, габбро-долеритов; 10 – плагиограниты саракокшинского комплекса ( $vC_2$ ); 11 – скарны; 12 – участки золоторудной минерализации (1 – Первый Рудный, 2 – Западный, 3 – Файфановский, 4 – Западно-Файфановский, 5 – Ыныргинский, 6 – Новый, 7 – Нижний, 8 – Тушкенекский, 9 – Горбуновский, 10 – Черемуховая Сопка); 13 – тектонические нарушения.

Рис. 2. Взаимоотношения минералов на участке Черемуховая сопка (а–г) и последовательность минералообразования Синоухинского месторождения [Soloviev et al., 2019] (д): а – самородное золото в ассоциации с калиевым полевым шпатом и гранатом; б – самородное золото в ассоциации с кварцем и сульфидами в секущем прожилке в дайке; в – эпидот-гранат-кварц-калишпатовый метасоматит с рудными минералами и перекристаллизованным гранатом; г – золото в зернах борнита с халькопиритом, которые замещаются ковеллином и халькозином.





Стоит отметить, что первая из выше представленных ассоциация минералов характерна для околосокарновых пород [Жариков и др., 1998]. Взаимоотношения рудных и порообразующих минералов соответствует модели, предложенной в работе [Soloviev et al., 2019] (рис. 2).

Ранее на участке Черемуховая сопка самородное золото описано в ассоциации с сульфидами, кварцем и карбонатом в рудных метасоматитах [Гусев, 2013]. По результатам изучения аншлифов на СЭМ Hitachi TM4000Plus с ЭДС нами установлено самородное золото размером до 5 мкм в виде изометричных зерен в ассоциации с гранатом и калиевым полевым шпатом (см. рис. 2а) [Брысин, Лейбгам, 2020]. Стоит отметить, что в рудах Синюхинского месторождения ассоциация золота с гранатом и калиевым полевым шпатом ранее не была установлена [Двуреченская, 2010; Soloviev et al., 2019].

В измененных дайках впервые для участка Черемуховая Сопка выявлено интерстициальное самородное золото размером до 0.04 мм в секущем прожилке с кварцем и сульфидами (рис. 2б), что свидетельствует о дорудном этапе формирования даек.

Таким образом, на данном этапе исследований можно сделать следующие выводы:

- в изученном материале не наблюдались признаки жильной и штокверковой минерализации, описанные в работе [Гусев, 2013];
- в рудовмещающих породах отмечены признаки околосокарновых метасоматитов;
- впервые для участка Черемуховая сопка выявлено самородное золото в дайках;
- для модели минералообразования Синюхинского месторождения дополнительно установлено самородное золото в ретроградных скарнах и калиевых метасоматитах.

Опираясь на материалы о геологическом строении, литературные и полученные данные, мы предполагаем, что участок Черемуховая сопка может являться краевой частью скарновой системы.

## Литература

*Брысин М.П., Лейбгам П.Н.* Новые данные по минералогии руд участка Черемуховая сопка Синюхинского золото-медно-скарнового месторождения (Горный Алтай) // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2020. С. 49–52.

*Вахрушев В.А.* Минералогия, геохимия и образование месторождений скарно-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 240 с.

*Гусев А.И.* Эталон габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: Гео, 2007. 209 с.

*Гусев А.И.* Золото-порфировое оруденение Черемуховой сопки Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 1. С. 94–98.

*Гусев А.И., Корольченко О.С., Алабин Л.В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Синюхинского рудного поля в северо-восточной части Горного Алтая. Отчет Синюхинской партии о результатах поисковых работ на рудное золото, проведенных в 1987–1993 г.г. в центральной и юго-восточной частях Синюхинского рудного поля в Горном Алтае // Геологический отчет. 1993ф.

*Двуреченская С.С.* Новые данные о самородном золоте и составе рудных минералов Синюхинского месторождения // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 54–63.

*Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В.* Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. С. 286–301.

*Ettlinger A.D., Meinert L.D.* Copper-gold skarn mineralization at the Veselyi Mine Sinyukhinskoe District, Siberia, USSR // *Economic Geology*. 1991. Vol. 86. P. 185–194.

*Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Uyutov V.I.* Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope characteristics of the Sinyukhinskoe Cu-Au skarn deposit, Russian Altai, SW Siberia // *Ore Geology Reviews*. 2019. Vol. 112. 103039.

***Е.В. Сафина***

*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе  
liena-safina@mail.ru*

**Минеральный состав вмещающих пород  
Угаханского золоторудного месторождения,  
Бодайбинский рудный район  
(научный руководитель – к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова)**

Угаханское золоторудное месторождение расположено на территории Бодайбинского района в Иркутской области в 150 км севернее от г. Бодайбо. В структурном отношении месторождение находится в северной части Бодайбинской структурно-формационной зоны в пределах Кудули-Хомолхинского рудного района [Иванов, 2010ф]. Структурное положение месторождения контролируется пологим северо-восточным крылом Верхне-Угаханской антиклинали, к которой приурочены зоны сульфидной вкрапленной и кварц-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации, локализованные в слабометаморфизованных породах бужуйхтинской свиты (переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев) [Иванов, 2010ф].

Минерализованная зона представляет собой серию пластообразных, согласно залегающих залежей, погружающихся в северо-восточном направлении под углом 9–28°. Рудные залежи не имеют геологических границ и устанавливаются по бортовому содержанию Au 0.2 г/т. В пределах этой зоны золоторудная минерализация распределена неравномерно: содержание Au варьирует от десятых долей до 13.74 г/т. Руды месторождения относятся к золото-малосульфидному типу [Емельянов, Далецкий, 2014ф]. Балансовые запасы месторождения по категории C<sub>1</sub> в контуре экономически обоснованного карьера составили: руды – 11275.1 тыс. т., Au – 16173 кг. Площадь участка – 14 км<sup>2</sup>. В настоящее время ведется добыча руд карьерным способом.

Изучение особенностей минерального состава вмещающей толщи Угаханского месторождения с выявлением редких минеральных ассоциаций, чувствительных к процессам преобразования исходных пород, может быть существенным вкладом для понимания эволюции рудообразования в Бодайбинском рудном районе, где отсутствует единый взгляд на генезис золоторудных месторождений.

Материал для исследований собран во время производственной практики (2019 г.) на подрядных работах ООО «ВитимГеология» в Иркутской области на Угаханском месторождении, принадлежащем группе компаний ПАО «Высочайший» (GV Gold). В карьере месторождения отобраны образцы песчаников, алевролитов и углеродистых сланцев с сульфидами и кварцевыми прожилками. Для детального макроскопического описания образцы размером до 15×20 см были распилены и отполированы в шлифовальной мастерской ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). Из образцов были изготовлены шлифы и аншлифы для изучения минерального состава рудовмещающей толщи

и золотого оруденения. Дополнительный материал для исследований был передан к.г.-м.н. Е.Е. Паленовой. Оптико-микроскопическое изучение шлифов и аншлифов проводилось на микроскопах ПОЛАМ Р-312 и Olympus BX51. Состав аксессуарной минерализации определен на СЭМ VEGA3 Tescan с ЭДС (аналитик М.А. Рассомахин, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

*Песчаники* характеризуются лепидогранобластовой, лепидобластовой и гранобластовой структурой, сланцеватыми и линзовидно-полосчатыми текстурами. Количество обломочного материала колеблется от 20 до 65 об. %. Обломки слабоокатаны и представлены кварцем, полевыми шпатами (альбит и ортоклаз) и слюдястым материалом (мусковит, серицит). Из редких минералов установлены обломочные циркон, апатит и титанит. Присутствуют новообразованные игольчатые кристаллы рутила, турмалин с каймами регенерации, эпидот и монацит. Цемент песчаников кварцево-слюдястый ( $\pm$ карбонаты, редко хлорит), базальный, поровый. Цементация породы иногда осуществлялась путем взаимного приспособления зерен и срастанием зерен, в том числе и при регенерации. Также наблюдается замещение обломочного материала цементом. Углеродистое вещество (УВ) представлено пылевой массой в цементе. Обнаружены фрагменты микрофитоцитов округлой, овальной, иногда извилистой форм с хорошо выраженной концентрической зональностью в виде чередования светлых и темных слоев, состоящих из карбонатно-слюдястого материала и углеродистого вещества. Содержание УВ достигает 3–5 об. %.

*Алевролиты* характеризуются лепидогранобластовой структурой и линзовидно-очковой текстурой с характерными удлиненными «очками» кварца по сланцеватости, окруженными тонкими ориентированными чешуйками слюды. Породы сложены тонкозернистым агрегатом кварца, слюдястого вещества (мусковит), альбитом, кальцитом, изредка отмечается турмалин. От песчаников алевролиты отличаются большим содержанием УВ 5–10 об. %. Оно связано со слюдястыми агрегатами; также, как и в песчаниках, отмечены редкие микрофитоциты концентрического строения, которые представлены УВ.

*Углеродистые сланцы* тонкозернистой структуры и сланцеватой текстуры сложены тонкими зернами кварца с примесью мусковита, редко отмечается железо-магнезиальный хлорит (мас. %: SiO<sub>2</sub> 26.75, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 22.61, FeO 21.08, MgO 17.66). Породы отличаются существенным увеличением слюдястой и углеродистой (до 20 об. %) составляющих, встречаются также микрофитоциты концентрически-зональной формы.

В слюдясто-углеродистой основной массе песчаников, алевролитов и углеродистых сланцев установлены мелкие зональные обломки титанита (до 100 мкм) и циркона (до 60 мкм), тонкоигольчатый рутил (10 мкм) и апатит, торит и минералы РЗЭ. Максимальное разнообразие этих минералов и их количество установлено в углеродистых сланцах.

Особенностью минерального состава вмещающих пород месторождения являются многочисленные минералы РЗЭ, представленные алланитом, бастнезитом, монацитом и анкилитом, а также ассоциирующий с ними торит.

Алланит образует крупные (до 100–200 мкм) таблитчатые кристаллы с неоднородным внутренним строением и переменным составом (мас. %): SiO<sub>2</sub> 29.12–35.23, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16.88–22.64, CaO 8.58–15.64, FeO 6.56–10.42, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3.43–6.00, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6.53–11.06, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.08–1.30, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2.21–4.71. Алланит обрастает каймой (до 20 мкм) фторкарбоната РЗЭ, химический состав которого соответствует составу бастнезита (мас. %): F 3.02–3.22, SiO<sub>2</sub> 0.63–2.16, CaO 4.27–4.87, FeO 0.18–0.75, SrO 0.93–1.01, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.46–1.69, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.81–15.4, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 27.34–28.54, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2.1–2.59, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11.04–11.8, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.28,

ThO<sub>2</sub> 0.66–1.21. В бастнезите содержатся многочисленные мелкие (до 7 мкм) включения торита. Торит также образует изометричные выделения размером до 10–15 мкм в ассоциации с мусковитом. В составе торита обнаружены примеси РЗЭ, преимущественно, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5.36 мас. % и оксиды ЛРЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Dy) 13.54 мас. %.

Монацит в виде идиоморфных изометричных кристаллов размером до 20 мкм (мас. %: La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.86, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 36.5, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3.74, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.93, SiO<sub>2</sub> 0.11, CaO 0.25, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 29.93) обнаружен в пирите. В ассоциации с ним в пирите установлен анкилит (мас. %: CaO 4.14, SrO 8.36, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.71, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 27.01, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3.06, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 9.55). Для монацита и анкилита характерна тонкая оторочка алланита.

Сульфиды в породах представлены пирротинном, пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и молибденитом. Пирит имеет подчиненное значение и образует крупные кубические кристаллы, формирующиеся в пирротинсодержащих прослоях, на их контактах или вблизи их. В редких случаях встречаются халькопирит и сфалерит. Многочисленные мелкие округлые включения галенита наблюдаются как в пирротине, так и в пирите. В пирите также установлены удлинённые пластинчатые выделения (размером 3–5 мкм) молибденита.

Золото расположено по удлинению вдоль слоистости пород и встречается в цементе и в ассоциации с сульфидами. Зерна золота ксеноморфны, их размер достигает 0.03–0.25 мм. Иногда золото корродирует пирротин.

По минералого-петрографическим признакам рудовмещающие породы Угханского месторождения метаморфизованы в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, как и другие месторождения золота Бодайбинского рудного района [Иванов, 2010ф]. Метаморфические изменения проявлены в замещении обломков веществом цемента, регенерации обломков турмалина и обрастанием циркона поздней генерацией. Отличительной особенностью рудовмещающей толщи месторождения является присутствие фторкарбоната РЗЭ – бастнезита и карбоната РЗЭ – анкилита, а также алланита в отличие от золотоносных углеродисто-терригенных отложений других месторождений Бодайбинского района, где типичными минералами РЗЭ являются флоренсит, монацит и ксенотим [Буряк, Бакулин, 1998; Паленова и др., 2017]. Присутствие торита в виде включений в цементе свидетельствует об новообразованных формах.

Считается, что при осадконакоплении происходило сингенетичное накопление многих элементов, в том числе РЗЭ, Th, Ti и Sr, которые сорбировались органикой и глинистым материалом, а также входили в состав металлоорганических соединений, а при дальнейших процессах преобразования осадка отлагались в виде фосфатов, карбонатов, фторкарбонатов и силикатов [Юдович, Кетрис, 1994]. Согласно метаморфогенно-гидротермальной гипотезе формирования золоторудных месторождений этого района, первичные концентрации золота также накапливались в углеродистом веществе, осадочном и диагенетическом пирите, а рудообразующие растворы генерировались при региональном метаморфизме исходно металлоносных углеродистых толщ [Буряк, Бакулин, 1998]. Таким образом, перераспределение первично накопленного вещества и его концентрирование с образованием минеральных форм происходило на всех этапах литогенеза (диагенез и катагенез) и метаморфизме обломочных осадочных пород.

*Автор благодарен за консультации научному руководителю к.г.-м.н. Н.Р. Аюповой, а также сотрудникам ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН к.г.-м.н. Е.Е. Паленовой за предоставленные материалы и М.А. Рассомахину за выполнение аналитических работ.*

## Литература

- Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с.
- Емельянов И.Ю., Далецкий А.И. Технично-экономическое обоснование разведочных кондиций и отчет с подсчетом запасов месторождения рудного золота «Угахан» (Бодайбинский район Иркутской области). Книга I. Иркутск: ОАО «Высочайший», 2014ф. 162 с.
- Иванов А.И., Агеев Ю.Л. и др. Поисковые работы на рудное золото в северной части Кропоткинского рудного поля (Иркутская область). Иркутск: филиал ФГУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу», 2010ф. 159 с.
- Паленова Е.Е. Минералогия месторождений золота Копыловское, Кавказ, Красное (Артемковский рудный узел, Бодайбинский район). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. 202 с.

**П.А. Фоминых<sup>1</sup>, Д.А. Артемьев<sup>2</sup>, П.А. Неволько<sup>1,3</sup>, Колпаков В.В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
fominykhpa@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии  
и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс

<sup>3</sup> – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

### **ЛА ИСП МС анализ самородного золота аллювиальных россыпей – генетическая интерпретация (Иковское россыпное поле, СЗ Салаирский кряж)**

Использование ЛА ИСП МС анализа является оригинальным подходом к изучению самородного золота. Такие исследования позволяют уточнить, а в некоторых случаях установить и выявить вклад разнотипных коренных источников для россыпных месторождений. Нами проведен анализ зерен самородного золота из ряда россыпей Салаирского кряжа. Полученные данные позволяют обоснованно подойти к прогнозированию коренных источников, питающих россыпи. Выявленные особенности, выражающиеся в закономерно повышенных концентрациях ряда элементов, говорят о наличии «невидимых» минеральных включений в самородном золоте, что, в свою очередь, также является важной его характеристикой.

Основные аспекты геологического строения и золотоносности СЗ части Салаирского кряжа были рассмотрены в ряде работ [Рослякова и др., 1983; Бортникова, 1989; Геологическое..., 1998; Минерагения..., 2001; Неволько и др., 2019]. К рудоносным площадям относятся Суенгинское, Иковское, Тайлинское и Бердское (прогнозируемое) россыпные поля [Геологическое..., 1998; Объяснительная..., 2001]. В пределах Суенгинского поля расположено большинство коренных объектов золото-(сульфидно)-кварцевого типа и высокопродуктивные россыпи. В Иковском и восточной части Тайлинского полях известны пункты полиметаллической минерализации, а в наименее изученном Бердском поле прогнозируется золото-(сульфидно)-кварцевое оруденение [Минерагения..., 2001; Неволько и др., 2019].

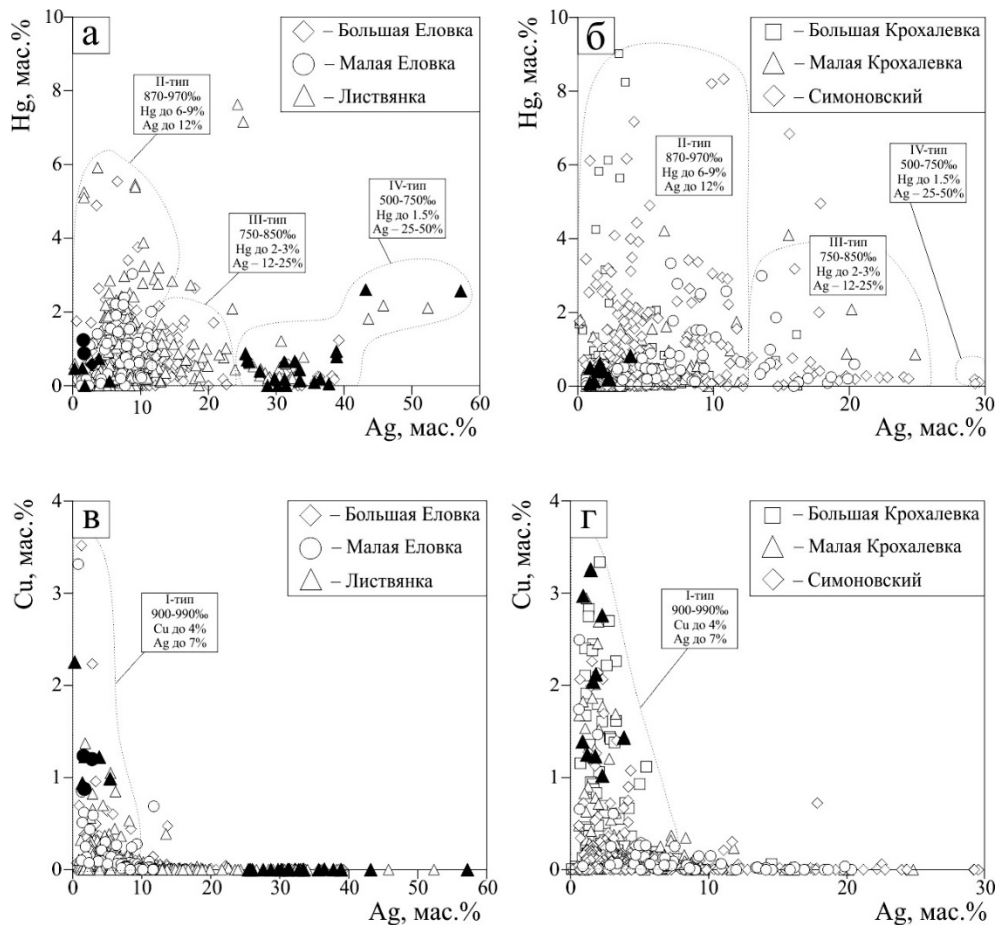


Рис. 1. Состав самородного золота и соотношение россыпей Крохалевского и Еловского участков Иковского россыпного поля: а, б) соотношение содержаний Ag и Hg; в, г) соотношение содержаний Ag и Cu.

Закрашенный маркер соответствует самородному золоту, анализируемому методом ЛА ИСП МС.

Иковское россыпное поле расположено в бассейне р. Большой Ик и объединяет главный водоток с правыми притоками. Левые притоки р. Большой Ик не являются золотоносными. Правые притоки р. Большой Ик слагают два контрастных по составу самородного золота россыпных участка – Крохалевский и Еловский. Нами были изучены выборки самородного золота нескольких типов, проявленного на обоих участках. На Крохалевском участке преобладает самородное золото типа I при подчиненном количестве золота типов II и III. Еловский участок, напротив, характеризуется явным преобладанием самородного золота типов II и III, а золото типов I и IV проявлено незначительно (рис. 1) [Неволько и др., 2019; Фоминых и др., 2019]. Нами проанализированы зерна самородного золота, отвечающие наиболее контрастным группам – медистое и серебристое (I и IV типы, соответственно). Исследования методом ЛА ИСП

МС выполнялись на приборе New Wave Research UP213 YAG Laser Ablation System (ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев).

Во всех зернах постоянно повышенные содержания S до 3000 г/т, в отдельных случаях – Si, Ca, Fe, Zn, Se, Pb, Sb и Bi. Предполагается, что повышенным концентрациям упомянутых элементов соответствуют участки самородного золота с включениями пирита, галенита, сфалерита, минералы сульфосолей Fe и Pb, в том числе, и нерудных минералов.

Для самородного золота I типа (Cu до 4 мас. %) исследуемых участков постоянной примесью является Pd (рис. 2). Его содержания достигают 730 г/т, при этом минимальные значения соответствуют уровню 30 г/т. Концентрации Pd в самородном золоте могут достигать первых процентов [Сотников, 1999]. В некоторых случаях палладистое золото связывают со стадийностью золоторудной минерализации, причем его появление относят к завершающим стадиям процессов рудообразования [Рудашевский и др., 2019]. Корреляционный анализ указывает на положительную корреляцию между S-Se-Te в роли анионной части и группы Fe-Zn-Pb и Sb-Sn-Bi – в катионной.

В самородном золоте IV типа (Ag 25–50 мас. %) не выявлены микропримеси, характерные для самородного золота I типа (см. рис. 2). Однако ряд анализов показал повышенные содержания таких элементов, как Fe (до 1100 г/т), Cr (до 230 г/т), Sb (до 3100 г/т), Pb (до 460 г/т), Ca (до 2200 г/т), Si (до 3700 г/т) и Al (до 1360 г/т). Корреляционный анализ в большинстве случаев указывает на устойчивую положительную корреляцию между элементами анионной (S-Se-Te) и катионной (Fe-Cr) и (Fe-Pb) групп. Распределение на рисунке 2 в той же мере, как и повышенные концентрации ранее приведенных элементов, интерпретируется в пользу существования самостоятельных минеральных фаз (микровключений), нежели как микропримесь в самородном золоте. Единичные «пики» в концентрациях объясняются захватом пучка лазера микровключений рудных минералов, не вскрытых при полировке, а находящихся внутри зерен золота на глубине погружения пучка лазера. Таким образом, диагностируемые повышенные содержания элементов (Fe, Pb и Sb) нельзя рассматривать в контексте микропримесей, характерных для самородного золота.

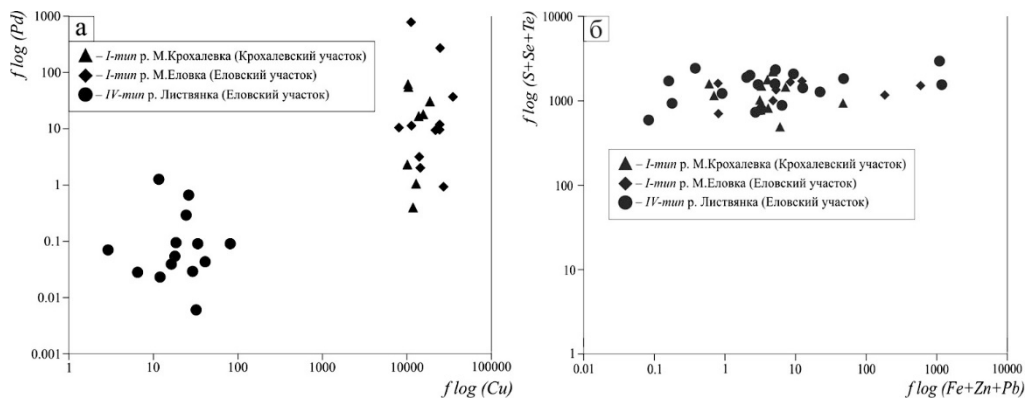


Рис. 2. Соотношения содержаний Pd к Cu (а) и (S+Se+Te) к (Fe+Zn+Pb) (б). Диаграммы построены на основе данных ЛА ИСП МС.



Присутствие Pd в золоте указывает на то, что самородное золото типа I, проявленное на Крохалевском и Еловском участках Иковского россыпного поля, имеет один источник, который находится ближе к Крохалевскому участку. Это предположение основано на данных микрозондового анализа (см. рис. 1): среди самородного золота из россыпей Крохалевского участка преобладает золото I типа, в то время как на Еловском участке оно проявлено в незначительном количестве. Стоит отметить, что для исследований методом ЛА ИСП МС использованы участки самородного золота однородного химического состава с видимыми включениями минералов, что подтверждалось оптически, а также с помощью СЭМ. Таким образом, в самородном золоте типа I микровключения рудных минералов представлены пиритом, сфалеритом и минералами сульфосолей. Для самородного золота типа IV микровключения, вероятно, представлены пиритом, галенитом и хромитом. Для обоих типов самородного золота среди нерудных включений преобладают кварц и карбонатные минералы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-45-543002/19) и частично – государственного задания (проект № 0330-2016-0001).*

## Литература

*Бортникова С.Б.* Минералого-геохимические особенности золотого оруденения в полиметаллических полях северо-восточного Салаира. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1989. 16 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. II. Полезные ископаемые / Под ред. А.В. Каныгина, В.Г. Свиридова. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 254 с.

Минерогения зоны сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны / *Н.А. Росляков, Ю.Г. Щербаков, Л.В. Алабин, Г.В. Нестеренко, Ю.А. Калинин, Н.В. Рослякова, И.П. Васильев, А.И. Неволько, С.Р. Осинцев.* Новосибирск: Гео, 2001. 243 с.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская, лист N-45-XIII. Новосибирск: Департамент природных ресурсов по Сибирскому региону ФГУП «Новосибирская геолого-поисковая экспедиция», 2001. 275 с.

*Неволько П.А., Колтаков В.В., Нестеренко Г.В., Фоминых П.А.* Самородное золото аллювиальных россыпей северо-западного Салаира: состав, типы и минеральные микровключения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С.79–100.

*Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г., Агеенко Н.Ф., Портянников Д.И., Бортникова С.Б., Радостева Н.Е.* Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений / Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1983. С. 31–65.

*Рудашевский Н.С., Горбунов А.А., Антонов А.В., Аликин О.В., Рудашевский В.Н. Боброва О.В.* Палладистое золото (Au, Pd) в золото-сурьмяных рудах Удережского месторождения, Енисейский край // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2019. № 16. С. 492–496.

*Сотников В.И.* Золото в системе коренной источник – россыпь // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 5. С. 66–71.

*Фоминых П.А., Неволько П.А.* Типоморфизм и источники питания самородного золота аллювиальных россыпей Северо-Западного Салаирского края // Новое в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 436–439.