

**РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ,
КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ И АРГОНА В РУДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Аленичева А.А.¹, Проскурин В.Ф.¹, Прасолов Э.М.¹, Розинов М.И.¹,
Ковтунович П.Ю.², Речкин А.Н.²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского,
Санкт-Петербург e-mail: Antonina_alenicheva@vsegei.ru; Edward_Prasolov@vsegei.ru;
Mikhail_Rozinov@vsegei.ru

²ОАО «Сахалинская ГРЭ», г. Южно-Сахалинск, e-mail: pkovt@mail.ru; ranrechkin@gmail.com

Изотопно-геохимический критерий оценки перспективности рудных объектов разработан на основе изучения изотопного состава благородных газов гелия (He) и аргона (Ar) во флюидных микровключениях минеральных ассоциаций золоторудных и золото-серебряных месторождений. Высокая доля мантийного компонента в изотопном составе гелия указывает на мантийный источник рудообразующих флюидов, продуцирующих золотое и серебряное оруденение и может служить индикатором масштабности рудогенерирующего процесса. Глубинные флюидные потоки, в меньшей степени подверженные контаминационному влиянию коровой среды, генерируют более крупные рудные объекты.

Изотопный анализ благородных газов выполнен с помощью газового статического масс-спектрометра Micromass NG-5400. Проанализированы руды ряда месторождений основных геолого-промышленных типов оловянного, полиметаллического, золото-кварцевого и золото-серебряного оруденения Востока России. Во флюидных микровключениях золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и золоторудных объектов Верхояно-Колымской минерагенической провинции обнаружены повышенные концентрации мантийного гелия. Существенно обогащены мантийным компонентом гелия руды уникального золото-серебряного месторождения Дукат относительно мелких проявлений [2]. В рудах Дуката доля мантийного гелия во флюидных включениях достигает 54%, тогда как для более мелких месторождений подобного типа (Карамкен, Тидит, Арылах) характерны значения Nm/He в среднем 10-15%. В рудовмещающих риолитах оно не превышает 8,5%, в гранитах 2%.

Вместе с тем изотопные составы гелия в микровключениях кварца рудоносных жил Дукатского месторождения обнаруживают широкие вариации по содержанию мантийного гелия. Наряду с высокими концентрациями в некоторых образцах доля Nm/He не превышает 6-11%. Разброс значений Nm/He объясняется многостадийностью рудообразующего процесса и наличием в рудах минералов различных генераций, в том числе кварца дорудного этапа. Доказательством являются результаты анализа кварц-адуляр-хлоритовой руды (обр. Д-2) Дукатского месторождения с высокими содержаниями серебра и золота, определенными методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (табл. 1). Электронно-зондовым исследованием определен минералогический состав образца руды: сульфосоль серебра-фрейбергит ($Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$), халькопирит, кварц. Изучение изотопного состава гелия в микровключениях кварца (обр. Д-2-2) и рудных минералов (обр. Д-2-1), выделенных из пробы Д-2 показало значительное преобладание доли мантийного гелия в рудных минералах (таб. 2). Концентрация мантийного гелия в валовой пробе (Д-3) кварц-родохрозитовой руды демонстрирует среднее значение ($Nm/He=25\%$).

Повышенными содержаниями Nm/He (26-28%) характеризуются руды крупного золото-серебряного месторождения Многовершинное, расположенного в Сихотэ-Алинской вулканоплутонической зоне и золото-серебряного рудопоявления Милоградское Восточно-Сихотэ-

Алинского вулканогенного пояса ($\text{He}_m/\text{He}=56\%$).

Таблица. 1. Содержание химических элементов в исследуемых образцах руды месторождения Дукат.

NN п/п	NN проб	Порода	Привязка	Ag г/т	Au г/т	Bi г/т
1	Д-2	Кварц-адуляр-хлоритовая руда	штрек 957.116-А	25 300	4,72	0,27
2	Д-3	Кварц-родохрозитовая руда	Рудная зона №8	26 100	4,92	0,64

Таблица. 2. Изотопный состав гелия, аргона и неона в рудах месторождения Дукат.

№ п	Объект	№ пробы	He 10^{-6} , см ³ /г	³ He/ ⁴ He 10^{-6} измер.	⁴ He/ ²⁰ Ne измер	³ He/ ⁴ He 10^{-6} корр.	He _m /He %	Ar _a /Ar %	⁴ He/ ⁴⁰ Ar _{rad}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Дукаг	Д-3	0,436	3,00	29	3,01	25	97,7	5,5
2		Д-2-1 фрейбергит	2,97	5,42	319	5,42	45	94,7	41
3		Д-2-2 кварц	0,402	1,76	33,5	1,77	15	96,9	9,6

Примечание. $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ корр. – значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, т.е. изотопный состав «глубинного» гелия.

R_m – скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелии ($1,4 \cdot 10^{-6}$).

He_m/He – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в верхней мантии $1,2 \cdot 10^{-5}$ и $2 \cdot 10^{-8}$ в земной коре.

Изотопный состав аргона характеризует глубину рудоотложения относительно земной поверхности и степень проницаемости пород кровли. В рудах эпitherмальных золото-серебряных месторождений выявлены максимальные значения аргона атмосферного происхождения (Ar_a/Ar), достигающие 100%, и минимальные – радиогенного, что является свидетельством близповерхностных условий формирования месторождений.

Во флюидных включениях рудоносных кварцевых жил Верхояно-Колымской провинции с профилирующим золото-кварцевым жильным типом оруденения при максимально высоких концентрациях мантийного гелия до 70% доминирует радиогенный аргон и, соответственно, отмечается пониженная доля атмосферного аргона: $\text{Ar}_a/\text{Ar} = 47-58\%$ и $\text{Ar}_r/\text{Ar} = 53-42\%$ [3], что свидетельствует о глубинности формирования оруденения.

Опробованные в зоне Охотско-Чукотского пояса оловорудные месторождения и рудопроявления не обнаруживают высоких концентраций мантийного гелия. В отличие от золота и серебра олово имеет коровый источник, связанный с процессами эволюции коровых магм. Для месторождений и проявлений Индустриальное, Контактное, Порожистое, Ирэганджа, Хатарен, Днепровское, Невское доля He_m/He не поднимается выше 12%. При этом доля радиогенного аргона остается преимущественно на невысоком уровне 0.4-17% (в единичном случае до 27%). Подобные соотношения изотопов благородных газов наблюдаются в рудах вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алинской минерагенической провинции. Для флюидных

включений месторождений Лермонтовское, Восток-2, Скрытое характерны значения He_m/He в пределах 8-11%. Для Дальнегорского полиметаллического месторождения доля He_m/He не превышает 12%.

Таким образом, использование изотопного состава гелия в качестве критерия масштабности оруденения применимо только для золотых и золото-серебряных месторождений.

Изотопно-геохимический метод оценки масштабности оруденения на основе изотопного состава гелия был использован для уточнения перспективности малоизученного рудопроявления золото-серебряного Переселенческое, расположенного на острове Итуруп Большой Курильской гряды в Курило-Камчатской минерагенической провинции.

Переселенческое проявление связано с позднемиоцен-плиоценовым рыбаковским андезитовым комплексом Курило-Южно-Камчатского вулканогенного пояса. Рудная минерализация представлена золото-серебряной формацией с полисульфидами и относится к эпитермальному генетическому типу. Минерализованные зоны брекчированных кварцевых метасоматитов с тонкосульфидизированным кварцевым и гидросерицит-кварцевым агрегатом приурочены к пологим разломам в теле риодацитов и кислых туффитах рыбаковского комплекса. Максимальные содержания золота достигают 75,8 г/т, серебра – 118 г/т. Пробность золота 934 [1].

По генетической природе, морфологии рудных тел, высокой пробности золота Переселенческое проявление сопоставимо с крупным золото-серебряным месторождением Агинское, расположенном в пределах Центрально-Камчатского андезитового вулканического пояса. К-Аг возраст метасоматитов Переселенческого проявления (6,1-6,9) $\pm 0,2$ млн. лет отвечает К-Аг датировками (7,10-6,93) $\pm 0,2$ млн. лет жильного адуляра Агинского месторождения. Сходство характеристик месторождения Агинское и проявления Переселенческое подтверждают результаты изотопного анализа благородных газов (таб. 3). Выявлена идентичность изотопного состава аргона с преобладающей долей атмосферного аргона (88,8-98,7), типичного для эпитермального оруденения. Повышенная доля мантийного компонента в изотопном составе гелия (34%) в валовой пробе руды Переселенческого проявления может быть свидетельством высокой продуктивности глубинного рудоносного флюида.

Руды крупного золото-серебряного месторождения Аметистовое, расположенного в палеогеновом Олюторско-Центрально-Камчатском вулканическом поясе при идентичности изотопного состава гелия отличаются высокой долей радиогенного аргона, характерного для мезотермальных объектов.

Таблица. 3. Изотопный состав гелия, аргона и неона в рудных объектах Курило-Камчатской минерагенической провинции.

№ п	Объект	№ пробы	He 10 ⁻⁶ , см ³ /г	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ измер.	⁴ He/ ²⁰ Ne измер	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ корр.	He _m /He %	Ar _a /Ar %	⁴ He/ ⁴⁰ Ar _{rad}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Переселенческое проявление	959-2	0,003	3,78	3,0	4,06	34	88,8	5,5
2	Аметистовое месторождение	АМ-1	0,024	2,91	9,2	2,97	25	50,4	41
3	Агинское месторождение	АГ-10	0,006	2,38	2,0	2,57	21	98,7	9,6

Полученные результаты подтверждают перспективность Переселенческого проявления и дополнительно обосновывают необходимость дальнейшего его изучения. Сходные геологические и изотопно-геохимические параметры Переселенческого проявления и золото-

серебряного месторождения Агинское позволяют прогнозировать на базе Переселенческого проявления месторождение промышленного типа.

Авторы выражают благодарность главному геологу АО «Аметистовое» А. В. Сагиру за предоставленные образцы руд золото-серебряного месторождения Аметистовое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Курильск), L-55-XXIII, XXIX (Рейдово), XXXIII (влк.Тятя), K-55-II, L-55-XXXII (Южно-Курильск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2002. 182 с.
2. Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С., Розинов М. И. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60-76
3. Шокальский С. П. и др. Отчет «Оценка потенциально ресурсных минерагенических зон аккреционно-коллизонных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока». СПб. ВСЕГЕИ. 2010.

ГЛУБОКОВОДНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В ЗОНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Петухов С.И., Романова Л.Н.

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт Петербург, e-mail: babaevasvet@yandex.ru

Работа имеет целью, с одной стороны, обратить внимание на упорядоченный характер и масштабность проявления океанского гидротермального рудогенеза в геодинамически активизированных (сейсмоактивность, тепловой поток, вулканизм) осевых рифтовых зонах океана, в частности в пределах достаточно хорошо изученного сегмента: Срединно-Атлантического хребта – Российского Разведочного Района – Глубоководные полиметаллические сульфиды (САХ–РРР–ГПС). С другой стороны, эти исследования способны пробудить интерес к пока еще слабоизученным, тоже геодинамически активизированным зонам, но заметно отличным по геолого-морфоструктурным особенностям. Речь идет конкретно о тыловодужной Охотоморской зоне, в которой также широко проявлен вулканизм, сейсмическая активность и тепловой поток.

Для САХ – РРР – ГПС составлена одна из первых геолого-тектонических карт масштаба 1: 5000000 на основе только реально наблюдаемых морфологических и геологических элементов строения района. Ее легенда построена на традиционных принципах картографии с выделением основных морфологических элементов; наблюдаемых геологических комплексов, представленных разновозрастными базальтами и базит-гипербазитовой ассоциацией гетерогенных пород.

При условном аномально низком спрединге (~1,5-2,0 см/год) энергетический потенциал осевой рифтовой структуры представлен сгущениями сейсмоцентров, повышенным тепловым потоком, хорошо очерчивающим геодинамическую зону, вероятно, отвечающую положению активизированных глубинных магматических очагов, и рассеянными по днищу долины и бортам вулканами центрального типа.

В ходе 30-летних ежегодных поисковых судовых экспедиций в пределах САХ – РРР – ГПС открыто 20 рудных объектов в ранге рудопроявлений, рудных полей и узлов колчеданных руд с высоким содержанием меди и золота. Их обнаружение происходило крайне неритмично, иногда с перерывами в несколько лет [1].

Относительно расположения рудных объектов можно утверждать, что они, как правило, тяготеют к участкам дна, подверженным повышенным геодинамическим нагрузкам: деформационным (борт), комбинированным линейно-тектоническим (поперечное поднятие) и вулканоконструктивным (вулканические постройки).

Если тепловой поток позволяет оконтурить активизированную область САХ – РРР – ГПС, потенциально перспективную в отношении гидротермального рудообразования, то области концентраций сейсмоактивных центров определяют положение глубинных рудно-магматических систем, в которых протекают процессы гидротермального рудогенеза. Положение его производных на и вблизи поверхности контролируется полем распределения тектонических деформаций, порождающих морфоструктурный план (борта, днище) и осложняющие их строение (поперечные поднятия, вулканические конусы) структуры более мелкого масштаба.

В конечном итоге комплекс этих факторов определяет закономерности распределения рудных объектов колчеданных руд на поверхности дна.

Информация об особенностях морфоструктурно-тектонического строения и гидротермальном рудогенезе в пределах САХ – РРР – ГПС, возможно, заинтересует ученых, но не является единственной целью этого сообщения. Необходимо обратить внимание на геодинамически активную структуру – Охотоморскую тыловодужную зону, потенциально перспективную в отношении открытия глубоководных сульфидных руд, ныне остающуюся за рамками пристального внимания геологов [2].

История изучения руд в пределах САХ – РРР – ГПС показывает, что эта проблема не из простых и рассчитывать на быстрое ее решение не приходится. Нужно подготовиться, на пути к успеху, к длительному и сложному изучению Охотоморской тыловодужной зоны. Однако, вероятность открытия здесь крупного рудного объекта ГПС (Cu, Zn, Pb, Au и Ag), по аналогии с южными регионами Западно-Тихоокеанской транзитали, вполне реальна. На «Прогнозно-металлогенической карте акватории Дальневосточных морей и Алеутско-курильской зоны Тихого Океана», масштаб 1:7500 000, уже намечено 6 перспективных участков для постановки поисковых работ с целью выявления рудных объектов ГПС: 1. рифт Атласова – Алайдская кальдера; 2. к северу от острова Онекотан; 3. вулкан Ушишир; 4. Группа подводных построек южнее острова Симушир; 5. к западу от острова Итуруп; 6 к западу от острова Кунашир[3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Металлогения гидротермальных сульфидных руд Мирового океана/науч. редю Андреев С.И. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 224. СПб. 2014. 213 с.
2. Геология и минерагения дальневосточных морей России (твердые полезные ископаемые)/под ред. Андреева С.И. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 222. СПб. 2012. 126 с.+3 вкл.
3. Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Казакова В.Е. Металлогения и прогнозная оценка минерально-сырьевого потенциала Дальневосточных морей России. Материалы VI ВНК «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», 6-8 апреля 2016, Якутск. Издательский дом СВФУ, 2016. С. 16-19.

КЕРСУТИТОВЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ДАЛЬНЕГОРСКА

Баскина В.А.

*Институт геологии рудных месторождений петрографии минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: baskinav@mail.ru*

Скарново-боросиликатное месторождение в Дальнегорске (Приморье, 44° 34' с.ш. и 135° 37' в.д.) уникально – и по гигантским масштабам, и по высокой концентрации руд на малой площади, и по типу минерализации [1,2]. Факты свидетельствуют, что многоэтапный процесс рудоотложения сопровождался длительной активностью потока щелочных флюидов.

Воздействие щелочных флюидов сказывается в составе и структуре магматических тел, в первую очередь керсутитовых лампрофиров.

В регионе, в рифтогенных разломах края континента в предорогенное время, в альбе сформировался меймечит-пикрит-щелочнобазальтовый комплекс тел, представленных толейитами, а также умеренно-щелочными и калиевыми щелочными базитами. Им свойственны высокие K/Na отношения, высокие концентрации титана, фосфора, фтора, бария, тория, легких лантаноидов, циркония, ниобия. По соотношениям аксессуарных элементов все породы комплекса принадлежат к образованиям «горячих точек», – к породам типа OIB, а также внутриплитных базальтов, типичных для окраинно-континентальных рифтов. Это следует в частности, и из соотношений Nb/Y – Zr/Y [6] и отношений $^{144}\text{Nd} / ^{143}\text{Nd}$ (0,5126-0,5127) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7048-0,7061).

Магматические породы в центре Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения представлены преимущественно калиевыми разностями щелочных базитов (калиевые щелочные долериты, шонкиниты, лампрофиры), с повышенными по сравнению с региональными, содержаниями Nb, Th, LREE, K, Ba. Геохимические и минералогические черты калиевых пород свидетельствуют о эманационной дифференциации и метамагматической проработке расплавов в очаге умеренно щелочных базитов флюидами, обогащенными K, Ba, La, Nb, Th. **Активность флюидов, обогащенных водой и щелочами продолжалась и на позднемагматической стадии, что привело к появлению в габброидах фации щелочных высококалийевых керсутит-порфиновых лампрофиров, в наибольшей степени обогащенных LREE, LILE, HFSE (SiO₂ 44-49%; TiO₂ 2.3-4.3%; K₂O 6.1-8 %; Sr 480-900г/т; Ba 1100-4500 г/т; Zr 230-390 г/т; Nb 110-246 г/т; Cr 16-20 г/т; Th 16-18 г/т; La_n 22-80 г/т).**

Выходы лампрофиров на поверхности наблюдались лишь в центральной части Дальнегорского месторождения, где были вскрыты карьером в устье кл Хрустального. Лампрофиры образуют в щелочно-габброидных телах фациальные обособления, поперечником от первых метров до десятков сантиметров. Это темные блестящие породы с обильными идиоморфными вкрапленниками темнобурого керсутита, реже с участием титанистого авгита. Местами керсутиты сцементированы ортоклазовыми срастаниями, чаще фанеритовая связующая масса лампрофиров сложена ортоклазами, клинопироксенами, керсутитами, гастингситами, высокотитанистыми биотитами, титаномагнетитами, ильменитами, апатитами, тремолитами. Во многих обособлениях лампрофиров сохраняются реликты в большей или меньшей мере разложенных клинопироксенов. Титанистые авгиты в лампрофирах, как и в щелочных габброидах, образуют радиальные сростки призматических вытянутых кристаллов. В породах обилён игольчатый апатит. Апатиты обогащены редкими землями (более 1%). Керсутит составляет от 30 до 90% вкрапленников.

Составы и формы выделения позднемагматических роговых обманок – керсутитов, позволяют судить о составе и времени активности щелочных флюидов. В начале кристаллизации керсутиты максимально обогащены титаном, что связано с пиком концентраций щелочей и воды. Скелетные, коробчатые формы кристаллов керсутита возможно связаны с влиянием роста концентраций «сетевых» компонентов: P, B, F, H₂O. По данным анализов ЛАММА1000 в изученных зернах керсутита содержится до 0,2-0,5% B, Ba, Sr, Li, и более 100 г/т La. Это свидетельствует, что на позднемагматической стадии в ареале скопления калиевых габброидов, долеритов и лампрофиров были активными щелочные флюиды, обеспечившие подвижность и накопление бора. Ar-Ar датировки керсутита составляют 69-70 млн. лет. По сравнению с остальными породами дальнегорского ареала лампрофиры наиболее обогащены LILE и HFSE. LREE накапливались в керсутите. Содержание H₂O в породах составляет 3-4%, концентрации фтора 2500-4800 г/т. Отношения $^{144}\text{Nd} / ^{143}\text{Nd}$ равны 0,5126-0,5127

и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7048-0,7061. При этом, лампрофиры не обладают признаками первичных мантийных выплавок – на это указывают низкое магниевое число, низкие содержания хрома и никеля. Керсутит в лампрофирах лишен опацитовых кайм и следов объемного разложения, т.е. не несет признаков декомпрессии, что также указывает на его кристаллизацию в камерах становления. Минеральные ассоциации, характерные для обособлений лампрофиров, образуют также позднемагматические парагенезисы во многих телах щелочных долеритов и габброидов в центральной части месторождения. В шонкинитах сростки крупных призм титанистого авгита окружены идиоморфными свежими зернами керсутита, часто образующими струйчатые и дендровидные скопления. Периферия керсутитовых выделений бахромчатая, эти зоны беднее титаном, чем центральные части зерен. В такситовой связующей массе шонкинитов обильны скелетные зерна и метакристы буроватого ферригастингсита с еще меньшим содержанием титана. Изменения состава керсутита от центров крупных зерен к их краям и далее к амфиболам в мезостазисе те же, что и в лампрофирах. Так, в шонкинитах из центра интрузива в левом борту р. Рудной титан-авгит имеет железистость 37, а керсутит, зональный и дорастающий на концах гастингситом, меняет общую железистость от центра к краю в последовательности 43-54-61, а концентрации TiO_2 соответственно, 6.6-4.9-2.8 (%). В лампрофирах правобережья р. Рудной вкрапленники титан-авгита имеют железистость 36-38, а в зональном керсутите смена железистости от центра и далее к гастингситу 53-55-59-69. Содержание TiO_2 в них меняется в пределах 6.5-3.3-2.8.(%). Аг датировки керсутита составляют 69-70 млн. лет.

О продолжении активности обогащенных калием щелочных флюидов свидетельствует, в частности, внедрение калиевых трахибазальтов, с закалкой по контактам, в пустоты с друзами данбуритовых кристаллов (К-Аг датировки трахибазальтов 66— 65 млн.л.). В то же время на площади месторождения имело место формирование зон щелочных ортоклаз-пироксеновых метасоматитов, обогащенных К и Ва. Такие зоны многочисленны в телах шонкинитов, в песчаниках их кровли, в тектонических контактах пластов щелочных базальтов и кирпичных яшм. Датировки метасоматитов составляют 66-64 млн. лет.

Позже интенсивный импульс активности калиевых флюидов сопровождал отложение датолитовых руд. Взаимодействие этих флюидов с расплавами палеогеновых базальтов, формирующих серии до – и внутрирудных даек, привело к появлению специфического комплекса высоко – и ультракалиевых латитов. Они распространены среди оруденелых скарнов на площади 1.8x 0.9 км, и пространственно ассоциированы с залежами продуктивных руд и свитами базальтовых даек. Эти образования, ранее именуемые трахитами, в последующих публикациях традиционно описывались как поздние, бороносные дифференциаты очага калиевых щелочных базитов. Анализ изотопных отношений кислорода в породах и минералах щелочного комплекса на Дальнегорском месторождении показал, что в этом ареале магматические тела подверглись воздействию обогащенных калием рудоносных гидротерм с высокой долей метеорных вод. Это привело к омоложению изотопных датировок, часто не отражающих истинного возраста магматических тел. Возраст исходных щелочных габброидов на дальнегорском месторождении по этим расчетам составляет 95 млн. лет. [3].

Нами не обнаружено минералого-геохимических признаков принадлежности латитов к калиевой щелочно базальтовой серии [3]. По сравнению со щелочно-основными разностями латиты резко обеднены La, Ce, Nd, Nb, Ta, Zr, Hf. В латитах отсутствуют оливин, флогопит, керсутит и акцессорные минералы, характерные для калиевых щелочных базитов. В ультракалиевых латитах не удалось обнаружить фенокristов ортоклаза, лейцита или эпилейцита, упоминавшихся при описании этих пород ранее. По минеральному составу и микроструктурам латиты весьма сходны с базальтами палеогеновых даек (при том, что в латитах содержание K_2O достигает 9-11%, а концентрация бария и рубидия по сравнению с базальтами даек

на порядок выше. Те и другие представлены по преимуществу неполнокристаллическими, спорофировыми разностями, содержат редкие вкрапленники плагиоклаза и реже клинопироксена. Кварца в породах нет. Сложение связующей массы варьирует от пилотакситовой до микрозернистой, состоящей из зерен плагиоклаза и лилового зонального титанистого авгита

После отложения датолита имело место многократное внедрение даек базитов с натровым уклоном, а калиевые латиты на этом этапе уже не известны. Дайки долеритов и андезитобазальтов, секущие оруденелые скарны с датолитом вблизи выходов латитов, имеют по К-Аг определениям возраст 54 -55 млн. лет. На этом этапе поток калиевых растворов сквозь скарный блок и секущие его магматические тела практически прекратился (лишь в некоторых дайках этого возраста на борном месторождении несколько повышены содержания калия).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А. Дальнегорское боросиликатное месторождение // «Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых». М. ИГЕМ. 2006. Т.3, кн. 2 С. 737-765.
2. Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А., и др. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегорского скарно-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // ГРМ. 2009. Т. 51. № 3. С. 203-221.
3. Дубинина Е.О., Баскина В.А, Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопно-геохимические корреляции вмещающих пород. // ГРМ. 2011. № 1. С. 65-83.
4. Баскина В.А. Гидротермальный метаморфизм базальтовых даек в рудных районах Приморья. // Научный сборник «Процессы рудообразования и прикладная геохимия» К 100летию Л.Н. Овчинникова. М. ИМГРЭ. 2013. С. 81-93.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛМЫЖСКОЕ, НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ

Буханова Д.С.¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: dasha-snejinka@yandex.ru*

Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в 80 км от г. Комсомольск на Амуре. Оно локализовано на площади Журавлевского террейна – раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна в северо-западном крыле складки западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома. В геологическом строении здесь принимают участие осадочные терригенные отложения нижне- и верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава, перекрытые четвертичными рыхлыми образованиями [3].

Проведено детальное исследование руд и вмещающих их метасоматитов Центрального участка месторождения в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm².

Выделены основные 4 последовательные стадии рудообразования, первые три из которых продуктивны: щелочная, кислотная, ультракислотная и позднещелочная (рис. 1). Некоторые исследователи [1], отмечают в рудах и метасоматитах медно-порфировых месторождений бороалюмосиликатную стадию, появление которой на разных месторождениях может быть приурочено к различным этапам развития. На Центральном участке Малмыжского месторождения такой стадии выявлено не было.

Стадии Минералы	Дорудная	Рудная			Пострудная	
	Щелочная	Кислотная	Ультракислая	Позднещелочная		
Биотит	██████████	-----				
Калишпат	██████████	-----				
Альбит	██████████	-----				
Пироксен (салит)	██████████					
Амфибол (актинолит)	██████████					
Кварц	██████████	██████████	-----	-----		
Магнетит		██████████	-----			
Рутил		██████████	-----			
Мп-ильменит		██████████	-----			
Сфен		██████████	-----			
Апатит		██████████	-----			
Хлорит		██████████	██████████	-----		
Эпидот		██████████	-----	-----		
Карбонат					██████████	-----
Серицит			██████████	██████████	██████████	-----
Пирит		██████████	██████████	██████████	██████████	-----
Халькопирит		██████████	██████████	██████████	██████████	-----
Борнит и Халькозин			-----	-----	-----	
Сфалерит			██████████	██████████	██████████	-----
Галенит			██████████	██████████	██████████	-----
Молибденит			██████████	-----	-----	
Теллуриды и селениды Ag				-----	-----	
Теллуриды Bi				██████████	██████████	
Сульфосоли Pb и Bi				██████████	██████████	
Блеклые руды				██████████	██████████	
Минералы редких земель		██████████	-----	-----	-----	
Золото самородное			██████████			
Каолинит и цеолиты					██████████	██████████
Гидрослюда				-----	-----	-----

Рис. 1. Схема последовательности минералообразования (толщина линий пропорциональна интенсивности процесса).

Первая, щелочная стадия характеризуется окварцеванием, биотитизацией и калишпатизацией пород. Здесь выделяется несколько характерных парагенетических минеральных ассоциаций: биотит-магнетитовая±апатит, кварц-хлорит-пиритовая, кварц-кпш-халькопиритовая±эпидот, кварц-халькопирит-борнитовая.

С кислотной стадией связаны хлоритизация, серитизация и окварцевание породы. Здесь широко развиты кварц-хлорит-халькопиритовая + сфалерит + галенит ± молибденит, кварц-хлоритовая ± магнетит/гематит, серицит-кварц-пиритовая ассоциация.

Продукты ультракислой стадии представлены вторичными кварцитами с пиритом и окружающими их аргиллизитами, где развита серицит ± халькозин-каолинитовая ассоциация с сульфосолями, халькопиритом, теллуридами и селенидами.

В позднещелочную стадию происходит карбонатизация и цеолитизация пород, содержащих реликтовые или переотложенные сульфиды и не представляют промышленного интереса.

Основные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, реже встречаются галенит, сфалерит, борнит и халькозин. Они наблюдаются в виде тонко-дисперсной рассеянной вкрапленности в метасоматитах, образуют скопления и гнезда в местах замещения темноцветных силикатов, а также формируют сульфидные и кварц-сульфидные прожилки.

Пирит – сквозной и наиболее распространенный сульфидный минерал, наблюдается в продуктах всех стадий. Представлен зернами различного размера от нескольких десятков

микрон до нескольких миллиметров. Наиболее ранние его выделения, связанные с щелочным этапом, представлены крупными корродированными кристаллами и псевдоморфозами по магнетиту. Такой пирит практически не содержит примесей, редко отмечаются незначительные содержания титана. Пирит кислотной стадии тесно связан с процессами хлоритизации и серицитизации. Он образует рассеянную вкрапленность и скопления кристаллов, обычно это кубы, осложненные гранями пентагондодекаэдра и октаэдра. Часто они корродированны, а полости заполнены более поздними сульфидами и продуктами ультракислой стадии. В анализах таких кристаллов отмечаются примеси меди, реже цинка и свинца, вероятно, из-за присутствия микровключений других сульфидов. Более поздний пирит ультракислой стадии часто образует колломорфные агрегаты, реже кубические кристаллы, и иногда содержит примесь мышьяка (от 0.30 до 1.77 мас. %).

Халькопирит, как и пирит, относится к сквозным минералам, преобладая в продуктах кислотной и ультракислой стадий. Часто наблюдаются ассоциации халькопирита с пиритом и магнетитом. Он представлен зернами от первых десятков микрон до нескольких миллиметров и образует тонкую вкрапленность в основной массе метасоматитов. Нередко отмечаются гнезда размерами до 3 см сложенные хлоритом, пиритом, халькопиритом и магнетитом. Халькопирит как самостоятельно, так и совместно с пиритом образует густую сеть тонких просечек (мощностью не более 3 мм) или входит в состав более мощных сульфидных и кварц-сульфидных прожилков (от 0.5 до 3 см). Иногда на участках брекчирования происходит цементация пород халькопирит-магнетитовым минеральным агрегатом, а также встречаются халькопирит-магнетитовые прожилки и жилы, мощность которых достигает 10 см. Наряду с пиритом более ранний халькопирит, как правило, корродирован и в полостях происходит отложение более поздних сульфидов, сульфосолей, теллуридов, селенидов и других минералов.

Борнит и халькозин относятся к продуктам ультракислой стадий. Они заполняют каверны в раннем магнетите или пирите, образуя псевдоморфозы по магнетиту. В большинстве случаев борнит или халькозин замещают халькопирит, образуя реакционные каймы вокруг его кристаллов. Реже отмечается частичное или полное замещение борнитом эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите. Отдельные более крупные кристаллы халькозина ассоциируют с каолинитом, где он может замещать пирит или халькопирит. В борните и халькозине установлена примесь серебра (до 1.54 и 0.44 мас. % соответственно) и до 3.40 мас. % висмута в халькозине. Борнит и халькозин часто тесно ассоциируют и с другими продуктами ультракислой стадии, такими как блеклые руды, селенсодержащий галенит, селениды серебра, сложные сульфиды и теллуриды висмута и серебра.

Галенит встречается в виде скоплений крупных кристаллов (до 2 см) и мелкозернистых агрегатов. Выделяются две генерации галенита. Более ранние его выделения связаны с кислотной стадией формирования руд. Такой галенит образует крупные кристаллы, встречается в сульфидных и кварц-сульфидных прожилках, не содержит примесей, корродирован. Поздний галенит ультракислой стадии заполняет поры с сульфидах, образуя многочисленные выделения, размер которых редко превышает 10 мкм. Его характерной особенностью является изоморфная примесь селена. нередко он образует. Реже присутствуют примеси теллура (до 0.68 мас. %) и серебра (до 2.69 мас. %). Нередко встречаются галенит-клаусталитовые твердые растворы.

Молибденит слагает мелкие чешуйки (размером до первых сотен мкм) часто формирующие скопления в виде гнезд в хлорит-серицитовых метасоматитах, образует единичные несовершенные кристаллы или заполняет трещины и поры в кварце. В серицитовых метасоматитах его крупные кристаллы имеют неоднородное пористое строение со следами окисления. В молибдените отмечается примесь рения до 1.5 мас. %. Вероятно, его отложение происходило в конце кислотной и начале ультракислой стадий.

Блеклые руды – продукты ультракислой стадии, представлены главным образом теннантитом, реже встречаются тетраэдрит и фрейбергит. Обособленно от сульфосолей меди и серебра встречаются сульфоарсениды, сульфоантимониды и сульфовисмутиды свинца, лишь иногда образуя с ними двойные соединения.

Серебро и золото относятся к числу типоморфных элементов-примесей медно-порфировых руд. Накопление серебра происходит в течении всего рудного процесса увеличиваясь в поздних кислотной и ультракислой стадиях. Серебро установлено как примесь в сульфидах, так и в виде соединений с золотом, теллуром, селеном и серой. Часто встречаются селениды, сульфоселениды и сложные сульфиды серебра. В рудах Центрального участка включения самородного золота и электрума встречаются редко и рассеяны среди пирита или халькопирита в тонкодисперсном самородном состоянии.

Теллур и селен относится к типоморфным элементам ультракислой стадии рудообразования. Установленные соединения теллура и селена с серебром, золотом, свинцом и висмутом имеют микронные размеры зерен. Некоторые исследователи также отмечают присутствие соединений теллура и палладия [2].

Минералы редкоземельных элементов представлены как собственными минеральными формами, так и присутствуют в виде изоморфной примеси в силикатах. Минералы с редкоземельными элементами представлены безводными фосфатами (монацитом, ксенотимом, апатитом), силикатами (алланитом, хаттонитом), фтор-карбонатами (синхизитом) и оксидами (давидитом).

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №15-I-2-095).

ЛИТЕРАТУРА

1. Герцен Л.Е., Левин В.Л. Геохимия и минералогия золота и серебра на медно-порфировых месторождениях Казахстана // Известия НАН РК: Геологическая серия. 2007. № 1. С. 17-29.
2. Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатьев Е.К. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золотомедного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Материалы Всероссийской конференции: VIII Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». 2013. С. 258-261.
3. Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И. и др. Малмыж – новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65-69.

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕАМУРСКОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Вах А.С.^{1,2}, Гвоздев В.И.¹, Горячев Н.А.³, Авченко О.В.¹, Зиньков А.В.²

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: vakh@fegi.ru

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: vakh.as@dvfu.ru

³ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: goryachev@neisri.ru

Для гранитогенных месторождений орогенных поясов, генетически связанных с формированием разнотипных гранитоидных комплексов коллизионного типа, характерна тесная геохимическая связь Au и Bi [2, 4]. В этой связи особый интерес представляет рассмотре-

ние минералогических особенности проявления висмутовой минерализации в золоторудных месторождениях верхнеамурского сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса, как одного из важных индикаторов их гранитогенной природы.

Верхнеамурский сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса, расположенный на территории Верхнего Приамурья, представляет собой восточное окончание золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, который проявлен преимущественно к северу от центрального шва Монголо-Охотского пояса. К этой области приурочен крупный линейный субширотный пояс развития рудной и россыпной золотоносности в западной части Приамурской золотоносной провинции [5], который протягивается вдоль северной границы Монголо-Охотского пояса на расстоянии более 300 км.

Типичным представителем месторождений гранитогенного типа рассматриваемой территории, с ярко проявленной Au-Vi спецификой руд, является Кировское месторождение [6], которое находится в эндо- и экзоконтактной части крупного Джалиндинского гранитного массива, сложенного монцодиоритами и гранодиоритами раннемелового буриндинского комплекса. Рудные тела месторождения представлены кварц-сульфидными жилами и штокверковыми минерализованными зонами с вкрапленно-прожилковыми сульфидными рудами. Для жильного золото-кварц-сульфидного оруденения характерен многостадийный процесс рудогенеза [3].

Висмутовая минерализация на месторождении тесно ассоциирует с золотом и широко развита в кварц-сульфидных жильных рудных телах и обособленных от них прожилково-вкрапленных асенопиритовых рудах минерализованных зон. Основные висмутовые минералы представлены висмутином, тетрадимитом и кобеллитом. Установлено, что типоморфными примесями висмутина Кировского месторождения являются Sb, Pb, Se [3]. Причем, в висмутинах ранних генераций из кварцевожильных образований количество Sb варьирует от 8-9 до 12 мас.%, при устойчивых содержаниях Pb – 2-3 мас. %. Аналогичные особенности состава характерны и для висмутинов из прожилково-вкрапленных руд зоны «Приразломной» Кировского месторождения. В составе висмутинов поздних генераций, проявленных в кварцевожильных рудах месторождения, отмечается уменьшение содержаний Sb (не более 2.5 мас. %), и появление Se (0.77 мас. %). Висмутовые сульфосоли более сложного минерального состава (виттихенит, павонит и др.) развиты в рудах незначительно и характерны для ассоциаций завершающей стадии рудного процесса.

Висмутовая минерализация относительно широко проявлена и в рудах Березитового месторождения, для которого характерна пространственная совмещенность разновозрастного полиметаллического и золотого оруденения. Золотое оруденение месторождения характеризуется пространственной совмещенностью микровкрапленной золото-сульфидной минерализации, проявленной в полиметаллических рудах, а также наличием секущих жильных золото-сульфидных, золото-гранат-сульфидно-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых тел.

Au-Vi минерализация наиболее контрастно фиксируется в секущих прожилковых золото-сульфидных и золото-кварц-сульфидных рудах, развитых как в пределах рудной зоны с полиметаллической минерализацией, так и во вмещающих ее гранитоидах. Наиболее широкое развитие висмутовой минерализации установлено в рудах глубоких горизонтов северной части месторождения, где золото-висмутовая минерализация пространственно и генетически совмещена с золото-теллуридной [1].

В золотосодержащих рудах Березитового месторождения выявлена большая группа сложных по составу минералов висмута, тесно ассоциирующих с самородным золотом: самородный висмут (до 2.4% Sb), сульфовисмутиты Pb (матильдогаленит, козалин, лиллианит, канницарит, ашамальмит), сульфовисмутиты Pb и Ag (хейровскиит-викингитовый ряд), сульфовис-

мутиты Pb и Sb (висмутовый менегинит, якульскийит), теллуриды Bi (теллуrowисмутит), сульфотеллуриды Bi (тетрадимит, жозеит В), сульфотеллуриды Bi и Pb (алексит-сaddleбакитовый ряд). Основной особенностью проявлений висмутовой минерализации в золотоносных рудах Березитового месторождения является широкое развитие минералов висмута в виде продуктов распада твердых растворов. Это находит свое отражение в наличии сложных гомологических рядов сульфосолей висмута, которые образуют квазинепрерывные ряды твердых соединений, которые крайне неоднородны по своему составу.

На других золоторудных объектах рассматриваемой территории висмутовая минерализация установлена в рудах Au-Mo-порфиrowого проявления (Перевальное), генетически связанного с формированием позднеюрских гранитоидов амуджиканского комплекса. Она локально проявлена в убогосульфидных кварцевых жилах Березитового рудного поля, где на более раннюю шеелит-кварцевую минерализацию наложено Au-Bi оруденение. Основной минеральной формой проявления висмутовой минерализации в золоторудных объектах являются сульфовисмутиты свинца (преимущественно козалиит), реже – сульфотеллуриды Bi (Pb-сульфоцумоит, ингодит).

Таким образом, для основных золоторудных объектов рассматриваемой территории важной особенностью является ассоциация самородного золота с разнообразными минералами висмута. Если рассматривать такую ассоциацию как важнейший индикатор гранитогенной минерализации, то с учетом пространственно-хронологической связи золотого оруденения с позднемезозойскими гранитными комплексами, можно полагать общую гранитогенную природу золотого оруденения верхнеамурского сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса. Выявленная закономерность отражает общую металлогеническую специфику рудоносности восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса и однотипные геодинамические условия формирования мезозойской золотой минерализации в областях коллизии и скольжения литосферных плит.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 16-05-00283 и № 15-05-00809, а также гранта ДВО № 15-1-2-0030

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Вах А.С., Гвоздев В.И., Авченко О.В., Горячев Н.А., Карабцов А.А., Можаров О.В.** Минералогия золотогаленит-теллуридных руд Березитового месторождения Верхнего Приамурья. Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Вторая Всерос. науч. конф.: сб. докладов. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН. 2012. С. 83-86.
- 2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Савва Н.Е.** Рудно-магматические системы и металлогения золота и серебра Северо-Востока Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 11. С. 1176-1188.
- 3. Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Вах А.С. и др.** Минеральный состав и типоморфные особенности минералов золоторудных жил Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 6. С. 40-51.
- 4. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н.** Висмут в орогенных золоторудных месторождениях Северо-Востока Азии. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.В. Петровской «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». Москва. ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С. 159-161.
- 5. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., и др.** риаурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ. НИГТЦ ДВО РАН. 2008. 323 с.
- 6. Goryachev N.A., Pirajno F.** Gold deposit and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geology Reviews. 2014. V. 59. P. 123-151.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ

Гамянин Г.Н.

Государственное бюджетное учреждение Институт геологии рудных месторождений, петрографии, и минералогии РАН, г. Москва.

Адыча-Тарынская металлогеническая зона протягивается на 600 км в северо-западном направлении при ширине 150 км, пространственно совпадая с Адыча-Эльгинским антиклинорием. Последний сложен в основном верхне-триасовыми преимущественно сланцевыми отложениями. В сводах некоторых структур обнажаются среднетриасовые, а в мульдах нижнеюрские породы. С северо-запада на юго-восток в пределах антиклинория происходит смена брахиформных, коробчатых и арочных складок на плоские сундучные, разделенные узкими щелевидными синклиналиями. Основным структурным элементом зоны является Адыча-Тарынская зона разломов, которая является границей резкой смены фаций триасовых и нижнеюрских отложений. По современным геодинамическим представлениям она разделяет Кулар-Нерский сланцевый и Верхоянский складчато-надвиговой пояса. Магматизм в пределах зоны развит слабо. В основном это небольшие массивы гранитоидного состава, за исключением крупного Нельканского гранитоидного и Тарынского субвулканического массивов на юго-восточном окончании зоны, которые, располагаясь поперек зоны в виде Тас-Кыстабытского магматического пояса, как бы «сшивают» две крупные структуры. Помимо массива гранитоидов отмечаются дайки диоритового состава. Ориентировка даек преимущественно северо-восточная и они трассируют поперечные разломы. Подавляющее большинство гранитоидных массивов также располагается среди дайковых свит. Геохронологический возраст магматических образований достаточно широк, но в целом выделяется две группы возрастов. К первой, охватывающей интервал 152-124 млн. лет, относятся магматические породы Тас-Кыстабытского пояса и ряд мелких массивов в пределах зоны, которые и отражает раннеколлизийные процессы. Вторая группа возрастов 80-100 млн. лет относится к мелким гранитоидным штокам и субвулканическим дайкам гранит-порфиров, которые связаны с завершением субдукционных явлений Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирской платформой и началом новой Охотской субдукции.

Основу металлогении зоны определяют месторождения золота, относящиеся в подавляющем большинстве к малосульфидному золото-кварцевому и, в редких случаях, к золото-висмутовому типам. Они достаточно равномерно распределены в пределах зоны, как по ее ширине, так и по простиранию, формируя широкую и протяженную полосу. Золотое оруденение является производным рудно-магматических систем раннеколлизийных гранитов. С малоглубинными камерами массивов гранитоидов связаны золото-редкометалльные месторождения (Эргелях), а с их промежуточными камерами, которые на современном срезе фиксируются по дайкам диорит-порфиров, – малосульфидные золото-кварцевые месторождения. Последние относятся к основному промышленному типу коренных месторождений, с которыми связаны многочисленные россыпи золота. Наиболее крупные объекты представлены рудными телами типа минерализованных зон дробления (Малтан, Киньясь, Туора-Тас), кварцево-жильными телами простой линзовидной формы (Сана, Имтачан, Эргелях) или стратифицированными жилами в полостях отслоения брахиформных складок (Дора-Пиль, Талалах, Жданное). В минерализованных зонах дробления на зототорудные тела нередко накладывается поздняя масштабная антимонитовая минерализация, которая производила интенсивное коррозионное воздействие на ранние минералы с переотложением и разнообразием новообразованных минералов. Вещественный состав жил месторождений на 95-98%

представлен кварцем. На долю карбонатов приходится 1-4%, сульфидов около 1%. Однако именно скопления сульфидов являются индикаторами наиболее богатых участков рудных тел. Продуктивные сульфидные ассоциации в малосульфидном золото-кварцевом типе представлены пирит-арсенопиритовой, халькопирит-сфалерит-галенитовой и тетраэдрит-сульфосольной ассоциациями, а в золото-висмуте – леллингит-глаукокодот-арсенопиритовой и висмутин-сульфотеллуридной ассоциациями. Пробность золота охватывает широкий интервал от 700 до 1000‰. На пробность золота влияет распространенность той или иной продуктивной ассоциации и она повышается от пирит-арсенопиритовой к тетраэдрит-сульфосольной, а также прямая зависимость от удаленности от выходов массивов гранитоидов. Крупность золота также варьирует в широких пределах, но наиболее мелкое золота характерно для минерализованных зон дробления и для интервала пробности 840-900‰. Крупных и уникальных месторождений этого типа в зоне нет. Большинство разведанных и эксплуатирующихся объектов относятся к месторождениям среднего класса. Имеется значительное число мелких месторождений, а основная масса объектов относится к не оцененным рудопроявлениям, среди которых несомненно могут быть объекты средней и малой категории масштабности. В пределах зоны можно выделить ряд рудно-россыпных районов – Тарынский, Эльгинский, Имтачанский, Джолокагский, Лазовский.

Вторым по распространенности металлом данной зоны является олово. В пределах зоны оловорудные месторождения группируются в узлы, которые пространственно локализируются в северо-восточных частях поперечных к складчатости северо-восточных разломов. Месторождения представлены касситерит-кварцевыми (Бургавлийское), касситерит-силикатными (Куранах-Сала), касситерит-силикатно-сульфидными (Аляскитовое) и касситерит-сульфидными (Капризное, Барыллыэлахское) типами. Месторождения приурочены к экзо – эндоконтактовым или надапикальным роговиковым частям гранитоидов поздне-мелового возраста (100-80 млн. лет). Характерной примесью в рудах оловорудных месторождений являются вольфрам и серебро. С повышением сульфидности месторождений снижается роль вольфрамита и повышается серебра, которое в касситерит сульфидных месторождениях становится промышленно важным компонентом. Среди структурно-морфологических типов рудных тел преобладают простые линзовидные тела и штокверки. Реже встречаются минерализованные зоны дробления, часто вмещающие касситерит-сульфидное оруденение. Помимо повсеместно распространенного кварца, существенную роль в составе рудных тел играет турмалин, в меньшей степени хлорит. Из сульфидов в большей степени распространены галенит и сфалерит, существенную роль играет арсенопирит. Второстепенная роль принадлежит пириту, пирротину, халькопириту, минералам висмута, врейбергиту, серебро-свинцовым и серебряным сульфосолям. Содержания олова в рудах варьируют от 0,1 до 1%. Приводимые в примерах месторождения относятся к категории средних, ранее уже эксплуатировавшихся. Большинство выявленных проявлений не оценены и составляют перспективный прогнозный ресурс олова и вольфрама. В пределах зоны можно выделить Бургавлийский, Аляскитовый и Тарын-Ейемюнский рудные узлы.

В пределах Адыча-Нерской комплексной зоны можно выделить Адыча-Тарынскую шовную серебро-золото-сурьмяную зону, контролируемую одноименным разломом. Вдоль этой зоны распространены золото-сурьмяные и серебро-сурьмяные месторождения. Минерализация этой зоны связана с реактивизацией данного разлома в связи с Охотской субдукцией. В поздне-меловое время этот разлом функционировал как сдвиговая структура глубокого проникновения. Вдоль этой структуры, в ее наиболее проработанных участках формировались близповерхностные телетермальные месторождения, которые нередко совмещены с ранее сформированными золото – или оловорудными месторождениями, образуя сложные комплексные

полигенные месторождения. Наиболее ранним здесь является серебро-сурьмяное оруденение, частота проявлений которого возрастает в юго-восточном направлении. Максимальная концентрация серебро-сурьмяных рудопоявлений (Дичек, Серп) отмечается в пределах Тарынского субвулкана. Рудные тела месторождений представлены минерализованными зонами и линзовидными кварцевыми жилами. Месторождения убогосульфидные. Концентрации серебра в рудных телах связаны с распространенностью фрейбергит-серебро-сульфоантимонитовой ассоциацией, которая местами формирует богатые ($>>1$ кг/т) бонанцевые руды. Этот тип оруденения накладывается на ранние золоторудные (Эргелях) и оловорудные (Купольное, Аляски-товое) месторождения. Все выявленные месторождения относятся к категории мелких.

Вдоль этой же зоны выявлена целая серия золото-сурьмяных месторождений (Сарылах, Сентачан), относящихся к категории крупных. Антимонитовая минерализация относится к числу наиболее молодых и по данным А.А. Оболенского относится к палеогеновой, так как пересекает базальтоидные дайки палеогенового возраста. Наложение сурьмяного оруденения на золоторудные минерализованные зоны дробления, характерные для этой структуры, привело к формированию комплексных полигенных золото-сурьмяных месторождений. Вещественный состав золото-сурьмяных месторождений характеризуется сочетанием минеральных ассоциаций, отмечаемых для малосульфидных золото-кварцевых месторождений, наложенной бертьерит-антимонитовой ассоциацией и возникшими в связи с этим реакционными минералами – халькостибитом, ульманнитом, сурьмянистым пиритом, никельсодержащим арсенопиритом, аурустибитом и горчичным золотом. В процессе наложения антимонитовой минерализации раннее золото дезинтегрировалось, растворялось и переотлаглось. По этой причине самородное золото золото-сурьмяных месторождений мелкое ($<<0,25$ мм), с большой долей кристаллов, относится к типу не образующего россыпей. В связи с дезинтеграцией золота происходило перераспределение его концентраций в рудных телах – расширение кон-тура рудных столбов с уменьшением доли повышенных концентраций и более равномерным (8-12 г/т) его распределением в пределах рудных тел. Переотложение золота приводило к его облагораживанию и повышению пробности до 950-1000%. В пределах зоны существует значительное число неразведанных и неоцененных золото-сурьмяных проявлений и рудных точек.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 14-17-00465

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЛЮЧА АЛЕКСАНДРА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Гвоздев В.И.¹, Вах А.С.¹, Федосеев Д.Г.¹, Садкин С.И.², Гришин Г.К.¹

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, gvozdev@fegi.ru

²ОАО «Таежная экспедиция» п. Роцино.

Mo-W месторождение ключа Александра находится в центральной части Скрытого рудного узла Малиновского рудного района Центральной минерагенической зоны Сихотэ-Алиньской минерагенической провинции [Найденко, 2007 г.]. В геологическом строении рудного района месторождения ключа Александра принимают участие породы олистостромовой толщи Самаркинской аккреционной призмы: матрикс – алевролиты, песчаники, сланцы (преобладают актинолит-биотитовые, менее кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-биотит-мусковитовые), туфопесчаники, вулканогенные породы юрского возраста; олистолиты – блоки, пластины карбонатно-кремнистых пород пермского возраста. Вмещающие породы прорваны интрузивным телом (площадь – около 2 км²) биотитовых гранитов второй фазы Тати-

бинского комплекса и дайками предположительно вулканического комплекса (84-87 млн. лет). Молибден-вольфрамовая минерализация в рассматриваемом регионе пространственно ассоциирует с гранитоидами Татибинского комплекса.

Рудные тела месторождения локализованы в гранитах (протяженность до 900-2000 м) и ороговикованных вмещающих осадочных породах. Они представлены линейными сближенными зонами грейзенов (протяженность до 450-1450 м), которые содержат многочисленные кварцевые жилы небольшой мощности или серии сближенных прожилков. По минеральному составу прожилков можно выделить молибденит-кварцевые, вольфрамит-шеелит-кварцевые, молибденит-шеелит-кварцевые, арсенопирит-кварцевые (со сфалеритом), халькопирит-пирротин-кварцевые, галенит-кварцевые и пирит-кварц-карбонатные.

Молибденит-кварцевые жилы и прожилки пространственно локализованы среди интрузивного тела гранитов и редко выходят за его пределы. Мощность прожилков редко превышает 2-3 см. Они сложены серо-белым кварцем (80%), молибденитом (13-15%), сульфидными минералами (3-5% – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит). Присутствуют в небольшом количестве карбонат, полевые шпаты, мусковит и хлорит. Хлорит пространственно тяготеет к скоплениям (гнездам) пирротина и халькопирита. Молибденит обычно сконцентрирован в зальбандах прожилков. Околожилные метасоматиты сложены преимущественно кварцем, мусковитом и хлоритом, количество которых варьирует в широком диапазоне.

Вольфрамит-шеелит-кварцевые жилы наблюдались только среди ороговикованных сланцев. Контакты жил четкие, тектонические, перпендикулярно слоистости вмещающих пород. Жилы сложены преимущественно кварцем (80-85%), вольфрамитом и шеелитом (10-15%); в небольшом количестве наблюдаются мусковит, хлорит (в сумме 2-5%) и единичные зерна сульфидов. Сульфиды имеют ксеноморфный облик и представлены пирротинном, халькопиритом и пиритом с размером зерен менее 0.03 мм (наблюдались в прожилках и вмещающей породе только под микроскопом). В составе околожильного метасоматита преобладают кварц, хлорит, мусковит и рудный минерал.

Молибденит-шеелит-кварцевые жилы наиболее распространены на месторождении. Они сложены крупно-, гигантозернистым (размер зерен часто превышает 0.5 см. в поперечнике.) кварцем – 25-60%, мусковитом – 5-7%, шеелитом – до 5-7% и сульфидными минералами (пирротин – преобладает, халькопирит, сфалерит, пирит, марказит, галенит, станнин; идиоморфные зерна до 0.8 см; часто корродируются кварцем и сульфидами). Околожилные грейзены по минеральному составу похожи на околожилные породы молибденит-кварцевых прожилков, но отличаются присутствием в них небольшого количества шеелита, апатита и сульфидных минералов.

Арсенопирит-кварцевые (со сфалеритом) жилы сложены молочно-белым кварцем и содержат в среднем около 15% сульфидов. Минеральный состав: кварц – 10-15%; хлорит и мусковит – 2-3%; арсенопирит – 80-85%; пирит и марказит – 2-3%; халькопирит и пирротин – не более 1%. В существенно кварцевых прожилках кроме халькопирита иногда наблюдаются сфалерит (165.1 г/т In), галенит, станнин и висмутовые минералы.

Халькопирит-пирротин-кварцевые жилы сложены: кварцем – 30-35%, мусковитом – 60-65%, хлоритом 1-3%, апатитом – единичные зерна, минералами титана (рутилом) – 1%, сульфидами – 2-3%; пирротин – преобладает, есть халькопирит (41 г/т In), сфалерит и пирит. Скопления хлорита часто пространственно тяготеют к вкрапленникам сульфидов. В сфалерите наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, реже пирротина и станнина. Очень редко в жилах наблюдаются идиоморфные зерна (менее 0.01 мм) арсенопирита и ксеноморфные галенита (часто по границам зерен сфалерита совместно с пирротинном и халькопиритом). Интересно отметить, что в рутиле из околожильных грейзенов присутствует примесь олова.

Галенит-кварцевые жилы встречаются редко и в самостоятельный тип эти жилы выделены условно из-за присутствия в них 4-5% галенита. По минеральному составу они наиболее близки к арсенопирит-кварцевым прожилкам и сложены кварцем – 75-80%, и сульфидами – 20-25%. Из сульфидов преобладают арсенопирит (8-12%) и пирит (5-9%); менее распространены галенит (4-5%), халькопирит и сфалерит (2-3%); редко встречаются станнин и касситерит. В околожильных метасоматитах присутствуют кварц (преобладает), хлорит и мусковит. Судя по взаимоотношениям минералов, здесь первым кристаллизовался арсенопирит (часто зональный за счет вариаций в его составе содержания мышьяка и серы) и касситерит; чуть позднее пирит, халькопирит и сфалерит; самый последний – галенит (по микротрещинам в арсенопирите).

Пирит-кварц-карбонатные жилы и прожилки встречаются часто. Они пересекают все перечисленные выше прожилки, завершая процесс минералообразования на месторождении. Минеральный состав варьирует в широком диапазоне: от мономинерального карбонатного (кальцитового, редко сидеритового-?) до мономинерального кварцевого. Из сульфидных минералов (не более 2-5%) присутствуют пирит, редко марказит, галенит и сфалерит. Висмутовая минерализация на месторождении ключа Александра представлена двумя группами ассоциаций: Pb-Bi и Pb-Ag-Bi.

Pb-Bi группа ассоциаций имеет подчиненное распространение и отмечается только в кварцевых прожилках с молибденитом и шеелитом, которые локализованы среди гранитов. Из минералов установлены висмутин, сульфотеллуриды висмута (группа жозеитов, иногда с примесью Se не более 1 мас. %), самородный висмут, икунолит, матильдит (в сростках с галенитом или выполняет микротрещины в пирротине). Изредка фиксируются реликты минералов лиллианит-густавитовой серии (ширмерит), которые часто развиваются по спайности молибденита.

Pb-Ag-Bi группа ассоциаций широко распространена на месторождении и встречается в кварцевых прожилках практически всех минеральных типов, локализованных как в гранитах, так и во вмещающих ороговикованных породах. В ассоциациях этой группы наблюдались самородный висмут, икунолит, канфильдит, сульфотеллуриды висмута, аргентит (срастания с арсенопиритом или микровкрапленники в пирротине), аргентопирит (от 9 до более 40 мас. % Ag; выполняет трещины в халькопирите, пирротине и сфалерите), самородное серебро. Все перечисленные выше минералы образуют тесные срастания с галенитом (селена до 1.03 мас. %, серебра до 1.92 мас. %, висмута до 5.22 мас. %), станнином, сфалеритом (с эмульсионной вкрапленностью станнина). В отдельных случаях атомные отношения серебра к висмуту в галенитах близки к 1:1, что может указывать на присутствие в нем включений матильдита (AgBiS_2), кристаллизация которого по экспериментальным данным происходит в интервале температур 220-270 °C [3].

Минералого-петрографическое изучение метасоматических пород и руд позволяет предполагать, что месторождение ключа Александра было сформировано в три этапа: дорудный (стадии: роговиков и скарнов), рудный (стадии: грейзеновая и сульфидная) и пострудный. Второй рудный этап является наиболее продуктивным на молибден-вольфрамовое оруденение и сопутствующую висмутовую минерализацию.

Грейзеновая стадия начиналась с образования грейзенов мусковит-кварцевого состава (часто встречаются в гранитах в виде самостоятельных зон) небольшой мощности без видимой рудной минерализации), ассоциирующих с молибденит-кварцевыми, вольфрамит-кварцевыми и шеелит-кварцевыми прожилками, являющимися основным источником молибдена и вольфрама в рудах месторождения. Типоморфной особенностью минерального состава грейзенов является присутствие в них рутила с повышенными (более 2 мас. %) концентрациями воль-

фрама, а в ильмениту – микровкрапленности шеелита. Сульфидные минералы (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) характерны как для грейзенов, так и для жил. Как правило, они кристаллизовались позднее молибденита и шеелита, часто выполняют в них микротрещины и сопровождаются комплексом минералов-попутчиков (самородный висмут, сульфотеллуриды висмута, висмутин, сложные сульфосоли лиллианит-густавитовой серии). По экспериментальным и литературным данным можно предположить, что кристаллизация минералов этой стадии происходила в диапазоне температур 410-380-220 °С, при pH растворов 6.5-7.7 (P-T условия кристаллизации: шеелита – более 300 °С, pH – 7.0; вольфрамита – 300 °С, pH – 6.5; самородного висмута – 280 °С, pH – 7.7; халькопирита, с эмульсионной вкрапленностью сфалерита – 350 °С [2, 4, 5, 6]). Отличительной особенностью гидротермального флюида, продуцировавшего Mo-W минерализацию, является (как и в скарновых месторождениях региона) повышенная фтороносность и фосфороносность, определившая широкоу развитие F-апатита как в жилах, так и в околожильных грейзенах. В целом, формирование W-Mo минерализации на месторождении происходило в восстановительных условиях, при последовательном увеличении роли железа, углекислоты и серы в гидротермальном флюиде.

В *сульфидную стадию* образовались кварц-сульфидные жилы и прожилки, которые сопровождаются одинаковыми по минеральному составу хлорит-мусковит-кварцевыми околожильными метасоматитами. Типоморфной особенностью состава кварц-сульфидных прожилков является присутствие в них галенита, минералов олова (касситерита, станнина) и серебра (аргентопирита, аргентита, самородного серебра, Те-канфильдита). Сульфидная стадия характеризуется диапазоном температур от 400 °С до 180 °С (на это указывают эмульсионные структуры распада твердого раствора халькопирита и станнина в сфалерите), предположительно из высокосернистых, восстановленных (много пирротина) растворов [2, 6].

Сопоставляя результаты изучения вещественного состава руд и типоморфных особенностей минералов месторождения ключа Александра можно сделать вывод о различной геохимической специализации рудогенерирующего флюида ранней и поздней стадий рудного процесса. *Грейзеновая стадия* характеризуется W-Mo (P, F, Fe, Bi, Pb) специализацией, а *сульфидная стадия* – Sn (As, Fe, Cu, Zn, Pb, Ag). Особо следует отметить высокие концентрации индия, кадмия, олова и серебра в халькопирите и сфалерите изученного месторождения. Это обусловлено тем, что в сфалерите присутствуют микровключения минералов олова (станнин, касситерит), меди (халькопирит) и свинца (галенит). Причем, серебро часто изоморфно входит в состав галенита или слагает самостоятельные минеральные формы (аргентит, аргентопирит, карфильдит и др.), образующие с ним тесные сростания. Такая же ситуация и с халькопиритом: в нем наблюдается эмульсионная вкрапленность сфалерита, галенита, станнина и др. минералов. Выявленные в процессе исследований основные типоморфные особенности минералов сульфидной стадии очень характерны для олово-полиметаллических месторождений (типа Силинского) Прибрежного вулканогенного пояса, что расширяет перспективы поисков такого оруденения как на площади изученного месторождения ключа Александра, так и на прилегающих к нему территориях.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 15-1-2-003о, РФФИ № 16-05-00283 и № 14-05-00191.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 1. С. 70-75.
2. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2010. 338 с.
3. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли // М.: Наука. 1972. 303 с.

4. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск. Наука. 1971. С. 15-25.

5. Ненашева С.Н. Экспериментальные исследования природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените // Новосибирск: Наука. 1975. 126 с.

6. Sugaki A., Yamae N. Thermal studies in the intergrowth of chalcopyrite and sphalerite // Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai. 1952. P. 103-110.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БАДЖАЛЬСКОЙ И МЯО-ЧАНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ЗОН ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

Гоневчук В.Г.¹, Чугаев А.В.², Раткин В.В.¹, Гореликова Н.В.²,
Гоневчук Г.А.¹

¹Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток, email: Gonevchuk@fegi.ru; ratkin@mail.ru; SBI@ya.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, email: vassachav@mail.ru, ngor@igem.ru

Введение. Баджальская и Мяо-Чанская вулcano-плутонические зоны – часть ранний мел-сеноманского Хингано-Охотского вулcanoгенного пояса или ареала [1]. С этими зонами связаны самые масштабные по запасам оловорудные районы юга Дальнего Востока РФ. В силу этого, их рудно-магматические системы (РМС) многие годы были предметом детального изучения и описаны в многочисленных публикациях. Однако отсутствие высокоточных геохимических, изотопно-геохимических и геохронологических данных ограничивало возможности корректного построения рудно-магматических моделей. Полученные нами детальные Sr-Nd изотопно-геохимические данные для различных пород вулcano-плутонических комплексов в значительной мере восполняют указанный недостаток.

Геология и геодинамика формирования пояса. Формировался пояс в раннем мелу-сеномане в косо ориентированной к краю материка полосе, которая отвечает региональной системе разломов Тан Лу. По данным В.В. Ярмолюка [5] эта полоса трассирует линейную зону возмущенной мантии. Наибольшее число обособленных вулcano-плутонических зон было сформировано в Приамурском сегменте пояса непосредственно в краевой части материка, где в раннемеловое время располагались фрагменты юрской аккреционной призмы в виде Баджальского, Хабаровского и Самаркинского террейнов [2] (рис. 1).

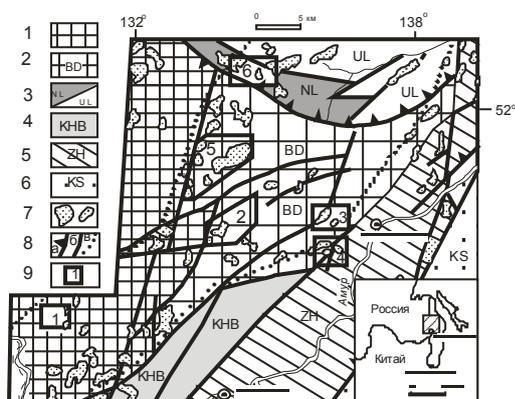


Рис. 1. Объекты исследования в схеме террейнов Приамурья

1 – Буреинский супертеррейн (палеозойский континент);
2 – Баджальский террейн юрской аккреционной призмы; 3 – Галамский и Ульбанский террейны: палеозойская аккреционная призма и юрский турбидитовый бассейн; 4 – Хабаровский террейн юрской аккреционной призмы; 5 – Журавлевско-Амурский террейн раннемелового турбидитового бассейна; 6 – Киселевско-Маноминский террейн среднемеловой аккреционной призмы; 7 – интрузивные тела; 8а – сутурные зоны, 8б – разломы, 8в – границы Хингано-Охотского пояса (ареала); 9 – вулканические зоны (рудные районы): 1 – Малохинганская (Хингано-Олонойский), 2 – Баджальская (Баджальский), 3 – Мяо-Чанская (Комсомольский), 4 – Харпийская (Верхне-Курский), 5 – Дуссе-Алинская (Дуссе-Алинский), 6 – Эзопская и Ям-Алинская (Эзоп-Ямалинский)

Непосредственно к востоку от аккрецированных к материке юрских террейнов находился океанический бассейн, где в течение раннего мела в синдвиговом режиме проскальзывания литосферных плит накапливалась многокилометровая толща турбидитов. Раннемеловые вулcano-плутонические зоны, перекрывающие складчатый фундамент юрской аккреционной призмы, формировались как дуплексные структуры растяжения на участках, где субширотные разломы, оперяющие систему Тан Лу, пересекались с субмеридиональными разломами Сихоте-Алинской системы левых сдвигов. Только на завершающем альб-сеноманском этапе режим проскальзывания литосферных плит, определивший условия заложения вулcano-плутонических зон и их развитие, сменился на режим сжатия. Изменение режима явилось отражением финального аккрецирования раннемеловых террейнов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса и непосредственно предшествовало началу формирования постаккреционного субдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Баджальская вулcano-плутоническая зона расположена в краевой западной части юрской аккреционной призмы Баджальского террейна на границе с раннепалеозойским Буреинским супертеррейном. В магматической ассоциации зоны выделяются четыре магматических комплекса. С этапом инициального магматизма связан Даянский комплекс щелочных габброидов и базальтоидов (К-Аг возраст – 142-117 млн. лет). Более поздний Лакский комплекс представлен андезито-дацитами и гранитами (К-Аг возраст эффузивов – 135-100 млн. лет, гранитоидов – около 100 млн. лет). Рудоносный Баджальский комплекс сложен известково-щелочными риолитами и гранитами пониженной калиевости (К-Аг возраст эффузивной фации – 98-105 млн. лет, интрузивной, по Rb-Sr и U-Pb определениям, – 91-96 млн. лет. Силинский комплекс завершает магматизм. Он объединяет породы габбро-гранодиорит-гранитного ряда и комагматичные им андезиты. Возраст гранодиорит-гранитов, по амфиболу и биотиту, – 91.4-92.5 млн. лет.

Высокие значения отношения Ti/V при низких отношениях Rb/Ba отвечают генерации расплава, сформировавшего даянский комплекс, на «подлитосферном» уровне. Особенности распределения РЗЭ фиксируют сходство даянских базитов с породами «внутриплитных» рифтоподобных структур [4]. На это же указывают начальные изотопные отношения: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7058-0.7061$, $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +3.4$ и Pb-Pb данные [3] (рис. 2)

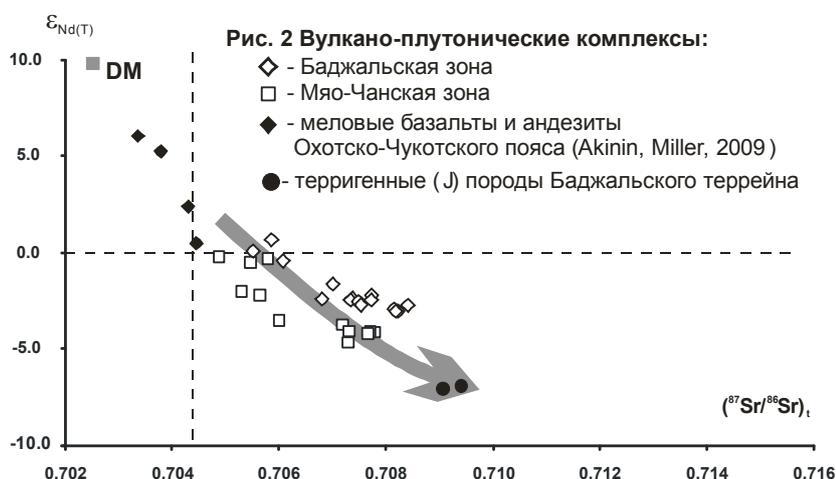


Рис. 2. Sr-Nd диаграмма для пород меловых вулcano-плутонических комплексов восточной части Монголо-Охотского пояса (наши данные), меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса (по данным Akinin et. al., 2009), а также терригенных пород юрского аккреционного комплекса Баджальского террейна. Значения рассчитаны на возраст 100 млн. лет.

Для пород Лакского комплекса расчетные начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = (0.7055 \div 0.7075)$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51247-0.51253$ (или $\varepsilon_{\text{Nd(T)}} = -2.4 \div +0.7$).

Для рудоносного Баджальского комплекса характерны выдержанные содержания Rb, Sr, Sm и Nd, при значениях изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в интервале от 3.8 до 8.1 и от 0.123 до 0.138, соответственно. Рассчитанные с учетом геологического возраста пород, значения изотопных отношений лежат в интервале: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ от 0.7068 до 0.7084 и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ от 0.51237 до 0.51240 (или $\varepsilon_{\text{Nd(T)}} = -2.7 \div -2.1$). В целом, начальные Sr-Nd характеристики магматических пород, а также рассчитанные величины модельных возрастов ($T_{\text{(DM)}} = 1.1-1.4$ млрд. лет) близки соответствующим характеристикам и расчетному возрасту протолита песчаников и алевролитов юрской аккреционной призмы. Указанное дает основание предполагать преобладание в магмах, из которых кристаллизовались породы Баджальского комплекса, вещества осадочных пород Баджальского террейна.

Интрузивные породы Силинского комплекса, локализованные в пределах Баджальского террейна, отличаются высокой однородностью начальных Sr-Nd характеристик: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7082$ и $\varepsilon_{\text{Nd(T)}} = -2.9$.

Мяо-Чанская вулканоплутоническая зона находится в восточной части Баджальского террейна и связана с Баджальской субширотными разломами системы Тан Лу. В магматической ассоциации зоны представлены четыре магматических комплекса. Самый ранний – возрастная аналогия Даянского комплекса (125-135 млн. лет) – сложен дайками и силлами диабазов. Следующий – Пурильский плагиориолит-плагиогранитный комплекс (К-Аг, от 130 до 95 млн. лет) имеет изотопно-геохимические характеристики аналогичные Лакскому и рассматривается как его аналог. Рудоносный Силинский комплекс в эффузивной фации представлен андезитами (трахиандезитами), в интрузивной – рядом пород от диоритов (97 ± 5 млн. лет) до монцогранитов (92.4 ± 0.8 млн. лет) и лейкогранитов (≤ 85 млн. лет). По петрохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам комплекс близок к одновозрастному и одноименному с ним комплексу Баджальской зоны. Однако полученные для его пород начальные Sr-Nd характеристики весьма неоднородны: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7060-0.7078$ и $\varepsilon_{\text{Nd(T)}} = -4.6 \div -3.5$. Это указывает на разную степень контаминации материнских расплавов веществом пород аккреционных комплексов. Завершают магматизм Мяо-Чанской зоны гранитоиды Чалбинского комплекса. К-Аг возраст 90 ± 2 млн. лет, U-Pb по циркону – $91,4 \pm 0,8$ млн. лет. От вероятного аналога – баджальских гранитов – отличается низкими – «субмантийными» значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7050$.

Выявленные Sr-Nd изотопно-геохимические особенности пород пурильского, лакского, баджальского, силинского, чалбинского комплексов позволяют предполагать, что в их петрогенезисе преобладающая роль принадлежала коровому источнику вещества, в качестве которого могли выступать метаморфизованные породы юрской аккреционной призмы Баджальского террейна.

Выводы. Полученные результаты, с учетом данных предшественников, позволяют рассматривать формирование Баджальской и Мяо-Чанской зон как цепь процессов преобразования мезозойской континентальной коры Сихотэ-Алиня под влиянием базитовых подкоровых магм. Конечным результатом этих процессов стало формирование гранитоидов, с которыми генетически связаны олово-полиметаллические месторождения региона. Выявленные различия в Sr-Nd характеристиках гранитоидов могут быть обусловлены как исходной изотопно-геохимической неоднородностью коры, которая подвергалась плавлению, так и разной степенью контаминации материнских расплавов коровым веществом.

Появление рудоносных магматических комплексов по времени совпадает со сменой режима скольжения литосферных плит на режим аккреции раннемеловых террейнов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Последнее обусловило снижение проницаемо-

сти породных комплексов верхнекорового уровня и реализовалось в увеличении доли ассимилированных расплавами обогащенных оловом и бором осадочных пород Баджальской аккреционной призмы.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2 книгах)/ Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 332-349.
2. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана / Владивосток: Дальнаука. 2006. 234 с.
3. **Максимов С.О., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г.** Калиевые основные породы эруптивных трубок восточной окраины Буреинского массива (Дальний Восток) // ДАН. 2001. № 6. С. 797-801/
4. **Самойлов В.С., Ярмолюк В.В.** Континентальный рифтогенез (типизация, магматизм, геодинамика) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3-20.
5. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. 5. С.1-27.
6. **Akinin V.V. & al.** Petrology and Geochronology of Crustal Xenoliths from Bering Strait Region // Geological Society of America Special publ. 2009. P. 39-68.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ОЦЕНКА ИХ РУДОНОСНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Гореликова Н.В.¹, Чинова И.А.¹, Дербекко И.М.², Гоневчук В.Г.³, Раткин В.В.³, Бычкова Я.В.¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, email: ngor@igem.ru*

²*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, email: derbeko@mail.ru*

³*Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток, email: Gonevchuk@fegi.ru*

Среди различных методов прогнозирования рудных месторождений одним из наиболее эффективных является магматический, в основе которого лежит представление о связи разной эндогенной минерализации со «специализированными» магматическими комплексами. При его использовании исследователь должен оперировать большими массивами геохимических данных, характеризующих породы сложных по составу магматических тел, комплексов и ассоциаций. С целью их анализа применяются различные математические методы. Нашей задачей являлось выявление с использованием логико-информационного анализа критериев связи промышленной оловянной минерализации с магматическими комплексами изученных нами вулcano-плутонических зон Хингано-Охотского вулcanoгенного пояса (ХОВП): Баджальской, Малохинганской, Эзоп-Ямалинской и Селитканской. В качестве эталонных объектов с продуктивным оловянным оруденением были выбраны: Баджальская с крупным Правдо-Урмийским месторождением и Малохинганская с не менее крупным месторождением Хинганское. Как эталон объектов не промышленного типа представлена Селитканская зона, в которой не выявлено промышленной оловянной минерализации. Эзоп-Ямалинская зона, промышленная значимость рудопроявлений олова которой не определена, рассматривалась как объект, продуктивность которого должна быть определена на основании сравнительного анализа с эталонными объектами промышленного и не промышленного типа, проведенного с применением логико-информационного анализа.

Вулкано-плутонические зоны ХОВП

Баджальская вулкано-плутоническая зона расположена в центральной части Хингано-Охотского вулканогенного пояса в краевой западной части Баджальского террейна юрской аккреционной призмы на пересечении субширотных разломов, оперяющих сдвиги системы разломов Тан Лу, и меридиональных сдвигов Сихотэ-Алинской системы. В магматической ассоциации зоны, фиксирующей её эволюцию, выделены четыре генетических группы [1]: щелочные и субщелочные габброиды и базальтоиды *Даянского комплекса* (К-Аг, 142-117 млн. лет); «субтолеитовые» кали-натровые известково-щелочные андезиты и андезито-дациты и комплементарные им гранитоиды *Лакского комплекса* (К-Аг, 135-100 млн. лет); известково-щелочные риолиты и граниты пониженной калиево-сти и повышенной кальциево-сти *Баджальского комплекса* (К-Аг, 91-105 млн. лет); породы габбро-гранодиорит-гранитного ряда и комагматичные им андезиты *Силинского комплекса* (К-Аг, 101,7-79-млн. лет). В работе использованы петрогеохимические данные рудоносного Баджальского комплекса, с которым связано Sn оруденение. Породы комплекса однородны по величинам начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Рассчитанные на возраст пород значения этих отношений лежат в относительно узком интервале: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7068 до 0.7084 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0.51246 до 0.51248 (или $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -3,0 - -2,1$) и характеризуют эти породы как «преимущественно коровые». Источником коровой компоненты, вероятнее всего, могла быть неопротерозойская земная кора (Анализы по Sr-Nd изотопии выполнены к.г.-м.н. А.В. Чугаевым (ИГЕМ РАН)).

Малохинганская вулкано-плутоническая зона расположена на южном фланге ХОВП: вблизи границы Баджальского террейна и Бурей-Цзямусинского супертеррейна. По петрохимическим и геохимическим данным, результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканические и плутонические образования кислого-щелочного составов, с которыми связана оловянная минерализация, объединены в солонечный вулкано-плутонический комплекс высококалийевой известково-щелочной серии (101-99 млн. лет) [2]. Магматические ассоциации Малохинганской зоны характеризуются повышенными содержаниями Nb, Y, Zr, Hf, Rb, при пониженных – Sr и Ba. По начальным Sr-Nd изотопным характеристикам породы солонечного комплекса весьма однородны: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7056-0.7057$ и $\epsilon(T) = +1.7 - +2.2$.

Селитканская вулкано-плутоническая зона (105-101 Ма) – крупная региональная структура, локализованная вдоль северной границы восточного фланга Монголо-Охотского пояса. Магматическая ассоциация состоит из лав, брекчий и туфов средне-основного и кислого составов [2]. В ней выделяются два комплекса пород: преимущественно андезитового состава с возрастом 105 млн. лет и кислых образований с возрастом 101 млн. лет. Вулканы бедны щелочами, Ti и принадлежат к известково-щелочной серии. Все разновидности пород бедны Nb, Ta, Hf, Zr, и Sr и обогащены Rb, Ba, Th. Андезиты Селитканской зоны характеризуются инициальным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7070$, которое сходно со значениями магматических пород Эзоп-Ямалинского комплекса, в то время как $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.9$ значительно выше, чем для этих пород. В образованиях Селитканской зоны не обнаружено оловянной минерализации, хотя она характерна для большинства вулканитов ХОВП, таких зон, как Малохинганской и Баджальской.

Эзоп-Ямалинская вулкано-плутоническая зона расположена вдоль южной границы Монголо-Охотского пояса и представлена комплексом риолитов-дацитов нормального-субщелочного рядов, туфами, игнимбритами и комагматичными гранитоидами, возраст которых 95-90 Ма [2]. Породы принадлежат высококалийевой известково-щелочной серии; умеренно обогащены Ba, Rb, Ce, Th, REE и относительно обеднены Nb, Ta, Sr, что характерно (исключение Sr) для пород надсубдукционных обстановок. Для них также типичны весьма выдер-

жанные начальные значения Sr-Nd, в целом более высокие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ (от 0.7076 до 0.7079) и пониженные величины $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$: от -4.3 до -4.7, относительно пород Селитканской зоны.

Математическая обработка аналитических данных

Для математической обработки аналитических данных использован оригинальный метод логико-информационного анализа [3]. Вначале определен общий диапазон изменения первичных значений всей выборки, состоящей из 4-х зон. База данных представлена петро-геохимическими данными (62 анализа) магматических и вулканических пород, проанализированных на основные элементы (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) и микроэлементы (Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ga, Pb, REE, Y, Th, U, Zr, Hf, Sn, Mo, Ta, Zn, Cu, Co, Ni, Sc, V, Cr). В пределах этого диапазона для каждого класса (промышленные – не промышленные) по каждому признаку (элементу) выделен свой интервал-индикатор, который является информативным (по значениям разделяющих весов) для отличия этого класса от других. На основе полученных оценок проведено вычисление значений функции принадлежности проб классам по составу данной породы – в виде суммы разделяющих весов признаков (компонентов), попадающих в интервал-индикатор для конкретного класса. Объект относится к тому классу, для которого значение функции принадлежности принимает максимальное значение.

Идентификация вулканогенных зон

На основании математической обработки аналитических данных выявлены интервалы-индикаторы для каждой зоны, и установлено, что они не перекрываются, т.е. могут быть использованы для идентификации любых объектов. Наиболее информативными являются следующие элементы: Mg, Ba, Li, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Zr. На основании эталонных объектов промышленного типа (Баджальской и Малохинганской) и не промышленного (Селитканской) проведена идентификация слабо разведанной Эзоп-Ямалинской зоны. Установлено, что Эзоп-Ямалинская зона идентифицируется как перспективная на олово.

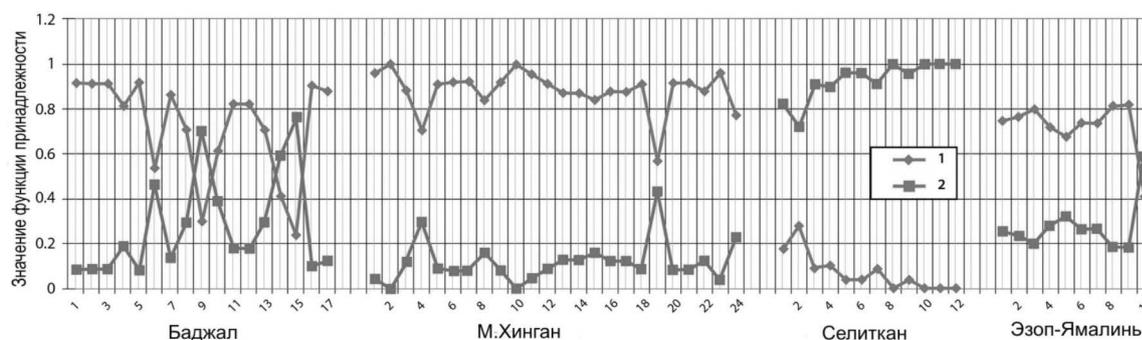


Рис.1. Идентификация вулканоплутонической зоны Эзоп-Ямалинь.

Зоны: 1-промышленные; 2 – не промышленные

Выводы

Сравнительный математический анализ магматических пород четырех изученных вулканических зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса выявил как черты сходства в составе пород, так и существенные черты различия. В то же время установлена специфика промышленных и не минерализованных зон, отражающаяся в интервалах-индикаторах элементов (признаков) пород. Нами установлено, что эталонные объекты, представляющие зоны с крупными промышленными месторождениями (Баджальская с крупным месторождением Право-

Урмийское и Малохинганская с не менее крупным месторождением Хинганское), и зоны без рудной минерализации (Селитканская) значительно различаются между собой по ряду порообразующих элементов и микроэлементов – признаков. Из них наиболее значимыми являются Ba, Li, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Zr, Th, характеризующие особенности генезиса оловоносных и не оловоносных магм. Они могут быть использованы для прогнозного анализа слабо разведанных зон в пределах ХОВП. Анализируя состав информативных элементов, можно заключить, что в нем преобладают элементы «мантийной» группы, которые, очевидно, характеризуют особенности генерации магм «оловоносных» и «неоловоносных» зон. Большинство из этих элементов не образуют самостоятельных минералов и устойчивы при постмагматических преобразованиях пород. Следовательно, выявленные особенности их распределения имеют генетическую природу и могут быть использованы для прогнозного анализа слабо разведанных зон в пределах Хингано-Охотского пояса, в которых ещё не выявлены зоны постмагматического метасоматоза, так и в других районах, аналогичных по геологическому строению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез / Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.
2. Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса) / Германия, Саарбрюккен: LAMBERT. A. P. GmbH&Co.KG. 2012. 97 с.
3. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогенетическом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. Выпуск 4: М.: ИГЕМ РАН. 2011. С. 59-84.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ МАСШТАБНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ И ЮГО-ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Горячев Н.А.^{1,2}, Будяк А.Е.², Михалицына Т.И.¹, Соцкая О.Т.¹

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Магадан, Россия, goryachev@neisri.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск, Россия

В докладе рассмотрена позиция основных продуктивных на золото стратиграфических подразделений во всем их возрастном диапазоне – от раннего протерозоя (Байкало-Патомское нагорье) до мезозоя (Верхоянье и Яно-Колымский пояс), для южного и восточного секторов обрамления Сибирского кратона. Здесь известно более десятка стратиграфических уровней и горизонтов, обогащенных золотом, и ряд масштабных месторождений золота (Чертово Корыто, Сухой Лог, Нежданинское, Дегдекан, Наталка, Павлик). Это масштабное промышленное оруденение локализовано в палеопротерозойском – кевактинском (Чертово Корыто), неопротерозойском – дальнетайгинском (Сухой Лог), позднепалеозойском – пермском (Нежданинское, Дегдекан, Наталка, Павлик) стратиграфических уровнях.

Общей спецификой этих уровней является обогащенность органикой и благородными металлами. Петрохимические и минералогические особенности рудовмещающих пород указывают на формирование благоприятных горизонтов в обстановках пассивной континентальной окраины с привнесением ювенильного вещества процессами рифтогенеза (палеопроте-

розой и поздний палеозой) или в задуговых бассейнах в связи с экстазиционной деятельностью зон задугового спрединга (неопротерозой и поздний палеозой). Эти условия явились важным рудопроизводящим фактором при последующих орогенных событиях. Собственно, само формирование масштабного оруденения происходило в этапы палеозойских (Чертово Корято, Сухой Лог) и позднемезозойских (Неждановское, Дегдекан, Наталка) орогенных событий, приведших к перераспределению благородных металлов в руды.

Приведены модели формирования масштабного оруденения для Байкало-Патомского, Южно-Верхоянского фрагментов пассивной окраины и для Яно-Колымского орогенного пояса, основанные на закономерном сочетании процессов осадконакопления, метаморфизма погружения, орогенных зонального метаморфизма и гранитоидного магматизма.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Гракова О.В., Уляшева Н.С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Породы, содержащие углерод, благодаря своей уникальной металлоносности, на протяжении нескольких десятилетий привлекают к себе пристальное внимание. Углеродсодержащие сланцы характеризуются повышенными концентрациями многих металлов, редких и рассеянных элементов, в связи с этим их изучение представляет большой практический интерес.

На территории Центрально-Уральской зоны Полярного Урала нами изучены черные сланцы в породах няровейской серии (R_2). Они расположены вдоль руч. Няршор и Графитовый, а также по безымянным притокам р. Ингилоръеган. Углеродсодержащие сланцы залегают в виде пластов и тонкоплитчатых образований мощностью до 2 м среди клиноцоизит-хлорит-мусковит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-хлорит-кварцевых пород [4, 5]. По данным В. А. Душина [2] углеродистые сланцы няровейской серии имеют надкларковые значения серебра, цинка, свинца, ванадия, фосфора, платиноидов и др.

Черные сланцы няровейской серии Полярного Урала имеют хлорит-мусковит-кварцевый и мусковит-кварцевый составы. По данным рамановской спектроскопии графитовые частицы в исследуемых образцах характеризуется присутствием основной полосы G графита $1569-1586 \text{ см}^{-1}$. На половине высоты полосы G (FWHM_G) колеблется в пределах $21-43 \text{ см}^{-1}$. Полоса D1 имеет значение $1324-1337 \text{ см}^{-1}$. Размер кристаллитов La [3] составляет 4-9 нм, следовательно, можно сделать вывод, что углеродное вещество представлено нанокристаллическим графитом по классификации [7]. На основе величины $R_2 = D1/(G+D1+D2)$, используя геотермометр максимальных температурных условий графитизации, достигнутых при региональном метаморфизме, можно оценить температуру с точностью до $\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ в диапазоне $330-650 \text{ }^\circ\text{C}$ [6]. С помощью величины $R_2 = D1/(G+D1+D2)$, которая соответствует отношению интегральных интенсивностей соответствующих рамановских полос (площадей пиков) в спектрах в области первого порядка ($1100-1800 \text{ см}^{-1}$), также можно оценить и степень организации углеродного вещества [1]. В углеродистых сланцах няровейской серии рассчитанная величина R_2 составляет 0.29-0.30, что характеризует низкую степень упорядоченности углеродного вещества [6]. По рамановскому термометру: $T \text{ }^\circ\text{C} = -445 \cdot R_2 + 641$ [6], рассчитана возможная температура образования углеродного вещества в углеродистых сланцах няровейской серии, она составляет около $500 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$. Также установлено содержание C орг. в черных сланцах, которое составляет 0.2-4.11%.

С целью характеристики редкоземельной минерализации в углеродсодержащих сланцах породы изучались на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитик С. С. Шевчук) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Монацит в графитовых сланцах выделяется в виде образований неправильной формы и виде зерен удлинённой формы размером 5–100 мкм (рис. 1 а–в). Наблюдаются сростания монацита с ксенотимом (рис. 1 г). Нами рассчитана формула монацита: $(\text{Ce}_{0,28-0,36} \text{La}_{0,18-0,24} \text{Nd}_{0,11-0,15} \text{Pr}_{0,02-0,04} \text{Sm}_{0,00-0,03} \text{Th}_{0,01-0,03} \text{Gd}_{0-0,02} \text{Sr}_{0-0,002} \text{Ca}_{0,01-0,05} \text{K}_{0-0,01} \text{Fe}_{0-0,08} \text{U}_{0-0,003} \text{S}_{0-0,03} \text{Y}_{0,07} \text{Y}_{0,07})_{0,8-0,89} (\text{P}_{0,79} \text{Si}_{0,39})_{1,14-1,2} \text{O}_4$.

Ксенотим представлен изометричными зёрнами и образованиями неправильной формы размером 10-30 мкм (рис. 1 д, е). Формула ксенотима из углеродсодержащих пород няровейской серии имеет вид $(\text{Y}_{0,79-0,96} \text{Gd}_{0,00-0,04} \text{Ce}_{0,00-0,01} \text{Dy}_{0,03-0,07} \text{Ho}_{0,00-0,02} \text{Er}_{0,03-0,05} \text{Yb}_{0,02-0,05} \text{Tm}_{0,00-0,01} \text{Th}_{0,00-0,01} \text{U}_{0-0,0} \text{Ca}_{0,00-0,03})_{0,87-0,99} (\text{P}_{0,88} \text{Si}_{0,00-0,17} \text{Ti}_{0-0,28})_{0,99-1,14} \text{O}_4$.

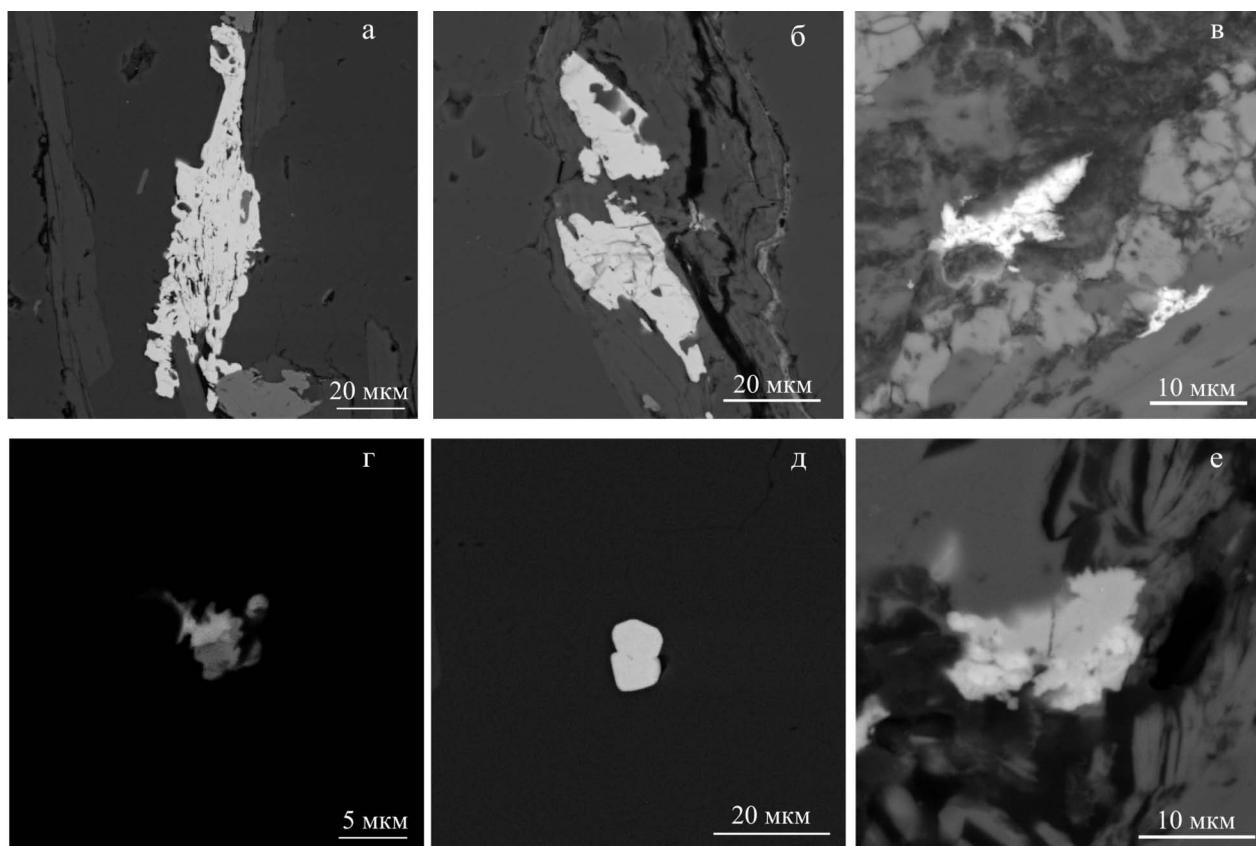


Рис. 1. Морфология зерен минералов REE из черных сланцев няровейской серии: а-в – монацит, г– сросток монацита (светло-серого цвета) и ксенотима (темно-серого цвета), д-е – ксенотим.

В результате проведенных исследований в черных сланцах няровейской серии установлена редкоземельная минерализация, в основном представленная монацитом и ксенотимом. В монаците содержатся легкие редкоземельные элементы, отмечается присутствие урана, тория, стронция, серы, кальция и железа. В ксенотиме присутствуют тяжелые лантаноиды, торий, уран и титан.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данилова Ю. В., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Оценка условий флюидогенной углеродизации // Доклады РАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 446-450.
2. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007. 340 с.
3. Уляшев В.В., Исаенко С.И. Структурное преобразование шунгита при импульсном лазерном воздействии // Материалы 24-ой научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента», Сыктывкар. 2015. С. 157-160.
4. Уляшева Н.С. Геохимические особенности метабазитов няровейской серии Харбейского выступа (Полярный Урал) // Вопросы естествознания (Иркутский государственный университет путей сообщения), 2015. № 4. С. 132-134.
5. Уляшева Н.С., Гракова О.В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 2. С. 24-35.
6. Beysac O., Goffe B., Chopin C. and Rouzaud J. D. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorph. Geol. 2002. V. 20. № 9. P. 859-871.
7. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. 2004. V. 362. P. 2477-2512.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ РУД СРЕДНЕ-ГОЛГОТАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гребенникова А.А.¹, Вах А.С.¹, Гвоздев В.И.¹, Горячев Н.А.², Федосеев Д.Г.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, anylotina@mail.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Забайкалье – один из ведущих горнопромышленных регионов России уже более 300 лет. Здесь известны (кроме Sn, Pb, Mo, Cu и др.) месторождения золота разных формационных типов, в которых сосредоточено около 7% общероссийских запасов. К их числу относятся месторождения средних глубин золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, сосредоточенные в Балейско-Дарасунской рудной зоне: Балейское, Тасеевское, Воскресенское, Шундуинское, Казаковское, Любавинское, Средне-Голготайское, Майское, Сосновское и др. [4].

К одному из перспективных объектов относится Средне-Голготайское месторождение, для которого установлена парагенетическая связь золотого оруденения с интрузивными телами гранитоидов юрского возраста. В структурном плане месторождение приурочено к пересечению разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Особенность и промышленная ценность руд этого месторождения определяются связью золотого оруденения с висмут-теллуровой минерализацией.

Месторождение расположено в юго-западной части Балейского рудного узла в бассейне реки Средний Голготай, где гранитоиды палеозойского ундинского комплекса прорваны интрузивным телом (штоком) монцодиоритов (175 млн. лет) и дайками гранит-порфиоров, лампрофиоров, диориовых и диабазовых порфиринов шахтаминского комплекса средне-позднеюрского возраста [1, 7].

Рудные тела (более 80 жил) на месторождении представляют собой жилы разного состава: полевошпат-кварцевые, молибденит-кварцевые, золото-кварцевые (турмалина до 10-15%), золото-сульфидные (турмалина до 50-60%) и карбонатно-кварцевые. Протяженность жил достигает 680 метров при мощности до 3 метров, вертикальный размах оруденения составляет около 800 метров. Продуктивными на золото-висмутовую минерализацию считаются золото-

кварцевые (преобладает северо-восточное простирание) и золото-сульфидные (преобладает северо-западное простирание) жилы [7].

Жилы золото-кварцевого состава являются наиболее продуктивными на золото-висмутовое оруденение и характеризуются более высокими концентрациями Au, по сравнению с золото-сульфидными. Их минеральный состав варьирует в широком диапазоне: от жил мономинеральных кварцевых или полевошпатовых до полевошпат-кварцевых, турмалин-полевошпат-кварцевых. В них количество рудных (шеелит) и сульфидных минералов редко превышает 2%. Сульфиды представлены молибденитом (присутствует практически во всех жилах, но преобладает в молибденит-кварцевых, менее в полевошпат-кварцевых), арсенопиритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом и др. (более характерны для турмалин-полевошпат-кварцевых жил). Из редких минералов наблюдались висмутин, Sb-висмутин, хоробетсуит (реликты в Sb-висмутине), самородные висмут и золото, сульфотеллуриды висмута (тетрадимит, сульфоцумоит, протожозеит и др.). Для перечисленных минералов характерны следующие типоморфные особенности: практически во всех сульфидах висмута отмечается примесь сурьмы (4-11 мас. %), реже свинца (до 2.54 мас. %); в сульфотеллуридах – примесь свинца (0.40-4.67 мас. %), селена (до 1.47 мас. %); преобладает золото высокой (более 900%) пробы (содержания серебра от менее 2 мас. % – парагенезис с самородным висмутом и сульфотеллуридами висмута, до 5 мас. % – парагенезис с Sb-висмутином).

Жилы золото-сульфидные менее распространены на месторождении. По минеральному составу наблюдались турмалиновые, турмалин-кварцевые и турмалин-сульфидные (до более 50% турмалина) жилы, которые сопровождаются околосильными метасоматитами по минеральному составу похожими на березиты (кварц, хлорит, мусковит, пирит). Количество сульфидных минералов в жилах варьирует от 5-7 до 25-50%. Из сульфидных минералов во всех жилах преобладают арсенопирит (до 15%; иногда с примесью никеля до 1.52 мас.%) и пирит (часто марказита до 30%); присутствуют сфалерит (до 10%), халькопирит (до 5%), галенит (до 2%; иногда с примесью висмута до 5.58 мас. % и селена до 1.01 мас. %), пирротин (до 1%) [7]. Из редких минералов наблюдались блеклая руда (тетраэдрит; 0.78-3.71мас. % Ag), бурнонит, свинцово-висмутовые сульфосоли (Sb-лиллианит и Sb-козалит – до 1.27мас. % Sb), кобеллит, свинцово-сурьмяные сульфосоли (джемсонит, буланжерит; примесь марганца до 0.94 мас. %), висмутин (до 2.59 мас. % Pb; до 0.35 мас. % Ag), сульфотеллуриды висмута (группа жозеитов), самородные висмут и золото, мальдонит и др. [2, 3, 5, 6]. Следует отметить, что здесь было установлено самое низкопробное (более 16 мас. % Ag; по периферии вкрапленников отмечается золото более высокой пробы – 5.3 мас. % Ag) золото в ассоциации с Sb-висмутином (3.6-5.3мас. % Sb), протожозеитом и самородным висмутом, которые совместно с турмалином и арсенопиритом выполняют микротрещины в золото-кварцевых жилах. Здесь же установлены мальдонит (микровключения в арсенопирите) и наиболее высокопробное (0 мас. % Ag) золото, которое образует мirmekитоподобные срастания с самородным висмутом (вероятно результат распада мальдонита ?).

Изучение взаимоотношений жил разного минерального состава и типоморфных особенностей минералов позволило выделить ассоциации трех элементных групп: 1 – Pb-Bi; 2 – Pb-Sb-Bi; 3 – Pb-Sb.

В ассоциациях всех групп прослеживается одинаковая последовательность кристаллизации минералов свинца, висмута и сурьмы: сложные сульфосоли (беегерит, лиллианит, галенобисмутит, бурнонит) – простые сульфосоли (козалит, кобеллит, хоробетсуит; буланжерит, цинкеит, джемсонит, антимонит и др. с галенитом) – сульфиды (висмутин, икунолит) – сульфотеллуриды висмута (ингодит, тетрадимит, жозеиты) – далее интерметаллические соединения (мальдонит) и самородные элементы (висмут, золото).

Ассоциация первой (Pb-Bi) группы имеет подчиненное распространение и наблюдалась в полевошпат-кварцевых, молибденит-кварцевых, реже золото-кварцевых и турмалин-полевошпат-кварцевых жилах. Из рудных минералов кроме молибденита здесь присутствуют шеелит, арсенопирит, пирит, пирротин; реже халькопирит, сфалерит и галенит; из висмутовых минералов преобладают висмутин и самородный висмут; редкие минералы – лиллианит, галеновисмутит, козалит и др.

Типоморфными особенностями минералов этой группы ассоциаций являются: присутствие в **Pb-Bi** **сульфосолях (лиллианите, галеновисмутите, козалите) повышенных концентраций сурьмы и серебра (до 4.60 мас.% Sb и до 0.85 мас.% Ag); в сульфотеллуридах (до 2.3 мас. % Pb в жозеите-А, до 9.5 мас. % Pb ингодите) и в висмутине (до 4.12 мас. % Pb) – свинца; в галените – висмута (до 3.85 мас. %), серебра (до 0.89 мас. %); самородное золото – высокой пробы (менее 2.0 мас. % Ag) [2, 3, 7].**

Ассоциация второй (Pb-Sb-Bi) группы преобладает в золото-кварцевых, реже турмалин-сульфидных жилах. Типоморфной особенностью жил можно считать присутствие практически во всех турмалина (до 15 об. % в золото-кварцевых и более 50% в турмалин-сульфидно-кварцевых жилах), молибденита и часто шеелита (до 2%). Сульфидные минералы (редко более 4-5% в золото-кварцевых и до 50% в турмалин-сульфидных жилах) представлены арсенопиритом, халькопиритом, блеклой рудой (тетраэдритом), пиритом; встречаются галенит, сфалерит, иногда станнин. Висмутовые минералы крайне неравномерно распределены в жилах и составляют не более 1% от их объема. Типоморфной особенностью этой группы ассоциаций является широкое развитие свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей: кобеллита, висмутового джемсонита, Sb-козалита, яскульскиит (до 1.45 мас. % Ag), айзоклейкит (0.11 мас. % Ag); присутствуют и менее распространены бурнонит, хоробетсуит, висмутин (содержит примесь сурьмы 4-14 мас. %), жозеит-В, тетрадимит, блеклая руда (тетраэдрит – от 0.36-3.35 до 10-13 мас. % Ag); золото имеет высокую пробу с вариациями содержания серебра от 2-5 (преобладает) до 16 мас. %.

Ассоциация третьей (Pb-Sb) группы имеет подчиненное распространение. Она наблюдалась в турмалин-сульфидных и кварц-карбонатных жилах. В турмалин-сульфидных жилах из рудных минералов присутствуют буланжерит, цинкеит, джемсонит, галенит, редко, арсенопирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, станнин, блеклые руды (Ag-тетраэдрит) [2, 3, 7]. В кварц-карбонатных жилах наряду с халцедоновидным кварцем и карбонатом (кальцит, анкерит) присутствуют флюорит, десмин и незначительное количество сульфидов – марказита, пирита, арсенопирита, бертьерита, антимонита. По данным Н.С. Бортникова с соавторами [3] в сульфоантимонитах свинца (буланжерите, цинкеите, джемсоните) примесей висмута не установлено. В то же время, в местах наложения этих прожилков на золото-кварцевые жилы, в джемсоните установлены содержания висмута более 20 мас. %, в буланжерите – до 5.56 мас. %; появляются такие минералы как тинтинаит (до 6.86 мас. % Bi), овихиит (до 5.0 мас. % Bi) и др. [2].

Сопоставляя полученные результаты по вещественному составу жил, их взаимоотношениям и продуктивности на золото-висмутовое оруденение, типоморфным особенностям минералов можно сделать следующие выводы:

– стадийность минералообразования Средне-Голготайского месторождения отражает общую направленность процесса эволюции рудно-магматической системы, генетически связанной с гранитоидным магматизмом, продуцирующим золото-редкометальную минерализацию;

– разные стадии минерализации сближены во времени, а их продукты - в пространстве; последние характеризуются разным минеральным составом и относятся к трем группам по

набору сопутствующих элементов (Pb-Bi, Pb-Sb-Bi, Pb-Sb), минералы которых имеют разные типоморфные особенности;

– продуктивными на золото-висмутовую минерализацию являются жилы с комплексом минералов Pb-Bi и Pb-Sb-Bi элементных групп (Pb-Sb группа может быть перспективной только в местах ее наложения на две предыдущие группы), которые характерны и для месторождений других генетических типов (например, скарново-вольфрамовых Восток-2, Лермонтовское, Агылки и др.).

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 15-1-2-0030 и РФФИ № 16-05-00283.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абрамов Б.Н.** Условия формирования, минералого-геохимические особенности пород и руд Средне-Голготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Известия высших учебных заведений: Геология и разведка. 2012. № 3. С. 79-82.
2. **Бортников Н.С., Цепин А.И.** Сурьмяно-висмутовые сульфосоли Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Серия геологическая. 1987. № 1. С. 86-95.
3. **Бортников Н.С., Мозгова Н. Н., Некрасов И. Я., Розов Д. Н., Тупяков В. Е., Цепин А.И.** Особенности висмутовой минерализации золоторудного месторождения в Восточном Забайкалье // Минералогический журнал. 1982. Т. 4. № 4. С. 45-48.
4. **Петровская Н.В.** Самородное золото. М. 1973. 348 с.
5. **Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н.** Минералого-геохимическая характеристика свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолой из золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Геология рудных месторождений. 1970. Т. XII. № 4. С. 56-70.
6. **Сахарова М.С.** Типоморфизм ассоциаций минералов висмута и теллура в золотых месторождениях Восточного Забайкалья. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра. 1972. С. 233-240.
6. **Тупяков В. Е., Широкий О. И., Колдина В. М.** Условия формирования сложных жил на золоторудном месторождении Средний Голготай. В сб. Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, Чита 1968. 208 с.

РОЛЬ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА В ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ДЕФОРМАЦИОННО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ТИШИНСКОГО И РИДДЕР-СОКОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (РУДНОГО АЛТАЯ))

Зиновьев С.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, e-mail: zinovievb1@mail.ru*

В данной работе интерес автора представляют те типы месторождений, формирование рудных тел в которых обусловлено перераспределением «in situ» уже существующего в породной матрице рудного компонента. Такие месторождения обособлены в деформационно-метаморфических зонах (зонах смятия, региональных сдвиговых зонах, коллизионных швах и т.п.), а также в областях слабо измененных пород, где хотя бы в локальных объемах имели место интенсивные динамометаморфические преобразования исходного породного субстрата, содержащего или рассеянную рудную минерализацию, или рудные тела, сформировавшиеся до деформационного воздействия. Для формирования подобного рода месторождений традиционные критерии прогноза (стратиграфический, метасоматический и вулканический) уходят на второй план, а главным является геодинамический критерий, благодаря которому

в деформационно-метаморфических зонах происходит перераспределение рудного вещества «in situ» с концентрацией в практически значимых количествах.

Для Рудного Алтая считается, что рудообразующие процессы протекали здесь в течение среднедевонского синвулканического (гидротермально-осадочного) и позднепалеозойского плутоногенного (гидротермально-метасоматического) этапов. Однако современная морфология и положение рудных тел месторождений зон смятия связаны не столько с вышеуказанными процессами, сколько с динамометаморфическим перераспределением вещества, в том числе и рудного, в условиях сдвигового течения.

Долгое время динамометаморфизм не рассматривался в качестве самостоятельного структурообразующего процесса, способного на существенные и масштабные преобразования породных комплексов. Соответственно недооценивалась рудоконцентрирующая и рудолокализирующая роль динамометаморфизма, хотя вопрос о метаморфогенном (в том числе динамометаморфическом) перераспределении рудного вещества в процессе формирования месторождений в деформационно-метаморфических структурах поднимался и обсуждался в ряде работ [Викентьев, 2004; и др.].

Основную роль на Тишинском месторождении, обособленном в Кедровско-Бутачихинской сдвиговой зоне, играют новообразованные породные комплексы тектонитов преимущественно сланцевого и бластомилонитового типов, сформированные в результате динамометаморфизма и метасоматоза палеозойских пород. Первично стратиграфические или магматические формации и их контактные соотношения практически не наблюдаются, а слабо преобразованные породы встречаются редко [Чиков и др., 2008; Зиновьев, 2016].

После образования в среднедевонское время рудных концентраций и рудных тел в вулканогенно-осадочных породах Тишинской рудной зоны произошло формирование Кедровско-Бутачихинского регионального сдвига. Динамометаморфические процессы, происшедшие в условиях наложения деформации сдвига на высокое всестороннее (литостатическое) давление, существенно преобразовали исходный породный субстрат и способствовали перераспределению и переотложению первичного рудного вещества механизмами сдвигового течения «in situ». В результате этих процессов на основе рассеянного в породе рудного вещества и рудных тел среднедевонского возраста сформировались новообразованные рудные тела в той морфологии и ориентировке, которая наблюдается в современной структуре месторождения.

На основании Ar/Ar датирования рудовмещающих тектоносланцев (Зиновьев и др., 2009) установлено два импульса динамометаморфического воздействия на породный субстрат с возрастом 294-301 и 279-288 млн. лет. Их можно сопоставить с возрастом формирования рудных тел, наблюдаемых в современном структурном плане месторождения. Он соответствует не среднему девону, как это традиционно представляется в научных публикациях (Рудообразующие системы..., 1986; Попов, 1995; и др.), а раннепермскому времени.

Риддер-Сокольное полиметаллическое месторождение обособлено в слабо деформированных толщах и имеет ярко выраженное зональное строение (Викентьев, 2004). Наибольший интерес с точки зрения динамометаморфического преобразования породных и рудных тел месторождения представляет верхний уровень, характеризующийся линзовидными рудными телами, субсогласными с перекрывающими их пологозалегающими толщами, которые, в свою очередь, осложнены пологими срывами. По мнению автора, существенное значение для перераспределения и концентрации рудных элементов, а также формирования линзовидных рудных тел современного облика представляют позднепалеозойские разломы, к которым относятся северный надвиг и серия малоамплитудных послонных срывов надвигового типа, нарушающих рудовмещающие толщи. В зоне развития надвиговых структур, характерных для верхнего уровня месторождения, осадочно-вулканогенные отложения претерпели существен-

ные динамометаморфические преобразования, в результате чего произошла утрата первичных структурно-текстурных характеристик, присущих слоистым толщам. Породные комплексы представлены здесь полосчатыми и линзовидно-полосчатыми тектоносланцами, вмещающие линзовидные рудные тела.

В результате Ar/Ar определения возраста рудовмещающих тектонитов (Зиновьев, Травин, 2012) верхнего уровня Риддер-Сокольного месторождения установлено позднекаменноугольное динамометаморфическое событие (307.7 ± 3.4 млн. лет), с которым связано перераспределение рудного вещества «in situ» в процессе преобразования первичных осадочно-вулканогенных пород в тектоносланцы вдоль надвиговых зон и его концентрация в виде тел линзовидной морфологии.

Кроме рассмотренных выше существует множество примеров подобных месторождений, локализованных в других деформационно-метаморфических зонах земной коры, в которых также формирование рудных тел обусловлено динамометаморфическими процессами. Причем этот эффект не зависит от рудной специализации и в одинаковой мере проявляется как при формировании полиметаллических, так и месторождений других металлов (золоторудных, железорудных и пр.).

В этом отношении показательными являются полиметаллические месторождения, приуроченные к Иртышской сдвиговой зоне (Иртышское, Белоусовское, Карчига и др.). В других регионах к подобному типу относятся Холоднинское месторождение в Прибайкалье, Ускандинское на Салаире и др. Из золоторудных месторождений, существенную роль в процессе рудообразования которых сыграли процессы динамического воздействия, известен ряд месторождений Байкало-Муйского и Яно-Колымского коллизионных поясов в Забайкальской части Монголо-Охотского коллизионного шва, а также Бадранское и Токичанское месторождения, обособленные в Куларо-Нерском сланцевом поясе, который образовался в результате коллизии Колымо-Омолонского террейна с Верхоянской континентальной окраиной. А в Криворожском бассейне и на Кольском полуострове известны примеры месторождений богатых железных руд, на формирование которых также существенное влияние оказали деформационно-метаморфические процессы.

Совокупными индикаторными характеристиками рудных тел динамометаморфической природы являются следующие: 1) линзовидная и линзовидно-полосчатая морфология; 2) их ориентировка совпадает с общим простираем деформационной зоны; 3) рудовмещающими породами всегда являются тектониты (динамокластиты, тектоносланцы и пр.); 4) рудам и рудовмещающим породам присущи структуры течения в ламинарных и турбулентных формах. Они могут рассматриваться в качестве критериев поисков рудных концентраций в деформационно-метаморфических структурах земной коры.

Динамометаморфические процессы изменяют не только морфологию рудных тел, преобразуют структурно-текстурные особенности руд и являются причиной регенерации рудного вещества, но и благодаря им происходит рафинирование вещества и, как следствие для рудных зон, природное улучшение качества руд. В литературе известны примеры очищения кварца от примесей (рафинирование) в процессе стресс-метаморфизма, очищения основной массы сфалерита от тонкой эмульсии халькопирита и других примесей на Белоусовском месторождении и месторождении Анисимов ключ в Восточном Казахстане, а также геохимической самоочистки и повышения пробности золота.

Формирование рудных тел с высокой концентрацией рудных элементов в зонах региональных сдвигов обусловлено перераспределением рудного вещества *in situ* механизмами сдвигового течения. Привнос рудного вещества эндогенным флюидом, а также тепловая и химическая энергия внешних источников дополнительно обогащают рудообразующие системы этих зон.

На месторождениях, локализованных в деформационно-метаморфических зонах земной коры, динамометаморфические процессы приводят к переотложению рудного вещества, его концентрированию и локализации в виде новообразованных рудных тел, наблюдаемых в современной структуре месторождений. Следовательно, рудоконцентрирующая и рудолокализирующая роль динамометаморфизма несомненна.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ (14-05-00117).

ЛИТЕРАТУРА

1. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир. 2004. 339 с.
2. Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М. К проблеме возраста рудных масс Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 358-363.
3. Зиновьев С.В., Травин А.В. К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 539-544.
4. Зиновьев С.В. Роль динамометаморфизма в формировании рудных месторождений (на примере колчеданных Тишинского и Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 521-536.
5. Попов В.В. Геологические условия локализации крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология рудн. Месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 371-389.
6. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай) / Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. / Новосибирск: Наука. 1986. 191 с.
7. Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И., Олейник Ю.Ф. О деформационно-метаморфической природе зон смятия (на примере Кедровско-Бутачихинской структуры; Рудный Алтай) // Геология и охрана недр. 2008. Т. 28. № 3. С. 25-33.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО И СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Ивин В.В.¹, Медведев Е.И.¹, Родионов А.Н.², Фатьянов И.И.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия,
ivin_vv@mail.ru

²ОАО «Приморгеология», г. Владивосток, Россия

1. Широко развитое в Приморье золотое и серебряное оруденение связано с формированием складчато-надвиговых структур Тихоокеанского подвижного пояса. Согласно современным моделям плитовой тектоники на территории Приморья выделяются Лаоелин-Гродековский составной террейн и две аккреционные системы – Ханкайская (Матвеевско-Нахимовский, Спасский, Вознесенский, Сергеевский террейны) и Сихотэ-Алинская (Самаркинский, Таухинский, Журавлевский, Кемский террейны), образовавшиеся в разное время и в различных геодинамических обстановках [1]. В пределах выделенных геотектонических структур расположено большое число месторождений и рудопроявлений благородных металлов.

2. Исследование благороднометалльной минерализации, а также изучение опубликованных [1, 2, 4, 6, 7] и фондовых материалов позволили классифицировать золотое и серебряное оруденение Приморья по формационным признакам [1]. Все золото-, и сереброносные объекты края принадлежат шести формационным типам: золоторудному, золото-серебряному, серебряному, золото-редкометалльному, золото-полиметалльному и золото-меднопорфировому. Их распределение в геотектонических структурах Приморья весьма неравномерно и отличается характерными особенностями (рис.).

3. Объекты золоторудной формации присутствуют во всех террейнах, кроме Кемского. Известны 9 месторождений и 59 рудопроявлений. Центры концентрирования проявлений золота приурочены к Сергеевскому и Журавлевскому террейнам. Перспективными считаются месторождения Глухое, Герасимовское, Гордеевское, Софье-Алексеевское и Первомай-

ское. Наиболее крупное по прогнозным ресурсам золота месторождение Глухое расположено в Журавлевском террейне. Вмещающими оруденение породами являются мезозойские черносланцевые толщи. Терригенные породы прорваны меловыми диоритами, диоритовыми порфиритами, реже гранодиорит-порфирами. Оруденение пространственно тяготеет к мелким штокам габбро-диоритового состава, возраст которых составляет 103 млн. лет [3]. Рудные тела представляют собой минерализованные зоны смятия, дробления и милонитизации с обильной тонкой вкрапленностью пирита и арсенопирита, насыщенные кварцевыми прожилками. Содержание золота – от 1,5 до 3,8 г/т.

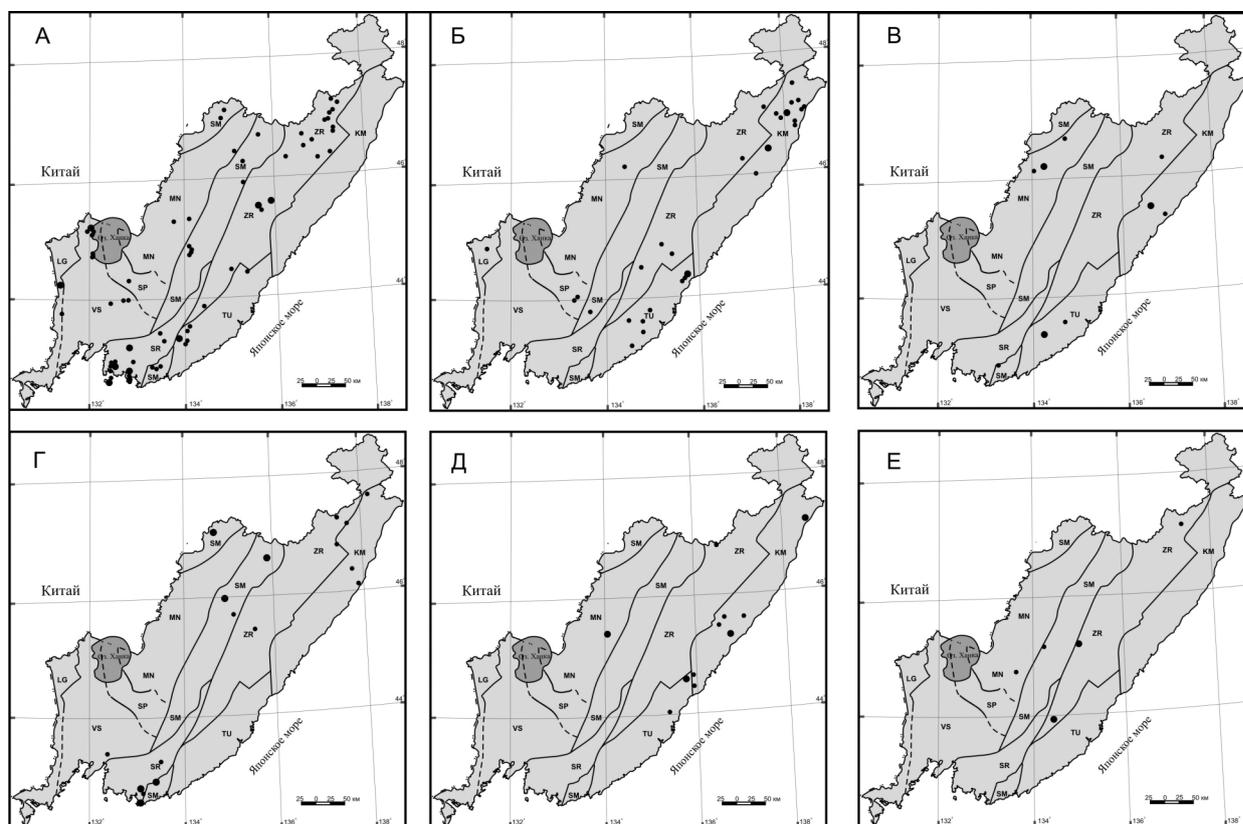


Рис. Схема размещения месторождений и рудопоявлений: А – золоторудной, Б – золото-серебряной, В – серебряной, Г – золото-редкометалльной, Д – золото-полиметалльной, Е – золото-медно-порфировой, формаций.

4. Золото-серебряная формация проявлена в Лаоелин-Гродековском, Журавлевском, Матвеевско-Нахимовском, Таухинском и Кемском террейнах. Известны 3 месторождения и 26 рудопоявлений. Типичными представителями этой формации являются Приморское и Васильковское месторождения. Приморское месторождение, расположенное в Кемском террейне, приурочено к вулкано-тектоническому грабену. Рудное поле сложено раннепалеогеновыми кислыми и умереннокислыми игнимбритами и туфами. Кварцевые и адуляр-карбонат-кварцевые жилы размещены в метасоматических зонах серицит-каолинит-гидрослюдистого состава. Мощность жил – от 0,7 до 4,7 м, содержание золота – 7,0-16,3 г/т, серебра – 129,2-154,4 г/т.

5. Оруденение серебряной формации зафиксировано в Кемском, Таухинском и Матвеевско-Нахимовском террейнах. Оно представлено четырьмя месторождениями (Салют, Таежное, Силанское, Союзное) и шестью рудопоявлениями. Характерным представителем этой формации является месторождение Салют, расположенное в Кемском террейне среди позднемеловых кислых туфов приморской и левособолевской свит. Вулканиды прорваны дай-

ками долеритов, андезитов и андезито-дацитов. Оруденение концентрируется в минерализованных зонах с флюорит-кварцевыми, кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами. Выявлено порядка 40 рудных тел протяженностью от 60 до 1400 м, мощностью от 1,8 до 3,8 м. Содержание золота – 1,8-5,2 г/т, серебра – 326-738 г/т.

6. Месторождения и рудопроявления золото-редкометалльной формации присутствуют в Самаркинском, Журавлевском, Кемском и Сергеевском террейнах. Наиболее перспективными объектами этой формации являются Незаметное и Порожистое золото-вольфрамовые месторождения, расположенные в Самаркинском террейне. Незаметное месторождение приурочено к меловому штоку гранит-порфиров, который прорывает толщу палеозойских терригенных пород. Золото-редкометалльное оруденение представлено кварцевыми жильно-прожилковыми зонами, размещенными в штоке. Содержание золота в рудных телах колеблется от 0,1 до 10,0 г/т.

7. Основные месторождения и рудопроявления золото-полиметалльной формации сосредоточены в Кемском, Таухинском и Матвеевско-Нахимовском террейнах. Перспективными объектами являются месторождения Кумирное, Ягодное и Курнахское. Кумирное месторождение находится в Кемском террейне. Оруденение пространственно приурочено к Малиновскому гранитоидному массиву позднемелового-палеогенового возраста [5]. Рудные зоны размещены среди вулканических накоплений приморской свиты: убогосульфидные зоны – среди вулканитов верхней пачки, а умеренносulfидные – нижней [2]. Мощность рудных зон составляет 10-20 м, протяженность достигает 1,5 км, содержание золота и серебра не превышает соответственно 2,5 и 200 г/т, соответственно.

8. Объекты золото-меднопорфировой формации выявлены в Журавлевском, Самаркинском и Матвеевско-Нахимовском террейнах. Основные прогнозные ресурсы сосредоточены в Малиновском и Лазурном месторождениях. Рудопроявления Короед, Озерное и Конторское изучены слабо. Малиновское месторождение расположено в Журавлевском террейне у пересечения Центрального Сихотэ-Алинского разлома с Малиновско-Колумбинским [4]. Оно представлено крутопадающими прожилково-жильными зонами. Протяженность рудных тел от 100 до 225 м, мощность – до 20 м. Руды имеют сульфидно-кварцевый состав, среди сульфидов наиболее распространены арсенопирит, пирит и халькопирит. Присутствуют также пирротин, сфалерит, марказит, магнетит, минералы висмута (висмутин, кобеллит, жозеит, самородный висмут), молибденит, шеелит и золото.

9. Размещение благороднометалльного оруденения в геотектонических структурах Приморья характеризуется следующими особенностями. Наиболее широкое распространение получили объекты золоторудной формации. Они присутствуют во всех террейнах, кроме Кемского. Наибольшая их концентрация отмечается в Журавлевском и Сергеевском террейнах. Оруденение золото-серебряной формации приурочено в основном к Таухинскому и Кемскому террейнам. Месторождения серебряной и золото-полиметалльной формаций сосредоточены в Матвеевско-Нахимовском, Кемском и Таухинском террейнах. Основные рудные объекты золото-редкометалльной формации тяготеют к Самаркинскому и Сергеевскому террейнам, а золото-меднопорфировой – к Журавлевскому. Характер размещения оруденения обусловлен совокупным влиянием структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и магматогенных факторов, в частности, связью месторождений и проявлений с разновозрастными флюидно-магматическими источниками и наличием благоприятной для рудоотложения вмещающей среды. Перспективными для обнаружения благороднометалльных проявлений золоторудной и золото-редкометалльной формаций следует считать Сергеевский, Самаркинский и Журавлевский террейны, золото-серебряной, серебряной и золото-полиметалльной – Кемский и Таухинский, золото-меднопорфировой – Журавлевский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х книгах. Под. ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006.
2. **Ивин В.В., Медведев Е.И.** Минералого-геохимические особенности полиметалльно-золото-серебряного Кумирного месторождения (Северное Приморье) // *Фундаментальные исследования*. 2014. № 8 (часть 5). С. 1100-1106.
3. **Сахно В.Г., Коваленко С.В., Баринов Н.Н. и др.** Монцитонитоидный магматизм золоторудного месторождения Глухое: изотопное датирование (U–Pb, SHRIMP), петро- и микроэлементный состав и особенности благородно-металльной минерализации (Приморье) // *Доклады академии наук*. 2015. Т. 465. № 3. С. 329-337.
4. **Сахно В. Г., Степанов В. А., Гвоздев В. И., Доброшевский К. Н.** Малиновская золоторудная магматическая система центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // *Доклады академии наук*. 2013. Т. 452. № 1. С. 61-69.
5. **Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г.** Новые определения возраста (K-Ar метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // *Вестник Томского государственного университета*. 2010. № 331. С. 214-218.
6. **Эйриш Л.В.** Металлогения золота Приморья (Приморский край). Хабаровск. 2003. 148 с.
7. **Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.** The Sikhote–Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 120. P. 117-138.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИХОТЬЯ В СТРУКТУРАХ ЛИТОСФЕРЫ

Иволга Е.Г

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск,
e-mail: ivolga@itig.as.khb.ru*

Введение. Изученная охотоморская окраина континента охватывает главным образом Ульяновскую ВТС Охотско-Чукотского вулканического пояса и прилегающие территории. Согласно [1] она представляет собой сложный структурный узел, где сочленяются Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская складчатые области, Джугджуро-Охотская орогенно-магматическая система на которые наложен Охотско-Чукотский вулканический пояс. В геологическом отношении она достаточно детально изучена геологическими съемками масштаба 1:1000000 – 1:200000 и крупнее. В металлогеническом отношении территория относится к Охотско-Чукотской металлогенической провинции [3,4]. Последняя простирается в северо-западном направлении более чем на 3600 км, имеет ширину 150 – 450 км. Граница провинции отвечает границам одноименного вулcano-плутонического пояса (ОЧВП). Сам пояс разбит на 9 вулканических зон. В пределах рассматриваемой площади выделяются: южная оконечность Куйдусунской вулканической зоны; полностью Ульяновская вулканическая зона; северная оконечность Удской вулканической зоны. Рудоносность провинции определяет мезозойская металлогеническая эпоха, где главной по продуктивности являются раннемеловая золоторудная и позднесенонская золото-серебряная минерализации. В целом металлогеническая специализации провинции определяется как золото-серебро-олово-полиметаллическая.

В качестве главных рудоконтролирующих факторов выделяются: глубинные и региональные разломы, зоны разуплотнения (гранитизации) литосферы, разнопорядковые интрузивно-купольные и депрессионные структуры, резкие изгибы простираения ОЧВП и сочленений отдельных элементов пояса, наследованное развитие позднемелового оруденения в участках наложения его на районы с предшествующей (раннемеловой) металлогенической стадии [3,4,6].

Ульяновская металлогеническая зона охватывает одноименную вулканическую зону (460x100км). Фундаментом зоны служат архейские метаморфиты Охотского массива и частично терригенные формации Южно-Верхоянского прогиба (С-Р, Т-Ј). Слагают зону вулканичес-

ские комплексы раннего и позднего мела, позднего мела и палеогена при ограниченном участии гранитоидных интрузий валанжина – готериева (120 млн. лет), апта-альба (114-104 млн. лет), а также позднего мела. Основное золото-серебряное оруденение связано с позднесенонской металлогенической стадией, находится в парагенетической связи с интрузиями диорит-монцитгранодиоритовой формации и субвулканическими риодацитовыми телами (джугжурский, ульбейский, урацкий комплексы), геохимически специализированными на Au, Cu, Pb, Zn, Bi, As, W. В рассматриваемой МЗ установлено более 211 проявлений золото-серебряной формации в том числе 3 месторождения, 116 золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации, в том числе 3 месторождения.

Цель настоящих исследований – выделить особенности глубинного контроля золоторудных объектов путем составления новой глубинной основы по петрофизическим и геофизическим данным.

Методика. Для этого были созданы петроплотностная и петромагнитные карты, позволяющие проследить связь оруденения с петрофизическими неоднородностями на поверхности. Глубинные особенности изучались на основе качественной и количественной интерпретации карт гравитационного и магнитного полей масштаба 1:2500000, созданные на основе съемок 1:1 000 000 – 1:200 000 по ранее отработанной методике [2]. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [5].

Результаты выполненных исследований сводятся к следующему:

1. Главным рудоконтролирующим элементом золотого оруденения на рассматриваемой площади являются разноуровневые разломы. Выделены магмопродуцирующие и рудопродуцирующие мантийно-коровые разломные системы. В первую очередь это выделенные по гравиметрическим данным Джугджуро-Охотская, Юдомо-Ульинская, Улья – Кетандинская системы, Нетский разлом, а также разломы корового уровня, выделенные по гравитационному и магнитному полям: Тоттинский, Секчинский, Муликанский (Рис.)

2. Установлено, что известные месторождения золота – Гырбыканское, Хоторчанское, Юрьевское и Чачика размещаются в узлах пересечения Джугджуро-Охотской мантийной системы с северо-западными структурами в основном корового уровня.

3. В трансформированном гравитационном поле в пределах Ульинской ВТС выделяются две интрузивно-купольные структуры гранитоидного состава, в разной степени эродированные, меньше – северная и больше – южная. Они контролируют ареалы золоторудной минерализации с высокой долей золото-кварцевых объектов.

4. В трансформированном магнитном поле на пересечении Джугджуро-Охотской и Юдомо-Ульинской разрывных систем выделяется кольцевая аномалия средне-верхнекорового уровня, которая имеет радиально-зональное строение и высокую степень насыщенности золоторудными проявлениями золото-серебряного типа.

5. В наблюдаемом магнитном поле выделяются две положительные кольцевые аномалии на юге и на севере, которые соответствуют субвулканическим структурам. Южная явно имеет рудоконтролирующее значение, в то время как роль северной, для рудообразования, не ясна.

6. Месторождения золото-кварцевой формации Огонек и Лот Аллах-Юнской тектонической области четко контролируются локальным гравитационным минимумом, т. е. предполагаемой гранитоидной интрузией.

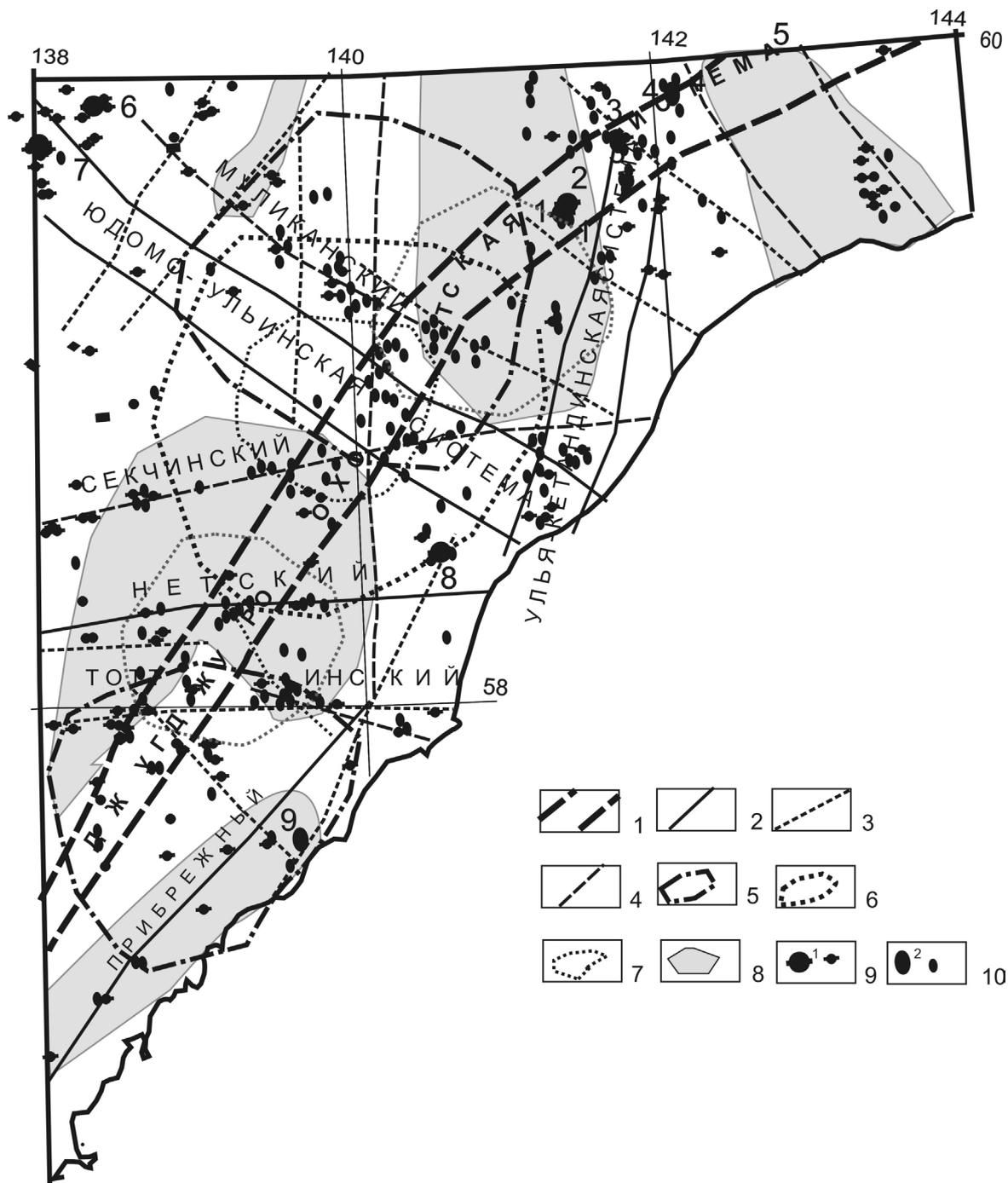


Рис. Положение рудных объектов относительно разрывных структур

Основные тектонические разломы территории: 1 – мантийные; 2 – магмоконтролирующие нижнекоровые; 3 – среднекоровые; 4 – верхнекоровые; 5 – верхнекоровые интрузивно-купольные структуры; 6 – радиально-зональная кольцевая структура, выделенная по трансформациям магнитного поля; 7 – локальные положительные аномалии наблюдаемого магнитного поля; 8 – региональные магнитные аномалии; месторождения и рудопроявления золота: 1 – Гырбыканское; 2 – Хоторчанское; 3 – Юрьевское; 4 – Чачика; 5 – Хаканджинское; 6 – Лот; 7 – Огонек; 8 – Колюклинское; 9 – Тукчинское; 9 – золото-кварцевой формации; 10 – золото-серебряной формации.

Полученные результаты показывают, что основной магмо и рудоконтролирующей структурой территории является Джугджуро-Охотская система нарушений. К ней приурочено около половины известных рудных объектов, в том числе 4 из 9 месторождений. В ее пределах сосредоточено три крупных рудных узла: на пересечении с Улья-Кетандинской системой, с Юдомо – Ульинской, и с Нетским и Тоттинским разломами. Если в пределах первого узла месторождения уже имеются, то два последних имеют высокие перспективы на их выявление.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта СССР. Лист 0-(53)54 – Охотск. М-6 1: 100 000 (Новая серия). Объяснительная записка (отв.ред. А.Л.Ставцев). Л. 1986. 127 с.
2. **Иволга Е.Г.** Особенности строения литосферы золоторудных районов юга Дальнего Востока России и северо-восточного Китая / Руды и металлы №1, 2013 С.13-24
3. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: из-во ДВИМСа, 2000. с.217
4. **Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.** Золоторудные месторождения Востока России Владивосток: Дальнаука, 1996. 332с
5. **Никитин А.А., Петров А.В.** Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании».2010.114с.
6. **Эйриш Л.В.** О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений.2009.Т.51.№3.С.250-260.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО И МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВКАХ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ АЛАЗЕЙСКО-ОЛОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

Кара Т.В.

АО «Полюс», г. Москва, Россия, e-mail: KaraTV@Polyusgold.com

Одним из важных вопросов тектоники Восточной Арктики является история развития океанического бассейна, разделявшего в мезозое Сибирь и Северную Америку. Пока остаются неясными важные моменты: с какого времени существовал бассейн, в какие интервалы времени на его периферии существовали конвергентные границы, а также этапность тектонических деформаций и динамика коллизии ограничивавших его континентальных масс.

Аньюско-Чукотская складчатая система (АЧСС) возникла в результате коллизии северо-восточной окраины Евразии с микроконтинентом Чукотка-Арктическая Аляска. Южно-Аньюская сутура разделяет АЧСС (на севере) и Алазейско-Олойскую складчатую область на юге, маркируя след океанического бассейна (рис.). Большинство исследователей придерживается мнения о позднемезозойском существовании Южно-Аньюского океана [2,3]. Работы последних лет свидетельствуют в пользу более древнего возраста [1,4]

Изучаемая площадь расположена в пределах крайней восточной части Олойской мегазоны, южнее стыка с Южно-Аньюской сутурой. Территория на юго-востоке граничит с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП). В Алазейско-Олойской складчатой области выделяются структурно-формационные зоны, связанные с определенными этапами геодинамического развития.

Алазейско-Олойскую область представляют позднемезозойские впадины – Ненканская и Вукваамская структурно-фациальные зоны, которые разделены Алучинским террейном меридионального простирания. Нембондинское лавовое поле рассматривается как ранняя трансформная ветвь субмеридионального Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса.

В ходе работ на Бургахчанских площадях получены новые данные о глубинном строении, вещественном составе и возрасте магматических и вулканогенно-осадочных комплексов территории, которые позволяют сделать некоторые предположения об истории их формирования и взаимодействия.

Данные, полученные при изучении месторождения Песчанка, позволяют интерпретировать Баимскую зону как глубинную структуру правого сдвига, в которой медно-порфировые месторождения расположены кулисообразно и приурочены к локальным структурам растяжения (сбросам, отрывам) преимущественно меридионального простирания [5,6]. Аналогичный характер размещения рудных объектов прослеживается далее к юго-востоку, в районе массива Вукней. Впервые полученные U-Pb методом для данной территории значения абсолютного возраста магматических пород позволяют провести корреляцию рудоносных массивов месторождения Песчанка и потенциально перспективных на обнаружение крупнообъемных медно-порфировых месторождений одновозрастных интрузивов Вукнейского и Ничанского массивов.

Также впервые были датированы U-Pb методом породы Нембондинской зоны. Полученные результаты позволяют сделать выводы о ее принадлежности к ОЧВП и, совместно с геофизическими данными, – о характере взаимоотношений структур ОЧВП и Алазейско-Олойской складчатой области. Интерпретация аэрогеофизических данных позволяет проследить погружение структур Нембондинской зоны под Ненканскую структурно – фаціальную зону и сделать вывод о возможном наличии обстановок субдукции на границе ОЧВП и Алазейско-Олойской складчатой области.

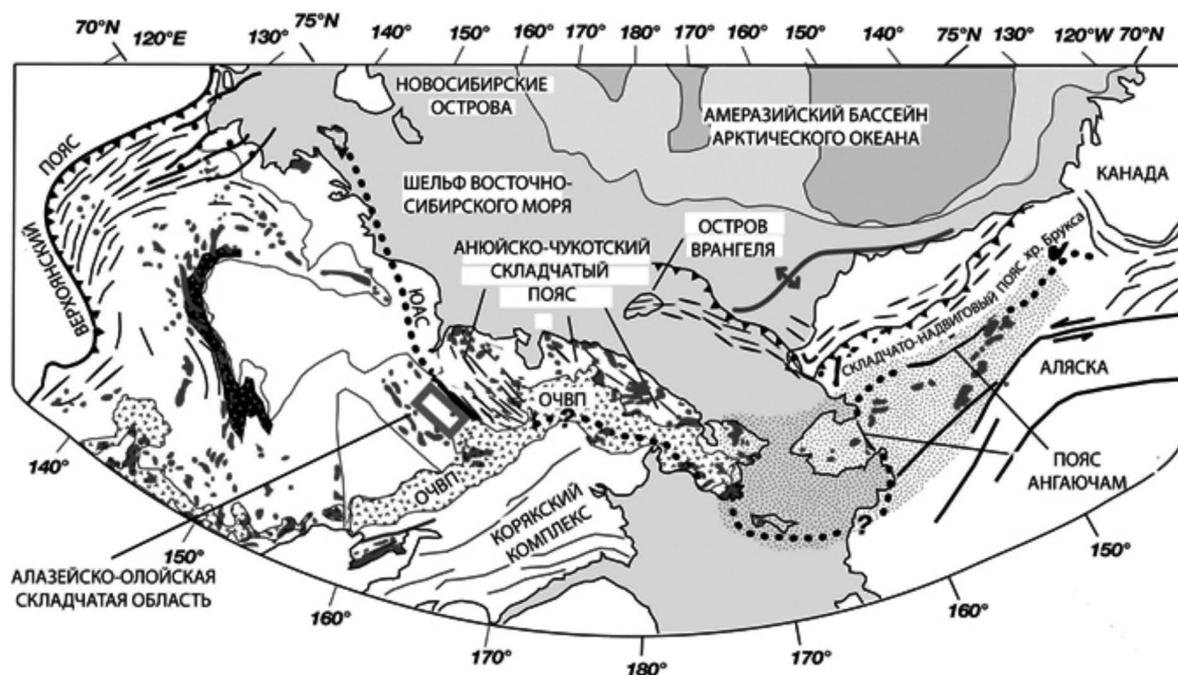


Рис. Обзорная карта основных мезозойских структурных поясов СВ России и северной Аляски (по материалам Miller et al, 2006; Катков, 2010). Район исследований обозначен квадратом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры северо-западного обрамления Пацифики // Геотектоника. 2002. № 1. С. 59-71
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука. 1990. Т. 2. 327 с
3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Наука, Новосибирск: 1984. 192 с.
4. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 7-11
5. Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баймская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6.
6. Chitalin A., Fomichev E., Usenko V. et al. Structural Model of Peschanka Porphyry Cu-Au-Mo Deposit, Western Chukotka, Russia. // Structural Geology and Resources. 2012.

РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАГИОПЕРИДОТИТ-ГАББРОНОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ЮГ Сибири)

Колотилина Т.Б., Мехоношин А. С.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, mekhonos@igc.irk.ru

В истории докембрийского базитового магматизма Сибири выделяются три главных импульса, связанных с основными этапами геодинамической эволюции Сибирского кратона: палеопротерозойский, мезопротерозойский и неопротерозойский [1]. При этом в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона ранее были установлены проявления мезопротерозойского (1350 ± 6 млн. лет) и неопротерозойского (750 ± 10 млн. лет) магматизма [1, 2]. В результате проведения геохронологических исследований нами было установлено присутствие палеопротерозойских (1863 ± 1 млн. лет, Малозадойский массив) и мезопротерозойских (1258 ± 5 млн. лет, Среднечеремшанский массив) слабо дифференцированных дайкообразных плагиоперидотит-габброноритовых интрузий [7] в Иркутно-Китойском блоке Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона, который сложен архейскими и протерозойскими магматическими и метаморфическими комплексами. Внутренняя структура Иркутно-Китойского блока в значительной степени определяется широким развитием гранито-гнейсовых куполов. Как и во многих других схожих структурах, относящихся к типу гранит-зеленокаменных комплексов, общий тектонический план блока характеризуется преобладанием овальных гранито-гнейсовых куполов, расположенных примерно на равных расстояниях друг от друга и разделенных звездообразными, преимущественно синформными зонами.

Малозадойский массив расположен в юго-западной части Иркутно-Китойского блока. Он имеет дайкообразную форму, протяжённость около километра при мощности 120-150 м. Массив сложен серией пород, меняющих свой состав от плагиоперидотитов до лейкократовых габброноритов и рудных анортозитов, кумулятивной, реже пойкилитовой структуры. Макроскопически расслоенность в массиве выражена чередованием меланократовых габброноритов и плагиоперидотитов, она сопровождается ритмическим изменением содержаний как петрогенных, так и редких элементов – Ni, Cr, Co и Cu. По соотношению содержаний SiO_2 и суммы щелочей породы массива относятся к низкощелочному ряду основных-ультраосновных пород, но для них характерны высокие содержания Rb, Cs, Ba и значительное обогащение легкими РЗЭ по отношению к средним и тяжелым.

В разрезе массива выделяется шесть рудных горизонтов, в пределах которых развиты вкрапленные и густо вкрапленные сульфидные руды. Сульфидные минералы представлены пирротином и пентландитом, находящимися в соотношении 3:1. Халькопирит встречается значительно реже и приурочен к периферическим частям пентландит-пирротиновых сростков. Сульфидные парагенезисы тесно ассоциируют с агрегатами флогопита. Сегрегационный характер скоплений сульфидов, форма зёрен, отсутствие прожилков указывают на их ранне-магматическую природу.

Суммарное содержание ЭПГ во вкрапленных рудах достигает 100 мг/т, а в густо-вкрапленных – 550 мг/т. Обнаруженные минералы ЭПГ по составу отвечают теллуридам палладия.

Среднечеремшанский массив также имеет дайкообразную форму, но по сравнению с Малозадойским более протяженный, что во многом определяет его внутреннее строение. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 6 км. и имеет мощность от 100 до 200 м. Падение массива на запад под углами 75-80°. Вмещающими породами являются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Массив сложен габбро, габброноритами, оливиновыми габбро, оливиновыми норитами, плагиоперидотитами. В отличие от Малозадойского массива в разрезе Среднечеремшанского смена пород происходит монотонно, без образования ритмов.

Петрохимический и редкоэлементный состав пород Среднечеремшанского массива во многом близок таковому Малозадойского, в отличие от которого характеризуется меньшим разбросом содержаний TiO_2 , Cr и Ni и более низким уровнем содержаний тяжелых РЗЭ.

Рудная минерализация, представлена желваками вкрапленных пирротин-пентландитовых руд. Мощность зоны около 0,5 м, размер желваков 5x5 см. В пентландите наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, частично замещенного самородной медью. В некоторых зернах медь не связана с сульфидами, а по трещинам спайности располагается в плагиоклазе. В Среднечеремшанском массиве повышенные содержания платиноидов приурочены к сульфидному горизонту, расположенному в висячем боку массива и достигают в сумме 380 мг/т.

Полученная возрастная датировка для Малозадойского массива не является редкой для юга Сибири. В этот же в возрастной диапазон (1860-1880 млн. лет) попадают датировки для Чинейского и Луктурского массивов. Эти данные согласуются со временем формирования Каларо-Нимнырского роя даек (1865 млн. лет), территория развития которых рядом исследователей рассматривается в качестве одноименной крупной магматической провинции [1]. Более того, близкие по возрасту (1880-1870 млн. лет) дайковые рои и силлы отмечаются так же в Северной Канаде на Слейв кратоне [5].

Полученный возраст для оливинового габбронорита Среднечеремшанского массива (1258 ± 5 млн. лет) является уникальным магматическим возрастом, который ранее не был известен в Сибири. Однако этот возраст близок к хорошо датированным магматическим событиям в северной Канаде – 1267 ± 2 млн лет, – времени образования радиального дайкового роя Макензи (Mackenzie), который охватывает территорию в 3 миллиона km^2 [2, 3]. Хотя возраст пород Среднечеремшанского массива приблизительно на 10 млн. лет меньше, он достаточно близок к этой отметке и, более того, все три фракции бадделеита лежат вдоль конкордии и эллипсы неопределенности достигают 1265 млн. лет. На реконструкции распространения роя даек Макензи (Mackenzie) LIP [7] на объединенной тектонической карте суперконтинента Nuna Среднечеремшанская интрузия ориентирована приблизительно по направлению к центру плюма. Поэтому с определенной долей осторожности можно предположить, что она может быть фрагментом этой крупной изверженной провинции. Следует отметить, что среди роя даек, распространенных в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона, относимых к нерсинскому комплексу [3], а также Приморском выступе фундамента Сибир-

ского кратона наблюдаются пикродолеритовые интрузии, сходные по геохимическим характеристикам с Малозадойским и Среднечеремшанским массивами, образование которых не имеет точной датировки.

Для оценки потенциала крупных изверженных провинций на обнаружение ЭПГ-Ni-Cu минерализованных интрузий надежными критериями являются состав и объем продуцированных магм, состав мантийного источника и характер взаимодействия с древней литосферной мантией. Это находит свое выражение в особенностях распределения и соотношения редкоземельных и редких элементов. Мы сопоставили некоторые геохимические параметры платиноносных массивов юга Сибири с известными рудоносными интрузиями. Не смотря на то, что как отмечалось выше, породы Малозадойского и Среднечеремшанского массива обладают однотипным распределением РЗЭ со значительным обогащением легкими, на диаграмме Th/Yb_{PM} и Nb/Yb_{PM} они демонстрируют совершенно противоположные тенденции. Для Малозадойского массива характерно постепенное увеличение значений Th/Yb_{PM} отношения при незначительных вариациях Nb/Yb_{PM} в пределах 1.2-1.9. Тогда как для пород Среднечеремшанского массива характерно увеличение Nb/Yb_{PM} от 2 до 9 при относительно постоянной величине Th/Yb_{PM} отношения – 8-10, что сопоставимо с данными по породам дайкового роя и габроноритовым дайкам Маскокского комплекса Макензи LIP [6], которая обладает большим экономическим потенциалом. При этом, такое же, как для Малозадойского массива соотношение величин Th/Yb_{PM} и Nb/Yb_{PM} отношений, при близком уровне содержаний РЗЭ, характерно для пород Главной дайки Удокана, относящихся, по нашим предположениям к фрагментам одной и той же LIP.

Таким образом, установлено, что в Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона проявлены все три этапа докембрийского базитового магматизма. Проведенные палеогеодинамические реконструкции [7] позволяют рассматривать плагиоперидотит-габброноритовые интрузии в качестве фрагментов крупных изверженных провинций, что повышает их перспективы на обнаружение промышленных руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-08843.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28-41.
2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. Три этапа внутриконтинентального базитового магматизма в юго-восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона // Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли. Мат. межд. конференции. Иркутск: изд-во ИГ СО РАН. 2015. С. 20-21.
3. Складов Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона-индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2001. № 6. С. 59-75.
4. Baragar W. R. A., Ernst R. E., Hulbert L., Peterson T. Longitudinal petrochemical variation in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield // J. Petrol., 1996. V. 37. P. 317-359.
5. Buchan K. L., Ernst R. E. Dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions Geological Survey of Canada Map 2022A (scale 1:5,000,000) and accompanying booklet. 2004.
6. Day J.M.D., Pearson D.G., Hulbert L.J. Rhenium-osmium and platinum-group element constraints on the origin and evolution of the 1.27 Ga Muskox layered intrusion // J. Petrol., 2008. V. 49. P. 1255-1295.
7. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A. et. al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience, 2016. DOI: 10.1038/NGEO2700.

КОЛЛИЗИОННЫЕ И СУБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА, ОЛОВА И ТИТАНА В ПРЕДЕЛАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Копылов М.И.

Акционерное общество «Дальгеофизика», г.Хабаровск E-mail-kopylov@dalgeoph.ru

Эволюция литосферы и рудоносных систем на Дальневосточном регионе на всем протяжении развития Земли как планеты, происходила и её эволюция, вместе с ней эволюционировала литосфера, сообщества элементов и рудоносных систем (РС). На первой стадии происходила гравитационная дифференциация химических элементов, более тяжелые проседали к центру сжимающего поля, более легкие поднимались к поверхности земли. Особенно интенсивно происходило движение газов к поверхности: **O, H, S, Cl, F, C и других летучих. Механизм их образования, вероятно, носил в большей степени плюмовый характер, вплоть до появления тектоники литосферных плит.** Об этом свидетельствуют и многомасштабные процессы гранитизации, дегазации охватывающие территории древних платформ. Это, в свою очередь, обусловило появление процессов метаморфизма, а с ними и метаморфогенных и метаморфических РС с образованием месторождений Au–Fe–C–U. Быстрый рост осадков в морских и континентальных условиях привел к образованию осадочных, метаморфогенно-осадочных РС с образованием месторождений Fe–Mn–Cu–Pb–Zn. Появление на континентах грунтовых вод, в значительной степени облегчило процесс рудоотложения, что сказалось на общем количестве РС и месторождений. При достижении значительной мощности литосферных плит, ведущую роль при процессах магматизма и метаморфизма, формирования РС стала, отводится плитной тектонике. В зонах субдукции, обдукции, коллизии появились вулканические, магматические пояса и связанные с ними золоторудные, оловорудные, меднорудные и титанорудные РС.

Область зарождения и формирования рудоносных систем

В условиях сжатия литосферных плит, как правило, возникают двухуровневые РС, продуцирующие пространственно разобщенные золото-кварцевое и золото-редкометальное оруденения. Для таких систем характерно широкое развитие метасоматических преобразований вмещающих пород, типоморфность рудных месторождений. В условиях растяжения литосферных плит в большинстве случаев формируются одноуровневые РС, для которых характерно зональное размещение золото-кварцевого и золото-редкометального оруденения с фациальными переходами, с низкой степенью метасоматических преобразований вмещающих пород.

Появление межплитных коллизионных и рифтовых систем повлекло за собой внедрение магматизма калиевого профиля. Как правило, обстановка коллизии способствовала плавлению не только коры, но и мантии. Рудоносные системы формирующиеся в пределах коллизионных и рифтогенных структур в большинстве случаев несут с собой редкоземельную минерализацию.

В современной геодинамике считается, что тектоника плит в основном обусловлена конвективными течениями в верхней мантии, а тектоника плюмов связана с термально-плотностными потоками, восходящими с границы ядра и нижней мантии [2]. Привлечение данных глубинных геофизических исследований, сейсмологии позволит дополнить и, в ряде случаев, осветить эту проблему с других позиций. Рои, пояса очагов землетрясений располагаются по краевым частям террейнов, микроплит и литосферных плит. Особенно четко по очагам землетрясений прослеживаются границы стыковки Евразийской и Амурской, Филиппинской и Китайской, Филиппинской и Тихоокеанской. Границы Амурской и Северо-Китайской, Китай-

ской и Индокитайской плит на карте очагов землетрясений прослеживаются только отдельными фрагментами, что указывает на разный геодинамический режим стыкующихся плит. На границе Евразийской и Амурской литосферных плит коллизионный процесс носит весьма активный, в меньшей степени пассивный характер. Следует отметить на границах некоторых литосферных плит как Охотской, Тихоокеанской, отмечаются зоны повышенной сейсмичности в коровой области пространственно расположенных над субдукционными пластинами, где концентрируются глубокофокусные землетрясения. Пространственная корреляция литосферных и верхнемантийных сейсмических структур имеет региональное распространение, локализуясь в шовных зонах литосферных плит и глубинных разломов.

На геодинамику и металлогению Дальневосточного региона, определяющую роль оказывает движение плит. По данным GPS [1] Баджакло-Буреинский блок смещается на юго-запад относительно Северо-Китайской плиты. В результате такого движения, вдоль структур ССВ заложения Нижне-Зейской впадины, могут реализоваться правосторонние смещения. Охотоморская плита перемещается по направлению 150° ю.в. со скоростью 35 мм/год. Взаимодействие её с Евразийской, Тихоокеанской и Амурской плитами вероятно и определяют общую структуру геодинамического напряжения в этом регионе и металлогению. Золоторудные рудоносные структуры располагаются в коллизионной зоне в субширотном простирании по краевым частям Евразийской и Амурской литосферных плит, включая золоторудные районы (с запада на восток): Тас-Юряхский, Ларбинский, Брянтинский, Верхнетокский, Верхнезейский, Нюкжинский, Тындинский, Дамбукинский, Джагдинский, Березитовый, Кировский, Гонжинский, Октябрьский, Западно-Туранский и другие.

Под Гонжинским золоторудным районом по данным геофизических исследований фиксируются инверсные слои пониженных скоростей, пространственно формирующие столбообразные зоны. Наиболее четко они выделяются по волнам PSH. На построенных геоэлектрических моделях центральные части, золоторудных районов выделяются столбообразными аномалиями пониженных сопротивлений ($100-500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), уходящими на глубину более чем на 100 км. Пространственно они отвечают наиболее проницаемым и обогащенным сульфидной минерализацией метасоматически измененным породам. Периферические области отмечаются повышенными сопротивлениями (до $1999-5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), особенно вблизи поверхности и соответствуют зоны ороговикования, окварцевания, уплотнения. Эти столбообразные зоны низких сопротивлений и инверсных низкоскоростных зон, по-видимому, и являются нижней частью области переноса рудоносных систем.

Хингано-Оловорудный пояс включающий ряд известных районов: Ям-Алинский, Нимеленский, Дукинский, Дуссе-Алинский, Баджальский, Комсомольский, Хинганский, Сутаро-Биджанский формировался в условиях косо́й субдукции палео- Тихоокеанической плиты под континентальную окраину. Многие особенности строения и процесса формирования Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса могут быть удовлетворительно объяснены с учетом реконструируемой в мезо-кайнозойской периоды эволюции геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины [4]. В обобщенном виде такая обстановка описывается как переходная от косо́й субдукции к латеральному скольжению плит друг относительно друга. В результате такого скольжения в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникают разрывы («slab-window»), по которым проникает вещество астеносферной мантии.

Следует отметить развития в этом направлении шовной зоны Танлу, которая играет важнейшую роль структурном и металлогеническом плане.

По данным МОВЗ и МТЗ по скоростям сейсмических волн и электропроводности в интервале глубин, соответствующих астеносфере и верхней мантии отмечается латеральная неоднородность. Отмечено, что волноводы и зоны повышения проводимости прослеживаются

в тектонически-активных областях Дальневосточного региона. По данным исследований МОВЗ на глубинах 40–80 км под оловорудными–Комсомольским, Баджальским, Хинганским фиксируются инверсные слои пониженных скоростей, пространственно формирующие столбообразные зоны, связанные с крупным региональным поднятием астеносферы, которое, возможно, является «slab-window».

Титанорудные месторождения приурочены к выходам габбро-анортозитовых массивов, внедрение которых происходило в коллизионной зоне, возникшей в сдвиговом растяжении между Евразийской и Амурской литосферных плит. При смене сил растяжения на сжатия Амурской литосферой плиты с двух сторон, с севера Евразийской с юга Северо-Китайской, она начала выскальзывать, так как она имеет клинообразную форму, ориентированную в субширотном направлении, поэтому движение её было направлено на восток. При сжатии литосферных плит на их окраинах образовывались шовные региональные разломы, огибающие Амурскую плиту, расходящиеся веерообразно с запада на восток [3]. В эти швы, имеющие мантийное заложение, внедрялись глубинные андезито-базальтовые магмы. При дальнейшем сжатии шовные зоны смыкались на глубине (за счет менее жестких блоков), и массивы приобретали бескорневые формы. В процессе дифференциации и кристаллизации массивов происходило их расслоение, наиболее плотные перидотитовые, оливиновые, пироксенитовые породы опускались к подошвенной части, а более легкие габбро лейкократовое, габбро-андезиниты, анортозиты поднимались к кровле массивов. Одновременно происходило и отложение рудной минерализации (Fe, Ti, V, P).

При совмещении карт мощности земной коры и полей Δg , ΔT с металлогеническими картами Дальнего Востока отмечают общие закономерности в размещении оловорудной минерализации, располагающейся в основном в пределах блоков с повышенной мощностью земной коры, глубинным неоднородностям корового и литосферного уровней, интенсивных минимумов силы тяжести, в слабоинтенсивных магнитных полях, в областях развития тектонических нарушений с проявлением кислого магматизма, с преобладанием калиевой составляющей и повышенным содержанием MgO.

Коллизионные структуры сопровождаются комплексом геологических, геохимических, геофизических аномалий. Им соответствуют региональные минимумы силы тяжести, понижение сейсмических скоростей, повышение величины электропроводности и теплового потока. Обычно они сопровождаются проявлением щелочных и кислых хлоридных, сульфатных термальных вод и выходами магматических тел. В пределах коллизионных структур формируются множество тектонических зон и магматических образований, несущих за собой локализацию рудных месторождений различных типов и рангов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашурков С.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А. и др. Современные движения на Амуро-Зейском геодинамическом полигоне. // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск. 2007. С. 26-27.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Современная геодинамика Евразии по результатам спутниковых измерений. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М. Геос. 2003. С. 127-128.
3. Копылов М.И. Перспективы и освоения титанорудных месторождений Дальнего Востока и Забайкалья. // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья. Улан-Удэ. 2007. 27 с.
4. Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Тектоника, геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона. // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск. 2009. С. 116-119.
5. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-33.

ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА

Коростелев П.Г.¹, Бакулин Ю.И.², Гоневчук В.Г.¹, Гореликова Н.В.³, Касаткин С.А.¹, Крылова Т.Л.³, Орехов А.А.¹, Семеняк Б.И.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: kor.pg@yandex.ru

²Представительство НП «Горнопромышленники России» в ДФО, г. Хабаровск

³Институт геологии, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва

В комплексных оловорудных месторождениях Комсомольского района выделено два генетических типа вольфрамовой минерализации: 1 – ранние, высокотемпературные, безоловянные молибденит-шеелитовые руды с W и самородным Au (рис. 1) в биотит-адуляр-кварцевых жильно-прожилковых зонах (месторождение Солнечное; [1]); 2 - шеелит-вольфрамит-касситеритовые руды в зонах оловоносных (кварц-касситерит-турмалиновых) метасоматитов (месторождения Фестивальное, Солнечное., Перевальное и др.).

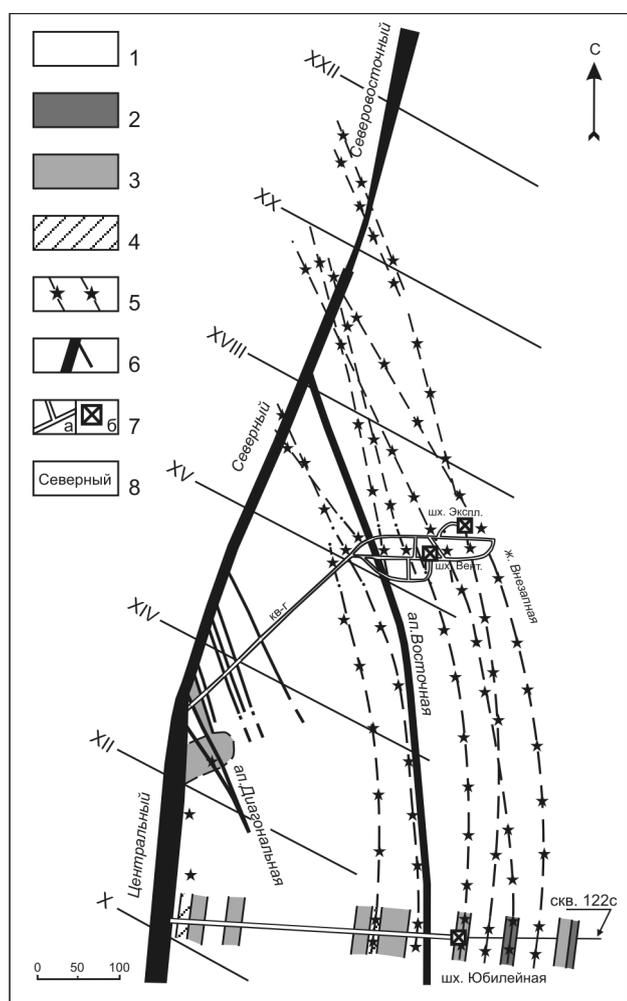


Рис. 1. Схема размещения молибденит-шеелитовой и вольфрамит-касситеритовой минерализации Солнечного месторождения на горизонте 300 м .

1 – терригенно-осадочные породы; 2 – дайки мелкозернистых биотитовых и биотитовых с турмалином гранитов; 3 – дайки кварцевых диоритовых порфиров; 4 – кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 – шеелит- и молибденитсодержащие жилы и прожилки с арсенопиритом и лёлленгитом; 6 – кварц турмалиновая с касситеритом и вольфрамитом зона Главная и ее апофизы; 7 – горные выработки (а), в том числе шахты (б); 8 – разные по продуктивности на олово интервалы зоны Главной.

Минерализация первого типа, как правило, пространственно связана с диоритоидами и обособлена от оловянной. Иногда она проявлена в эксплозивных брекчиях, где также присутствуют шеелит-молибденитовые руды (Марсовое месторождение [3] и рудопроявления участка Капрал [2]).

Минерализация второго типа бывает обособлена от оловянной (рис. 2) в связи с “опережающим” развитием вольфрамоносных структур (зона Ягодная Фестивального месторождения), по отношению к оловоносным [5].

Правомерность выделения указанных типов подтверждает генетическая модель рудно-магматической системы Комсомольского рудного района [4]. Показано, что руды первого типа формировались с I-ой интрузивной фазой Силинского комплекса (монцодиориты,

кварцевые диоритовые порфириды) в интервале 96-95 млн. лет, а второго – с его II-ой, завершающей магматический этап развития РМС, фазой (монцограниты, гранодиориты) – около 85-80 млн. лет.

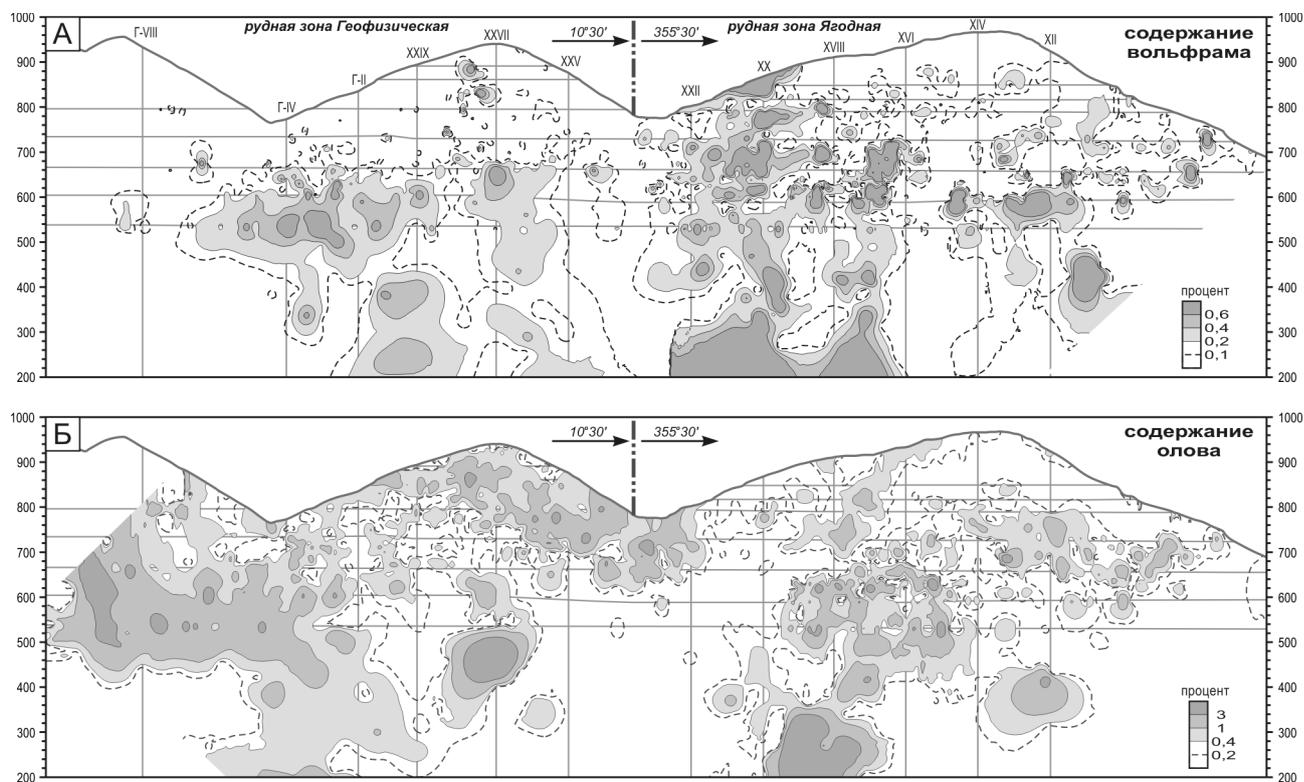


Рис.2. Распределение содержания вольфрама (А) и олова (Б) по рудным зонам Геофизической и Ягодной в проекции на вертикальную плоскость [5].

Не исключено, что рудная система района на раннем этапе развивалась как «ювенильная» – молибденовая или молибден-вольфрамово-редкометалльная, а позднее, при активной ассимиляции вмещающих терригенных пород, как комплексная – олово-вольфрамово-полиметалльная.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихоте-Алиня (Дальний Восток, Приморье) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537-570
2. Гагаев В.Н., Маркович Е.С. Перспективы поисков медно-вольфрамового оруденения на юге Комсомольского рудного района // Вестник Горнопромышленников Дальнего Востока: Хабаровск. 2007. Вып. 3. С. 54-69.
3. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Минерализованные эксплозивные брекчии Комсомольского рудного района // Геол. рудных месторожд. 1983. Т. XXV. № 1. С. 100-106.
4. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г. Рудообразующая система Комсомольского района: некоторые особенности эволюции // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Благовещенск. 2010. С. 11-12.
5. Касаткин С.А. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район). Автореферат дисс. на соиск. ученой степени к.г.-м.н.: Владивосток. 2011. 28 с.

ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ОЛОВА ПРИАМУРЬЯ, РОССИЯ

Крюков В.Г.

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Определение фаций глубинности рудных объектов может служить основой для оценки в первом приближении масштаба их перспектив. Общее состояние проблемы при изучении различных полезных ископаемых бассейна р. Амур находит отражение у различных исследователей в широкой вариации признаков и терминологии, глубин образования одних и тех же месторождений, отнесении объектов к какой-либо группе.

Целью работы является анализ проявленности различных особенностей оруденения, которые могут быть индикаторами фаций глубинности формирования золото – и оловорудной минерализации в Приамурье.

Фациальные условия рудообразования, наряду с другими факторами, сказываются на особенностях состава, строения и вертикального размаха оруденения. Учитывая представления Г.М. Власова, Н.И. Говорова, Д.С. Коржинского, В. Линдгрена, С.И. Набоко, Н.И. Наковника, Д.В. Рундквиста и других исследователей, применительно к рассматриваемой группе объектов возможно выделение близповерхностных (0-600м), субвулканических (200-1500м), гипабиссальных (600-2500 м) месторождений. «Перекрытия» фаций глубинности находят отражение в развитии новообразованных типоморфных минералов и парагенезисов в указанных интервалах (таблица).

Таблица. Глубины формирования месторождений золота и олова Приамурья.

Фации глубинности	Вертикальная протяженность, м		Минералогические факторы глубинности		Объекты
			Устойчивые минералы	Замещения	
Близповерхностная	0-600	200	Ad, Il, Kar	Tcl → Ad	Белая Гора, Бухтыанское, Полянка, Дыльменское, Маяк – Au; Джалинда, Таежное, Широкое – Sn
		400-600	Il, Gs, Kar, Ad, Chl, Ser, Tu	Ad → Ab	
Субвулканическая	400-1500	400-600	Il, Gs, Kar, Ab, Chl, Ser, Tu	Ad → Ab	Албазино, Дяппе, Нони, Покровское, Прогнозное – Au; Березовое, Мопау, Пионерское, Хинганское – Sn
		1200-1500	Ab, Ort, Chl, Gs, Ser, Tu, Trl, Ep, Act, Cs	Q-Kar → Ep, Act	
Гипабиссальная	1200-2500	1200-1500	Ab, Ort, Chl, Ser, Tu, Trl, Ep, Act, Cs	Q-Kar → Ep, Act	Бамское, Зимовье, Многовершинное, Тырское – Au; Болторо, Перевальное, Правоурмийское, Фестивальное – Sn
		2200-2500	Tu, Trl, Ep, Act, Ab, Ort, Cs, Gr, Px, Olv, Kord,	Ep, Act → Gr, Px	

Примечание: Ad – адуляр; Ab – альбит; Act – актинолит; Chl – хлориты; Cs – цоизит; Il – иллит; Ep эпидот; Gs – гидрослюда; Gr – гранаты; Kar – карбонаты; Kord – кордиерит; Olv – оливин; Ort – ортоклаз; Px – пироксены; Ser – серицит; Tcl – цеолиты; Trl – тремолит; Tu – турмалин.

Критические границы устойчивости типоморфных минералов или их ассоциаций, по Д.С. Коржинскому, 1952, 1954, свойственны двум уровням, связанным со структурой вхождения воды в минералы. Первый обусловлен сменой низкотемпературных кварц-карбонатных ассоциаций среднетемпературными эпидот- (актинолит или другой кальциевый алюмосиликат) содержащими новообразованиями на глубинах 1200-1500 метров. Второй уровень отвечает смене гидроксилсодержащих минералов безводными алюмосиликатами на глубинах 2200-2500 метров. Отмечаются, С.И. Набоко, 1963, и не столь четкие интервалы: на 200 м от поверхности цеолиты уступают место адуляру, на 400-600 м адуляризация сменяется альбитизацией.

Существенную роль в отнесении объекта к той или иной фации играют метасоматиты. В исследовании использовались подходы, сформированные автором при изучении вулканоплутонических структур различных регионов и выделении рудовмещающих и собственно околорудных метасоматитов.

Близповерхностные месторождения золота наиболее широко распространены в Нижнем Приамурье и Приморье. Оловорудные проявления этой категории фиксируются на Малом Хингане и в Приморье. Как эталон может рассматриваться Белая Гора. Анализ объектов этой группы свидетельствует о наличии общих с эталоном черт:

- локализуются они в вулканических поясах, в сводовых структурах, непосредственно в стратовулканах на гранитоидном основании;

- месторождения приурочиваются к ареалам интрузивных тел долерит-трахидацит-гранитового (монзонитоидного) комплекса. Оруденение накладывается на завершающие граниты, практически синхронно с дайками и штоками аплитов, брекчий, включая флюидолиты. Рудная минерализация совместно с жильными образованиями представляют верхний ярус магматогенно-рудной колонны;

- для объектов свойственны «ядра», сложенные кварц-серицит-гидрослюдистыми метасоматитами или гидротермальными кварцитами. Размещаются они в центральных частях вулканических построек;

- положение околорудных метасоматитов и руд определяется жерловинами аппаратов, радиальными и кольцевыми структурами, пологими срывами (отслоениями);

- в составе руд устанавливаются кварц, серицит, гидрослюда, адуляр, карбонаты, каолинит, диккит, самородное золото, электрум, серебро, сульфиды и сульфосоли серебра, меди, свинца, висмута, пирит (мельниковит), марказит, касситерит и колломорфный касситерит, станнин, вольфрамит (гюбнерит);

- типичны своеобразные ассоциации минералов золота с оловом, золота с сульфидами и сульфосолями меди и молибдена, теллура и висмута, сурьмы и ртути;

- характерно наличие «стратифицированных» горизонтов рудовмещающих метасоматитов, обогащенных пылевидным пиритом или марказитом.

Месторождения субвулканического уровня распространены очень широко. В качестве эталонного рассматривается золоторудное месторождение Дяппе. В пределах других объектов этой группы отмечаются сходные условия рудоносности:

- локализация в пределах периферийных частей и за пределами сводовых структур, либо в грабенах внутри сводов, в вулканоструктурах. Как правило, это полигенные вулкано-интрузивные постройки на гетерогенном основании. Характерной особенностью объекта является пространственное и временное совмещение разных типов минерализации (олово и золото, медь и молибден с золотом, олово и медь, вольфрам с золотом) и сложный характер вулканических, интрузивных и метасоматических процессов;

- приуроченность к ареалам интрузивных тел габбро-диорит-субщелочногранитового комплекса. Метасоматический процесс полихронный и гетерогенный. Брекчии разнообразны

по генезису, типичны гидротермально-эксплозивные разности, специфичны флюидолиты. Сининтрузивные метасоматиты (аплитоподобные и монцонитоиды) и дайки надстраивают средний ярус магматогенно-рудной колонны;

- продукты околорудного гидротермального метаморфизма выражаются рядом комплементарных пар: ортоклазиты – актинолитовые метасоматиты, березиты – пропилиты, кварц-серицитовые породы – хлорититы или доломитизиты. Оруденение преимущественно концентрируется в березитах и кварц-хлоритовых породах;

- «ядра» представлены кварц-серицит-гидрослюдистыми метасоматитами или гидротермальными кварцитами. Локализуются в центральных частях построек. Нередко этим породам свойственна тонковкрапленная сульфидно-окисная минерализация, что обуславливает повышенный «фон» рудных элементов;

- распределение околорудных метасоматитов и руд определяется кольцевыми и радиальными структурами вулкано-интрузивных построек, пологими межформационными срывами (отслоениями);

- состав руд: кварц, серицит, хлориты, карбонаты, олигоклаз-альбит, адуляр, гидрослюда, биотит (сидерофиллит), топаз, турмалин, актинолит, эпидот, каолинит, самородные золото и серебро, электрум, пирит (мельниковит), марказит, сульфиды и сульфосоли мышьяка, серебра, меди, молибдена, свинца, висмута, станнин, касситерит (в том числе и колломорфный), вольфрамит (ферберит), шеелит, магнетит и др.;

- наличие «стратифицированных» горизонтов, обогащенных не только пиритом, но и другими рудными минералами.

Объекты гипабиссального уровня распространены довольно широко в Приамурье. Наиболее изученным является месторождение Фестивальное, геологические особенности которого рассматриваются в качестве эталонных. Объекты этой группы близки по геологическому строению эталону:

- локализация в пределах внутренних частей крупных сводов и по их периферии в горстовых структурах, в интрузивно-купольных, полигенных вулкано-интрузивных постройках на гетерогенном основании;

- приуроченность к ареалам интрузивных тел габбро-диорит-субщелочногранитного комплекса. Метасоматический процесс полихронный и гетерогенный. Брекчии разнообразны по генезису. Типичны гидротермально-эксплозивные разности. Сининтрузивные метасоматиты (аплитоподобные и монцонитоиды) ассоциируют с дайками, надстраивая нижний ярус магматогенно-рудной колонны;

- «ядра» выражены очень четко и представлены кварц-серицит-гидрослюдистыми (иллитовыми) метасоматитами. Локализуются в центральных частях построек. Часто на весь объём «ядер» накладывается тонковкрапленная сульфидно-окисная минерализация.

- характерен общий повышенный «фон» рудных минералов для магматитов малых интрузивных форм и метасоматитов;

- распределение околорудных метасоматитов и руд определяется, прежде всего, региональными разломами, а также кольцевыми и радиальными структурами, пологими межформационными срывами (отслоениями) интрузивно-купольных сооружений;

- в составе руд фиксируются кварц, серицит, хлориты, карбонаты, ортоклаз, альбит, сидерофиллит, биотит, турмалин, актинолит, эпидот, цоизит, щелочные роговые обманки, гранаты, пироксены, самородные золото и серебро, пирит, пирротин, сульфиды и сульфосоли мышьяка, серебра, меди, свинца, висмута, станнин, касситерит, вольфрамит (гюбнерит), шеелит, молибденит, магнетит и др.

- наличие «стратифицированных» горизонтов (плащеобразных залежей), обогащенных рудными минералами.

Таким образом, для месторождений Приамурья свойственны три уровня минералообразования: приповерхностный, 0-600 м, субвулканический, 400-1500 м и гипабиссальный, 1200-2500 метров. Фации глубинности находят четкое отражение в минеральном составе руд и околорудных метасоматитов. Ближе к поверхности характерны парагенезисы с адуляром, на глубине – с ортоклазом, либо с меланократовыми алюмосиликатами. Разноглубинные месторождения золота, как правило, характеризуются пространственной разобщенностью, в то время как оловорудные образования часто сближены в пространстве, формируя ареалы единых рудных узлов.

САМОРОДНОЕ МИКРО- И НАНОЗОЛОТО В КОРХАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИАМУРЬЯ

Кузнецова И.В.¹, Сафронов П.П.²

¹ *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: kuzia67@mail.ru*

² *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: psafonov@mail.ru*

В последнее время все чаще звучат речи об истощении минерально-сырьевой базы золотоносных россыпей Амурской области, об отсутствии возможности прироста запасов россыпного золота и о приоритетности добычи рудного золота. Тем не менее, более 50 старательских артелей (недропользователей) в Амурской области продолжают добывать золото из россыпей. Поэтому расширение золотороссыпной минерально-сырьевой базы в Амурской области является важной народнохозяйственной задачей. Запланированное значительное увеличение золотодобычи в регионе требует пополнения сырьевой базы, что возможно при своевременной подготовке новых объектов, в том числе и нетрадиционных – к которым относятся коры выветривания.

Как правило, это крупномасштабные объекты, пригодные по горнотехническим параметрам, содержанию и запасам металла для разработки современной техникой. Одной из разновидностей кор выветривания являются элювиальные россыпи [1]. В Приамурье более развиты линейные коры выветривания, приуроченные к разломам и зонам повышенной трещиноватости, пространственно они часто совпадают с погребенными палеороссыпями. Такие древние россыпи различных морфогенетических типов давно известны в Амурской области, а некоторые из них с успехом разрабатывались в разное время (Петровская, Яснополянская, Журбанская, Нагиминская и др.). Формирование их существенно отличается от такового верхнечетвертичных-голоценовых россыпей по продолжительности, направленности и сложности флювиальных россыпеобразующих процессов. Происходило усиленное размывание наиболее обогащенных нижних горизонтов золотосодержащих палеогеновых кор выветривания и самих головок золоторудных тел, что предопределяет использование нетрадиционных методов прогнозирования, поисков и оценки, основанных на морфоструктурном и палеогеографическом анализе рельефа территории, на изучении типоморфных особенностей самородного золота и т.п.

В работе рассмотрено самородное золото палеороссыпей Октябрьского (участки Усть-Депский, Ясненский, Гарь-Калахтинский, Ултучинский, Левобережный, Усть-Гарьский) и кор выветривания Нижнеселемджинского (участок Майский) золотоносных узлов Зее-Селемджинского золотоносного района.

Изучение форм, структуры и состава первозданного самородного благородного металла проводилось без полировки и напыления углеродом методами аналитической растровой электронной микроскопии на приборах EVO 40XVP и 50XVP фирмы «Carl Zeiss» (Германия), оснащенных рентгеновскими энерго-дисперсионными спектрометрами INCA Energy фирмы «Oxford Instruments» (Англия). Было выполнено более 1000 определений по всем объектам.

Золото коры выветривания часто характеризуется неоднородным составом и бывает представлено как монозернами, так и сростками из нескольких зерен. Золотоносные агрегаты различаются размером, морфологией и составом минеральных фаз.

Усть-Дэп участок. Участок охватывает долину р. Зея выше устья р. Дёп протяженностью около 20 км. Золото палеороссыпи этого участка желтого цвета, пластинчатое, с неровными очертаниями, слабо окатанное. Размер зерен от 100 до 700 мкм. Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и железо-марганцевых окислов. Многие зерна представляют собой сростки золота разной пробы (от 661 до 1000 ‰). На поверхности агрегатов наблюдаются глобулярные образования интерметаллидов Au, Cu, Zn, Ag и Hg. Большая часть золота – высокопробное (от 839 до 1000 ‰). Средняя проба – 959 ‰.

Ясенский участок. Участок расположен на левом берегу р. Дёп (левый приток р. Зея) в междуречье ручьев Вечерний - Утренний. На приустьевом меридиональном участке р. Дёп к востоку от его современной долины протягивается древняя долина, выполненная в верхних горизонтах раннебелогорскими суглинками и алевритами.

Золото в отложениях тонкое, пылевидное, ярко желтого цвета, окатано, размеры от 100 до 650 мкм. Поверхность изъеденная, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и железо-марганцевых окислов. Большая часть золота – высокопробное (до 1000 ‰). Встречаются зерна, поверхность которых состоит из слипшихся глобулярных микрочастиц размером 1.5-2 мкм, проба золота (от 690 до 860 ‰), для них характерно присутствие в составе ртути (8-24%). Основные примеси: Ag, Cu, Zn и Hg. По данным атомно-абсорбционного анализа средняя проба золота – 950 ‰.

Левобережный участок. Гарь в междуречье р. Джелтулак Б. и руч. Курганский (лп р. Гарь). Золото тонкое, пылевидное, тускло желтого цвета, хорошо окатанное. Размер зерен от 150 до 600 мкм. Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и минералов – оксидов железа, титана, олова и марганца (размером до 20-30 мкм). Проба золота варьирует от 921 до 1000 ‰. Основные примеси: Ag, Cu и Zn. Средняя проба, согласно атомно-абсорбционному анализу, 990 ‰.

Ултучинский участок. Участок работ охватывает средне-нижнюю часть бассейна р. Ултучи вплоть до смежных долин соседних рек Гарь, Джелтулак-1 и Бол. Джелтулак. По данным АРЭМ золото желтого цвета, как окатанное, так и слабо окатанное; пластинчатое с неровными загнутыми краями; комковатое, размер от 200 до 600 мкм. Поверхность неровная, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы. Большая часть золота – высокопробное (до 1000 ‰). Но встречаются слабо окатанные агрегаты, состоящие из зерен разной пробы (от 686 ‰ до 1000 ‰) и, по-видимому, разного генезиса. Основные примеси: Ag, Cu и Zn. Средняя проба по атомно-абсорбционному анализу – 950 ‰.

Усть-Гарьский участок. Усть-Гарьский участок занимает бассейн среднего течения р. Орловка и нижнее течение р. Гарь. В бассейне р. Косматая (лп р. Орловка) установлены два фрагмента палеодолин. Золото мелкое от 70 до 600 мкм, высокопробное (до 1000 ‰), из примесей присутствует Ag (до 2.3%), Cu (0.28-0.64%); Zn (до 1.2%). Средняя проба золота по данным атомно-абсорбционного анализа – 964 ‰.

Гарь-Калахтинский участок. Гарь-Калахтинский участок располагается в верховьях р. Гарь и охватывает бассейны р. Гарь-3 и верхнего течения р. Калахта Большая. Золото тонкое,

пылевидное, размером от 50 до 250 мкм; окатанное и слабо окатанное; формы комковидные и веретенообразные; довольно однородное, проба варьирует от 823 до 1000 ‰. В составе присутствует серебро (от 2 до 18%) и медь (от 1 до 1.5%). По данным атомно-абсорбционного метода средняя проба золота – 867 ‰.

Майский участок. Майский золотоносный узел располагается на правом берегу р. Селемджа в районе нижнего течения р. Орловка. Характерной особенностью участка является развитие здесь химических кор выветривания мощностью 6.0-31.0 м, представленных пестроцветными глинами с щебнем и дресвой. За счет этих кор образованы основные россыпи участка по р. Некля, ручьям Северный, Будаки Малые и Большие, Татарка и др. Золото тонкое, пылевидное, матово желтого цвета, окатано, размером от 70 до 500 мкм. Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и железо-марганцевых окислов. Многие зерна представляют собой сростки из золотин разной пробы (от 863 до 1000 ‰). В зернах встречаются включения золотосодержащих минералов: кварца, ильменита и рутила. Проба золота варьирует от 956 до 997 ‰. Основные примеси: Ag, Cu и Zn. По данным атомно-абсорбционного анализа средняя проба золота – 957 ‰.

Таким образом, для золота зоны гипергенеза Приамурья характерно следующее: основная масса благородного металла представляет собой агрегаты из зерен разного состава и возможно генезиса. При этом большая часть зерен высокопробные (до 1000 ‰). Основные золотоносные минеральные фазы относятся к следующим системам элементов: Au; Au-Ag; Au-Ag(Cu,Zn), иногда фиксируются включения латуни (соединения Cu с Zn) [2]. Отмечаются единичные агрегаты, состоящие из ряда золотин, состав которых широко варьирует от электрума (~Au₁Ag₁) до высокопробного золота (1000 ‰). В некоторых образцах (участок Ясенский) присутствуют амальгамы с содержанием ртути от 17 до 24%. Судя по взаимоотношению данных ртутистых выделений золота в агрегате с породообразующими минералами, относящимися к вмещающей среде (первые и вторые находятся в тесном срастании друг с другом), эти выделения, скорее всего, являются природными амальгамами Au, которые и ранее устанавливались на месторождениях Приамурья [5].

На всех объектах в агрегатах золота присутствуют в тех или иных количествах фазы породообразующих минералов, как в виде монофракций, так и в виде тонких смесей нескольких минералов, включая углерод. Эта глинисто-углеродная масса с примесями ртути, оксидами и гидроксидами железа и марганца, а также карбонатами кальция и магния нередко является матрицей, которая цементирует микро- и наноразмерные золотины в агрегаты. Иногда сложные фазы породообразующих минералов встречаются в виде наростов на зернах самородного золота или включений в последнем. В этих наростах и включениях рентгеновским энергодисперсионным (РЭД) спектрометром надежно фиксируется субтонкое золото, невидимое под электронным микроскопом даже при самых больших увеличениях. Предположительно размер этих частиц составляет от нескольких нанометров до нескольких десятков нанометров.

При исследовании золота в коре выветривания установлены широкие вариации содержания в нем серебра. Его количество зависит, как от состава золота первичных руд, так и от физико-химических факторов в экзогенных условиях. Отложение электрума на некоторых зернах золота говорит о локальных (и/или временных) изменениях условий среды.

Формирование агрегатов нано- и микрочастиц золота происходило одновременно с процессами химического выветривания [3]. Под воздействием физико-химических и биохимических процессов в зоне гипергенеза разрушаются вмещающие породы и минералы-концентраторы золота. Высвобождение, вынос и переотложение микро- и нанозолота приводит к формированию новых активных центров роста самородного золота [4]. Таким образом,

в коре выветривания происходит как преобразование первичного золота, так и формирование его новых разновидностей (от нанообразований до микро- и макроформ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин Ю.А. Геохимия рудоносных кор выветривания. М.: Недра. 1987. 28 с.
2. Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Харитонов В.И. Особенности самородного микро- и нанозолота в зоне гипергенеза (Приамурье) // Естественные и технические науки. 2015. № 11. С. 225-230.
3. Кузнецова И.В. Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселенджинского золотоносного узла (Приамурье): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Благовещенск. 2011. 151 с.
4. Моисеенко В.Г. От атомов золота через кластеры, нано и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: Амурское отделение РМО. 2007. 187 с.
5. Неронский Г.И., Сафронов П.П. и др. «Новое» золото в россыпях Приамурья // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Материалы Международного симпозиума. Ч. 3. Благовещенск. 1988. С. 55-56.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ТАНАДОНСКОГО АУ-АРСЕНОПИРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ, РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ)

Лебедев В.А., Чугаев А.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, e-mail: leb@igem.ru*

Танадонское Ау-арсенопиритовое месторождение находится в горной части Северной Осетии (Ирафский район) в ущелье одного из истоков р. Урух – Танадон, на северном склоне горы Таймази (Большой Кавказ). Оно было открыто еще в 1897-1900 гг, и на протяжении всего XX столетия на нем неоднократно проводились геологоразведочные работы. Однако, по результатам этих исследований месторождение было отнесено к категории мелких, а его разработка признана нерентабельной. Лишь в последние десятилетия после проведенного детального геохимического опробования [1] было доказано, что прогнозные запасы золота на этом объекте по категории P2 составляют до 16 тонн, что позволяет отнести Танадонское месторождение к категории средних и рассматривать его в качестве перспективного объекта на извлечение золота из арсенопиритовых руд.

Общая площадь Танадонского месторождения составляет около 22 км². Вмещающими оруденение породами здесь являются, прежде всего, близкие по своему петрографическому облику каменноугольные гранитоиды уллукамского и белореченского комплексов. Обычно это светло-серые равномернозернистые (м/з-с/з) или редко порфировидные породы. По минеральному составу среди них можно выделить двуслюдяные и биотитовые разновидности. В истоках р. Танадон также известны малые тела и дайки мусковитовых лейкогранитов, которые ранее некоторыми исследователями [2] рассматривались как неогеновые, но, согласно нашим изотопным данным, также являются палеозойскими. В долине р. Елдырдон (правый приток р. Танадон) встречаются выходы небольшого массива крупнозернистых биотит-амфиболовых диоритов, прорывающего вмещающие белореченские граниты.

Метаморфические сланцы палеозоя (кти-тебердинская свита) имеют ограниченное распространение на площади месторождения и встречаются только на левобережье р. Танадон. Обычно они представлены серыми двуслюдяными сланцами, реже кварцитами и амфиболитами. В этом же районе распространены метаморфизованные образования раннеюрской садонской свиты, изученная нами нижняя часть разреза которой представлена углистыми сланцами.

Фактически на всей территории Танадонского месторождения распространены дайки раннеюрских диабазов и габбро-диабазов фиагдонского комплекса. Эти образования очень разнообразны по минеральному составу и своим структурным особенностям. Чаще всего они представлены темными мелкозернистыми плотными породами, иногда с порфировыми выделениями плагиоклаза. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до 25 м, их длина по простиранию (чаще всего З-СЗ) обычно не превышает первых сотен метров. Падение интрузивных тел – на ЮЗ с углами 45-70°.

Среди молодых магматических образований, изученных в пределах Танадонского месторождения и ранее относимых к теплинскому комплексу [1, 2], установлено два основных типа: поздние дациты трех некков с размерами в первые сотни метров (Елдырдон, Верхний Елдырдон и Таймази) и более ранние трахиандезиты многочисленных субмеридионально ориентированных даек. Дациты некков представлены массивными порфировыми породами с вкрапленниками зонального плагиоклаза (андезин-лабрадор), кварца, биотита и редко – полностью опациitized амфибола. Основная масса сложена лейстами полевых шпатов (анортклаза и плагиоклаза), чешуйками биотита и микрокристаллами кварца, апатита и рудных минералов. Трахиандезиты даек имеют отчетливо порфировую структуру; вкрапленники занимают до 20% объема породы. Среди них преобладает зональный плагиоклаз (андезин-олигоклаз), отмечено присутствие кварца и амфибола. Крайне редко встречаются биотит, клинопироксен, псевдоморфозы вторичных минералов по оливину. Панидиоморфнозернистая основная масса пород сложена зернами плагиоклаза и амфибола. Акцессорными минералами являются сфен, апатит, магнетит. Дайки трахиандезитов имеют мощность от 1 до 20 м и протяженность первые сотни метров; иногда они содержат гнезда и вкрапления сульфидной минерализации [1].

Именно с внедрением молодых субвулканических тел обычно связывается и возникновение рудной минерализации на Танадонском Au-арсенопиритовом месторождении [1], которая часто наложена непосредственно на трахиандезиты даек. На объекте известно до 180 жил, зон, мелких точек с различными типами рудной минерализации. По данным [1] здесь известны кварцевые жилы с молибденитом, пирротинном, висмутином, кварц-арсенопиритовые рудные зоны и жилы с висмутином и золотом, минерализованные зоны дробления с висмутиновым и арсенопиритовым оруденением, кварц-арсенопирит-полиметаллические жилы. Наиболее богатыми на золото (до 14 г/т) являются кварц-арсенопиритовые жилы [1]. Околорудные образования представлены преимущественно кварцем и карбонатом (доломит). Мощность жил, их протяженность и условия залегания весьма различны.

Нами проведено изотопно-геохронологическое, петролого-минералогическое и изотопно-геохимическое изучение магматических пород и рудных жил Танадонского месторождения с целью определения возраста рудно-магматической системы этого объекта и установления источников вещества сульфидной минерализации.

Для палеозойских и мезозойских магматических и метаморфических образований, вмещающих оруденение на Танадонском месторождении, а также молодых магматических образований получены данные об их химическом составе. Принципиальным является тот факт, что оба вида изученных молодых изверженных пород существенно отличаются как по своему составу, так и многим геохимическим параметрам. В частности, дациты относятся к известково-щелочной петрохимической серии, являются умеренно-, или высококалийными образованиями и характеризуются пониженной магнезиальностью (0.21-0.44). В свою очередь, трахиандезиты принадлежат к К-На умеренно-щелочной петрохимической серии и отличаются высокой магнезиальностью (0.66-0.65). Важно отметить, что трахиандезиты содержат повышенные концентрации некоторых рудных элементов (Cu – до 95 г/т, Zn – до 85 г/т, Cd – до 0.3 г/т, Ag – до 0.3 г/т).

С помощью микрозондового анализатора изучен минеральный состав сульфидной минерализации основных рудных жил на Танадонском месторождении. Главными рудными минералами являются арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, висмутин и тетрадимит [1]. Редко отмечается присутствие марказита. Основным концентратором золота (до 25г/т) является арсенопирит. Согласно результатам наших исследований, преобладающими в составе сульфидной минерализации жил являются следующие ассоциации: станнин-сфалерит-галенит-пирит-арсенопиритовая (жила Кубус), галенит-сфалерит-арсенопирит-пиритовая (жила Колта), халькопирит-пиритовая (жила Суарта), кобальтин-халькопирит-пиритовая (жила №19), сфалерит-галенит-арсенопирит-пиритовая (жила №20), арсенопирит-пиритовая (жила №21), кобальтин-тетрадимит-висмутин-сфалерит-халькопирит-пирит-пирротиновая безымянной жилы в штольне на левом берегу р.Урух у т/б «Ростсельмаш». Таким образом, на Танадонском месторождении можно выделить два основных типа сульфидной минерализации в рудных кварцевых жилах: (1) пирит-арсенопиритовая и (2) (пирротин)-халькопирит-пиритовая. Среди новых, ранее не описанных рудных минералов на Танадонском месторождении нами впервые обнаружены станнин и кобальтин.

Результаты изотопно-геохронологического изучения показывают, что молодые магматические образования Танадонского месторождения (трахиандезиты и дациты) образовались на двух различных этапах позднекайнозойской эндогенной активности Большого Кавказа. Согласно данным К-Аг датирования возраст даек трахиандезитов составляет около 4.8-4.7 млн. лет (ранний плиоцен). Соответственно, они относятся не к более позднему по времени образования теплинскому, а к цанскому интрузивному комплексу. Известные интрузивные тела цанского комплекса (Цурунгал, Кароби и ряд других) распространены именно в пределах центральной части горной системы Большого Кавказа, но преимущественно на ее южных склонах на территории Грузии. Их возраст, согласно нашим данным, составляет 4.8-4.1 млн. лет. При этом всего лишь в нескольких километрах к югу от Танадонского месторождения находится субвулканический массив дацитов Кароби, относящийся к цанскому комплексу, возраст которого составляет 4.8-4.7 млн. лет. Таким образом, дайки трахиандезитов на месторождении внедрились в раннем плиоцене, как отголосок более интенсивной магматической активности развивавшейся в это время на смежной территории на южном склоне Главного Кавказского хребта.

К-Аг датирование дацитов из двух неков (Елдырдон и Таймази) свидетельствует об их раннеплейстоценовом возрасте (калабрий, 1.45-1.35 млн. лет назад). Таким образом, формирование этих тел происходило на том же раннечетвертичном этапе магматизма, во временные рамки которого образовался субвулканический массив риодацитов Калква к востоку от вулкана Казбек, а также серия дацитовых штоков и даек на территории Верхней Рачи (Грузия). Очевидно, эти объекты относятся к поздним субвулканическим телам теплинского вулканоплутонического комплекса.

Изотопное датирование нескольких образцов серицита, выделенного из различных рудных жил Танадонского месторождения, дало значения возраста в диапазоне 5-4 млн. лет. Таким образом, очевидно, что рудная минерализация на этом объекте сформировалась одновременно с магматизмом цанского комплекса в раннем плиоцене. Более поздние проявления магматической активности в начале плейстоцена, следовательно, не участвовали в становлении рудно-магматической системы месторождения.

Изучен изотопный состав Pb в рудных минералах Танадонского месторождения (галенит, сфалерит, арсенопирит), молодых магматических породах, известных на этом объекте, а также вмещающих палеозойско-мезозойских магматических и метаморфических образованиях. Установлено, что разные сульфиды из крупных жил на объекте имеют фактически

идентичный изотопный состав Pb. Это говорит о гомогенности источника рудной компоненты гидротермальных растворов. При этом изотопный состав Pb руд идентичен таковому плиоценовых трахиандезитов: на изотопно-корреляционных диаграммах точки сульфидов и трахиандезитов формируют единое поле. Точки других изученных образований, включая четвертичные дациты, на тех же диаграммах отстоят от этого поля на значительное расстояние, что ограничивает их роль в формировании рудной минерализации на Танадонском месторождении. Таким образом, близкий возраст и идентичный изотопный состав Pb в раннеплиоценовых дайках и сульфидной минерализации на месторождении, однозначно свидетельствует о его вулканогенной природе и генетической связи рудного процесса с магматизмом конкретно цанского комплекса.

Важно отметить, что, по нашим данным, изотопный состав Pb рудной минерализации Танадонского месторождения аналогичен таковому в сульфидах из жил на месторождении Кароби на территории Грузии, скорее всего, также связанном генетически с расположенной на его площади интрузией дацитов цанского комплекса. Кроме того, с раннеплиоценовыми гранитоидами на территории Грузии связана целая серия арсенипиритовых месторождений разной величины, наиболее крупным из которых является месторождение Цана. Таким образом, интрузивный магматизм цанского комплекса в центральной части Большого Кавказа, очевидно, является рудоносным, а районы развития плутонических тел – перспективными на поиски золоторудной минерализации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00071а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов М.М., Лайпанов Х.Х., Данильченко В.А. и др. Геологическое строение и перспективы Танадонского золото-арсенипиритового месторождения. Геология и разведка недр. 2005. № 2-3. С. 2-10.
2. Ольховский Т.П., Тибилев С.М. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Отчет СОГПИ «Севостгеологоразведка. Владикавказ. 1998. 578 стр.

МАГМАТИЗМ В ФОРМИРОВАНИИ ЕРМАКОВСКОГО И ВОЗНЕСЕНСКОГО ФТОР-БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Лыхин Д.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
e-mail: liha@igem.ru*

Проблема связи магматизма и редкометального оруденения является одной из наиболее востребованных в геологии и петрологии и этому вопросу посвящена весьма обширная литература. Формирование месторождений бериллия практически всегда связано с формированием щелочно-гранитных магм или их аналогов вулканических пород. Практически все щелочногранитные интрузии являются обогащенными F, Be, Zr, Nb и REE. В становлении хорошо изученных, крупных, фтор-бериллиевых месторождений – Ермаковского и Вознесенского – (несмотря на то, что бериллий относится к типичным коровым элементам) участвовали мантийные источники. Попробуем ещё раз подчеркнуть ведущую роль магматических процессов при формировании данных бериллиевых месторождений.

Геологическое строение и состав Ермаковского флюорит-берtrandит-фенакитового месторождения (Западное Забайкалье) подробно описаны в работах [1, 2], в статье [5] получены данные по составу включений в рудах и магматических породах месторождения, в работе [4] приведены геохронологические, геохимические и изотопные характеристики для всех пород месторождения.

Вкратце остановимся на основных закономерностях Ермаковского месторождения. Оно приурочено к небольшому блоку осадочных пород зун-муринской свиты, представленных доломитами, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками. Толща рассекается многочисленными дайками и более крупными телами магматических пород. Интрузивные породы на месторождении занимают более 60% всей площади. Выделенными в три магматических этапа: к *дорудному* этапу относится массив габброидов, дайки и малые тела гранитов и гнейсограниты заганского комплекса. К *синрудному* этапу отнесено образование различных по составу даек базитов, сиенитов–гранитов, штокообразных массивов щелочных кварцевых сиенитов (массив «Сиенит») и щелочных лейкогранитов (массив «Шток») малокуналейского комплекса. На этом этапе произошло также образование разнообразных по составу бериллиевых руд. *Пострудный* этап представлен дайкой трахириолитовых фельзит-порфиоров кижингинского комплекса, заканчивающей магматическую деятельность на месторождении.

Оруденение на месторождении представлено несколькими минеральными и генетическими типами [1, 2]. Оно в основном приурочено к контакту алюмосиликатных сланцев с известняками и образует серию межпластовых тел, объединённых в рудные зоны, сложной в целом пласто- и линзовидной формы. Форма рудных тел во многом определяется строением всей толщи, слагающей синклинальную складку, перекрытую сверху линзовидным телом *дорудных* габброидов. Мощность рудных тел от единиц до первых десятков метров, протяженность от десятков до сотен метров и распространенность на глубину до первых сотен метров [1]. Главными рудными минералами в них являются фенакит и бертрандит, кроме того, присутствуют эвидимит, мелинофан, лейкофан, бавенит, миларит и гельвин. Эти минералы слагают от 1-2 % до 10 % и более объема породы. Среднее содержание ВеО в рудах – 1.28 %. Другим постоянным компонентом рудоносных пород является флюорит. В переменных количествах также присутствуют полевые шпаты, карбонаты, кварц, слюды, реже сульфиды, минералы титана, барит и апатит.

По проведенным изотопным исследованиям на месторождении [4] установлено, что изотопный (Sr-Nd) состав пород месторождения определяется тремя конечными компонентами, к которым по составу наиболее близки: дайки базитов, заганские гнейсограниты и вмещающие оруденение кристаллические сланцы. Некоторые базиты характеризуются, близки составами $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7054$, $\epsilon_{\text{Nd}} = 4$, с деплетированной мантией, тогда как сланцы и гнейсограниты следует рассматривать как коровые компоненты, относительно обогащенные радиогенным Sr (кристаллические сланцы) и обеднённые радиогенным Nd (гнейсограниты). Мы полагаем, что магматические породы месторождения были образованы при участии относительно деплетированного мантийного источника и компонентов континентальной коры. Изотопные составы Ве руд месторождения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7059-0.7083$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.48 + 0.54$, располагаются между полями составов синрудных магматических пород и вмещающих пород, в первую очередь известняков $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.7085$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.21$. Аналогичная картина наблюдается при рассмотрении геохимических данных для этих пород. Таким образом, формирование Ве оруденения было связано с взаимодействием производных щелочно-гранитных магм с вмещающими породами, прежде всего карбонатными.

Проведенное нами комплексное исследование на Ермаковском месторождении [4] позволило предположить следующую модель его формирования: 1. Рудообразование на месторождении связано с эволюцией щелочно-гранитоидного расплава, ответственной за образование массива лейкогранитов массива «Шток». Об этом свидетельствует синхронность образования рудных тел и пород массива, соотношения изотопов стронция и неодима, пространственная близость, геохимические особенности руд и гранитов. 2. Щелочно-гранитные расплавы, по данным изотопных исследований, являлись производными мантийных базито-

вых магм, которые взаимодействовали с вмещающими породами коры. В результате фракционной кристаллизации щелочно-гранитной магмы расплавы обогащались фтором и редкими элементами, в том числе бериллием, несмотря на то, что он является типичным коровым элементом. 3. Формирование оруденения было связано со взаимодействием производных щелочно-гранитных магм с вмещающими породами, о чем свидетельствуют как геологические соотношения, так и вариации изотопных и геохимических параметров между синрудными магматическими породами, вмещающими породами и собственно рудами. 4. Рудная специализация магм месторождения, а также щелочно-гранитоидного магматизма Западно-Забайкальской рифтовой зоны, по-видимому, определялась особенностями геологического развития территории. Можно полагать, что в результате неоднократного ее вовлечения в сферу воздействия мантийных плюмов в литосфере рифтовой зоны были сформированы магматические источники, определившие редкометальную бериллиевую специализацию продуктов их плавления.

Вознесенское и Пограничное месторождения отнесенные к апокарбонатным редкометально-флюоритовым метасоматитам слагают Вознесенский рудный район (ВРР), расположенный в Ханкайском мегаблоке Буреино-Ханкайской металлогенической провинции. Геологическое строение месторождений, минеральный состав, геохронологические и изотопные характеристики пород приведены в работах [1, 3, 6, 7].

ВРР представляет собой складчато-блоковую орогенную систему сложенную раннепалеозойскими осадочными породами. Неприемлемым условием возникновения и локализации крупных месторождений, является наличие четко выступа гранитоидов. Наиболее крупные – Вознесенское и Пограничное – месторождения сопровождают ордовикские биотитовые и протолитионитовые гранитоиды [7], в апикальной части которых локализованы Nb-Ta-залежи. Предшествовали им габбро-монцонит-сиениты, так же на месторождениях широко развиты более поздние дайковые серии диоритовых порфиритов и пикродолеритов. По данным [3] ВРР приурочен к пересечению глубинных и региональных разломов (продолжением Кавалеровско-Дальнегорского), своими корнями уходящими в верхнюю мантию. В узле пересечения этих разломов предполагается поднятие мантийного диапира, что подтверждается геофизическими данными.

Формирование Вознесенского и Пограничного месторождений протекало в несколько этапов [3]: альбитовый, грейзеновый и гидротермальный. Ранний, высокотемпературный этап, с которым связано Nb-Ta оруденение, был замкнут внутри гранитных массивов, и в ходе его альбитизация была проявлена шире, чем грейзенизация. Более поздний этап выходил за пределы гранитов, именно здесь развивалось крупномасштабное Li-Be-флюоритовое оруденение, а по интенсивности грейзеновый процесс значительно превосходил альбитовый. Заключительный импульс грейзенизации привёл к образованию своеобразных топаз-флюоритовых руд. Рудные тела [3] имеют форму послойных линз, столбов мощностью от первых до 250 метров, прослеживаются до глубины 800 метров при протяженности до – 1200.

По данным [3] редкометально-флюоритовые руды на ВРР характеризуются широкий диапазон изотопных характеристик ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.707 - 0.741$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.99 + 0.69$, указывающий на смешанный мантийно-коровый состав рудного вещества. Ранние генерации флюоритов имеют положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.06 - 0.69$, такие значения близки к полученным данным по габбро-монцонит-сиенитам. На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ соответствующие им точки ложатся на поле обогащенной мантии EM-II. **Более коровый состав флюорита на верхних горизонтах** ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.710 - 0.740$ по сравнению с нижними горизонтами (0.708–0.709), а также его поздних генераций $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.37 - 1.99$, скорее всего, обусловлен более полным воздействием вмещающих карбонатных пород.

Таким образом, общей предпосылкой возникновения уникально крупных редкометалльно-флюоритовых месторождений Забайкалья и Приморья является их благоприятная региональная позиция на территории микроконтинента для Вознесенского месторождения и Западно-Забайкальской рифтовой зоны для Ермаковского. Уникальная тектоническая позиция на пересечении региональных долгоживущих разломов. Благоприятные проницаемые вмещающие карбонатные толщи, в случае Ермаковского месторождений зун-муринской свиты, для Вознесенского ещё и обогащенные фтором – волокушинской. А также наличие непроницаемых экранов служивших структурными ловушками для богатых флюоритовых руд, на Ермаковом месторождении таким экраном послужил массив габброидов, на Вознесенском – перекрывающие известняки плотные сланцы. Формирование долгоживущей рудной-магматической системы на месторождениях. На Вознесенского внедрение дорудных, габбро-монцитов-сиенитов и развитие многочисленных позднерудных даек диоритовых порфири-тов и пикродолеритов. На Ермаковском месторождении интенсивно проявленный *дорудный* магматизм – габброидов, гнейсогранитов и гранитоидов и *синрудный* – гранитный с внедрением большого количества даек различного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // М.: Недра. 1975. 248 с.
2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия) // М. ВИМС. 2009. С. 309.
3. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М. ВИМС. 2011. 353 с.
4. Лыхина Д.А., Ярмолюка В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // М. 2015. 256 с.
5. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Ве-носные сульфатно-фторидные рассолы – продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Ве-месторождение, Забайкалье) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096-1111.
6. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 43-67.
7. Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.Е. и др. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского Рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 87-102.

ФЛЮИДНАЯ УГЛЕКИСЛОТНАЯ ДЕСТРУКЦИЯ ПОРОД – ПРИРОДНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК

Максимов С.О., Сафронов П.П.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: hangar7@mail.ru, psafonov@mail.ru*

Происхождение железо-марганцевого оруденения в океанах исследуется уже более полувека. Несмотря на опубликованные тысячи работ, включая крупные монографии, существует значительная неопределённость в большинстве вопросов, включая главный – вопрос об источнике рудного вещества этих экзотических образований. Основным механизмом, обуславливающим накопление гидрооксидов Fe, Mn и редких металлов в корках и конкрециях считается чрезвычайно медленная (мм/млн. лет) их сорбция на точечные затравки на океаническом дне. Однако отсутствие прямых наблюдений, приближённый характер

принимаемых параметров процессов определяют практический и научный интерес к изучению их континентальных аналогов, позволяющему выяснить источник рудных элементов, механизм их концентрирования, а также факторы, обуславливающие сходство геохимических типов рудного вещества океанических железо-марганцевых корок и конкреций с континентальными корками, не содержащими вещества гидрогенной природы. При исследовании кайнозойского вулканизма в Приморье обнаружено широкое проявление процессов газовой (флюидной) углекислотной деструкции пород, с образованием первично коллоидных конденсатов гидроалюмосиликатного и оксигидрооксидного Fe-Mn состава в виде микрокорок и микростяжений [4]. Состав рудного вещества микрокорок подобен составу океанических корок. В нём обнаружены высокие концентрации типоморфных элементов океанического рудогенеза: Co, Ni, Cu, Se. Настоящая работа посвящена исследованию их генезиса и геохимической характеристике состава.

Основными аналитическими методами являлись исследования с помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии на растровом электронном микроскопе EVO 40 XVP фирмы «Carl Zeiss». Состав массивных рудных корок изучался на электронном микроанализаторе JXA 8100 (Jeol, Япония).

При остывании базальтовых лав в ходе газотранспортных реакций с веществом оболочки газовой поры (расплавным или микролитовым базисом) на её стенках происходит рост плагиоклаза, санидина, слюды и амфиболов, резко неравновесных с веществом вмещающего, например, оливинового базальта. Затем последовательно отлагаются конденсаты алюмосиликатного гидрогеля, переходящие в скрытокристаллические агрегаты каолинита, монтмориллонита. Стенки газовых каналов инкрустируются идиоморфными кристаллами шабазита и филлипсита, выделяются фрамбоидальные, червеобразные конденсатные образования сидерита. На заключительной стадии на все образовавшиеся в ходе подобной флюидной деструкции фазы отлагается железо-марганцевый гидрогель с формированием микрокорок, слоёв, налётов. Такова общая картина процесса взаимодействия газов с остывающим расплавом в условиях относительно закрытых полостей и повышенной компрессии в результате проявления автоклавного эффекта в близповерхностных высокоокислительных условиях. Наиболее отчётливо она проявлена в лавах щелочных базальтов, что подчёркивает определяющую роль в этом процессе углекислотных флюидов. Деструкция близкого типа осуществляется и в низкотемпературной области при взаимодействии пород с высококонцентрированными углекислотными флюидными потоками уже в режиме фактически гидротермального процесса с проявлением кислотного выщелачивания, массовым образованием вторичной пористости, дырочных структур. В результате этих процессов силикатная основа пород трансформируется в гидроалюмосиликатные и предельно малоподвижные Fe-Mn гидрогели, селективно сорбирующие специфическую группу редких металлов. В составе окристаллизованных фаз рудного вещества, слагающего рудные микрокорки, стяжения, преобладает группа барий-марганцевых-гидрооксидов: псиломелан, голландит, романешит. Диагностируются также тодорокит, бернессит, пиролюзит, гидрогетит – минералы, типоморфные для океанических Fe-Mn корок. На модельных объектах изучены процессы газовой (флюидной) деструкции разнообразных пород-протолитов и определён элементный состав образовавшихся железо-марганцевых микрокорок. Аномальным он оказался для рудных конденсатов – продуктов газовой деструкции риолитовой тефры. Наряду с ведущей ролью Mn (до 40 мас. %) и Fe, в них фиксируются варьирующие высокие содержания Ba, Ni и Co (до нескольких мас. %, Co до 13%), при их концентрации (Ni и Co) в веществе протолита (риолитовых пеплах) – 1-5 г/т. Отмечаются ураганные содержания в рудном веществе микрокорок церия (до первых десятков мас. %) На отдельных участках наблюдается массовое скопление фосфатов LREE. Главной особенностью морфологии Fe-Mn и гидроалюмосиликатных конденсатов является преобладание наноглобулярных агрегатов. Распростра-

нены и наноразмерные спутанно-волоконистые, ячеистые, тонкопластинчатые формы, что отражает их газоконденсатный механизм роста.

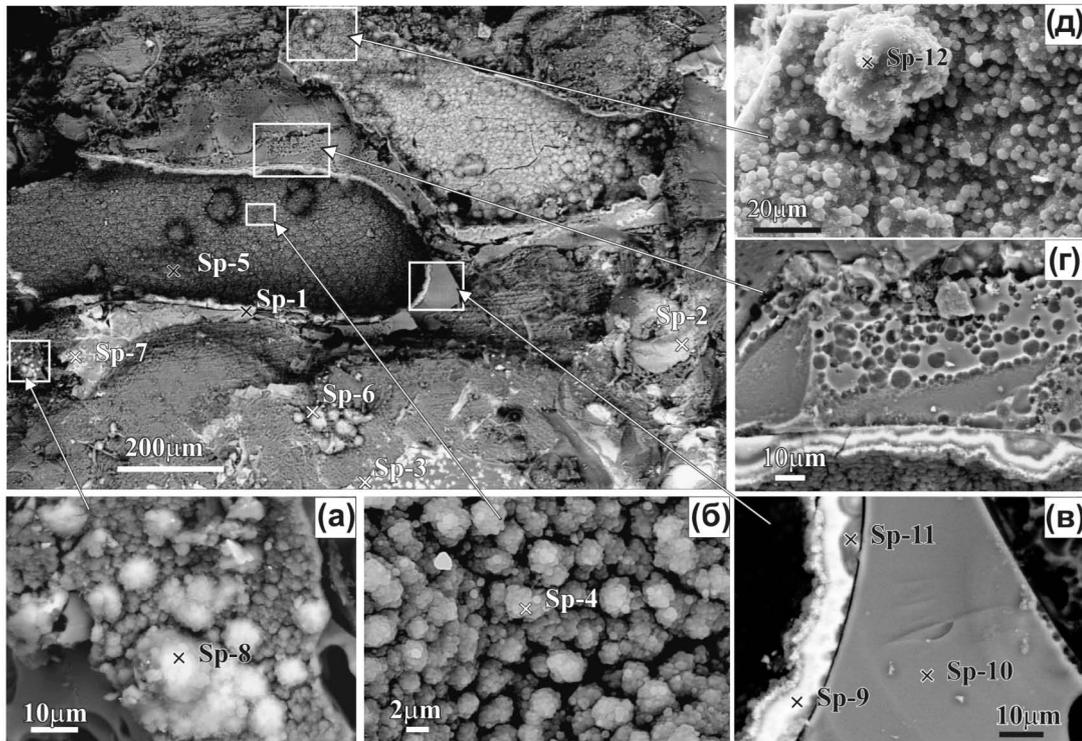
Продукты относительно высокотемпературной газовой деструкции оливиновых базальтов Борисовского вулкана представлены микрокорками, слитками Ni-Mn гидроксидного вещества (до 8 мас. % Ni), обогащённого магнием, с варьирующими высокими содержаниями Co (до 3 мас. %). Преобразованная газовой деструкцией высокопористая базальтовая матрица насыщена новообразованиями флогопита и содержит скопления индигово-чёрных первично коллоидных оксиметаллических конденсатов размером до первых мм. Концентрирование в рудном веществе Ni и Mg отражает особенности состава их протолита- существенно оливиновый тип базальтов.

В первично коллоидных Fe-Mn конденсатах – продуктах углекислотной флюидной деструкции базальтов из вулканической жерловины Де-Фриз, также установлены высокие концентрации Ni (до 9 мас. %) и Co. В Ni-Mn рудном матриксе обнаружены конденсатные выделения ферроплатины. Присутствие в спектрах платины хлор-фтор-углеродистой компоненты предполагает участие подобного платинового транспортера [2].

Процессы газовой высокотемпературной деструкции вулканической природы отчётливо фиксируются в жерловых образованиях палеовулкана Барановский. Здесь наблюдается густая сеть вертикально ориентированных газовых каналов. Продукты деструкции и сублимации отлагались только в газовых полостях и представлены нано-микроглобулярными конденсатами гидроалюмосиликатного и Ce-Ba-Ni-Co-Fe-Mn гидроксидного состава (рис.). Концентрации Ce, Ba, Co, Ni в микрокорках достигают нескольких мас. %. Для рудного и гидроалюмосиликатного вещества микрокорки характерны уникально высокие концентрации микрофаз редкоземельных фосфатов, диоксидов и титанатов церия. Скопление этих минералов на отдельных участках обуславливает повышение валового содержания LREE, прежде всего, Ce до 10 мас. %. Широко проявлен цериевый парадокс (цериевый минимум в фосфатах LREE), определяемый селективной адсорбцией Ce^{+4} железо-марганцевым коллоидом с созданием его дефицита для фосфат-аниона.

Низкотемпературная флюидная деструкция олигоценых базальтов масштабно проявлена на Гусевском месторождении кремнистых каолинов. Как показано нами ранее [3], в процессе углекислотной трансформации базальтового вещества в сидерит-барит-гидроалюмосиликатные аргиллизиты, обусловленной газификацией углестого вещества из залегающих в фундаменте триасовых углей, его окислением с формированием агрессивного сульфат-углекислотного флюида, произошло массовое образование Fe-Ba-Mn коллоидного гидроксидного вещества в виде микрокорки и стяжений. Обогащённые сидеритом апобазальтовые аргиллизиты содержат до 1,5 мас. % бария, распределённого в составе барита, бариевого цеолита и голландита. Следует особо подчеркнуть, что концентрирование бария является наиболее характерной геохимической особенностью всех продуктов флюидной деструкции с участием высокоуглекислотных флюидных систем при повышенной бариевости протолитов. В составе микрокорки преобладают барий-марганцевые гидроксиды (романешит, голландит). Отмечаются повышенные концентрации (до первых мас. %) Ni, Cu, Pb, Zn при максимальном содержании Co (до 8 мас. %). Присутствуют микронные выделения Fe-Pt твердого раствора. В целом состав апобазальтовых микро ЖМК отвечает высокобариевому, кобальтоносному, существенно марганцевому типу.

Наиболее значительное развитие подобная кобальт-барий-марганцевая гидроксидная минерализация газоконденсатного, переходного к гидротермальному типа получила в кайнозойских угленосных впадинах Юго-Западного Приморья, что сопряжено с масштабным проявлением здесь процессов углекислотной флюидной деструкции, (убрать запятую) и аргил-



Элемент	спектр 1		спектр 2		спектр 3		спектр 4		спектр 5		спектр 6		спектр 7		спектр 8		спектр 9		спектр 10		спектр 11		спектр 12		
	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%	Мас.%	Атом.%																	
O	33.88	61.67	43.24	66.64	31.26	60.83	55.61	70.39	52.21	68.03	38.4	65.45	36.55	61.67	31.62	59.32	27.59	55.87	47.46	61.82	30.44	54.09	36.71	62.26	
Mg	-	-	-	-	0.71	0.91	0.40	0.34	0.48	0.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al	4.11	4.44	5.90	5.39	1.01	1.17	16.94	12.71	17.11	13.22	4.16	4.21	4.65	4.65	3.95	4.40	2.94	3.53	9.27	7.16	4.09	4.30	4.57	4.60	
Si	5.28	5.47	12.13	10.65	0.70	0.78	18.45	13.30	18.51	13.74	6.55	6.37	13.09	12.58	6.34	6.77	4.13	4.76	34.10	25.30	14.21	14.38	10.75	10.39	
P	0.82	0.77	0.48	0.39	-	-	-	-	-	-	0.62	0.55	-	-	0.59	0.58	-	-	-	-	-	-	-	0.97	0.85
K	-	-	-	-	0.41	0.32	0.22	0.11	0.51	0.27	-	-	1.03	0.71	-	-	-	-	5.76	3.07	1.19	0.87	-	-	
Ca	2.53	1.84	1.49	0.92	2.36	1.83	0.36	0.18	0.46	0.24	1.44	0.98	1.61	1.08	1.35	1.01	2.32	1.88	-	1.19	2.40	1.70	1.81	1.23	
Ti	0.03	0.63	2.38	1.22	-	-	0.32	0.14	0.56	0.24	1.27	0.72	0.95	0.53	1.25	0.78	1.43	0.97	-	-	3.10	1.84	3.54	2.01	
Mn	39.23	20.79	21.69	9.73	54.72	31.01	6.27	2.31	8.70	3.30	31.52	15.67	26.30	12.92	38.09	20.81	46.09	27.17	-	-	28.17	14.58	23.42	11.57	
Fe	3.65	1.91	9.78	4.32	1.01	0.56	1.41	0.51	1.45	0.54	8.70	4.25	8.59	4.15	7.20	3.87	4.27	2.48	0.82	0.31	12.57	6.40	12.18	5.92	
Co	1.71	0.85	0.94	0.39	1.45	0.76	-	-	-	-	1.24	0.58	1.03	0.47	1.29	0.66	2.27	1.25	-	-	1.23	0.60	-	-	
Ni	-	-	-	-	1.23	0.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	7.05	1.49	-	-	5.14	1.17	-	-	-	-	4.85	0.96	6.21	1.22	6.52	1.43	6.51	1.54	-	-	-	-	4.59	0.91	
Ce	0.69	0.14	1.97	0.35	-	-	-	-	-	-	1.32	0.26	-	-	1.81	0.39	2.44	0.56	-	-	2.04	0.41	1.45	0.28	
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.59	2.34	-	-	-	-	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.56	0.83	-	
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	

Рис. Микроструктуры и продукты газовой деструкции в андезите. Полость газового канала с конденсатными наноглобулярными (кватаритовыми) новообразованиями гидроалюмосиликатного и металл-гидрооксидного состава.

(а) – наноглобулярный Ce-Co-Ba-Fe-Mn гидрооксидный конденсат; б) – гидроалюмосиликатный нано-микроглобулярный агрегат с примесью Fe-Mn гидрооксидов выполняет газовую пору в андезите; в) – участок вторичного газового плавления андезита: риодацитовая выплавка с микрокоркой Ce-Co-Fe-Mn гидрооксидного состава; г) - следы газовой деструкции основной массы андезита; д) – нано-микроглобулярные образования на поверхности церий-барий-железо-марганцевой гидрооксидной микрокорки. Вид в режиме обратно рассеянных электронов.

лизации пород, отчётливо связанных с влиянием эндогенных факторов. В составе ЖМК угленосных площадей преобладает рудное вещество непродуктивного, обогащённого фосфором и ванадием, гетит-фероксигитового типа. Для него характерны повышенные концентрации Al, P, V, As, но низкие Mn и профилирующих редких металлов. Продуктивная рудно-оксидная минерализация представлена двумя геохимическими типами: Ba-Ni-Cu-Co-Mn (до 7,5 мас. % Co, 11 мас.% Cu, до 45 мас.% Mn) и Ba-Co-Pb-Mn (до 24 мас.% Pb). Специфической геохимической особенностью Fe-Mn корок, образовавшихся при флюидной деструкции кембрийских углеродистых сланцев, подстилающих угленосные отложения, является высокая концентра-

ция свинца. Это отражает геохимические особенности вещества их протолита – повышенные концентрации свинца в кембрийских сланцах. Железо-марганцевые корки обогащены барием и церием. Последний входит в состав марганцево-гидрооксидного вещества так и образует самостоятельные моноцериианитовые микрокорки и эмульсионные выделения. Концентрация церия в них достигает 60 мас. %.

Результатом настоящего исследования явилось открытие эффекта флюидной углекислотной металлизации силикатного вещества в высокоокислительных условиях, с образованием гидрооксидного железо-марганцевого коллоида, селективно сорбирующего типовой «океанический» набор рудных элементов с концентрированием редких металлов ~ 10^4 при слабой зависимости от состава вещества пород-протолитов. Подобный механизм подтверждается экспериментальными результатами [1] по экстракции углеродистыми флюидами элементов группы железа (Ni, Co) («углеродистая эрозия вещества»). На ранней стадии важную роль могли играть карбонильные соединения, учитывая способность последних легко образовывать комплексы и транспортировать металлы группы железа – (Ni, Co) [4]. Интерес может представлять разработка модельного механизма газовой деструкции базальтов углекислотными флюидными потоками с образованием гидроалюмосиликатного и Ni-Co-Fe-Mn гидрооксидного вещества. Последнее, при взаимодействии с придонным слоем воды, будет легко вовлекаться в длительный цикл гидрогенного режима. Важной представляется аналогия процессов, осуществляемых в континентальных, фактически безводородных условиях, для понимания источника рудного вещества океанических ЖМК и его связи с глубинной флюидной разгрузкой на океаническом дне, определяемой процессами углеводородной дегазации Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буянов Р.А., Мишаков И.В., Ведягин А.А. // Докл. РАН. 2013. Т. 448. № 3. С. 314-317.
2. Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А., Чаплыгин И.В., Булеев М.И. Платино-хлор-фосфор-углеводородные комплексы в вулканических флюидах. Первая находка в Земной обстановке // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 628-631.
4. Максимов С.О., Сафронов П.П., Чекрызов И.Ю. и др. Флюидная природа углеродизации и объёмной аргиллизации на Гусевском месторождении фарфоровых камней (Южное Приморье) // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 434-439.
5. Максимов С.О., Сафронов П.П. Образование кобальтоносных железо-марганцевых корок при флюидной деструкции силикатного вещества // Докл. РАН. 2016. Т. 466 № 4. С. 467-472.
6. Сыркин В.Г., Бабин В.Н. Газ выращивает металлы. М.: Наука. 1986. 190 с.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ЗОНЫ ПОСЛОЙНОЙ СУЛЬФИДНОЙ ВКРАПЛЕННОСТИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва, e-mail: rinman81@bk.ru

Большинство известных золоторудных месторождений Енисейского кряжа локализовано в толщах пород, принадлежащих к достаточно узкому стратиграфическому интервалу, – флишоидных углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии нижнего и среднего рифея: удерейской (Васильевское, Советское, Удерейское), горбилковской (Боголюбовское, Раздольнинское) и кординской (Аяхтинское, Олимпиадинское, Титимухта, Тырадинское и др.) свитах, а также в пенченгинской свите (Герфедское) ниж-

него протерозоя [6]. Восточный склон Енисейского кряжа, в пределах которого, в основном, получили развитие более молодые средне-верхнерифейские толщи (погорюйская, аладьинская и карточки, потоскуйская свиты) до последнего времени считался бесперспективной территорией на промышленные золоторудные объекты. Помимо литолого-стратиграфического критерия отрицательные перспективы восточной части Енисейского кряжа подкрепляются амагматичностью этой территории, а также ее удаленностью от крупных рудоконтролирующих структур – систем Татарского и Ишимбинского глубинных разломов [7].

Однако, новые данные, полученные в ходе поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной на восточном склоне Енисейского кряжа, свидетельствуют о наличии прямых признаков золотоносности территории. К последним относятся: коренные и россыпные проявления золота, шлиховые, первичные ореолы (ПО) и вторичные ореолы рассеяния (ВОР), потоки рассеяния (ПР) золота. Помимо этих новых данных перспективы золотоносности восточного склона Енисейского кряжа обозначены в работах В.Г. Фисенко, В.А. Макарова [7].

Восточный склон Енисейского кряжа представляет собой вытянутый на 700 км покровно-складчатый пояс северо-западного простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Средне-Ишимбинская площадь, расположенная в 120 км юго-восточнее г. Северо-Енисейск, включает Нижне-Чиримбинский золоторудно-россыпной узел с Марокским рудопроявлением золото-малосульфидно-кварцевого типа [6, 7].

Методика исследований. Поисковые работы осуществлялись в несколько последовательных этапов согласно принятой ЦНИГРИ методике поисков крупнообъемных золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированной при поисках золоторудных объектов в пределах Верхне-Хатынских-Олботского, Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и др. [1, 2]. Методика включает как традиционные, так и нестандартные приемы.

На первом этапе поисков перспективная площадь изучалась серией опорных геолого-геофизических профилей с применением комплекса геологических (геолого-поисковые маршруты), геофизических (грави-, электро-, магниторазведка) и геохимических (литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР)) методов исследований. Кроме того, проводились геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1:50 000. По результатам исследований первого этапа в южной части площади была выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций (ЗСРД) [4].

На втором этапе поисков осуществлялись литохимические поиски по ВОР (нестандартная сеть 200x20 м), проходка линий копушей глубиной 0,8-1,0 м со шлиховым и литохимическим опробованием по ВОР нижнего информативного слоя делювиальных отложений, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. В результате этого в пределах рудоконтролирующей ЗСРД были выявлены потенциально золотоносные минерализованные зоны – рудопроявление Южное.

Третий этап поисков заключался в проходке линий шурфов до коренных пород) с интервалом 10-20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м с целью локализации положения золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось шлиховое и литохимическое по ВОР опробование нижней информативной части делювия, а также бороздовое опробование коренных пород в шурфах. На этом этапе было локализовано положение золотоносных минерализованных зоны и потенциально рудных интервалов в их пределах.

Завершающий четвертый этап поисковых работ включал комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки (потенциально рудные зоны) в пределах золотоносных

минерализованных зон были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем «подсечены» серией буровых скважин на глубине.

Результаты исследований. Установлено, что рудоконтролирующая ЗСРД имеет северо-северо-западное простирание и приурочена к восточной ветви системы Ишимбинского глубинного разлома. Ширина зоны составляет около 1,5 км. В пределах рудопоявления ЗСРД «рассечена» серией поперечных (восток-северо-восточных) нарушений, вероятно, пострудных. Область пересечения разрывов приурочена к восточному крылу антиклинали первого порядка. ЗСРД представляет собой зону интенсивного расщепления, брекчирования, осложненную флексурными перегибами и мелкой складчатостью высоких порядков [4].

В геологическом строении рудопоявления принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: известняки с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев свит аладьинской и карточки объединенных, а также нижележащие алеврито-глинистые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников и кварцитов погоруйской свиты. В пределах ЗСРД интенсивно проявились процессы железо-магнезиальной карбонатизации (бурошпатизации), сульфидизации (в виде вкрапленности) и окварцевания (в виде кварцевых жил и прожилков). На карте геохимических аномалий ЗСРД отвечает широкая (около 1 км) аномалия золота в ВОР с содержаниями более 0,01 г/т. В пределах зоны выявлены высокие концентрации золота (до 0,4 г/т) в ПР. В геофизических полях ЗСРД приурочена к области «распада» рисунка магнитного поля: зона разрывных нарушений субмеридионального простирания, выраженная резкими градиентами значений магнитного поля, «распадается» в пределах ЗСРД, что возможно является признаком интенсивного проявления рудного процесса.

В пределах зоны складчато-разрывных деформаций выявлена серия золотоносных минерализованных участков, характеризующихся значительной мощностью (до 300 м) и протяженностью (более 1 км). Зоны сложены неравномерно гидротермально-измененными окварцованными, серицитизированными, бурошпатизированными породами. Последние в разной степени насыщены разноориентированными и взаимопересекающимися кварцевыми, бурошпаткварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися сульфидной (пирит) вкрапленной минерализацией (до 5-7 об.%) в околожильном пространстве. Вмещающими породами являются отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных, представленные известняками и углеродсодержащими известковисто-глинистыми сланцами в приконтактной части с терригенной толщей погоруйской свиты. Морфологически минерализованные зоны характеризуются сложным крупнообъемным линейно-штокверкоподобным строением и представляют собой зоны-залежи послойной сульфидной вкрапленности.

Золотоносные минерализованные зоны выделяются широкими (до 400 м) геохимическими аномалиями золота в ВОР с содержаниями $\geq 0,05$ г/т. В первичных ореолах зоны оконтуриваются по содержаниям золота $\geq 0,1$ г/т. Концентрации золота в ПО по данным бороздового опробования достигают в отдельных пробах 6,5 г/т. Содержания золота в шлиховых пробах в пределах минерализованных зон составляют, в среднем, 8-10 знаков металла на шлиховую пробу, максимально – 51 знак золота на шлиховую пробу. Золото является, преимущественно, тонкодисперсным, до пылевидного.

Наиболее перспективной среди выявленных минерализованных зон является зона Центральная. Мощность зоны составляет 280 м, протяженность превышает 800 м. Четыре наиболее минерализованных участка, представляющих собой потенциальные рудные тела в пределах зоны Центральной, были вскрыты горными выработками. Принятое бортовое содержание золота составляет 0,3 г/т. Мощность рудных тел достигает 23 м. Визуально рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Для них характерно уве-

личение концентрации, как правило, секущих маломощных (до 1-2 мм) кварцевых прожилков (до 15-20 и более прожилков на 1 пог. м). Околожилное пространство насыщено тонкой (≤ 1 мм) вкрапленностью пирита (до 10-12 об.%). Пирит образует кристаллы кубической или более сложной морфологии формы (кубоктаэдры, пентагондодекаэдры). Таким образом, выявленные потенциальные рудные тела в пределах золотоносных минерализованных зон представляют собой стержневые участки прожилково-вкрапленной минерализации. Последние характеризуются линейным строением и имеют субсогласную слоистости ориентировку.

В качестве объектов-аналогов рудопроявления Южное нами рассматриваются зоны послонной сульфидной вкрапленности в терригенно-карбонатных толщах месторождений Олимпиадинское и Ведугинское, а по ряду прогнозно-поисковых критериев и признаков Южное рудопроявление имеет сходство с «карлинским» типом, к которому согласно исследованиям М.М. Константинова, следует относить объекты, характеризующиеся известково-глинистым составом разреза рудовмещающих толщ, стратифицированным характером минерализованных зон и рудных тел, прожилково-вкрапленным оруденением, сульфидным составом руд с тонкодисперсными (микронными) выделениями золота в сульфидах [3, 5].

Наиболее важным научно-практическим результатом поисковых работ является то, что впервые на Енисейском кряже установлена золотоносность углеродсодержащего терригенно-карбонатного комплекса среднего рифея. Выявленные крупнообъемные штокверкоподобные золотоносные минерализованные зоны с невысокими средними содержаниями золота следует относить к золото-(кварц)-сульфидному геолого-промышленному типу. Локализованные потенциально рудные тела рекомендуются для дальнейшего более детального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванов А.И.** Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2014.
2. **Иванов А.И.** Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36-42.
4. **Константинов М.М.** Золоторудные месторождения типа карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 70-76.
5. **Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В.** Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39-50.
6. **Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И. и др.** Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж) // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 86-97.
7. **Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И. и др.** Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск: СФУ. 2010.
8. **Фисенко В.Г., Макаров В.А.** Геохимические критерии и термодинамические условия локализации золоторудной минерализации Северо-Восточного склона Енисейского кряжа // Современные проблемы науки и образования. 2013. №6. URL: <http://cyberleninka.ru/article/n/geohimicheskie-kriterii-i-termodinamicheskie-usloviya-lokalitsii-zolotorudnoy-mineralizatsii-severo-vostochnogo-sklona-eniseyskogo>

КРУПНООБЪЕМНОЕ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПОРФИРОВОГО ТИПА ПЕТРОПАВЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва, e-mail: rinman81@bk.ru

В последние годы в полярной части Урала (Ямало-Ненецкий автономный округ) было выявлено сравнительно большое количество золоторудных проявлений и мелких месторождений золота. Из-за того, что большая часть таких объектов находится в труднодоступных,

не освоенных районах, их промышленное освоение не проводилось. Однако, ситуация может коренным образом измениться в связи с начавшимся развитием инфраструктуры северных районов Российской Федерации, а также из-за строительства на Полярном Урале железной дороги в рамках проекта «Урал Промышленный – Урал Полярный», осуществляющегося АО «Корпорация Развития».

Одним из примеров высокого золоторудного потенциала Крайнего Севера РФ является Петропавловское золоторудное месторождение. Последнее расположено на восточном склоне Полярного Урала в пределах Тоупугол-Ханмейшорского золоторудно-россыпного района и, наряду с золото-железо-скарновым месторождением Новогоднее-Монто и рядом проявлений золота, входит в состав Новогодненского золоторудного поля. Золоторудно-россыпной район находится в 30 км от г. Лабитнанги и всего в нескольких км от вышеупомянутой транспортной артерии. Выгодное расположение объекта может послужить одним из оснований для формирования нового золотодобывающего центра – первого на Полярном Урале. Петропавловское месторождение является достаточно мелким объектом, по данным ГК «Петропавловск» утвержденные запасы золота (C_1+C_2) составляют почти 10 тонн. Однако, ресурсный потенциал всего рудного района оценивается значительно выше [3, 6].

Тоупугол-Ханмейшорский золоторудный район площадью около 130 км² представляет собой тектонически деформированную и в значительной степени эродированную вулканоплутоническую депрессию. Он расположен на северо-восточном окончании среднепалеозойской Войкарской структурно-формационной зоны (СФЗ) Восточно-Уральской структурной мегазоны, на границе с Харбейским раннепротерозойским кристаллическим блоком. Войкарская СФЗ отвечает фрагменту Малоуральского (Войкарского) вулканоплутонического пояса (ВПП), сформировавшегося в среднем палеозое на гетерогенном основании [5].

Новогодненское рудное поле, расположенное в юго-восточной части рудного района, приурочено к тектоно-магматической структуре площадью около 8 км², отвечающей так называемому Новогодненскому выступу кровли Собского гранитоидного массива. Последний представляет собой сложно построенную интрузивно-купольную структуру, сформировавшуюся в связи со становлением гранитоидов габбро-диорит-тоналитовой формации на участке пересечения региональных разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. В пределах рудного поля, помимо наиболее широко распространенных гранитоидов собского комплекса, присутствуют более поздние дайки монцодиоритовых порфиринов конгорского и габбро-долеритов малоханмейского комплексов, что свидетельствует о длительном периоде формирования интрузивно-купольной структуры в процессе становления ВПП [1, 3].

Структурно-тектоническая позиция Петропавловского золоторудного месторождения определяется его локализацией в зоне контакта многофазного массива собского интрузивного комплекса ($D_{1-2}s$) с вмещающими интенсивно дислоцированными породами тоупугольской вулканогенно-осадочной толщи (S_2-D_1tr). Тектоническая зона субмеридионального простирания контролирует размещение апофиз основного массива, сложенных порфиридовидными разностями пород, а также маломощных пластинообразных даек кварцевых диоритовых порфиринов третьей поздней фазы собского комплекса, прорывающих рудовмещающую толщу. К этой же субмеридиональной зоне приурочены поля гидротермально измененных пород, вмещающих золотую минерализацию месторождения. Рудоконтролирующая структура, представляющая собой зону складчато-разрывных деформаций с интенсивной тектонической проработкой (участками дробления, катаклаза, милонитизации, брекчирования, смятия), была сформирована в узле пересечения разрывных нарушений трех основных направлений: субмеридионального северо-северо-западного до меридионального, субмеридионального северо-северо-восточного и субширотного (поперечного) восток-северо-восточного [4].

На месторождении выявлена золоторудная минерализация двух основных типов:

1) прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды, сопряженные с зонами пирит-(хлорит)-альбитовых метасоматитов главной продуктивной стадии, определяющими масштабы золотоносности месторождения;

2) жильно-прожилковые золото-малосульфидно-кварцевые руды в поздних наложенных пирит-серицит-кварцевых метасоматитах.

Золотоносные минерализованные зоны, содержащие рудные тела прожилково-вкрапленного типа, представляют собой крупнообъемные линзообразные линейно-изометричные штокверкоподобные жильно-прожилковые системы. Они сопряжены прежде всего с зонами развития метасоматитов пирит-альбитового состава главной продуктивной стадии и локализованы, главным образом, в объеме вулканогенно-осадочной толщи, в пространстве между апофизами порфиридных диоритов и пластинообразными телами кварцевых диоритовых порфиритов. Интервалы наиболее высоких содержаний золота (более 5 г/т) отвечают мало-мощным (до первых метров) жильно-прожилковым зонам золото-малосульфидно-кварцевого состава в поздних наложенных метасоматитах пирит-серицит-кварцевого состава [5].

По некоторым геологическим особенностям Петропавловского месторождения золоторудная минерализация может быть отнесена к порфирировому типу. К таким особенностям относятся пространственная ассоциация рудных тел с порфирированными интрузивных пород, штокверковый тип золотоносных минерализованных зон и рудных тел, объемный характер рудно-метасоматической зональности и особенности распределения рудных концентраций. Выявленные геологические элементы прогнозно-поисковой модели золоторудной минерализации Петропавловского месторождения имеют общие черты с рядом известных золотых объектов и сопоставляются с такими месторождениями как Школьное (Магаданская область), Березняковское (Челябинская область), Васильковское, Юбилейное (Казахстан), Форт-Нокс (США) [2].

Таким образом, Петропавловское месторождение является впервые выявленным на Полярном Урале крупнообъемным золоторудным объектом порфирирового типа с невысокими средними содержаниями золота.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Трофимов А.П.** Золото-сульфидное оруденение Полярного Урала: условия образования и связь с гранитоидным магматизмом // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. Тез. докл. Киев: Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины. 2013. С. 33-35.
- 2. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В.** Меднопорфирировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ. 2001. 232 с.
- 3. Лючкин В.А., Толоконников А.В., Водоватов О.В. и др.** Золоторудные месторождения Новогодненского рудного поля на Полярном Урале // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Тез. докл. Сыктывкар. 2006. С. 186-189.
- 4. Мансуров Р.Х.** Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70-74.
- 5. Мансуров Р.Х.** Геолого-структурные условия локализации Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал): Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М. 2013. 22 с.
- 6. 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 // Mineralium Deposita. 2012. V. 47. P. 1-25.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРАХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ И ВЫСТУПАХ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А, mekhonos@igc.irk.ru

Магматические платиноидно-медно-никелевые месторождения образуются при насыщении мантийных основных или ультраосновных магм серой и сегрегации несмесимого сульфидного расплава [3; и др.]. Наиболее важными факторами контроля рудогенеза являются температура, плотность, содержание летучих компонентов, количество внедрившейся магмы и степень взаимодействия с корой, поэтому высокотемпературные, обладающие низкой плотностью коматиитовые и пикритовые магмы являются наиболее продуктивными [3] с точки зрения образования платиноидно-медно-никелевых месторождений, в то время как низкотемпературные, богатые летучими щелочными пикриты и базальты имеют гораздо меньший потенциал [3, 4].

Анализ пространственного и временного размещения магматических платиноидно-медно-никелевых сульфидных месторождений с точки зрения тектоники указывает на их возможную связь с главными литосферными границами, которые, в частности, маркируются границами кратонов [5]. Несмотря на большое количество накопленного материала, такая связь остается не до конца установленной. Большинство публикаций по местоположению и происхождению магматических медно-никелевых сульфидных месторождений сфокусировано на ближайших магматических системах и особенностях сегрегации магматических сульфидов. Меньшее внимание уделяется региональному положению месторождений и их связи с геодинамической обстановкой. Первой попыткой такого обобщения в планетарном масштабе является работа [5, 7], в которой обоснована модель образования платиноидно-медно-никелевых месторождений на границах кратонов. Однако в ней достаточно схематично учтены данные по тектоническим структурам южной части Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

На юге Сибири многочисленны, в том числе промышленные, платинометалльно-медно-никелевые месторождения и рудопроявления, связанные с базит-ультрабазитовыми магматическими комплексами докембрийского возраста, развиты как в выступах фундамента Сибирского кратона, так и в его складчатом обрамлении. Установлено, что платиноносные массивы можно объединить в три возрастные группы: позднепалеопротерозойскую (Чинейский комплекс, Малозадойский массив), мезопротерозойскую (Среднечеремшанский массив) и неопротерозойскую (Кингашский комплекс, Йоко-Довыренский массив и массивы центральной части Восточного Саяна). Для большинства массивов, за исключением Чинейского, исходные магмы характеризовались высокомагнезиальным составом. В результате сопоставления данных по геологии, геохимии и геохронологии рудоносных комплексов различных временных отрезков и ареалов выявлена их связь с известными крупными изверженными провинциями (LIPs) [2].

К настоящему времени ареально-очаговый характер размещения оруденения, связанного с проявлениями плюмового магматизма, наиболее достоверно установлен для фанерозоя [1]. При этом четко фиксируется зональность распределения разных типов оруденения относительно центров LIPs и приуроченность крупных и уникальных ЭПГ-Ni-Cu месторождений к их центральным зонам [1]. Однако, в отличие от фанерозойских, для протерозойских LIP такую связь можно установить только в результате проведения палеогеодинамических рекон-

струкций. Анализируя положение платиноносных интрузивов юга Сибири на соответствующих временных реконструкциях можно отметить, что хотя для неопротерозойских массивов в целом характерна существенно Pd минерализация, по мере приближения расположения массивов к центру плюма отмечается повышение роли тугоплавких элементов платиновой группы. Это может быть связано с вовлечением более глубоких мантийных горизонтов в последующий после зарождения плюма процесс магмообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе ОНЗ-2 РАН, а также гранта РФФИ № 15-05-08843.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159-1187.
2. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. Т. 57. № 5. С. 1043-1057.
3. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2003. 487 с.
4. Barnes S.J., Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents // Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds.) Economic Geol. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 179-213.
5. Begg G.C., Hronsky J.A.M., Arndt N.T. et al. Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // Econom. Geol., 2010., V. 105. P. 1057-1070.
6. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience, 2016. DOI: 10.1038/NGEO2700.
7. Kerrich R., Goldfarb R.J., Richards J.P. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. Economic Geology, 2005. 100th Anniversary Volume. P. 1097-1136.

AU–AG–TE МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР

Моисеенко Н.В.¹, Сафронов П.П.²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: kaunamka82@mail.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: psafonov@mail.ru

Месторождение Пионер находится на западе Северобуреинской зоны Буреинской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса. В геологическом плане месторождение расположено на границе восточного обрамления Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом, в зоне контакта раннемеловых гранитоидов Ольгинского массива с верхнеюрскими терригенными отложениями.

По особенностям минерального состава руд месторождение Пионер относится к золото-сульфидно-кварцевой формации [1]. Как и на Покровском золоторудном месторождении [2], основными минералами-концентраторами золота являются кварц, адуляр, пирит, теллуриды золота и серебра, блеклые руды и сульфоантимониты серебра и свинца. В результате проведенных исследований методами аналитической растровой электронной микроскопии были установлены теллуриды золота и серебра во всех минеральных ассоциациях месторождения Пионер.

Наиболее ранняя кварц-золото-молибденит-халькопиритовая минеральная ассоциация тяготеет к медно-порфировой специфике. Состав рудных минералов этой ассоциации

представлен в таблице 1. Из теллуридов установлен гессит (1-3 мкм) (табл.2) в виде включений Ø 1-3 м преимущественно в пирите.

Таблица 1. Вещественный состав руд месторождения Пионер.

Тип руд	Минеральные ассоциации	Минералы
Золото-полисульфидно-кварцевый	Кварц-золото-молибденит-халькопиритовая	халькопирит, молибденит, пирит, галенит, халькостибит, теннантит, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, гессит, самородное золото
Золото-полисульфидно-кварцевый	Золото-пирит-галениновая	пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, ковеллин, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, аргентит, гессит, петцит, самородное золото
Золото-полисульфидно-кварцевый	Золото-сульфосолюно-антимонитовая	пирит, сфалерит, арсенопирит, галенит, антимонит, халькопирит, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, фрейбергит, джемсонит, буланжерит, андорит, бурнонит, миаргирит, гессит, петцит, бенлеонардит, самородное золото

Таблица 2. Химический состав (масс.%) теллуридов месторождения Пионер.

№ п/п	№ образца	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Te	Au	U	Сумма
1	УПА-214-2						62.50		37.56			100.06
2	УПА-1-2	0.33			1.80		59.27		33.87		4.73	100.00
3	УПА-15-1-10	1.00		2.98			61.57		36.39			101.94
4	УПА-15-1-11						37.25		17.65	46.76		101.65
5	УПА-15-1-12						55.39		32.04	7.40		94.84
6	УПА-15-1-13-1	1.01		0.46			59.23		32.72	6.05		99.47
7	УПА-15-1-1-5	0.41					61.40		35.32	0.99		98.12
8	УПА-15-1-1-12	3.11	3.68				57.98		34.12			98.88
9	УПА-29-4-14	0.94					57.84		36.88	4.33		100.00
10	УПН-12-2-32			0.58			62.70		36.87			100.14
11	УПН-12-2-43			0.63			63.49		36.60			100.73
12	УПН-12-2-44	0.26					63.39		36.80			100.44
13	УПА-15-1-13		1.52				44.16		32.97	23.16		101.82
14	УПА-15-1-1-16						42.16		32.45	23.87		98.47
15	УПН-12-2-34			0.58			51.00		34.20	13.33		99.11
16	УПН-12-2-39			0.74			43.97		33.73	24.46		102.91
17	УПН-13-5-1-21						41.04		32.28	25.94		99.26
18	УПН-13-5-3						41.38		32.99	25.67		100.04
19	УПН-13-5-31						41.41		33.21	26.36		100.98
20	УПН-13-5-32						42.50		33.01	25.19		100.70
21	УПН-13-5-1-15	9.65	0.82	1.64		1.50	63.27	6.64	13.94	2.53		100.00
22	УПН-13-5-1-16	9.80	0.73	1.71		1.09	65.24	7.20	14.24			100.00

Более поздняя золото-пирит-галениновая минеральная ассоциация (см. табл.1) представлена сульфидами, блеклыми рудами, самородным золотом и теллуридами золота и серебра – петцитом и гесситом. Теллуриды золота и серебра образуют как самостоятельные зерна в кварце, в местах срастания кварца и адуляра, а также в контакте с блеклыми рудами и пиритами и в виде включений в пиритах. Петцит встречается реже гессита и практически отсут-

стует в виде отдельных фаз в кварце. Размеры зерен теллуридов обычно не превышают 10 мкм, в среднем составляют 5 мкм, но встречаются и наноразмерные фазы – 500 нм и меньше. Особенно это характерно для теллуридов золота (петцита). Наиболее крупные зерна гессита (~5-30 мкм) были обнаружены в зонах сростания сульфидов, блеклых руд и самородного золота. В этих теллуридах, которые ассоциируют с целым комплексом сульфидов и сульфосолей, фиксируется уран, цинк и сера (см. табл.2). Присутствие урана очевидно связано с тонкими пленками уранинита. Наличие цинка и серы говорит о тонкодисперсных минеральных включениях сфалерита в гессите. Кроме цинка в анализах гессита этой ассоциации присутствует медь (см. табл.2). Наличие меди, по всей видимости, связано с процессами замещения ковеллином и халькозином блеклых руд. В результате этого сульфиды меди образуют тонкодисперсные и наноразмерные сростания с теллуридами серебра. Для гесситов из кварца характерны микроскопические и наноразмерные (1-2 мкм, <1мкм, 600 нм, < 600 нм) фазы и прожилки самородного золота и аргентитов с примесью золота (табл.3).

Таблица 3. Кристаллохимические формулы теллуридов месторождения Пионер

№ п/п	№ образца	Формула	*Ассоциация с другими фазами
1	УПА-214-2	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$	Ag_2Te
2	УПА-1-2	$Ag_{1.88}Zn_{0.09}U_{0.06}S_{0.03}Te_{0.94}$	Ag_2Te
3	УПА-15-1-10	$Ag_{1.83}Cu_{0.15}S_{0.1}Te_{0.92}$	Ag_2Te с нанофазами CuS
4	УПА-15-1-11	$Ag_{1.44}Au_{0.98}Te_{0.58}$	Ag_2Te с нанофазами Au
5	УПА-15-1-12	$Ag_{1.93}Au_{0.14}Te_{0.93}$	Ag_2Te с нанофазами Au
6	УПА-15-1-13-1	$Ag_{1.88}Au_{0.10}Cu_{0.02}S_{0.12}Te_{0.88}$	Ag_2Te с нанофазами Au и CuS
7	УПА-15-1-1-5	$Ag_{1.98}Au_{0.02}S_{0.04}Te_{0.96}$	Ag_2Te с нанофазами Au и Ag_2S
8	УПА-15-1-1-12	$Ag_{1.67}Fe_{0.20}S_{0.30}Te_{0.83}$	Ag_2Te в FeS_2
9	УПА-29-4-14	$Ag_{1.83}Au_{0.08}S_{0.1}Te_{0.99}$	Ag_2Te с нанофазами Au и Ag_2S
10	УПН-12-2-32	$Ag_{1.99}Cu_{0.02}Te_{0.99}$	Ag_2Te
11	УПН-12-2-43	$Ag_2Cu_{0.02}Te_{0.98}$	Ag_2Te
12	УПН-12-2-44	$Ag_2Cu_{0.02}Te_{0.98}$	Ag_2Te
13	УПА-15-1-13	$Ag_{3.02}Au_{0.87}Fe_{0.2}Te_{1.91}$	Ag_3AuTe_2 (500нм) в Ag_2Te
14	УПА-15-1-1-16	$Ag_{3.06}Au_{0.95}Te_{1.99}$	Ag_3AuTe_2
15	УПН-12-2-34	$Ag_{3.2}Au_{0.75}Cu_{0.1}Te_{1.95}$	Ag_3AuTe_2
16	УПН-12-2-39	$Ag_{3.03}Au_{0.93}Cu_{0.07}Te_{1.97}$	Ag_3AuTe_2
17	УПН-13-5-1-21	$Ag_{2.99}Au_{1.03}Te_{1.98}$	Ag_3AuTe_2 (кайма по Au)
18	УПН-13-5-3	$Ag_{2.97}Au_{1.02}Te_{2.01}$	Ag_3AuTe_2
19	УПН-13-5-31	$Ag_{2.95}Au_{1.04}Te_{2.01}$	Ag_3AuTe_2 (кайма по Au)
20	УПН-13-5-32	$Ag_{3.02}Au_{0.99}Te_{1.99}$	Ag_3AuTe_2 (кайма по Au)
21	УПН-13-5-1-15	$(Ag_{7.30}Au_{0.16}Cu_{0.32}Fe_{0.18})_{7.96}(Sb_{0.68}As_{0.25})_{0.93}Te_{1.36}S_{3.75}$	$Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$
22	УПН-13-5-1-16	$(Ag_{7.46}Cu_{0.33}Fe_{0.16})_{7.95}(Sb_{0.73}As_{0.18})_{0.91}Te_{1.37}S_{3.77}$	$Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$

Примечание к табл. 3. В последнем столбике (*Ассоциация ...) приводятся теоретические кристаллохимические формулы установленных минералов с указанием присутствующих с этими минералами фаз (если они есть).

В идиоморфных выделениях пирита вышеописанной минеральной ассоциации отмечены микроскопические включения теллуридов золота и серебра. Теллуриды серебра встречаются в виде самостоятельных включений (~5-10 мкм), а фазы по составу близкие к петциту $Ag_3Au_1Te_2$ только в сростках с гесситом (см. табл. 3).

Размерность каждой из фаз в сростках теллуридов золота и серебра составляет не больше 2-3 микрометров. В теллуридах серебра из пиритов фиксируется примесь железа и серы (см. табл.2). Для петцита вышеописанной ассоциации характерен избыток серебра, недостаток теллура и золота и практически полное отсутствие примесей. В отличие от петцитов практически все изученные гесситы имеют примесь меди, золота или железа. Это связано либо с захватом вмещающей матрицы (из-за микроскопических и наноразмерных выделений изучаемых объектов), либо с наличием в теллуридах серебра самостоятельных наноразмерных минералов, прежде всего самородного золота, аргентита или теллуридов золота. Так же как и в петците, в гессите этой минеральной ассоциации не хватает теллура по сравнению с идеальной кристаллохимической формулой Ag_2Te_1 .

Золото-сульфосольно-антимонитовая минеральная ассоциация является наиболее поздней и характеризуется большим по сравнению с более ранними минеральными ассоциациями количеством теллуридов и их разнообразием (см. табл.1). В отличие от предыдущих ассоциаций, где чаще отмечены теллуриды серебра (гессит), в этой минеральной ассоциации петцит встречается не реже чем гессит. Теллуриды золота и серебра образуют фазовые сростания друг с другом, с блеклыми рудами, сульфидами серебра, пиритом, сфалеритом, самородным золотом. Иногда гессит и петцит присутствуют в виде включений в выше перечисленных минералах.

К типичным блеклым рудам с включениями теллуридов можно отнести аргенто-тетраэдриты (например, $[(Cu_{6.95}Ag_{2.82})_{9.77}(Zn_{0.99}Fe_{1.46})_{2.45}]_{12.22}(Sb_{3.48}As_{0.54})_{4.02}S_{12.76}$) и фрейбергиты. В таких высокосеребряных блеклых рудах выделения гессита содержат фазы золота и петцита. В анализах золота, гессита и петцита есть примесь меди (см. табл.2). Медь может появляться в результате сложных процессов изоморфного замещения меди серебром при образовании минеральных фаз блеклых руд, теллуридов и золота. Характерная особенность теллуридов золота (петцита) этой продуктивной ассоциации – образование кайм (1-20 мкм) по самородному золоту (см. табл.3). Впервые в пирите заключительной продуктивной стадии обнаружены включения сульфотеллурида серебра сложного состава, относящиеся, по всей видимости, к бенлеонардиту $Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$ (см. табл. 3). Размер включений от 8 до 30 мкм. Рассчитанные формулы демонстрируют по сравнению с идеальной кристаллохимической формулой бенлеонардита некоторый недостаток Te и избыток S. Это может быть связано с недонасыщенностью гидротермального раствора теллуром на заключительной стадии минералообразования.

Теллуриды золота и серебра на золоторудном месторождении Пионер встречаются во всех продуктивных минеральных ассоциациях. В более ранних ассоциациях основную роль играли теллуриды серебра (гессит). В более поздних – теллуриды серебра (гессит, бенлеонардит) и теллуриды золота (петцит). В заключение, следует подчеркнуть, что теллуриды отлагались на завершающих этапах продуктивных стадий в низкотемпературных условиях и в тесной ассоциации с минералами золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Золоторудные месторождения России. Ред. **М.М. Константинов**. М.: Акварель. 2010. 349 с.
2. **Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В.** Концентрация наноминералов золота в процессе образования руд Покровского месторождения // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 1. С. 73-76.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ УЗЛЫ МАЛО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА ТЕТИС СТРУКТУРЫ

Мотов А.П.¹, Валеева О.К.², Малах Ю.Е.², Головина Т.А.²

¹АО «Полиметалл УК», г. Санкт-Петербург, e-mail: motovAP@polymetal.ru

²АО «Полиметалл УК», г. Санкт-Петербург

Большая часть месторождений благородных (Au, Ag) и цветных (Mo, Cu, Pb, Zn) металлов Малого Кавказа образована при формировании медно-порфировых рудных систем позднеюрско-раннемеловой островодужной и эоцен-миоценовой постколлизивной эпох развития данного сегмента Тетис структуры [1]. Месторождения, связанные с этими рудоформирующими системами, локализованы в позднемезозойской Сомхето-Карабахской и кайнозойской Цахкунк-Занзегурской тектонических зонах. Месторождения имеют узловое распределение (рис. 1). Значение узлового распределения полезных ископаемых наиболее фундаментально рассмотрено в работе Е.В. Плющева и др. [2].

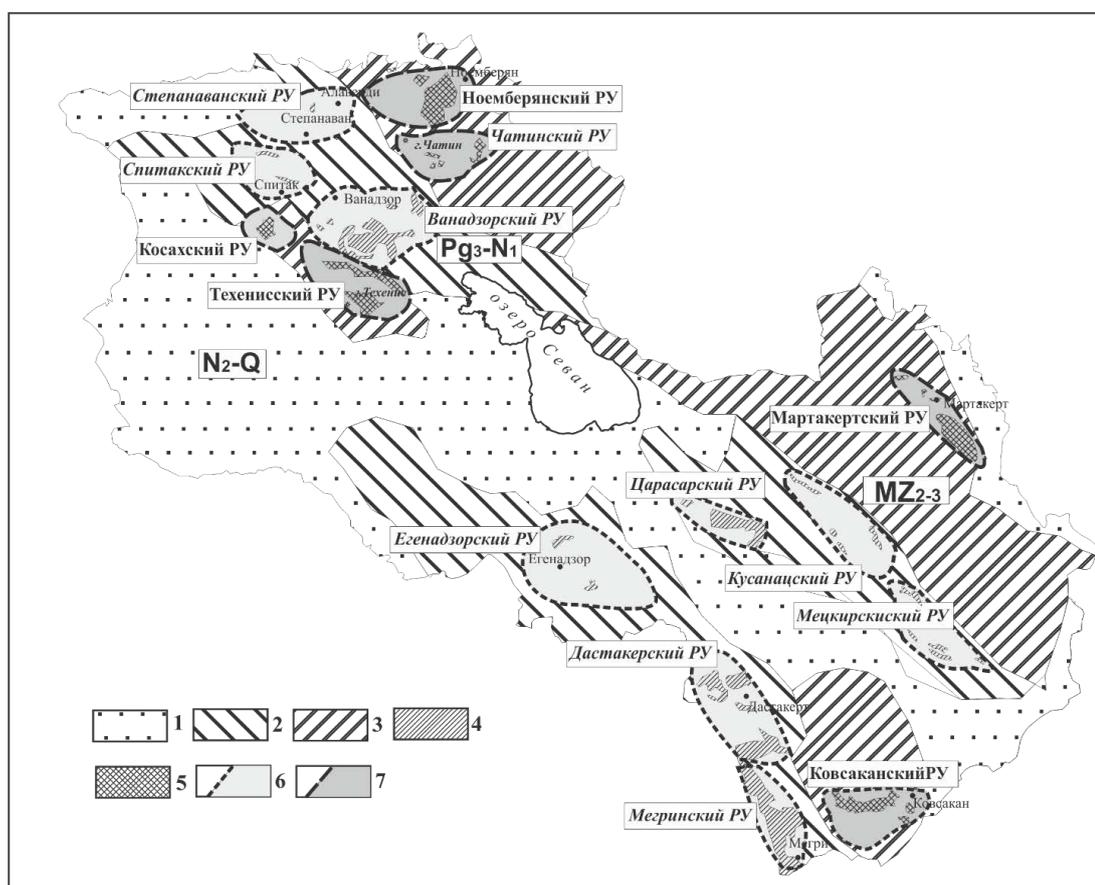


Рис. 1. Медно-порфировые рудные узлы Малого Кавказа.

1 – перекрывающие вулканические и осадочные толщи среднего-верхнего миоцена и голоцена; 2 – геологические комплексы Цахкунк-Занзегурской тектонической зоны; 3 – геологические комплексы Сомхето-Карабахской тектонической зоны; 4-5 – гранитоиды третьей и четвертой фаз становления: 4 – олигоцен-миоценовых плутонов, 5 – позднеюрско-раннемеловых плутонов; 6-7 – медно-порфировые узлы: 6 – олигоцен-миоценовой эпохи, 7 – позднеюрско-раннемеловой эпохи.

Медно-порфировые рудные узлы (МП РУ) имеют концентрически-зональное строение. Примером является район Мегринского гранитоидного массива (рис.2):

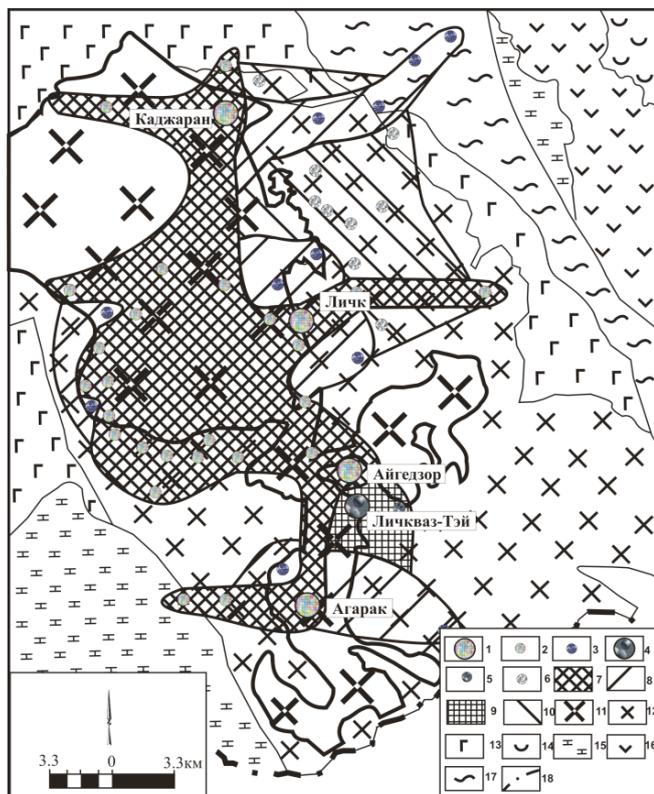


Рис. 2. Рудно-геохимическая зональность Мегринского МП РУ:

1-2 – Cu-Mo: месторождения (1), и проявления (2); 3- Cu проявление; 4-5 – Au-полиметаллические: месторождение (4), и проявление (5); 6- полиметаллическое проявление; 7-10 – ареалы рудной минерализации: Cu-Mo (7), Cu (8), Au-полиметаллической (9), полиметаллической (10); 11-17 – вмещающие горные породы: 11-13 – гранитоиды последовательных фаз становления Мегринского плутона: 11 – третьей и четвертой фазы; 12 – второй фазы, 13 – первой, 14 – туфы, порфириды позднего оксфорда и кембриджа, 15 – известняки нижнего мела, 16 – порфириды, туфобрекчии визе, 17 – сланцы нижнего палеозоя; 18 – граница Армении

Ядерная зона – замещенные калишпатом, серицитом, каолинитом, кварцем гранитоиды, поздних – третьей и четвертой, фаз становления плутона (порфиридные гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, граниты), в которых распространена вкрапленная и жильно-прожилковая медно-молибденовая (молибденит-халькопиритовая) минерализация (месторождения Каджаран, Айгедзор, Агарак).

Переходная внутренняя зона – эндо-экзоконтатные области вокруг гранитоидов третьей и четвертой фаз становления Мегринского плутона с медной жильно-прожилковой минерализацией в скарнах и березитах (рудные проявления Казырхан, Варданачай, Ханицецер и другие).

Переходная внешняя зона – линейные тектонические зоны вдоль контактов гранитоидов, с жильной и жильно-штокверковой золотополиметаллической минерализацией в березитах (месторождения Личквас-Тэй, Тертерасар, Варданадзор).

Внешняя зона – широкая экзоконтатная область вдоль границы гранитоидного плутона, где в скарнированных, березитизированных и аргиллизированных породах проявлена жильно-прожилковая полиметаллическая минерализация (рудные проявления Аткиз, Пирзамин, Хардзор и другие).

Центробежное распределение металлов, наблюдаемое в Мегринском плутоне, согласуется с особенностями зональности медно-порфировой системы по R.H. Sillitoe [5]. Такая зональность формируется в результате температурной эволюции рудоносного гидротермального раствора [3]. Проведенный нами анализ корреляционной связи между размером площади выхода «материнских» гранитных интрузий (см. рис. 1) с количеством металлов в этих МП РУ (рис. 3-8) позволил установить следующие закономерности.

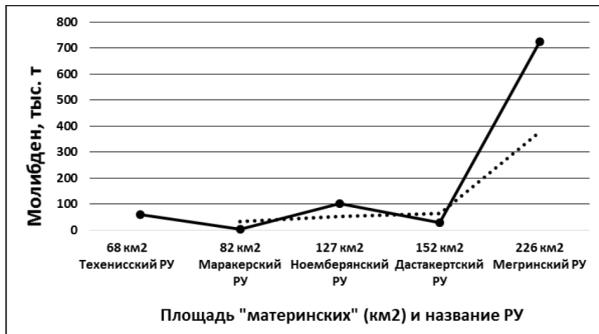


Рис. 3.

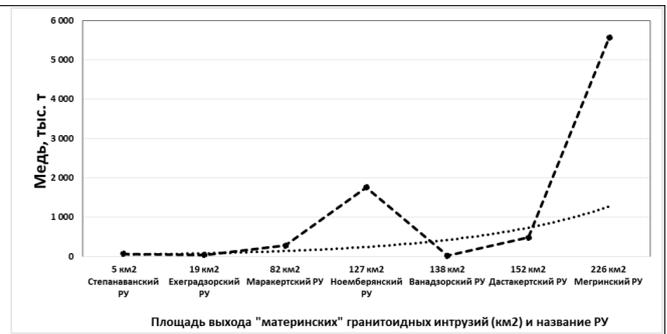


Рис. 4.

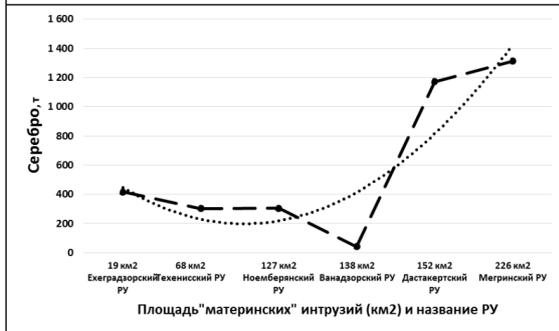


Рис. 5.

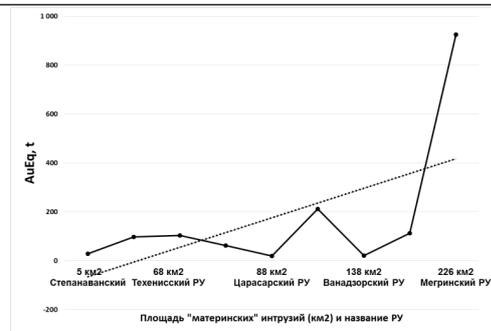


Рис. 6.

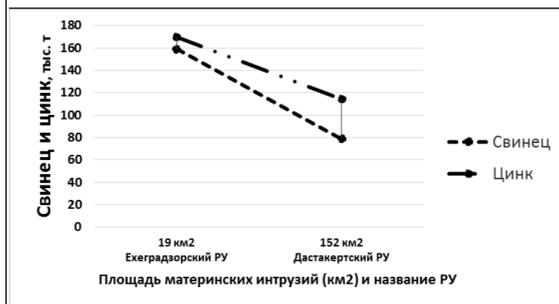


Рис. 7.

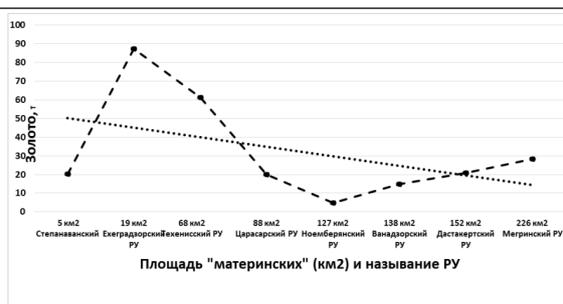


Рис. 8.

Рис. 3-8. РУ с месторождениями Мо (3); РУ с месторождениями Cu (4); РУ с месторождениями Ag (5); РУ, количество металлов в которых оценено в AuEq (6); РУ с месторождениями Pb и Zn (7); РУ с месторождениями Au (8).

1) Для Mo, Cu и Ag, руды которых формируются внутри «материнских» гранитоидных массивов или в ближайшем экзоконтактовом пространстве, отмечается прямо пропорциональная зависимость между количеством этих металлов и площадью выхода «материнских» гранитных интрузий (см. рис. 3, 4, 5). Аналогичная тенденция наблюдается при переводе металлов в золотой эквивалент (см. рис. 6).

2) Для Au, Pb, Zn, месторождения которых локализуются ближе к периферии центрально-зонального медно-порфирового узла, устанавливается обратно пропорциональная зависимость (см. рис. 7-8).

Вывод. Зафиксированные закономерности распределения количества главных металлов медно-порфировых РУ относительно площади, выходящих в пределах РУ материнских интрузий отражают степень их эрозионного среза, что хорошо укладываются в классические представления о зональности медно-порфировой системы и позволяют дать оценочные характеристики РУ. Установленные на сегодняшний день запасы Дастакертского РУ в золотом эквиваленте ниже, чем они должны быть исходя из площадных размеров материнских интрузий

этого РУ. Установленные на сегодняшний день запасы Au в Царасарском, Ноемберянском и Ванадзорском рудных узлах меньше, чем должны быть исходя из линии тренда обратно пропорциональной зависимости между количеством этого металла и площадным размером материнских интрузий в этих узлах.

Таким образом, приведенные построения указывают на возможность обнаружения на рассмотренной территории Малого Кавказа новых относительно крупных медно-молибденовых и средних по своим масштабам золотополиметаллических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Меломян Р.Л., Моритц Р., Таян Р.Н. и др. Главнейшие медно-порфировые системы Малого Кавказа. / Известия НАН РА. Науки о Земле. 2014. 67. № 1. С. 3-29.
2. Плющев Е.В., Соловьев Н.С., Мотов А.П. и др. Рудные узлы России. СПб: ВСЕГЕИ. 2001. 416 с.
3. Hurtig N.C., Williams-Jones A.E. Porphyry-epithermal Au-Ag-Mo ore formation by vapor-like fluids: New insights from geochemical modeling // Geology. 1. 2015. P. 5-8.
4. Mao J. Pirajno F, Lehmann B. at al Distribution of porphyry deposits in the Eurasian continent and their corresponding tectonic settings // Jurnal of Asian Earth Sciences. 2014, #79. P. 576-584.
5. Sillitoe R.H., 2010, Porphyry Copper Systems, Society of Economic Geologists. Inc. Economic Geology. V. 105. Pp. 3-41.
6. Zientek M.L., Hammarstrom J. M, Johnson K.M. at al. Porphyry Copper Assessment of the Tethys Region of Western and Southern Asia. U.S. Geological Survey. Reston. Virginia: 2015. 232 p.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МИЛОГРАДОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Ненахова Е.В.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, nev_vsu@mail.ru

Милоградовское рудопроявление расположено в пределах южной части Восточно-Сихотэ-Алинской золото-сереброрудной минерагенической зоны, в пределах которой известны и другие золото-серебряные объекты – месторождение Союзное, рудопроявления Алтай, Ближнее, Приморское и др. Рудопроявление приурочено к Маргаритовской полигенной вулканотектонической депрессии, включающей в себя три сопряженные кальдеры – Лимовскую, Бровкинскую и Ново-Петропавловскую.

Милоградовское рудопроявление локализовано в пределах Лимовской кальдеры (размером 3×3,5 км), ограниченной дугowymi разломами. Фундаментом, на котором она была заложена, являются игнимбриты и туфы приморской серии, возраст которых равен 83-85 млн. лет [1]. Выполнена кальдера туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов сияновского и богопольского комплексов, возраст которых по данным U–Pb изотопного датирования равен 69-70 и 59-60 млн. лет соответственно [1]. Для Лимовской кальдеры характерно широкое развитие субвулканических и дайковых внедрений – трахиандезитов, дацитов, кварцевых порфиров. Большинство даек сопровождается кварцевыми жилами с золотосеребряным оруденением. Возраст рудовмещающего комплекса по данным В.Г. Сахно составляет 48-52 млн. лет [2]. Рудные тела представлены как отдельными кварцевыми жилами, так и рудными зонами, состоящими из серии кварцевых жил и прожилков. Достоверно установленная протяженность жил – до 1,5 км при мощности 0,7-3 м с редкими раздувами до 7 м. В настоящее время на Милоградовском рудопроявлении установлено 13 рудных зон – Южная, Карлик, Сюрприз, Ось, Загадка и др. Кроме того, имеются высокие перспективы обнаружения новых рудных тел.

На данной стадии изучения объекта одним из приоритетных направлений является исследование особенностей золото-серебряной минерализации, практически не изученной к настоящему времени. Важнейшей задачей при этом является выделение стадий рудообразования и установление их температурных параметров.

Основными полезными компонентами руд являются самородное золото различной пробы, электрум, акантит, галогениды серебра – кераргирит и эмболит, а так же самородное серебро. Однако необходимо отметить резкое преобладание сульфидной формы серебра над самородной. Кроме того, в составе рудных жил В.Г. Сахно установлено наличие платины и палладия [3].

Наиболее характерной формой выделения кераргирита являются кубические кристаллы размером 0,05-0,25, часто собранные в группы в виде параллельных или почти параллельных сростаний десятков мелких индивидов. Помимо кристаллов кераргирит также образует почковидные и восковидные массы. Цвет поверхности индивидов весьма разнообразен – от белого и светло-серого с буроватым, реже сиреневатым оттенком, до темно-серого, иногда почти черного. Характерен восковой, жирный блеск. Часто на гранях кристаллов отмечаются следы разъедания в виде мелких кавернозных углублений.

Химический анализ образцов кераргирита с помощью электронного микроскопа Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (ВГУ, аналитик С.М.Пилюгин) показал, что содержания основных его компонентов колеблются в следующих пределах: серебра – 64,53 масс. % -75,09%, хлора – 12,62-24,49%. Большая часть анализов также показала значительные содержания брома – 0,6%-6,4%, в единичных случаях даже 14,31% и 18,81%, что позволяет отнести такие индивиды к редкой бромсодержащей разновидности кераргирита – эмболиту. Помимо брома, практически для всех зерен характерны значительные содержания кадмия – 0,72%-4,79%. Кроме того, характерными примесями являются теллур – 0,68%-1,50% и, реже, йод – 0,6%-0,79%.

Наиболее распространенной формой серебряной минерализации Милоградовского рудопроявления является акантит. Образует выделения неправильной формы, скелетные, редко дендритовидные, заполняет микротрещинки в кварце. Обладает характерным графитово-черным цветом и металлическим блеском. Микронзондовый анализ образцов акантита показал следующие содержания основных компонентов: Ag – 75,19% - 8739 %, S – 12,61%-18,89%. Наиболее типичной примесью является цинк (0,81%-2,92%), обнаруженный в двадцати проанализированных зернах из двадцати семи. В некоторых зернах присутствуют железо (0,28%-0,57%), медь (0,37%-0,5%), свинец (1,06%-1,23%).

При изучении акантита под электронным микроскопом выявлена интересная особенность – значительная часть зерен имеет ядро, сложенное маложелезистым сфалеритом (0,3%-0,5 % Fe), либо содержит мелкие сфалеритовые включения (рис.1). Сфалеритовые ядра часто содержат акантитовые прожилки или просечки. Наличие подобных агрегатов говорит о том, что акантит формировался на заключительных стадиях рудного процесса. Помимо самостоятельных выделений и сростков со сфалеритом, акантит отмечается в виде каемок у пиритовых агрегатов, образуя колломорфные текстуры, выраженные в чередовании тончайших плавно изогнутых полос сульфидов серебра и железа. В подобных каймах характерно увеличение содержания серебра и, соответственно, уменьшение содержания железа по направлению к периферии.

Для золота Милоградовского рудопроявления характерно чрезвычайно разнообразие форм. Широко распространены выделения неправильной формы: комковидные, пластинчатые, крючковатые, скелетные, губчатые, скрученно-нитевидные (часто в сростаниях с акантитом). Реже отмечаются дендритовидные и проволоковидные образования, в единичных случаях –

идиоморфные кубические кристаллы (размером 0,05 мм). Часто отмечается зональность, обусловленная наличием зон с различной пробностью золота. Поверхность зерен обычно неровная, изъеденная, с многочисленными углублениями, часто покрытая черными налетами сульфидов серебра. Пробность золота варьирует в широких пределах. Преобладающая пробность отвечает электруму (50%-70% Au). Наряду с таким встречается более высокопробное золото (80%-87% Au) и более низкопробное, содержащее 44%-50% Au.

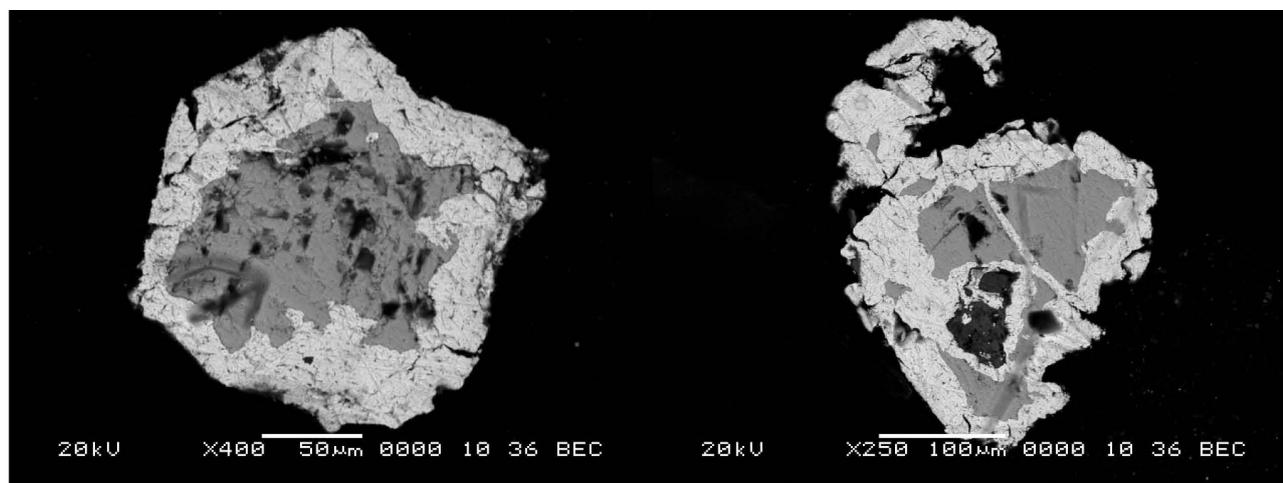


Рис. 1. Зерна акантита (светлое) со сфалеритовыми ядрами (темное).

Для установления температурных параметров образования кварцевых жил с золото-серебряным оруденением была произведена вакуумная декриптометрия двадцати образцов кварца, отобранных из различных частей зон Южная и Карлик. Декриптация выполнялась на приборе ВД-7М (вакуумный декриптометр ВД-7М) с датчиком вакуума ДТП (Южный Федеральный Университет, аналитик Н.С. Прокопов).

Полученные в результате гистограммы декриптации указывают на многостадийность и прерывистость эволюции гидротермального процесса. Наблюдается несколько отчетливых пиков газовой выделения с максимумами, приходящимися на температурные интервалы 160°-220° и 300°-380°С (рис. 2). При этом, наибольшая интенсивность приходится на интервал 300°-380°. Кроме того, на некоторых декриптограммах отмечается высокотемпературный эффект газовой выделения в интервале 540°-700°, как правило, с не очень значительными пиками, а также низкотемпературный эффект в интервале 20°-80°. Природа эффектов в низкотемпературном интервале, вероятнее всего, связана с декрипацией наиболее поздних вторичных флюидных включений.

Таким образом, вероятнее всего, отражением главных гидротермально-метасоматических процессов, отвечавших за формирование оруденения, являются пики газовой выделения, приходящиеся на интервалы 300°-380° и 160°-220°.

Особенности минеральных ассоциаций указывают на, как минимум, четырехстадийный процесс (первая стадия – сульфиды железа, вторая – сульфиды свинца и цинка, третья – сульфиды серебра, четвертая – хлориды и бромиды серебра), в то время как результаты декриптации дают два отчетливых температурных интервала. Вышеперечисленные стадии минералообразования, по-видимому, контролируются сопряженными температурными интервалами, при наложении которых создается двухпиковая, а не четырехпиковая картина декриптации. Не исключено, что в каких-то из стадий происходила смена флюидного режима и, как следствие, изменение минеральных парагенезисов. Ответы на поставленные вопросы предпола-

гается получить при дальнейших исследованиях с использованием прецизионных, в том числе изотопных и хроматографических исследований флюидных фаз.

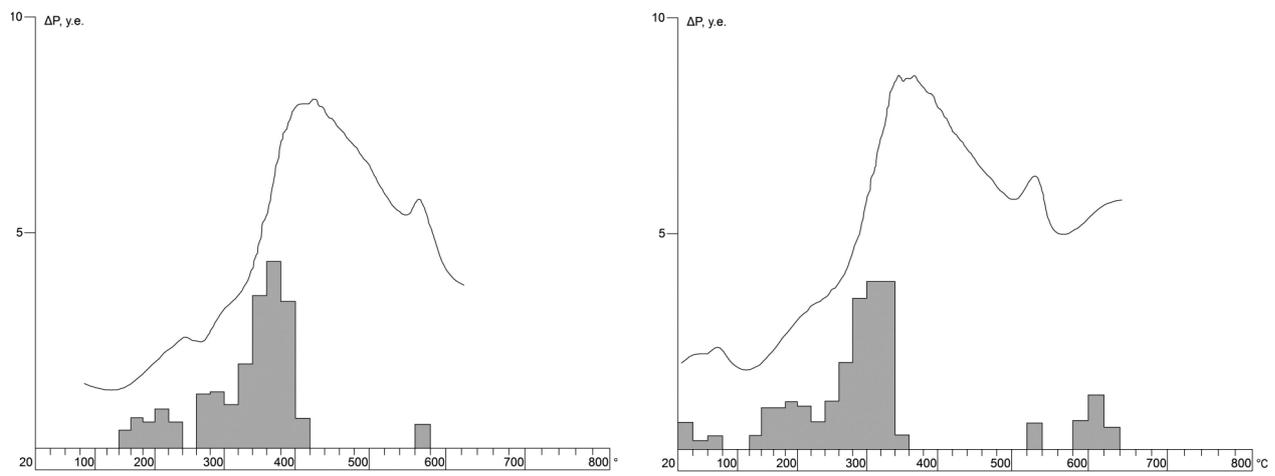


Рис. 2. Типовые гистограммы декриптации образцов кварца из зон Южная и Карлик.

Работа выполнена при финансовой поддержке ЗАО «Приморзолото».

ЛИТЕРАТУРА

1. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
2. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 219-226.
3. Сахно В.Г., Кузнецов А.Ю., Баринов Н.Н. // ДАН. 2014. Т. 454. № 5. С. 570-574.

РОЛЬ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА В РАЗМЕЩЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ВЕРХНЕМ ПРИКОЛЫМЬЕ

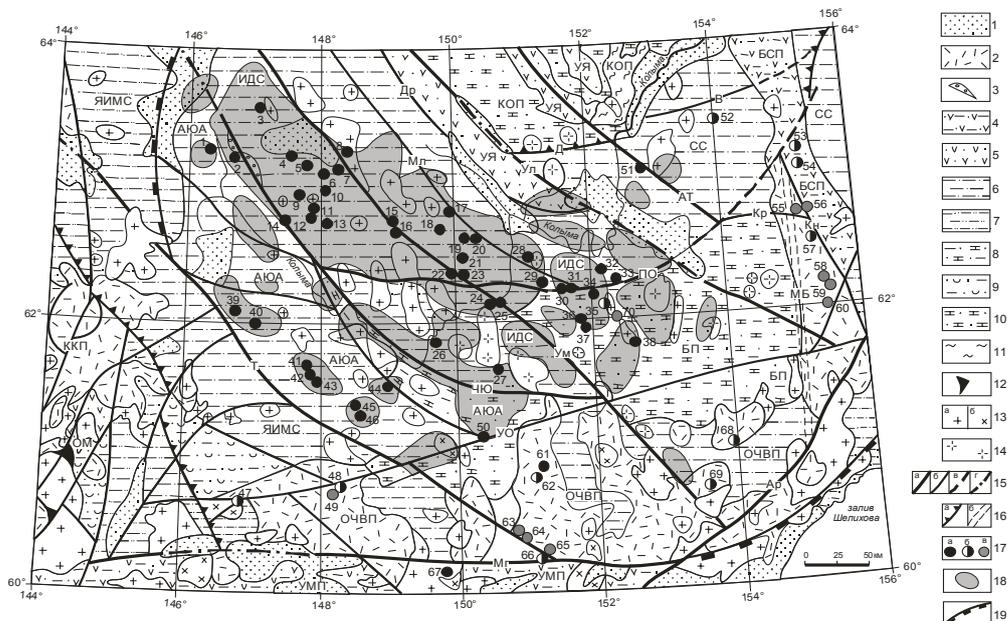
Нигай Е.В.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: nigayitig@gmail.com

Верхнее Приколымье, расположенное в бассейне верхнего течения р. Колыма и прилегающих к нему с юга территорий, является объектом повышенного внимания в связи с его уникальной золотоносностью и металлогенией. Важнейшую роль в размещении благороднометалльного оруденения этого региона сыграли тектоника и магматизм. Их влияние на особенности размещения месторождений золота и серебра рассмотрено на примере Иньяли-Дебинского и Сугойского синклинориев, Балыгычано-Сугойского окраино-континентального рифта, Маланто-Ольского и других наложенных прогибов ОЧВП, Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского поднятия, входящих в состав Верхнеколымской геоморфоструктуры (рис.).

Рис. Схема тектонического строения Верхнеколымской геоморфоструктуры с данными по благороднометалльному оруденению и золотороссыпным узлам и районам. Составлена по данным [2, 3, 4].

1 – кайнозойские впадины, 2 – позднемиоценовые вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), Кетандя-Куйдусунского прогиба (ККП), Балыгычано-Сугойского прогиба (БСП); 3 – раннемиоценовая континентальная моласса приразломной угленосной впадины; 4 – вулканогенно-терригенные формации: раннемиоценовый комплекс Балыгычано-Сугойского прогиба и юрско-миоценовый комплекс Удско-



Мургалского прогиба (УМП); 5 – средне-позднеюрские терригенно-вулканогенные формации Уяндино-Ясачненского (УЯ) пояса; 6 – флишоидно-молассоидные формации триаса и юры: Иньяли-Дебинского (ИДС) и Сугойского (СС) синклиналиев, Яно-Индибирского мегасинклинория (ЯИМС), Аян-Юрхского антиклинория (АЮА); 7 – глинисто-кремнистые турбидитовые и флишевые формации триаса и юры Яно-Индибирского мегасинклинория и Охотского массива (ОМ); 8 – пермские терригенно-карбонатные формации АЮА и Балыгычанского поднятия (БП); 9 – ранне-среднепермские углисто-глинистые туфогенные формации ЯИМС и Охотского массива; 10 – ордовик-силур-девонские карбонатно-терригенные формации Колымо-Омулевского поднятия (КОП). 11 – метаморфические комплексы неопротерозоя КОП - кристаллопесчаники, филлитовые и графит-хлоритовые сланцы; 12 – выступы архейских пород Охотского массива (ОМ); 13 – ранне- и позднемиловые гранитоиды кислого (а) и средне-кислого (б) составов. 14 – юрско-меловые гранитоиды; 15 – разломы: а – основные магмоконтролирующие, б – прочие, в – продолжения разломов, г – под рыхлыми отложениями; 16 – надвиги (а), скрытые разломы (б); 17 – месторождения: а – золоторудные, б – золото-серебряные, в – сереборудные; 18 – золотороссыпные узлы и районы; 19 – западный и юго-восточный фрагменты границ Верхнеколымской геоморфоструктуры.

Разломы: Т – Тенькинский, ЧЮ – Чай-Юрьинский, Ум – Умарский, Ул – Улаханский, ПО – Правооротуканский, АТ – Арга-Тасский, Ар – Арбутлинский, Мг – Магаданский; В – Ветровской, Кр – Кырчанский, Кн – Кэнский, Мл – Мылгинский, УО – Усть-Омчугский; Д – надвиг Долинный, МБ – Маякско-Булурский.

Золоторудные месторождения: 1 – Верхне-Хакчанское, 2 – Контрандинское, 3 – Ветренное, 4 – Хатакчанское, 5 – Буровое, 6 – Корота, 7 – Мальдяк, 8 – Топкий, 9 – Чирокское, 10 – Дорожное, 11 – Светлое, 12 – Холодное, 13 – Чолбанья, 14 – Чай-Юрьинское, 15 – Кучеканское, 16 – Бурхалинское, 17 – Штурмовское, 18 – Каскадное, 19 – Гольцовское, 20 – Туманинское, 21 – Веселое, 22 – Надеждинское, 23 – Рыбное, 24 и 25 – без названия, 26 – Ветренское, 27 – Экспедиционное, 28 – Утинское, 29 – Разведчик, 30 – Хищник, 31 – Каменистое, 32 – Левотохтинское, 33 – Среднеканское, 34 – Крохалиное, 35 – Печальное, 36 – Ларюковское, 37 – Казак, 38 – Затесное, 39 – Токичан, 40 – Дегдеканское, 41 – Наталка, 42 – Омчак, 43 – Павлик, 44 – Школьное, 45 – Игуменовское, 46 – Родионовское, 50 – Вилка, 51 – Чепак (Au, W), 61 – Зеркальное, 67 – Ойринское.

Золото-серебряные месторождения: 47 – Бургагылканское, 48 – Сенон, 52 – Громада, 53 – Арылах, 54 – Лунное, 57 – Дукал, 62 – Агатовское, 66 – Карамкен, 68 – Джульетта, 69 – Нявленга.

Сереборудные месторождения: 49 – Серебряное, 55 – Мечта, 56 – Тидид, 58 – Тэутэрэнджекское, 59 – Напористое, 60 – Гольцовое, 63 – Утесное, 64 – Финиш, 65 – Ущельное, 70 – Ветвистое.

Для Иньяли-Дебинского синклинория характерна высокая насыщенность преимущественно мелкими юрско-меловыми и меловыми золоторудными месторождениями домини-

рующей золото-кварцевой формации (30 месторождений) [4] и неоген-четвертичными россыпями, образующими крупные и средние россыпные узлы (см. рис.).

В Сугойском синклинии золото-серебряное месторождение Громада приурочено к малой интрузии ранне-позднемиловых гранодиоритов [3], а золото-редкометалльное месторождение Чепак размещается в ороговикованных породах, прорванных дайками позднемиловых гранит-порфиров [3].

В Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе, испытавшем две стадии окраинно-континентального рифтообразования и вулканогенно-плутоногенного магматизма (в конце раннего мела и в позднем мелу) сформировались золото-серебряные месторождения Дукат, Арылах, Лунное и серебро-полиметаллические Мечта, Тидид, Гольцовое, Тэутэрэнджекское и Напористое (см. рис.).

Малтано-Ольский вулканогенный грабенообразный прогиб Охотско-Чукотского пояса вмещает золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен, серебрянорудное месторождение Ущельное и ряд других объектов. Важную тектоно-магматическую роль в локализации благороднометалльного оруденения этого пояса сыграли и другие меловые вулканоструктуры – Иваньинский, Нявленгинский прогибы, в которых сформировались месторождения золото-серебряной формации Джульетта и Нявленга (табл.).

Таблица. Особенности размещения месторождений золота и серебра в Верхнем Приколымье.

Факторы контроля оруденения	Золоторудные и золото-редкометалльные месторождения	Золото-серебряные и серебрянорудные месторождения
1. Тектонические (роль крупных структур)	Иньяли-Дебинский синклиний, Аян-Юряхский антиклинорий и Балыгычанское поднятие контролируют размещение основной части месторождений золота, а Верхнеколымская геоморфоструктура – основных золоторудно-россыпных районов и узлов	Балыгычано-Сугойский рифт - <i>Дукат, Арылахское, Лунное, Тидид, Мечта, Напористое, Гольцовое.</i> Малтано-Ольский прогиб – <i>Карамкен, Агатовское, Зеркальное.</i> Нявленгинский прогиб – <i>Нявленга.</i> Иваньинский прогиб – <i>Джульетта.</i>
2. Роль разломов	Умарский разлом – <i>Мальдяк, Топкий, Кучеканское, Бурхалинское, Надеждинское, Рыбное;</i> Правооротуканский разлом – <i>Хищник, Каменистое, Ларюковское, Среднеканское.</i>	Магаданский разлом – <i>Карамкен;</i> Кэнский разлом - <i>Напористое, Мечта, Тидид, Дукат;</i> Тенькинский разлом – <i>Утесное, Финиш, Ущельное</i>
3. Магматические (в т.ч. с участием метаморфизма и гидротермальных процессов)	Меловые штоки гранодиоритов и плагиогранитов – <i>Школьное, Дорожное</i> и др. Золоторудная дайка диорит-порфиритов – <i>Среднеканское.</i> Ороговикованные породы триаса, прорванные меловыми дайками – <i>Чепак (Au, W).</i>	Меловые окварцованные андезиты и долериты - <i>Агатовское.</i> Позднемиловые лейкограниты на контакте с вулканитами – <i>Нявленга, Напористое.</i> Позднемиловые гидротермально измененные трахиты - <i>Мечта</i>
4. Литолого-магматические	Алевролиты и аргиллиты перми, прорванные дайками альбитофиров и лампрофиров - <i>Наталкинское</i>	Момолтыкичская свита - <i>Агатовское.</i> Ольская свита - <i>Нявленга.</i> Арылахская толща - <i>Арылах.</i>

Крупнейшее в регионе Наталкинское золоторудное месторождение, размещающееся в Тенькинской зоне Аян-Юряхского антиклинория, локализовано в золотоносных пермских углеродисто-терригенных толщах – алевролитах и аргиллитах, прорванных дайками альбито-

фириров и лампрофириров, а сами рудные тела представлены юрско-меловыми кварцевыми жилами, линзами и прожилками среди прокварцованных пород [1]. Месторождение Школьное (Тенькинская зона) приурочено к позднеюрско-раннемеловому штоку диорит-гранодиоритов [2].

Месторождения Среднеканское (Балыгычанское поднятие) и Штурмовское (Иньяли-Дебинский синклиорий) – крупные золотоносные дайки [2, 3].

Многие рудные месторождения золота и серебра размещаются вблизи *крупных разломов или в зоне их влияния*. К примеру, небольшое золоторудное месторождение Ойринское и крупное золото-серебряное Карамкенское размещаются вблизи Магаданского разлома. Серебро-золоторудные месторождения Напористое, Гольцовое, Мечта, Тидид и Дукат находятся в зоне влияния Кэнского разлома, проходящего посередине южной части Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба. Небольшие серебрянорудные месторождения Утесное, Финиш и Ущельное приурочены к южному окончанию крупного Тенькинского разлома. Золоторудные месторождения Контрандинское и Чай-Юрюинское размещаются вблизи Чай-Юрюинского разлома. К Усть-Омчугскому разлому приурочены небольшие золото-серебряные месторождения Бургагылканское, Сенон и малое золоторудное месторождение Вилка. К Мылгинскому разлому приурочены Штурмовское, Туманинское и Утинское золоторудные месторождения (см. рис.).

В таблице отражены основные особенности размещения золото – и серебрянорудных месторождений региона в связи с тектоническими и магматическими факторами контроля благороднометалльного оруденения [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ. 1988. 264 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (нов. сер.). Лист Р-54, 55 - Оймякон. Объяснительная записка. Отв. ред. **Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова**. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 1999.
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение.). Лист Р-56 - Сеймчан. Объяснительная записка. Отв. ред. **В.И. Шпикерман**. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007.
3. **Нигаев Е.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Шевченко Б.Ф.** Тектонические и магматические факторы контроля благороднометалльного оруденения Верхнего Приколымья // Отечественная геология. 2015. № 4. С. 17-27.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АРЦЕВСКОЙ РУДОНОСНОЙ СТРУКТУРЫ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН, ПРИМОРЬЕ)

Роголина Л.И.

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: ujgulina@mail.ru*

На рубеже XXI века металлогения становится общепризнанной фундаментальной наукой о Земле. В настоящее время в её структуре выделяется ряд разделов: общая, эволюционная, региональная, специальная, прикладная и др. Одной из основных задач, стоящих перед исследователями металлогении, является выявление закономерностей размещения уникальных рудных районов и создание геолого-генетических моделей их формирования [2]. Дальнегорский рудный район является одним из них. Металлогения его характеризуется скарновыми – Ag-Pb-Zn и боросиликатным, и жильными – Sn-Pb-Zn, Ag-Pb-Zn, Au-Ag с полиметаллами, типами оруденения.

Цель исследований состоит: 1) в установлении элементов конвергентности жильных Ag-Pb-Zn и Au-Ag рудных объектов Арцевской рудоносной структуры; 2) в построении

геолого-генетической модели, на основе металлогенических принципов системности и концентрации рудных элементов.

Объектом исследования являются месторождения (Майминовское, Майское) и рудопроявления (Трёхреченское, Сарафанное) Арцевской рудоносной структуры. На рудных объектах детально исследовались геологические условия локализации рудных тел и рудной минерализации, структуры, минералого-геохимические особенности. Майминовское и Трёхреченское **Ag-Pb-Zn с Au минерализацией рудные объекты расположены в интрузивно-купольном поднятии** центральной части Арцевской рудоносной структуры, а Сарафанное – в северо-восточной. Майское Au-Ag месторождение, залегает на юго-западе структуры в пределах Лидовского интрузивно-купольного поднятия. Топоминералогический анализ Арцевской рудоносной площади проводился по результатам собственных исследований рудных площадей Майминовского, Трёхреченского, Сарафанного и Майского, а также по опубликованным данным Черёмухового и Красногорского месторождений.

Условия локализации рудной минерализации изучались методами детального геологического картирования и геометризации рудовмещающих структур. Вещественный состав руд изучался спектральным, атомно-абсорбционным, пробирным и оптико-минералогическим методами. Микровключения исследовались электронно-микроскопическими приборами: JXM-35C JEOL со спектрометром 35-SDS (ИГиП), JXA-5A, LEO – 1420 с приставкой Rontec (ДВГИ, ИГиП), TESCAN серии VEGA с приставкой INKA (ИЭМ), ZEISS EVO-50XVP с INKA Energy-350 (ДВГИ); MS-46 «Cameca» (ИГЕМ); Camebax SX-50 (МГУ); «Суперпроб-733» (ВИМС); Cam Scan 4D с Link; рентгенофазовым анализом с камерой РКД и ДРОН-3М (ИГЕМ).

Арцевская рудоносная площадь находится в восточной части Дальнегорского рудного района на пересечении двух крупных тектонических структур: субмеридионального Лидовского сдвига и Смысловской СЗ ослабленной зоны [3]. В геологическом строении Арцевской структуры принимают участие K_2 – Р вулканиты преимущественно кислого и среднего составов, перекрывающие терригенные породы МЗ возраста. **Осадочные породы являются составной частью Таухинского террейна – фрагмента неокомовой аккреционной призмы [7], представленной алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов.** Породы Таухинского террейна выходят на поверхность отдельными «окнами» в районе Лидовского и Майминовского месторождений. На юго-западе и юго-востоке осадочные породы фундамента перекрыты K_2 – Р вулканическими породами: плохо стратифицированными покровами спекшихся туфов, игнимбритов риолитов, туффитов кислого состава приморской серии; туффитами, туфами, и покровами андезитов синанчинской свиты. В юго-восточном направлении предполагается ступенчатое погружение осадочного фундамента под Шептунский вулканический массив на глубину от 0,5 до 1,5 км. На площади Арцевской рудоносной структуры разведано 3 месторождения – **Sn-Pb-Zn Черёмуховое (Синанчинское), Ag-Pb-Zn Майминовское и Красногорское**, кроме того, выявлено около 20 рудопроявлений. Степень изученности этих рудопроявлений различна. Наиболее изученной является центральная часть рудоносной площади.

Установлено, что структура рудного поля каждого из изученных объектов отражает пространственно-тектоническое положение, характерное для зоны растяжения, проявленной серией разрывов и дайковыми поясами по типу пулл-апарт бассейна. Считается, что эти локальные зоны растяжения возникли в связи с трансформными разломами Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы [1]. Рудовмещающими структурами чаще являются северо-западные трещины, но рудная минерализация проявлена также в субмеридианальных, северо-восточных и субширотных нарушениях. Рудные тела на исследуемых объектах представлены тремя морфологическими типами: кварцевыми жилами, метасоматическими зонами дробления и штокверками с рудной минерализацией.

Установлено, что рудный процесс на Ag-Pb-Zn Майминовском и Трёхреченском рудных объектах завершается отложением сульфоантимонитов серебра, которые развиваются за фрейбергитом, затем выделяются акантит и самородные Au-Ag соединения (рис. а, б) [5, 6].

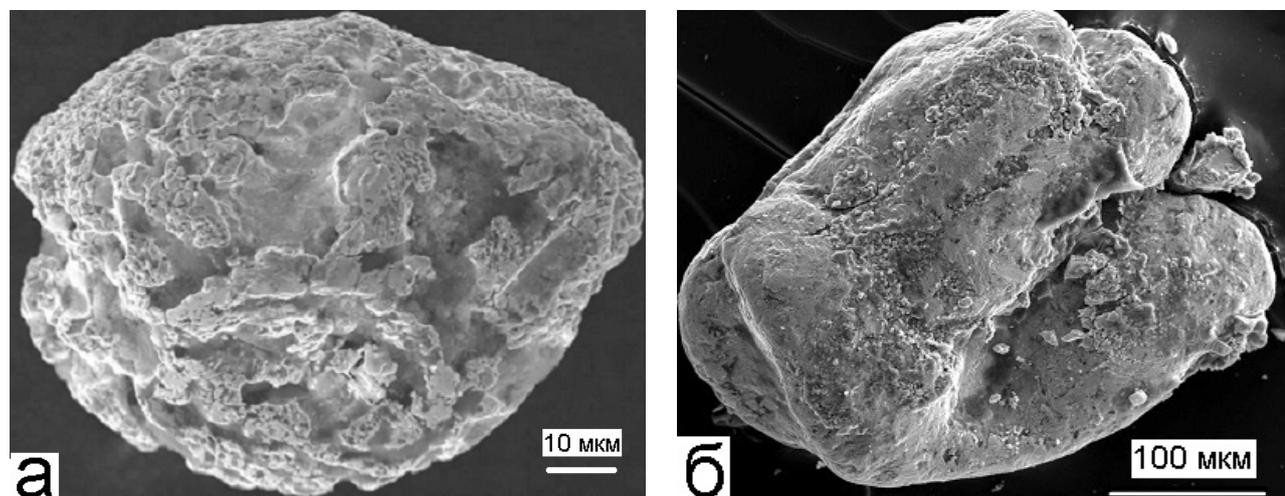


Рис. Морфология самородного золота: а) Майминовское месторождение, рудное тело 11 А, штольня, горизонт +500 м; б) Трёхреченское рудопроявление, зона Заманчивая, канава, горизонт +725 м.

Основное рудное тело Au-Ag месторождения Майского локализовано также в СЗ зоне разлома, структурно повторяющего контакт вулканитов с осадочными породами. Анализ структурных элементов рудного тела (построение геологического разреза в изолонгах) показал, что наиболее обогащённые участки приурочены к субмеридианальным изгибам жилы с азимутом простирания 25-30° СЗ [4]. Преобладает тонкозернистое низкопробное Au: кюстелит, электрум в тесном срастании с пираргиритом, аргентитом, кераргиритом, кварцем, полевыми шпатами.

Конвергентность жильного оруденения Майминовского, Трёхреченского, Сарафанного проявлена в единстве структурной позиции, морфологическом типе рудных тел, временной последовательности минеральных ассоциаций и развитии поздней серебро-сульфосольной минеральной ассоциации с Au на первых двух. Красногорское месторождение сопоставимо с изученными объектами по всем перечисленным параметрам. Отличие его заключается в отсутствии минералов Au (возможно, ещё не выявленных), наличии высокотемпературной *Vi* минерализации и кварц-гранатового парагенезиса. Минеральные ассоциации, выделенные на Красногорском месторождении М.Г. Добровольской и др. (1993), В.В. Раткиным и др. (1990, 2015) являются одним из косвенных признаков совмещения рудных тел разных ярусов рудно-магматической колонны, когда Sn-Ag-Zn оруденение порфиривого типа соседствует с Ag-Pb-Zn жильным. Структурно-геологическое положение и минеральный состав Черёмухового месторождения по Е.А. Радкевич (1962) близки к Красногорскому. И если в первом Sn-Pb-Zn рудные тела залегают в контактах даек базитов, то на Красногорском Ag-Pb-Zn северо-западные рудные зоны секут субмеридианальные дайки диоритов и гранитов, а Sn-Zn минерализация приурочена к жерлу палеовулкана.

Топоминаралогический анализ показал, что в пределах Арцевской структуры чётко прослеживается иерархический ряд от сложнокомплексных Sn-Ag-Pb-Zn к простым Au-Ag рудам. Рудные тела сходны по морфологии, минералогическому составу, минеральным ассоциациям и последовательности их выделения, но отличаются количественным соотношением минеральных ассоциаций, уровнем эрозионного среза и вмещающей средой.

Таким образом, наличие на площади большого числа рудопроявлений с совмещёнными минеральными ассоциациями в эшелонированных рудных телах, топоминералогический анализ различных рудно-геохимических типов, сопоставление возраста оруденения жильных и порфировых гидротермальных объектов и условий локализации рудной минерализации позволили предположить модель многоярусного строения рудно-магматической системы Арцевской рудоносной площади. Предполагается, что эпитермальное Au-Ag месторождение в вулканитах с глубиной может переходить в мезотермальное полиметаллическое, на что указывает наложенная Au-Ag минерализация выявленная в более разведанных объектах Майминовском и Трёхреченском.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука под ред. член-корр. А.И. Ханчука. 2006. Кн. 2 408 с.
2. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования М: ИГЕМ РАН под. ред. акад. Д.В. Рундквиста. 2004. 430 с.
3. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. 172 с.
4. Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Радомский С.М., Катрук А.А. Минералого-геохимические особенности и структурный контроль благороднометалльной минерализации руд месторождения Майского (Приморье). // Сборник трудов научной конференции, посвящённый 100-летию со дня рождения профессора Ф.И. Вольфсона (1907-1989). Москва. 21-22 ноября 2007. М: ИГЕМ. 2007. С. 177-180.
5. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометалльная минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки Российского минералогического общества. Москва. 2010. Ч. 138. Вып. 5. С. 29-40.
6. Рогулина Л.И., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н., Теребило В.И. Минералогические особенности рудопроявления Трёхреченского – нового объекта Арцевской рудоносной структуры в Приморье // Разведка и охрана недр. 2013. № 6. С. 8-15.
7. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Сидоров Е.Г.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: mineral@kscnet.ru*

Металлы платиновой группы имеют исключительно важное экономическое и стратегическое значение во всех развитых странах, их потребление стремительно растёт и расширяются сферы использования. Благодаря открытию богатых россыпей, Корякско-Камчатский регион в конце прошлого века приобрел статус новой платиноносной провинции мирового масштаба. По объёму добычи платины из россыпей регион занимал некоторое время лидирующую позицию в России, однако, за прошедшие годы производство платины значительно сократилось. Ресурсы россыпных месторождений ограничены и встает вопрос о новых источниках получения этих металлов.

В пределах Корякско-Камчатского региона известны три типа платиноносных комплексов, относящихся к различным магматическим формациям: дунит-гарцбургитовой (альпинотипных гипербазитов), дунит-клинопироксенит-габбровой (зональных массивов урало-алаянского типа) и норит-кортландитовой (расслоенные).

Массивы дунит-гарцбургитовой формации, слагающие основания крупных надвиговых чешуй и останцы тектонических покровов, сгруппированы в протяженные пояса: Северо-Западный, Хатырский, Восточно-Камчатский и Восточных полуостровов.

Для массивов дунит-гарцбургитовой формации, независимо от их положения и возраста, установлено, что минералы платиновой группы (МПГ) представлены аксессуарными минералами системы Os-Ir-Ru, при подчиненном значении Fe-Pt сплавов и других минеральных видов. К ним приурочены только комплексные (с золотом) россыпные проявления и шлиховые ореолы, максимальное содержание МПГ в которых не превышают первых г/м³, а суммарные прогнозные ресурсы для всех россыпей региона, связанных с дунит-гарцбургитовой формацией, не превышают первых сотен кг. МПГ могут представлять интерес в качестве попутных компонентов при обработке этих россыпей на золото.

В массивах дунит-гарцбургитовой формации Восточно-Камчатского пояса известно около 20 рудопроявлений своеобразных **Au-Zn-Cu сульфидных руд**. Для каждого из рудопроявлений характерны свои ассоциации минералов, при этом сохраняется общая медная специализация (содержание Cu до 17 масс. %). Кроме меди, руды содержат цинк, золото, серебро и элементы платиновой группы (ЭПГ) (Zn до 5,2 масс. %, Au до 4 (г/т) и Ag до 37, Pt 0,5 и Pd 1,5) [4]. Их платиноносность была определена незначительным объемом аналитических исследований, но даже эти результаты свидетельствуют о том, что они могут представлять потенциально источник получения металлов платиновой группы.

Зональные массивы габбро-клинопироксенит-дунитовой формации в пределах Корякско-Камчатского региона образуют узкий прерывистый пояс, который протягивается в северо-восточном направлении от истоков р. Озерная Камчатка до бухты Наталии на 1400 км при ширине 30-50 км. Пояс разбивается на группы платиноносных массивов: Ватынско-Вывенскую, Северо-Камчатскую и Центрально-Камчатскую. С массивами данной формации связаны россыпные и коренные месторождения платины. Разработка россыпных месторождений, приуроченных к Гальмоэнанскому массиву, началась в 1992 году и продолжается до сих пор. За этот период добыто более 60 т платины, однако в настоящее время объемы ее добычи значительно понизились. К ряду массивов габбро-клинопироксенит-дунитовой формации приурочены россыпные проявления платины, которые можно рассматривать как перспективные объекты для открытия новых россыпных месторождений в пределах Корякско-Камчатского региона.

В пределах Гальмоэнанского массива коренная платиновая минерализация приурочена как к выделениям хромитов, так и к дунитам. В пределах южной части массива установлено несколько рудных зон, где содержание платины достигает десятков и сотен г/т. Для выделенных рудных зон проведен комплекс минералого-технологических исследований руд, которые подтверждают возможность извлечения платины из коренных пород и хромитов. В настоящее время научно обосновано и экспериментально подтверждено наличие в пределах дунитового ядра Гальмоэнанского массива масштабного платинометалльного оруденения, которое может представлять интерес для промышленного освоения [2, 4].

Результаты работ позволяют прогнозировать рудопроявления в других массивах габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, где также установлены повышенные содержания Pt в дунитах и хромитах.

Потенциальным источником металлов платиновой группы являются установленные сульфидные рудопроявления, приуроченные к интрузиям габбро-клинопироксенит-дунитовой формации. Сульфидные руды содержат высокие концентрации металлов: Cu -13 %, Au – 22.8 г/т, Ag – 43.6 г/т, Pd – 2.2 г/т, Mo – 0.12 %, Re – 3.28 г/т, Se - 97 г/т. Руды имеют переменный минеральный состав с различным содержанием сульфидов, преобладающими из которых являются халькопирит и борнит. В подчиненном количестве установлены галенит,

ковеллин, халькозин, молибденит, а также темагамит (Pd_3HgTe_3), мертеит (Pd_8Sb_3), меренскиит (PdTe_2), золото, минералы Ag, сфалерит и барит [3]. Подобные рудопроявления отмечены и в других массивах Камчатского платиноносного пояса. Учитывая широкое распространение данного типа оруденения в зональных массивах региона, можно также отнести его к новым потенциальным источникам получения металлов платиновой группы.

Расслоенные интрузии, вмещающие сульфидные медно-никелевые руды с ЭПГ, приурочены к Срединно-Камчатскому кристаллическому массиву, относятся к норит-кортландитовой формации, которая представлена крупными выходами интрузивных тел - с площадью выходов до 30 км², силлами, штоками и дайками. Они имеют сходное геологическое строение и единый ряд слагающих их пород: амфиболовые перидотиты (кортландиты), ортопироксениты, оливинные нориты, нориты, габбронориты, габбро, габбродиориты при значительном преобладании габброидов. Платиноносность интрузивных пород норит-кортландитовой формации была установлена в процессе геологоразведочных работ в конце прошлого столетия. По данным Е.К. Игнатъева (1992) максимальные содержания ЭПГ (13,2 г/т – Pt; 6,12 г/т – Pd; 0,04 г/т – Rh) определены в сульфидных рудах коры выветривания месторождения Шануч. Для месторождения Квинум-1, расположенного в пределах Квинумского рудного поля, суммарная концентрация платиноидов составляет 4,5 г/т, Au – 1,1 и Ag – 3,0 г/т. В рудах других месторождений максимальное суммарное содержания Pt и Pd составляют (в г/т): Северного – 3,79; Медвежьего – 6,70; Правокихчинского – 4,70; Тундрового – 9,24. Сперрилит является доминирующим минералом среди всех установленных минералов платиновой группы, гораздо реже отмечаются садберит, майчнерит, изоферроплатина, котульскит [1, 4, 5]. Медно-никелевые руды могут стать источником получения металлов платиновой группы.

Установленные повышенные содержания ЭПГ и находки минералов платиновой группы в рудах медно-порфировых месторождений в различных регионах мира позволяют рассматривать их как потенциальные источники получения металлов платиновой группы [6].

В общем объеме ресурсов меди и золота Корякско-Камчатского региона значительный объем занимают месторождения медно-порфирового типа (Кирганик, Лазурное, Малахитовое, Кумроч, Тымлат и др.). По существующей оценке [1], для выявления месторождений меди на Камчатском полуострове наиболее перспективной является Шаромско-Кирганикская меднорудная зона, расположенная в центральной части Срединного хребта. В ее пределах известен ряд золотомедных рудопроявлений и месторождение Кирганик. Месторождение и выявленные здесь золотомедные рудопроявления однотипны и приурочены к полям развития калиевых ортоклазовых метасоматитов и гипабиссальных интрузий шонкинитов. На месторождении Кирганик золотомедное оруденение приурочено к биотит-клинопироксен-калишпатовым и биотит-калишпатовым метасоматитам. Сульфидные руды представлены гнездовыми, прожилковыми и прожилково-вкрапленными типами. По содержанию меди, выделяются: богатые ($\text{Cu} > 1.0\%$), рядовые (Cu от 0.4 до 1.0%) и бедные (Cu от 0.1 до 0.4%) типы. Основными минералами являются борнит, халькопирит и халькозин; менее распространены ковеллин, магнетит, пирит, куприт, золото, самородные теллур и медь, гессит, аргентит, колорадоит, клаусталит, тиёмманит, киноварь и минералы платиновой группы. Проведенное Игнатъевым Е. К. (1999) ревизионное опробование рудных тел показало, что из попутных полезных компонентов, имеющих практическую значимость, помимо золота, присутствуют палладий и платина. Повышенные содержания золота и палладия чаще всего приурочены к гнездовым халькопирит-борнитовым рудам ($\text{Cu} > 1.0$ масс. %), в которых установлено от 0.10 до 9.33 г/т золота и от 0.07 до 2.03 г/т палладия.

Минералы платиновой группы установлены в халькопирит-борнитовых и халькопирит-борнит-халькозиновых рудах и представлены меренскиитом, котульскитом, кейтконитом и тема-

гамитом. Теллурид палладия – меренскит (PdTe_2), является наиболее распространенным минералом. Он встречается в виде отдельных крупных (до 100 мкм и более) округлых или угловатых зерен в халькопирит-борнит-халькозиновых рудах, на границе зерен рудных и силикатных минералов в виде включений в халькопирите, борните и ковеллине в ассоциации вместе с колорадоитом, гесситом, клаусталитом, аргентитом и золотом. Теллуриды палладия часто встречаются в виде мелких включений (1-15 мкм), наряду с селенидами и теллуридами свинца, ртути, серебра, золота, в минералах меди (борните, халькозине, халькопирите или куприте). Присутствие минералов платиновой группы в рудах месторождения Кирганик можно считать одним из важных типоморфных признаков для медно-порфировых месторождений, приуроченных к щелочным магматическим системам, с которыми тесно связаны проявления калиевых ортоклазовых метасоматитов.

Таким образом, в пределах Корякско-Камчатского региона можно выделить следующие источники получения металлов платиновой группы, в том числе потенциальные и новые:

- сульфидные Au-Zn-Cu рудопоявления в массивах дунит-гарцбургитовой формации;
- новые россыпи, приуроченные к зональным интрузиям;
- платиноносные дуниты и хромиты зональных интрузий;
- сульфидные золото-медно-палладиевые руды, приуроченные к зональным интрузиям;
- медно-никелевые руды месторождений в массивах норит-кортландитовой формации;
- руды медно-порфировых месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №15-И-2-095).

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение), Серия Корякско-Курильская, Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. Ред. Б.А. Марковский. СПб: Изд-во СПб картографич. фабрика ВСЕГЕИ. 2006. 376 с.
2. Козлов А.П., Чантурия В.А. Платиносодержащие дунитовые руды и их обогатимость. М.: УРАН ИПКОН РАН. 2009. 148 с.
3. Разумный А.В., Сидоров Е.Г., Сандимирова Е.И. Медно-золото-палладиевая минерализация в концентрически-зональных массивах Корякского нагорья // Вестник Краунц. Серия: Науки о Земле. 2004. № 2. С. 70-79.
4. Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д. Особенности минералов платиновой группы базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона. Платина России. Сборник научных трудов. Т. VII. Красноярск. 2011. С. 200-216.
5. Чубаров В.М., Игнатьев Е.К., Москалева С.В. и др. Зональность платиноидной минерализации в медно-никелевом рудопоявлении Квинум-1 (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН. 2005. Т. 493, № 2. С. 231-236.
6. Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Т. III. Кн. 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1999. С. 66-75
7. Economou-Eliopoulos M. Platinum group element potential of porphyry deposits. In Exploration for Platinum-group Element Deposits (J.E. Mungall, ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course 35: 2005. P. 203-246.

УСЛОВИЯ ПЕРЕНОСА PGE И NI ВОССТАНОВЛЕННЫМ УГЛЕРОДНЫМ ФЛЮИДОМ В ЗОНАХ АККРЕЦИИ И СУБДУКЦИИ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Симакин А.Г.^{1,2}, Салова Т.П.¹, Девятова В.Н.¹

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,
e-mail: simakin@iem.ac.ru, salova@iem.ac.ru²
Институт Физики Земли РАН, г. Москва

Плавное течение субдукции океанической плиты под континент нарушается при аккреции крупных островных дуг. При численном моделировании процесса аккреции обычно получается «срезание» легкого островного вещества, как и обычного слоя осадков. Геофизические данные о протекающей в настоящее время коллизии Лузонской островной дуги с Тайванем указывают на то, что в реальности этот процесс сложнее, и зона контакта разбивается системой глубинных разломов. Нами проведено численное моделирование процесса возобновления субдукции после «швартовки» острова к краю континента [1]. Особенностью нашего моделирования является выбор реологии, позволяющей численно реализовать псевдо-разрывные нарушения в виде узких линейных зон локализации сдвиговых напряжений. Граничные кинематические условия в виде заданной скорости движения океанической плиты порядка 8 см/год приводят при определенных реологических параметрах к разрушению зоны контакта и затаскиванию больших блоков острова под мантийный клин (рис. 1). Большие массы легких и маловязких осадочных пород (таких как кварциты и карбонаты) гравитационно неустойчивы и в какой-то момент всплывают, достигая РТ параметров реакций декарбонатизации на некоторой глубине (порядка 100 км, точное значение зависит от многих параметров).

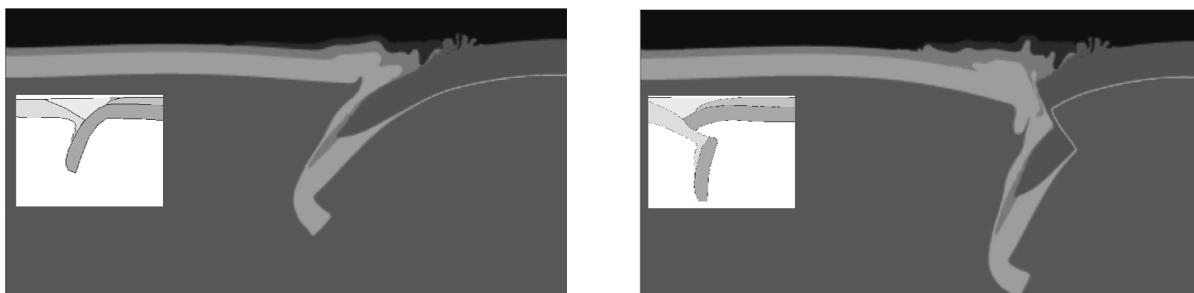


Рис. 1. Облом края острова по данным нашего моделирования и (на вставках) по результатам аналогового эксперимента [2].

Рассмотрение с точки зрения нашей модели аккреции Кроноцкой палеодуги к Камчатке 5-10 млн. лет назад приводит к важным выводам. Кроноцкая палеодуга сформировалась в позднемеловое и палеоцен-эоценовое время [3]. Среди пород палеодуги, обнажающихся на полуострове Камчатский, выделяются переслаивания карбонатных и кремнистых осадочных пород с углем. Эти породы, видимо, контаминировали мантийный клин под Срединным хребтом, а затем течением в мантийном клине контаминированные породы переместились под ЦКД.

Следствием локальной карбонизации мантийного клина являются проявления калиевого магматизма и никелевого оруденения. Находки платиноидов в аэрозолях извержения вулкана Толбачик 2012-2013 гг описаны в [4] (рис. 2). Известны многочисленные наблюдения нарушений положительной корреляции содержания магния и никеля в оливинах Толбачика (извер-

жение 1941 гг.) и Шивелуча (базальтовые центры на западном склоне вулкана) – обнаружены каймы с высоким содержанием никеля и относительно низким (Fe_{72-75}) магния. Эти и другие факты свидетельствуют о существовании глубинных резервуаров восстановленного флюида состава $CO-CO_2$.

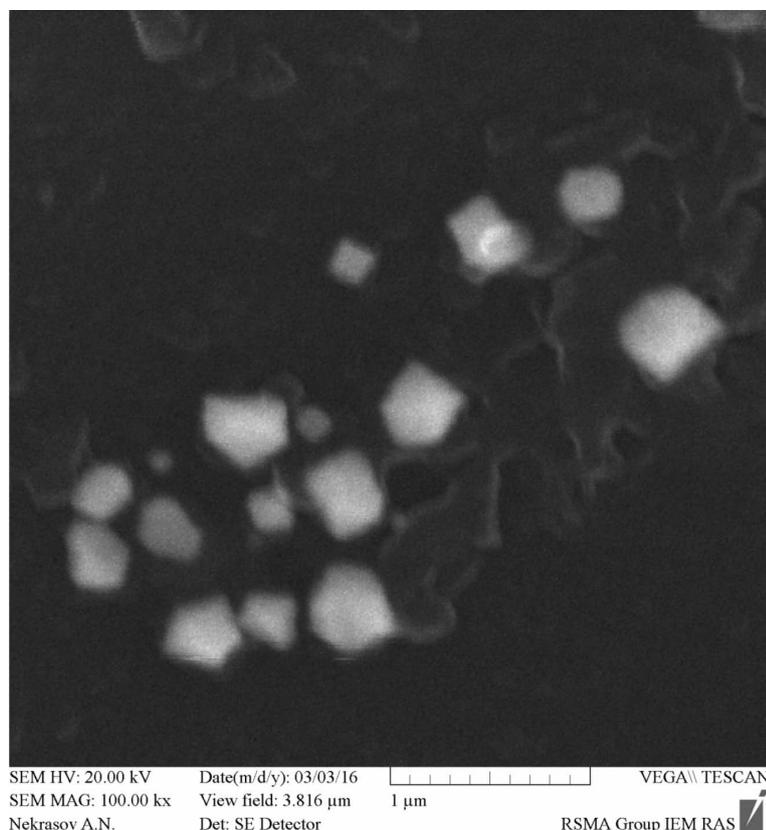


Рис. 2. Микро-частицы платины, отложенные из газовой фазы на стенках пузыря в альбитовом стекле-ловушке.

Перенос и концентрация калия, платиноидов, никеля и других элементов мы связываем с особыми свойствами восстановленного сухого углеродистого флюида [5]. Помимо теоретических аргументов, в последнее время появились экспериментальные данные, подтверждающие нашу модель. Мы провели серию экспериментов с сидеритом $FeCO_3$ ($(Fe,Mg)CO_3$) в качестве источника флюида состава CO_2-CO . Установлено, что этот флюид при $T > 700-800C$ при $P = 2$ Кбар реагирует с платиной с образованием летучего карбонила. При более высокой T (до $1000C$) карбонил разлагается и осаждается в альбитовой ловушке [6]. Установлено, что восстановленный углекислый флюид активно переносит марганец, кремнезем, редкие земли, фосфор. Устойчивость карбонила никеля рассчитана нами термодинамически и подтверждена геологическими данными [7]. С ростом давления температура термического разложения $Ni(CO)_4$ достигает магматических температур. При среднекоровых давлениях карбонил никеля разлагается на контакте с магмой, что, по нашему мнению, и является источником включений никеля в аэрозолях извержения вулкана Толбачик [4]. Впрыскивание углеродсодержащего флюида в магму на больших глубинах способно вызвать образование алмазов из газовой фазы.

Благодарности. Неоценимый приборно-аналитический вклад в результаты работы внесли Ринат Габитов (MSU, США), Сергей Исаенко (Институт Геологии, Сыктывкар), Сергей Симакин (ФТИ, Ярославль), Алексей Некрасов (ИЭМ, Черногоровка).

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Simakin, A.G. Numerical modelling of the late stage of subduction zone transference after an accretion event. Terra Nova. 2014. 26 (1), 22-28.
- 2 Boutelier, D. and Chemenda, A. 2011. Physical modeling of arc–continent collision: a review of 2D, 3D, purely mechanical and thermo-mechanical experimental models. In: Arc-Continent Collision, Frontiers in Earth Sciences (D. Brown and P.D. Ryan, eds). Pp. 445-473. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- 3 Соловьев А.В. (2008) Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геологического института РАН. 577. 319.
- 4 Simakin A., Salova T., Devyatova V. and Zelensky M. (2015) Reduced carbonic fluid and possible nature of high K magmas of Tolbachik. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 307. 210-221.
- 5 Симакин А.Г. (2014) Особенности состава флюида в сухой системе С–О–S при P–T параметрах нижней коры по данным термодинамического моделирования. Петрология, 22 (1), 1-9.
- 6 Simakin A.G., Salova T.P., Gabitov R.I., Isaenko S.I. Dry CO₂-CO fluid as an important potential Deep Earth solvent. Geofluids. 2016 (in review).
- 7 Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П., Зеленский М.Е. О роли флюида с преобладанием CO₂ в магматогенезе и магматическом рудогенезе. ДАН. 2016 (в печати).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МИЛОГРАДОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Фелюфьянов Д.С.¹, Ненахова Е.В.²

¹Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: feldmitry@gmail.com

²Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: nev_vsu@mail.ru

Рудопроявление Милоградовское располагается в Ольгинском районе Приморского края, в бассейне р. Милоградовка (на левом ее берегу). Кроме рудопроявления Милоградовское в данном районе известны такие объекты как месторождение Союзное, рудопроявления Приморское, Васильковское, Алтай, Ближнее, Срединное, Вершинное, а также ряд отдельных пунктов золотой и серебряной минерализации.

Все указанные выше объекты структурно приурочены к Милоградовско-Маргаритовской вулканотектонической депрессии, сложенной вулканогенными отложениями арамазовской, сияновской и богопольской свит верхнемелового-нижнепалеогенового, пронизанными в пределах изучаемого участка дайками среднего и кислого состава, а также штоками гранит-порфиров. Сама депрессия состоит из трех кальдер: Лимовской, Ново-Петропавловской и Бровкинской. Милоградовское рудопроявление локализуется исключительно в пределах Лимовской кальдеры. Снизу-вверх в ее строении выделяются туфы арамазовской свиты Приморской серии, являющиеся по сути фундаментом для отложений вышележающих сияновского и богопольского комплексов, сложенных туфами кислого состава, преимущественно, риолитового, риодацитового и дацитового. Возраст пород арамазовской свиты составляет около 83-85 млн. лет, возраст сияновского комплекса – 69-70 млн. лет, а возраст богопольского комплекса – 57-60 млн. лет. Возраста получены с помощью изотопного U-Pb датирования [1].

Для территории Милоградовского рудопроявления и для Лимовской кальдеры в целом характерны многочисленные проявления интрузивного магматизма. Наибольшее распространение имеют штоки гранит-порфиров, а также дайки пород, по составу более всего напоминающих дациты. Кроме того, встречаются дайковые тела кварцевых порфиров. Рудная минерализация приурочена к зонам развития интенсивного кварцевого прожилкования. Всего на рудопроявлении выделяется по меньшей мере 13 таких зон. По данным В.Г. Сахно возраст рудовмещающего комплекса составляет 48-52 млн. лет [2].

На данный момент наиболее изученными и представляющими интерес являются зоны Карлик и Южная в долине р. Чаус, пересекающие ее под углами 35-80 градусов. Наиболее представительные обнажения, как естественные, так и вскрытые канавами, расположены в центральной части участка. Однако, в западной части канавами была вскрыта зона прожилкования, полностью соответствующая по особенностям залегания и составу зоне Южной.

Зоны Карлик и Южная проходят параллельно друг другу на среднем расстоянии ~150м. Азимут простирания – северо-восток 55°. Вмещающими породами для кварцевых жил являются псефитовые и псаммитовые туфы сияновского и богопольского комплексов. Туфы интенсивно пропилитизированы: почти повсеместно наблюдается их замещение эпидотом и хлоритом, за счет которых породы приобретают зеленоватый оттенок.

Обе описываемые зоны кварцевого прожилкования существенно различаются по своему строению как в плане, так и по вертикали.

Зона Карлик в плане представляет собой сложную систему кварцевых прожилков общего простирания. Пространственно зона связана с дайкой пород дацитового состава, имеющей простирание северо-восток 55-60°. В зоне Карлик можно выделить основную северо-западную часть и второстепенную юго-восточную. Между собой данные части различаются не только мощностью кварцевых жил и прожилков, но и их составом. Основная – характеризуется более мощными жилами от 1 до 4,7м, сложенными массивным и пузырчатым кварцем в соотношении ~1:1, слабоомарганцованными, с незначительным содержанием полевого шпата. В то же время во второстепенной части со смещением к юго-востоку массивный кварц полностью вытесняется пузырчатым, степень омарганцевания значительно возрастает, а в составе жил и прожилков начинает возрастать содержание розового микролина (до 30 об. %). Максимальная мощность кварцевых жил в юго-восточной части зоны Карлик в единичных случаях достигает 1 м, в основном же эта часть представлена прожилками до 10-30 см. В строении зоны Карлик по вертикали отмечаются некоторые закономерности, наиболее примечательной из которых является прямая зависимость между мощностью жил и гипсометрическим уровнем. Максимальной мощности кварцевые жилы достигают на а.о. 185-190 м, далее вниз по склону, вплоть до а.о. 125м, зона достоверно фиксируется лишь по маломощным, до 15-20 см, кварцевым прожилкам. Кроме того, по вертикали изменяется и состав кварцевых жил и прожилков: сверху вниз содержание массивного кварца значительно снижается, уступая место омарганцованному пузырчатому кварцу, в целом, характерному тому, что слагает юго-восточную прожилковую часть зоны Карлик. По вертикали отмечается также различная степень разрушенности основной части зоны Карлик: в верхней части – жилы слаботрещиноватые, открытые трещины почти отсутствуют. В то же время к а.о. 125м. степень трещиноватости возрастает до интенсивной, что в сочетании с преобладанием менее устойчивого к физическому воздействию пузырчатого кварца приводит к значительному разрушению жилы до щебнисто-глыбового состояния с сохранением изначальной формы геологического тела. Особый интерес представляет наличие золота в псефитовых туфах на а.о. 185-190 м в непосредственной близости от контактов с покровными пепловыми туфами милоградской толщи.

Зона Южная существенно отличается от зоны Карлик и располагается ~ в 150 м к юго-востоку. Данная зона в плане представляет собой выдержанную по простиранию кварцевую жилу небольшой мощности с редкими «раздувами», представляющими собой участки разделения основной жилы на маломощные кварцевые прожилки. Главным отличительным признаком зоны Южной является ее состав, в котором значительную роль играет адуляр. Так же, как и зона Карлик, зона Южная по вертикали имеет неоднородное строение: небольшая мощность в верхней и нижней частях (прожилки до 30-40 см) и более высокая – в средней части – 1-8 метров. Нижнюю часть можно условно выделить на уровне до 115 м, среднюю – на

115-145 м, в верхнюю – более 145 м. Нижняя и средняя части имеют сходный минеральный состав и различаются только по мощности. В данных частях зона сложена кварцевыми жилами и прожилками с преобладанием пузырчатого кварца и примесью розового микроклина, образующего как собственные скопления в виде «стенок» на контактах кварцевых прожилков с вмещающими туфами, так и, по-видимому, тонкораспыленного в кварце в приконтактной зоне. Интенсивно проявлены омарганцевание и трещиноватость. В сочетании эти два параметра привели к образованию скоплений глиноподобных темно-бурых вязких масс минералов марганца в открытых трещинах, а в зонах дробления данные массы могут являться матриксом для обломков кварцевой жилы. Верхняя часть зоны Южной кардинально отличается от нижней и средней: здесь значительную роль играет полупрозрачный адуляр, составляющий до 50% объема жилы, и, вероятно, приходящий на смену микроклину из нижележащих частей. Степень омарганцевания понижается, а трещиноватость становится очень слабой. В верхней части жила разделяется на несколько менее мощных прожилков до 30-40 см, за счет чего мощность самой зоны прожилкования может возрастать до 3 м.

Особую роль на участке играют пепловые туфы милоградской толщи, залегающие на образованиях сияновского и богопольского комплексов. В связи с отсутствием данных по возрасту кварцевых жил нельзя однозначно утверждать, являются ли данные туфы дорудными, т.к. не было выявлено ни одного случая прорывания пород милоградской толщи кварцевыми жилами. Однако, в одной из канав, подсекающих зону Южная на а.о. 155-160 м, в данных туфах встречена зона маломощного кварцевого прожилкования, шириной около 22 м. Данные пепловые туфы перекрывают зоны Карлик и Южная своеобразной покрывкой протяженностью по простиранию этих зон от 0,6 до 1 км. Зона Южная достоверно фиксируется на протяжении более чем 1,8 км, причем участок протяженностью ~1 км перекрыт отложениями милоградской толщи. Предполагается, что данные отложения играли роль экрана, законсервировавшего гидротермы и обеспечившего концентрацию в своей подошве кварца, обогащенного рудными минералами. Данное предположение не противоречит наблюдениям, по которым содержание рудных минералов значительно возрастает по вертикали снизу вверх, что применимо как к зоне Южной, так и к зоне Карлик.

Стоит отметить, что туфы милоградской толщи распространены на территории участка неравномерно. Большая их часть сконцентрирована на юго-востоке-востоке участка. В центральной и западной части пепловые туфы не выходят на водоразделы и встречаются лишь на склонах, максимально доходя до их верхней части. В то же время, юго-восточная часть является наиболее низкой.

По результатам полевых наблюдений можно предположить, что отложения милоградской толщи сформировались в результате ингрессии в раннеэоценовое время, обусловленной активизацией вулканизма. Юго-восточная часть участка оказалась погружена сильнее и мощность отложений милоградской толщи там, по-видимому, была заметно выше, чем в центральной и северо-западной частях. Это предположение можно объяснить тем, что значительную роль в уменьшении площади распространения туфов милоградской толщи сыграло развитие современных речных долин, наиболее ярко проявивших свое разрушительное воздействие именно в центре и на северо-западе, что и могло быть обусловлено значительно меньшей мощностью туфов при примерно равных уровнях базиса эрозии.

Таким образом, главными рудоконтролирующими структурами на Милоградском рудопроявлении являются кварцевые жилы, непосредственно несущие в себе полезные компоненты, а также вмещающие их псефитовые туфы в местах контактов жил с пепловыми туфами милоградской толщи. Возможным доказательством правильности этого предположения может являться наличие золота во вмещающих туфах зоны Карлик на высоких гипсо-

метрических уровнях, которым соответствуют водоразделы, где эрозия проявлена наиболее слабо. И хотя экран из пепловых туфов на некоторых таких участках был разрушен – непосредственно нижележащие породы сохранились и показали содержания золота и серебра близкие к их содержаниям в средней части кварцевых жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
2. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 219-226.

БЛАГОРОДНЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ ГРАФИТОНОСНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ХАНКАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток, e-mail: vpmol@mail.ru

Высокоуглеродистые породы занимают обширные территории в пределах Дальнего Востока России. Только в Приморском крае они образуют широкую зону, вытянутую в субмеридиональном направлении на многие десятки километров. К этой зоне региональной графитизации приурочены (вблизи г. Лесозаводска) два крупных месторождения – Тургеневское и Тамгинское, разведанные еще в сороковых годах прошлого столетия [1]. Как показали исследования авторов [2,3], в них сосредоточены, помимо графита, значительные запасы благородных металлов (БМ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Именно эти обстоятельства послужили основанием для возобновления специализированных работ на поиски руд нетрадиционного типа, приуроченных к площадям развития графитизированных пород северной окраины Ханкайского террейна. Целенаправленные исследования авторов увенчались открытием новых проявлений благороднометалльно-редкоземельно-графитоносной минерализации.

Обнаруженная БМ и РЗЭ минерализация локализована в рифей-кембрийских углеродсодержащих породах ружинской свиты, выходящих на поверхность в ста километрах к северу от Лесозаводской графитоносной площади в районе г. Дальнереченска. Специфика руд этого типа состоит в тесной связи с процессами регионального метаморфизма, проявившегося в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации. Комплекс рудовмещающих пород представлен переслаиванием мраморов, кальцифиров, биотит-кварц-полевошпатовых сланцев и согласных инъекций биотитовых и лейкократовых гранитогнейсов. Породы сильно дислоцированы, смяты в антиклинальную складку субмеридионального простирания. Восточное крыло складки прорвано штоком лейкократовых гранитов. Отмечается присутствие секущих слоистую толщу маломощных жил, сложенных кварцем и полевым шпатом, по контактам с гранитами и гранитогнейсами мрамора скарнированы. В мраморах и сланцах графит в ассоциации с сульфидами и флюоритом развит в виде тонкочешуйчатой равномерно рассеянной вкрапленности, в скарнах и гранитогнейсах образует крупные мономинеральные гнезда, жилы и прожилки.

В изученных графитизированных породах с применением новых методик пробоподготовки и определения состава пород, разработанных авторами [4], установлен широкий спектр элементов от петрогенных вплоть до Be, Sc, Y, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, V, Zr, Nb, Cd, Sn, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, Уи редких земель. Отличительными чертами рудовмещающих пород являются повышенные концентрации Al_2O_3 и щелочей при преобладании Na_2O над K_2O , а также Y, Cr, Zn, Ni, Rb, Zr, Ba, Pb, Th.

По характеру распределения РЗЭ графитоносные породы разделяются на две группы: одну с низким суммарным содержанием РЗЭ и положительной европиевой аномалией и другую с более высоким содержанием РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией. В первую из них попадают граниты, во вторую – все остальные разновидности пород изученной площади. Различия в амплитуде европиевой аномалии могут отражать разную глубину магматического очага. Тренды распределения РЗЭ в гранитах описываются кривыми, отражающими резкое обогащение легкими и средними лантаноидами относительно тяжелых (отношение La/Yb достигает 55, La/Sm - 16,5). Суммарное содержание РЗЭ составляет 59 г/т.

Углеродистым породам второй группы свойственно значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Максимальные концентрации РЗЭ зафиксированы у углеродистых сланцев (Σ РЗЭ до 740 г/т, La/Yb 110-120). Им близки хондрит – нормализованные тренды распределения РЗЭ в скарнах, графитовых жилах и гранитогнейсах. Они также обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb 11-24), но располагаются в области более низких концентраций РЗЭ. Кварцевые жилы представлены компактной группой трендов, отражающих максимальное снижение всех РЗЭ (Σ РЗЭ до 5-11 г/т). Им свойственна незначительная европиевая аномалия, а также уменьшение величины отношения La/Sm и Gd/Yb. Это выражается в слабом проявлении дифференциации как среди легких, так и тяжелых лантаноидов.

Все отмеченные разновидности пород графитизированы, концентрация элементарного углерода в отдельных случаях достигает 20 мас. %. Выполненные анализы указывают на наличие тенденции снижения степени графитизации пород в направлении от скарнов к кварцевым жилам. Более того, сопоставление полученных данных показало, что в образцах с повышенными содержаниями графита и золота (0,1-0,2 г/т) постоянно присутствуют значительные количества лантаноидов. Тесная ассоциация редкоземельных и благородных металлов с графитом свидетельствуют в пользу их генетического родства, являясь признаком происхождения из единого рудогенерирующего источника. Этот факт имеет важное прикладное значение, поскольку позволяет контролировать не только качество исходного благороднометалльно-редкоземельно-графитового материала, но и корректировать направление будущих технологических исследований.

Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется сложным полиминеральным составом. Самородное золото чаще всего представлено частицами неправильных очертаний (рис. 1). Диапазон гранулометрической шкалы этих обособлений невелик (10-20 мкм). По химическому составу их можно отнести к высокопробным разновидностям. Лишь в отдельных золотилах фиксируется примесь Cu до 1-2%. Самородное серебро (рис. 2) обнаружено в виде проволоковидных выделений размером до 10-15 мкм. В некоторых из них присутствует Cu (0,9%).

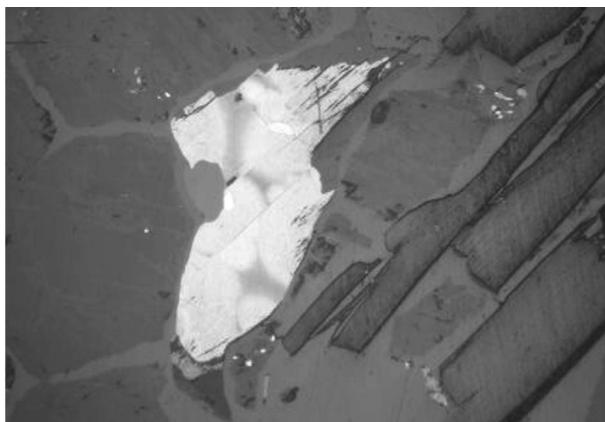


Рис. 1. Медьсодержащее золото (белое) в ассоциации с пентландитом (серое) в мраморе. Хорошо видны пластинки графита (черное).

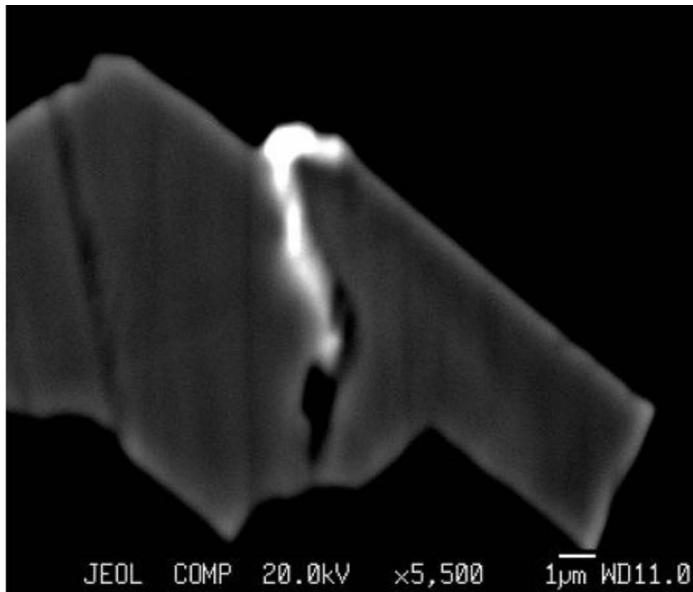


Рис. 2. Включение самородного серебра (белое) в пирротине (серое).

В ассоциации с минералами БМ и графитом отмечаются сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, Со – содержащий арсенопирит, галенит, висмутин, тетрадимит), а также барит, рутил, монацит, ксенотин, уранинит. Наряду с ними довольно часто встречаются зерна Yb, содержащего до 1% флюорита, образующего с кварцем графические сростания.

Совокупность полученных изотопно-геохимических материалов свидетельствуют о том, что графит скарнов и жил Дальнереченской площади обла-

дает высокой степенью гомогенности. Установлено, что по величине $\delta^{13}\text{C}$ (от 2,1 до 5,5‰), согласно [5,6], он отвечает мантийному углероду. В зонах дробления присутствует графит со значениями $\delta^{13}\text{C}$ до 11,11‰, позволяющими предполагать о возможном фракционировании изотопов при переотложении графита в процессе более поздней деформации. Облегченный изотопный состав углерода не отрицает участие в рудообразовании биогенного вещества. В любом случае, главными поставщиками углерода при формировании благороднометалло–редкоземельно-графитоносных руд были глубинные флюидные потоки.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00148.

ЛИТЕРАТУРА

1. Солоненко В.П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М. Изд-во геол. литер. 1951. 383 с.
2. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524-529.
3. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Благородные металлы в высокоуглеродистых метаморфических породах Ханкайского террейна, Приморье // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 70-80.
4. Ханчук А.И., Медков М.А., Молчанов В.П. Разработка подходов к созданию аналитических методов и технологии извлечения полезных компонентов из графитоносных пород // Химическая технология. 2014. № 6. С. 378-384.
5. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А. Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808-810.
6. Naidu A.S., Scalan R.S., Feder N.M. Stable organic carbon isotopes in sediments of the North Bering-South Chukchu seas, Alaskan Soviet Arctic shelf // Continent. Shelf Res., 1993. V. 13. P. 669-691.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕОЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В РЫХЛЫХ ПОРОДАХ ПАВЛОВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток, e-mail: vpmol@mail.ru

В современной отечественной литературе часто обсуждаются вопросы металлоносности рыхлых отложений угленосных впадин. В большинстве своем эти образования не несут какой-либо рудной нагрузки, однако в некоторых из них наблюдаются промышленные концентрации стратегических металлов. К числу наиболее известных примеров таких нетрадиционных источников сырья относятся искусственные скопления рыхлых пород, приуроченные к обрабатываемым разрезам Павловского бурогоугольного месторождения. Это породы вскрыши угольных пластов, которые складываются в виде отвалов в центральной части Приморского края, характеризующейся развитой инфраструктурой и близостью крупных промышленных центров. Годовой объем вскрыши в отдельные годы достигал 18 млн. м³. Можно представить сколько сотен миллионов кубических метров вскрышных пород скопилось в отвалах за более чем 30-летнюю историю эксплуатации объекта. В них накопились значительные запасы не только благородных металлов (золота, платины и серебра), но и других рудогенных элементов (германия). Это позволяет рассматривать породы отвального комплекса в качестве существенного резерва пополнения минерально-сырьевой базы региона. По основным техническим показателям (большим объемам, промышленным концентрациям полезных компонентов и т.д.) они вполне отвечают требованиям, предъявляемым к твердым полезным ископаемым. Однако многие детали процесса формирования благороднометалльной минерализации трактуются неоднозначно [1, 2]. Настоящее исследование направлено на изучение форм нахождения, распределения и признаков генетической принадлежности благородных металлов для корректной реконструкции рудообразующих процессов.

В геологическом строении Павловского бурогоугольного месторождения, приуроченного к центральной части Ханкайского террейна, принимают участие верхнепалеозойские гранитоиды, кайнозойские вулканогенно-осадочные толщи, литологические отложения неогенового и четвертичного возраста. Бурые угли дислоцированы в слабосцементированных песчаниках (с аутигенными вивианитом и сидеритом) и аргиллитах павловской свиты. Отложения павловской свиты залегают на палеозойских эффузивах, углеродисто-кремнистых сланцах, известняках, гранитоидах и с разрывом перекрываются терригенными образованиями суйфунской свиты. Последнюю слагают песчано-галечно-гравийные отложения с линзами глин. Четвертичные отложения – глины, пески с галькой залегают с незначительным угловым несогласием на породах неогенового возраста. Формирование угленосных впадин в кайнозое происходило на фоне неоднократных вспышек вулканической активности. Это проявилось в появлении горизонтов аргиллизированных базальтов, линз и прослоев кислых туфов и туффитов, базальтовых и щелочно-базальтовых лавовых покровов.

В процессе исследований для определения содержания благородных металлов использовался нейтронно-активационный метод. Облучение проб (растворов и твердых образцов) проводилось с применением источника нейтронов на основе Cf-252. Изменение активности облученных проб проводилось на гамма-спектрометре с полупроводником Ge (Li) – детектором. Диагностика минералов осуществлялась методами сканирующей электронной микроскопии (EVO-50XVP) и локального микроспектрального анализа (JEOL 8100).

Предметом детальных минералого-геохимических исследований послужили крупнообъемные пробы рыхлых пород (весом до 300-400 кг), отобранные из бортов каждого из четырех

отрабатываемых разрезов месторождения (Павловский-2, Северная депрессия, Центральный и Спецугли). Материал проб в лабораторных условиях проходил стадии расситовки, гравитационного обогащения с использованием технических средств, вплоть до концентрационного стола. Затем из полученного концентрата на серийных магнитном и электромагнитном сепараторах выделялись минералы магнитной, электромагнитной и неэлектромагнитной фракций. Основу магнитной фракции, слагающей большую часть концентрата, составляет магнетит. Ведущую роль в электромагнитной фракции выполняет ильменит. Неэлектромагнитная фракция в сущности представляет собой смесь эпидота, циркона, рутила, анатаза, граната, а также киновари, касситерита, пирита, самородных металлов (Au, Pt, Pd, Cu, Hg, Fe, Pb) и интерметаллидов (Cu-Sn, Fe-Cr, Au-Pd, Au-Pd-Ni, Au-Cu -Hg).

В процессе опробования бортов карьеров было выявлено два уровня обогащения благородными металлами рыхлых пород, приуроченных к породам нижней части разрезов, подстилающих угольные пласты, а также неогеновым и четвертичным осадкам, залегающих в верхних частях. Их образование, по-видимому, связано с влияниями геохимических барьеров: в первом случае угольных пластов, во втором – глинистых пород. Так, суммарное содержание благородных металлов (Au+ Pt+Pd) в глинах достигает 2,3 г/т [2].

Все изученные золотины нижних горизонтов по морфологии не отличаются большим разнообразием. Преобладают сфероидальные частицы. Типоморфной чертой их внутреннего строения является повышенная пористость. Эти микропоры по размеру не превышают 1-2 мкм и выполнены самородными медью, вольфрамом и железом. По мнению [3], появление пористых золотинок связано с высокой газонасыщенностью рудоносных флюидов. По гранулометрии они относятся к мелкому классу (-0,25 мм). По особенностям химизма все исследованные образцы можно разделить на три группы: серебристую, медистую и палладистую. В составе первой из них доминируют золотины с значениями пробности свыше 900 единиц. Медистая группа состоит из золотинок высокой пробы (более 900 промилле) с заметной примесью Си (0.1-3.2 ат. %). Установлен не равномерный характер распределения Си в пределах зерен. Размер гомогенных участков редко превышает десятки микронов. Среди обособлений третьей группы наиболее широко распространены частицы палладистого золота (Au-Pd). В отдельных случаях отмечаются субмикронные выделения интерметаллидов золота, палладия и никеля (Au-Pd-Ni), состав их варьирует в широких пределах. К редким находкам относятся мелкие зерна самородной платины.

Присутствие золото-палладиевых и золото-палладий-никелевых фаз позволяет предполагать о глубинном источнике рудоносного флюида, участвовавшего в формировании золотой минерализации. В пользу этого предположения может послужить обнаружение на поверхности зерен алмазов пленок золото-палладиевого состава [3].

В верхних частях разреза преобладают частицы уплощенных (пластинчатых, чешуйчатых) очертаний, как следствие осаждения на геохимических барьерах. По крупности они относятся к мелкому классу (-0,25мм). Количество частиц средней крупности (до 1,0мм) обычно не превышает 2-3%. Микрополости немногих сфероидов золота выполнены минералами циркония. По особенностям химизма преобладают золотины ртутистой и серебристой групп. В ртутистой группе чаще всего отмечаются низкопробные фазы (Au от 58.7 до 65.4 мас %, Ag от 39.1 до 41.5 мас %, Hg от 0,9 до 2,3 мас %). Единичными микронными анализами установлено присутствие выделений природной амальгамы золота. Согласно диаграмме состояния Au-Hg переход паров золота и ртути в жидкую фазу наступает при температуре ниже 420°C [4]. Как известно, ртутьсодержащие золотины характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью. Своеобразие их вторичных преобразований выразилось в появлении высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм. Подобные изменения претер-

певают ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала. Уменьшение температур минералообразования в верхах разреза сопровождается снижением значений пробы золота серебристой группы до 620-650 промилле. На периферии зерен довольно часто наблюдаются коррозионные оболочки толщиной 30-50 мкм, где концентрации Ag (1.6-1.8 мас. %), значительно понижены по сравнению с центральной частью. Переход от матрицы к кайме резкий и хорошо прослеживается. Появление этих оболочек, по-видимому, связано с выносом примесей из золота в зоне гипергенеза.

Находки необычной ассоциации природной амальгамы, медистого и серебристого золота, платины, киновари далеко не единичное явление в пределах Ханкайского террейна. Авторами обнаружена [6] в делювиальных и аллювиальных отложениях Фадеевского узла, расположенного вблизи от изученного объекта, шлиховая ассоциация Pd, Cu, Hg – золота с киноварью, платиноидами, самородными металлами (Pb, Fe, Cu, Zn), интерметаллическими соединениями (Pb-Sn, Fe-Cr) – практически тот же спектр минералов, что и в тяжелой фракции пород вскрыши Павловского месторождения.

Для объяснения причин появления благороднометальной минерализации предлагается рассмотреть гипогенную модель. Она основана на предположении о глубинной природе ассоциации золота, палладия, платины и ртути, пространственно совпадающей с разломами мантийного заложения, по которым осуществлялась дегазация синхронно с интенсивным кайнозойским магматизмом в пределах Ханкайского террейна. Предполагается [7], что формирование самородных металлов и интерметаллидов в зонах глубинных разломов тесно связано с особенностями развития магматических процессов и флюидного режима и сопряжено с эндогенным рудообразованием. В пределах различных структур земной коры выявляются ассоциации самородных металлов и интерметаллидов, в которые входят, кроме золота, палладия, платины и ртути, Fe, Ni, Co, Cr, Mn, Pb, Zn, Cd, Sb, Cu, Sn, Bi, Al, C, оксиды, нитриды, цианиды металлов и др. По-видимому, по участкам проявления ассоциаций этих минералов можно распознавать разломы глубинного заложения, используемые в качестве путей движения металлоносных флюидов. В таком случае, находки соединений Au-Pd и Au-Cu-Hg в рыхлых отложениях Павловского месторождения и Фадеевского узла можно рассматривать, как свидетельство глубинной дегазации Земли, проявляющейся в процессе тектоно-магматической активизации в осадочном чехле Ханкайского террейна, где расположены изученные объекты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 14-17-00420.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов В.П., Медведев Е.И. Самородное золото аллювиальных отложений угленосных впадин юга Дальнего Востока // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. 2010. Новосибирск: ООО «Апельсин». С. 456-460.
2. Середин В.В. Au-PGE минерализация на территории Павловского бурогоугольного месторождения Приморья // Геология рудных месторождений. 2004. № 1. С. 40-71.
3. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Некоторые типоморфные особенности россыпного золота бассейна р. Уджа (северо-восток Сибирской платформы). // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. 2010. Москва: ИГЕМ РАН. Т. 1. С. 135-137.
4. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука. 2001. 366 с.
5. Плаксин И.Н. Система золото-ртуть // Изв. СФХА. 1938. № 10. С. 129-159.
6. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е. И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422 № 4. С. 536-538.
7. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное образование. М.: Наука. 1986. 155 с.

ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ УРАНОВО – И ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛОВ И РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: khomich79@mail.ru; boriskina2000@mail.ru*

Осознанная необходимость специального изучения закономерностей формирования и размещения крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья возникла в последней четверти XX века. В этот период научное сообщество приступило к созданию методических основ прогнозирования «...особо крупных рудных концентраций в приповерхностном слое земной коры» [3, с. 369]. В настоящее время практически всеми исследователями признается, что масштаб месторождений, узлов и районов их сосредоточения определяется не только количеством полезных компонентов, заключенных в рудной массе, но и агрегатным состоянием ее минерального состава. Поводом к подобной трактовке суперкрупных «большеобъемных» объектов послужили успехи технологов по совершенствованию методов извлечения из бедных руд многих рассеянных, редких, цветных, благородных и радиоактивных элементов.

В РФ научная проблема выяснения причин образования и закономерностей размещения рудных скоплений мирового класса решается разными, часто взаимодополняющими методами: изучением геологии известных суперкрупных месторождений по каждому виду минерального сырья (в глобальном или региональном масштабе), в зависимости от их генетических особенностей или вне таковых; анализом положения объектов среди крупнейших тектонических сооружений: платформ, щитов, рифтов, орогенных и вулканоплутонических поясов (ВПП) или исходя из их геодинамической позиции (активные, пассивные окраины континентов, внутриплитные обстановки и т.п.) и, наконец, исследованиями отдельных, унаследовано развивавшихся рудных районов, в которых сосредоточены месторождения разного или однотипного происхождения, обладающие сопоставимыми геолого-геофизическими характеристиками, и к тому же принадлежащими одной металлогенической эпохе.

Как известно [3], среди континентов самой насыщенной крупными и суперкрупными месторождениями является Азия. В ее пределах наиболее продуктивна мезозойская эра. Месторождения этого периода геологической истории в основном сосредоточены в восточной половине континента, принадлежащей Азиатско-Тихоокеанской мегазоне взаимодействия [4], в которой даже докембрийские сооружения подверглись в позднем мезозое тектоно-магматической активизации [5, 6]. Примечательно, что многие крупные и суперкрупные рудные объекты Востока Азии ассоциируют с магматическими образованиями окраинно-континентальных ВПП андийского типа: Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Восточно-Китайского. Расположение ВПП над палеозонами субдукции так называемого «чилийского типа» объясняется пологими высокоскоростными погружениями молодых разогретых и поэтому относительно легких и «плавучих» фрагментов океанской литосферы, при активном надвигании окраины континента.

Современными геофизическими исследованиями фиксируются крупные градиентные зоны (ступени) поля силы тяжести у фронтальных частей таких поясов. Самая крупная ступень на Востоке Азии – Хингано-Охотская, называемая также Главной, сопряжена с Большехинганским ВПП. Прежде его классифицировали в качестве внутриконтинентального, но видные тектонисты [1, 2] приводят доказательства в пользу его окраино-континентальной природы андийского типа, полагая, что расположенные в его внешней и периферической зонах

менее масштабные ВПП и ВПЗ (на территории Юго-Восточного Забайкалья, Восточной Монголии и Северного Китая) являются фрагментами этого весьма крупного пояса, иногда называемого Верхнеамурским. Упомянутая Главная ступень обладает примерно таким же градиентом аномалий поля силы тяжести, что и Прибрежная, пространственно сопряженная с Восточно-Сихотэ-Алинским ВПП.

Приводимые во многих публикациях материалы сейсмотомографических исследований [7], также как и палеотектонические реконструкции, подтверждают, что в Азиатско-Тихоокеанской мегазоне конвергенции с позднего мезозоя развивались процессы скольжения и субдукции фрагментов Тихоокеанской мегаплиты (ТМП) под перекрывающий ее Евразийский континент. Эти фрагменты (Фараллон, Кула, Изагаги) по мере погружения в мантию трансформировались в ее переходной (транзитной) зоне и в стагнированные слэбы. Крупные низкоскоростные аномалии, расположенные выше слэбов, рассматривают в качестве «горячих полей мантии», «крупных мантийных клиньев», или «суперплюмов».

Фронтальная часть гетерогенного слэба, выявленного под восточной частью Азиатского материка (между оз. Байкал и побережьем Охотского и Японского морей) относительно хорошо совмещаясь с западным контуром распространения крупных эпирифтогенных мезозойско-кайнозойских депрессий и обширных полей кайнозойских базальтов, проецируется на между-речье Алдана и Олекмы, ее среднее течение и верховья, а далее – на сопредельную территорию Юго-Восточного Забайкалья, Восточной Монголии и Северного Китая. Фланговые ограничения слэба ЗСЗ ориентировки, по всей вероятности, представляли собой в прошлом трансформные разломы, сохранившиеся под континентом при субдукционных процессах. Южный из палеотрансформных разломов проецируется на соответствующую границу Амурской плиты в трактовке Л.П. Зоненшайна, а северный – на Инагли-Кондер-Феклистовский (ИКФ) металлогенический пояс [5]. Поскольку вероятная ширина «ареала влияния» ИКФ пояса у современной поверхности составляет порядка 100-200 км, можно предположить, что такие же параметры «ареала влияния» имеются и у других ограничений слэба. Особенно, если учесть, что к западу от фронтальной части «ареала» расположены еще два крупных поля кайнозойских базальтов – Витимское (Амалатское) и Удоканское, то нельзя исключить вариант, при котором размеры ареала над этой границей слэба могут быть существенно больше приведенных выше.

При совмещении сейсмотомографической схемы, соответствующей горизонтальному сечению транзитной мантии на глубине 550 км, с минерагенической картой Восточной Азии, на которую вынесены крупные и суперкрупные позднемезозойские рудные районы, узлы и поля с PGE, Au и U минерализацией становится очевидным, что практически все они размещены над периметром стагнированного гетерогенного слэба. Назовем лишь самые известные из них: Алданский, Балейский, Бекчиулский (РФ), Дорнотский (МНР), Гуюань-Дуолунский (КНР), Стрельцовский (РФ), Чжао-Е (КНР) и др. Обнаруженный феномен можно в первом приближении объяснить влиянием глубинной геодинамики. Согласно устоявшимся представлениям, воздействие глубинной геодинамики на земную кору предопределено дегидратацией океанических слэбов при продвижении их в переходную (410-670 км) зону мантии, а также интенсивной дегазацией и апвеллингом разогретого астеносферного вещества в пределы литосферы. Апвеллинг, глубинная эрозия нижней коры, сопровождаемые деформациями литосферы, приводили к реактивации средней и верхней коры, формированию первичных очагов, последующему развитию магматизма и рудообразования, т.е. формированию рудно-магматических систем (РМС). Интенсификации магмо- и рудообразующих процессов и появлению возвратных мантийных потоков около ограничений слэба могло способствовать вовлечение недеплетированного вещества из нижней мантии в восходящие верхнемантийные плюмы. Если учесть вероятность участия производных нижней мантии в верхнемантийных плюмах

и последующих процессах мантийно-корового взаимодействия, то становятся более понятными причины существования крупных «магматогенов», корни которых, по имеющимся ограниченному данным, могли располагаться на глубине в сотни километров от палеоповерхности. Вероятность подобного сценария подтверждается геофизическими, изотопно-геохимическими и расчетно-экспериментальными данными отечественных специалистов.

Обозначенная совокупность явлений в мегазоне конвергенции континентальной и океанических плит, сопровождавшихся процессами субдукции, стагнирования, апвеллинга, возникновения возвратных потоков нижнемантийного вещества и его смешения с верхнемантийными и коровыми компонентами, конкретизирует причинность проявления в регионе не только процессов «автономной» и (или) «отраженной активизации», но и формирования уникальных рудных районов и узлов. Возникновению последних способствовали процессы реювенации многих компонентов из пород древнего субстрата в формировавшиеся РМС вследствие интенсивных метасоматических преобразований.

Таким образом, размещение крупных и суперкрупных рудных узлов, неокомский возраст уранового и благороднометального оруденения Востока Азии предопределены, по нашему мнению, интенсивным апвеллингом флюидно-энергетических потоков, зарождавшихся у краевых частей слэба, стагнированного в транзитной зоне мантии, т.е. глубинной геодинамикой. Комплексное воздействие глубинных флюидно-энергетических потоков на древние образования коры, содержащей проявления благородных металлов и рассеянную Th-U-REE минерализацию, сопровождалось интенсивными метасоматическими преобразованиями субстрата с дополнительным извлечением рудных компонентов в формирующиеся РМС и, наконец, сосредоточением в последних крупных и суперкрупных концентраций не только Au и U, но также Mo и флюорита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордиенко И.В., Климук В.С., Хень Цюань. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655-1669.
2. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (Юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.
3. Рундквист Д.В. (ред.). Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН. 2004. 430 с.
4. Хомич В.Г. Металлогения вулcano-плутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука. 1995. 343 с.
5. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia // Gondwana Research, 2014. V. 26. P. 816-833. DOI: 10.1016/j.gr.2014.05.007.
6. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium orebelts in South-east Russia and East Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. V. 119. P. 145-166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.018>.
7. Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics, 2010. V. 51. P. 925-938. DOI: 10.1016/j.rgg.2010.08.003.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В УГЛЕНОСНЫХ РАЙОНАХ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Чекрызов И.Ю.^{1,2}, Трач Г.Н.³, Нечаев В.П.^{1,2}, Высоцкий С.В.^{1,2}, Трач Д.А.³

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: chekryzhov@fegi.ru

²ФГАОУВПО Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

³ФГУП Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва

Хорошо известно, что активные геологические процессы на континентальных окраинах приводят к формированию промышленных месторождений редких металлов. Среди них одними из самых востребованных на сегодняшний день являются редкоземельные элементы (РЗЭ) – основа множества высоких технологий современности и примерно четверти разрабатываемых технологий будущего [7]. Наша работа является обобщением большого объема материалов по редкоземельной минерализации на обрамлении и в осадочном чехле угленосных впадин Южного Приморья, сформировавшихся вблизи границы Евро-Азиатской и Тихоокеанской плит в кайнозое. Кроме собственных и опубликованных данных использованы материалы производственных отчетов по результатам поисково-оценочных работ проведенных ОАО «Приморгеология» (исп. Семенов Е.Ф.), ФГУП ИМГРЭ (исп. Трач Г.Н.), тематических исследований выполненных ИГЕМ РАН (исп. Середин В.В.) и ДВГИ ДВО РАН (исп. Чекрызов И.Ю.).

В Южном Приморье нами выделено четыре потенциально промышленных типа редкоземельной минерализации, представленных десятью рудопроявлениями.

Редкоземельная минерализация в метаосадочных породах и дайках базальтоидов. Этот тип представлен широким спектром в основном низкотемпературных руд, локализованных в аргиллизированных породах различного состава и тесно сопряженных в пространстве. Он представлен водными карбонатами, фторкарбонатами, фосфатами и оксидами РЗЭ. Рудные тела установлены на Абрамовском, Григорьевском и Чапаевском проявлениях, где они имеют сложное строение и связаны с зонами брекчирования и аргиллизации. В целом ресурсы оксидов иттрия и редкоземельных элементов по категории P_1 составили по Абрамовскому проявлению 0.35 тыс. тонн, в том числе оксидов иттрия и редкоземельных элементов иттриевой группы – 0.17 тыс. тонн; по Григорьевскому соответственно 0.45 тыс. и 0.21 тыс. тонн; по Чапаевскому рудопроявлению ресурсы оксидов иттрия и редкоземельных элементов по категории P_2 составили 20.39 тыс. тонн, в том числе оксидов иттрия и редкоземельных элементов иттриевой группы – 14.58 тыс. тонн (Трач Г.Н. и др., 2014). Несмотря на небольшие выявленные ресурсы, данный тип РЗЭ-минерализации («Абрамовский») имеет хорошие перспективы. Для него наряду с ураганными концентрациями РЗЭ (до 11.2 мас. %, в том числе Y до 6.6 мас. %) также характерно поверхностное расположение руд и их легкая обогатимость. Это позволяет рассматривать ион-сорбционные и карбонатные РЗЭ-руды в аргиллизитах как уникальное сырье, оптимальное для получения иттрия и дефицитных лантаноидов [1]. Проблема одна – в регионе пока не выявлены объекты со значительными ресурсами.

Редкоземельные коры выветривания гранитов. Данный тип минерализации рассматривается на примере изученного Раковского проявления. Здесь отмечены концентрации РЗЭ в корях выветривания по лейкократовым гранитам – до 3163 г/т $\sum TR_2O_3 + Y_2O_3$. Хотя точный минеральный состав руд здесь не был определен, сравнительный анализ РЗЭ-спектров позволяет предположить, что в них основными редкоземельными минералами являются карбонаты: иттробастнезит и локкаит. 21.7% РЗЭ в рудах находится в сорбированной форме. На Раков-

ском участке прогнозные ресурсы оксидов иттрия и редкоземельных элементов по категории P_1 составили 1.66 тыс. тонн. По технологическим параметрам в рудах около 97.1% РЗЭ находится в легковоскрываемой форме (Трач Г.Н. и др., 2014).

Редкоземельные туфы. Этот тип минерализации является новым для Приморского края и выделен по аналогии с недавно открытыми редкометальными (РЗЭ – 0.12-0.13, Zr – 0.37-0.83, Nb – 0.03-0.06%) туфами в пермско-триасовых угленосных отложениях провинции Юннань на юге Китая [5]. Эти туфы сильно аргиллизированы и представляют собой глинистые породы с преимущественно ион-сорбционной формой нахождения РЗЭ. Подобные аргиллизированные туфогенные горизонты в угленосных структурах описаны как новый тип РЗЭ-сырья. Похожие руды были недавно обнаружены в Южном Приморье и для них предложено название тип «Юннань» [2]. Редкими металлами, включая РЗЭ, аномально обогащены туфогенные отложения как палеоцен-эоценовых Ванчинской и Фурмановской вулcano-тектонических слабоугленосных структур (Ванчинское и Фурмановское проявления), так и эоцен-олигоценовой Пушкинской впадины с промышленной угленосностью (Нежинское проявление).

Редкоземельные угли. В Южном Приморье изучены четыре бурогольных месторождения (Ванчинское, Павловское, Раковское и Реттиховское), где в угольных пластах зафиксированы повышенные содержания РЗЭ. К этому типу относятся угли, в золе которых содержание суммы лантаноидов и иттрия ($REY \geq 0.1\%$). В описываемых проявлениях прослежено распространение минерализации по нескольким сечениям, а также получены предварительные данные по формам нахождения и распределению РЗЭ в углях. В угольных бассейнах Приморья развита РЗЭ-минерализация трех генетических типов: эксфильтрационная минерализация локализуется преимущественно в угольных пластах, а туфогенная и терригенная – как в углях, так и во вмещающих породах. Терригенные и туфогенные аномалии РЗЭ формируются при торфонакоплении, а эксфильтрационная минерализация может формироваться на любых стадиях развития впадин [7]. Ресурсы редкоземельных элементов в углях не подсчитывались.

Характерные особенности распределения РЗЭ в рудах. Для минерализации в метаосадочных породах с дайками базальтоидов (тип «Абрамовский», рис. 1А) типично преобладание тяжелых лантаноидов и, особенно, иттрия при резко выраженном отрицательном пике церия. Сходные характеристики имеют эвпелагические глины центральной и юго-восточной частей Тихого океана [6]. Это сходство указывает на гидрогенную природу руд. Минерализация в коре выветривания гранитов (рис. 1В) имеет те же геохимические признаки, хотя и в несколько сглаженной форме. Характерен дополнительный негативный пик европия, явно заимствованный из пород-источников. Такой же спектр распределения РЗЭ определен в рудах месторождения Лонгнан, которое считается классическим примером редкоземельных кор выветривания по гранитам [4]. Минерализация в туфах (рис. 1С) сходна с предыдущей своей отрицательной европиевой аномалией, происходящей из кислой природы своих исходных пород. Однако в ее спектрах не наблюдается значительной дифференциации легких и тяжелых РЗЭ, четко выраженной в двух вышеописанных случаях. По всем этим признакам приморские редкоземельные туфы близки своим аналогам в Южном Китае [5]. Распределение РЗЭ в золе приморских бурых углей различно (рис. 1D), хотя большинство их спектров имеют слабо выраженное обогащение тяжелыми лантаноидами, а некоторые – негативные пики европия и церия. Это, по видимому, обусловлено смешением различных генетических типов (терригенного, туфогенного и эксфильтрационного) редкоземельной минерализации в углях.

Таким образом из четырех потенциально геолого-промышленных типов редкоземельной минерализации наибольшие перспективы в настоящее время имеет «Абрамовский» тип, а также коры выветривания редкометальных гранитов (тип «Лонгнан») и угли некоторых угленосных впадин. Редкоземельная минерализация в кайнозойских туфах требует дальнейшего

изучения. Приведенные нами данные свидетельствуют о том, что высокие концентрации РЗЭ, сравнимые с их содержаниями в традиционных РЗЭ-рудах, также встречаются в угленосных структурах и на их обрамлении в Южном Приморье. РЗЭ-минерализация может развиваться как в угольных пластах, так и во вмещающих отложениях, а также в породах фундамента. Это открывает пути для попутного получения РЗЭ не только из отходов сжигания твердого топлива, но и при вскрышных работах и даже после отработки запасов углей. Вовлечение в эксплуатацию редкоземельных руд, залегающих в осадочном чехле и фундаменте угленосных впадин, может продлить существование горнодобывающих предприятий, часто имеющих во многих угленосных районах градообразующее значение.

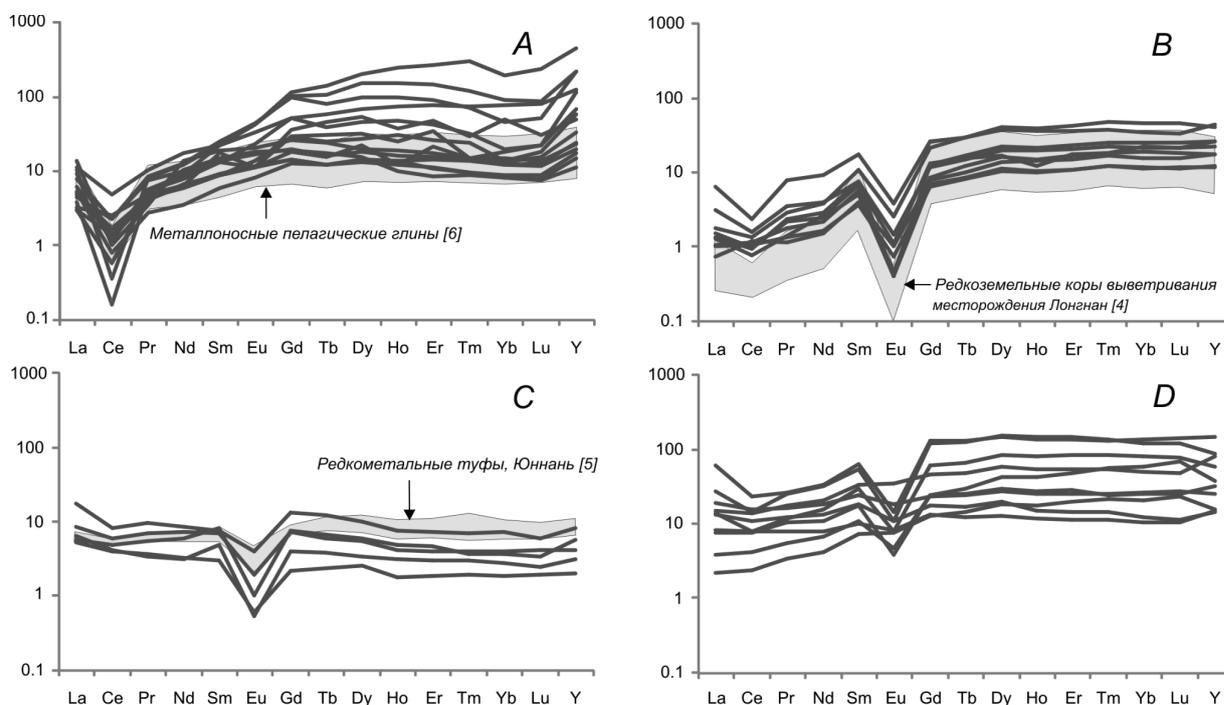


Рис. 1. Нормализованные к среднему составу верхней континентальной коры [3] спектры распределения РЗЭ в различных типах редкоземельного оруденения: редкоземельная минерализация в метосадочных породах и дайках базальтоидов (А); редкоземельные коры выветривания гранитов (В); редкоземельные туфы (С); редкоземельные глины (D).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (проекты 15-И-2-070 и 15-И-2-042) и РФФИ (проект РФФИ-ГФЕН 16-55-53122).

ЛИТЕРАТУРА

1. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н., Томсон И.Н. Новые данные об иттриевоземельных гидротермальных рудах с ураганными концентрациями РЗЭ // Доклады РАН. 2009. Т 425. № 3. С. 378-383.
2. Середин В.В., Shifeng Dai, Чекрыжов И.Ю. Редкометалльная минерализация в туфогенных толщах угольных бассейнов России и Китая // Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2012. С. 165-167.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384с.
4. Bao Z., Zhao Z. Geochemistry and mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China // Ore Geol. Reviews. 2008. V. 33. P. 519-535.
5. Dai, S., Zhou, Y., Zhang, M. et al. A new type of Nb (Ta)–Zr(Hf)–REE–Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: possible economic significance and genetic implications // International Journal of Coal Geology. 2010. V. 83. P. 56-63.
6. Kato, Y., Fujinaga, K., Nakamura, K., et al. Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements // Nature Geosciences. 2011. V. 4. P. 535-539.
7. Seredin V. V., Dai S., Sun, Y., Chekryzhov I. Yu. Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies // Applied Geochemistry. 2013. V. 31. P. 1-11.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОСИСТЕМ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК (НА ПРИМЕРЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ)

Шевырев С.Л., Хомич В.Г.

*Дальневосточный федеральный университет, Дальневосточный геологический институт
ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: shevirev@mail.ru*

Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) в геологии развивается в качестве дополнительного метода прогноза месторождений полезных ископаемых, наращивания ресурсов минерального сырья и мониторинга существующих объектов эксплуатации.

Нами предпринята попытка формирования нового направления дистанционных исследований, основанного на синтезе численного имитационного моделирования и методов распознавания элементов дистанционных изображений.

Металлогенические зоны Приморья конформны террейнам и также вытянуты в северо-восточном направлении. С запада на восток последовательно сменяется порфировое медно-молибденовое ($\pm Au, Ag$), молибденовое ($\pm W, Sn, Bi$), а также вольфрамовое ($\pm Mo, \pm Be$) оруденение Самаркинской зоны, оловоносным ($\pm W$) оруденением с месторождениями Sn порфировой, сульфидной, силикатной и кварцевой формаций Журавлевской (Главной оловоносной) зоны и, наконец, полиметаллическими, боросиликатными, касситерит-сульфидными и золотосеребряными месторождениями Таухинской зоны [1]. Существование латеральной зональности в размещении оруденения логичнее всего объясняется косым эрозионным срезом ВСАММП, предопределенным погружением восточной части пояса при рифтогенном образовании Япономорского бассейна [3].

Для изучения прогнозных возможностей имитационного моделирования на дистанционной основе были выбраны два полиметалльных рудных объекта ВСАВПП, расположенных в Приморском крае.

Первый из объектов, Нижнетаежный рудный узел (НТРУ) площадью до 500 км², расположен в Прибрежной зоне ВСАВПП на территории Кемского террейна (бассейн р. Таежной, примерно в 25 км от побережья Японского моря). Штокверковые зоны с олово-полиметалльно-серебряным, полиметалльно-серебряным оруденением пространственно и генетически связаны с Малиновским массивом и штоком самаргинских диоритов среди ороговикованных вулканитов нижней пачки (K_2rg_1) приморской толщи. Мощность оруденелых зон достигает 10-20 м, протяженность 1,5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих сереброносных кварц-сульфидных жил, сопровождаемых прожилково-вкрапленной минерализацией.

Другим эталонным объектом исследований явилось Малиновское рудное поле (МРП), расположенное в Дальнереченском районе Приморского края (верховье реки Малиновка, правый приток р. Уссури) на территории Самаркинского аккреционного и Журавлевского турбидитового террейнов, прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Исследованиями [2] отмечается приуроченность оруденения к поднятию центрального типа диаметром около 5 км.

Структура представлена габброидной интрузией сеноман-туронского возраста, прорванной дайками андезитов, андезибазальтов и базальтов маастрихтского вулканического комплекса. Как отмечают те же авторы, Малиновское поднятие образовалось в результате внедрения в нижнемеловые песчано-сланцевые толщи сеноман-туронской Водораздельной интрузии габбро-диоритов, а в маастрихтский век – субвулканических андезитов и умереннокислых андезидацитов.

В результате имитационного моделирования флюидных палеосистем выявляются закономерности расположения известных рудных объектов и участки предполагаемого рудонакопления для НТРУ и МРП. Преодоление недостатков существующих методов дистанционных прогнозных исследований возможно посредством формирования методики, включающей структурный анализ, имитационное гидродинамическое моделирование и экспертный анализ карт имитационного моделирования.

Гидродинамическое испытание структуры проводилось с помощью клеточного автомата LBM (Lattice Boltzmann Model (англ.) – модель решетки Больцмана), предложенного [4]. Использовалась модель решетки D2Q9 (2-мерное пространство, 9 возможных направлений векторов скорости в узле решетки). С помощью LBM создается карта имитационного моделирования, отражающая относительное распределение скорости потока жидкости в трещинной структуре, полученной дешифрированием дистанционного изображения. При этом выявляются структуры протекания, связанные с латеральной миграцией флюидов. После этого развернутое изображение снова сворачивается и совмещается с имеющимися данными в ГИС программе.

В результате работы клеточного автомата LBM получены структуры протекания относительно центров кольцевых структур – выделенной предшественниками Малиновской структуры и изометрической слабоконтрастной космофотоаномалии Малиновского массива гранодиоритов НТРУ.

Экспериментальное создание структур протекания отражает возможные пути латерального перемещения флюидов, мигрирующих от вулканоплутонических структур. Визуальный анализ этих путей демонстрирует нахождение обнаруженных и разведанных рудных тел в пределах проницаемых кластеров. С наращиванием объемов исследованного фактического материала описанная методика может быть рекомендована для прогнозирования гидротермальных месторождений вулканоплутонических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток, Дальнаука, 2006. Т. 1/2. 982 с.
2. Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И. Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край // Руды и металлы. № 3 . 2013. С. 26-34.
3. Уткин В.П. Структурно-динамические факторы в магмо- и рудогенезе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВП) // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 415. № 2. С. 225-229.
4. Sukop M.C., Thorne D.T. Lattice Boltzmann Modeling. An Introduction for Geoscientists and Engineers / Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2006, 2007. 177 p.

ГЕОЛОГИЯ ИЗОТОПОВ РУДНОГО СВИНЦА ЮГА ОМУЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦИРКУМАЛАЗЕЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС)

Шпикерман В.И.¹, Горячев Н.А.², Раткин В.В.³, Чугаев А.В.⁴

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
Санкт-Петербург, vladimir_shpikerman@vsegei.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан,
gorychev@neisri.ru

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, ratkin@yandex.ru

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Москва, chug@igem.ru

Циркумалазейский металлогенический пояс отвечает Индиги́ро-Омолонскому супертеррейну – гигантской структурной петле в центральной части территории Северо-Востока России. По данным [5], периферия супертеррейна сложена фрагментами (террейнами) рифей – среднепалеозойской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (САК). А внутренняя часть петли – террейнами островных дуг и террейнами палеоокеанического происхождения Алазейско-Олойской складчато-надвиговой системы. Крупнейшими фрагментами пассивной континентальной окраины являются Приколымский и Омuleвский террейны.

В южной части Омuleвского террейна сконцентрировано большинство обнаруженных на Северо-Востоке РФ свинцово-цинковых, медно-свинцово-цинковых и шеелитовых месторождений стратиформного типа. Здесь же присутствуют многочисленные скарновые и жильно-метасоматические серебро-свинцово-цинковые месторождения.

В металлогенической истории Омuleвского террейна отчетливо фиксируется три продуктивных максимума. Ранне- и среднепалеозойский металлогенические максимумы реализовались до отделения террейна от пассивной континентальной окраины – Алдано-Майской впадины перикратонного погружения САК [2]. Позднемезозойский этап проявился после отделения и трансляции Омuleвского террейна, вслед за его среднеюрским амальгамированием в составе Индиги́ро-Омолонского супертеррейна.

Раннепалеозойский максимум (I) отвечает времени формирования венд-раннепалеозойского платформенного чехла САК, который с резким угловым несогласием перекрывает складчатый нижнепротерозойско-рифейский фундамент Алдано-Майской впадины [2]. Рудоносные толщи ордовикских терригенно-карбонатных пород формировались на континентальном склоне, в морском бассейне, где восточнее материка находилась Рассошинская островная дуга. В результате аккрецирования островной дуги в позднем силуре, ордовикские породы претерпели метаморфизм на уровне фации зеленых сланцев. Продуктивная рудоносность фиксируется в виде группы стратиформных шеелит-сульфидных рудопроявлений. Рудная минерализация приурочена к подошве нижнекривунской подсветы среднего ордовика (дарривильский ярус) и локализуется в горизонте калькалевролитов. Рудоносный горизонт вместе с вмещающими породами участвует в складчатости. Шеелит образует тонкие прожилки шеелит-карбонатного и шеелит-кварцевого состава, а также гнезда и метакристаллы, выполняющие вместе с карбонатом и глинистым веществом стилолитовые швы в калькалевролитах. Второстепенные рудные минералы представлены реальгаром, аурипигментом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Формирование руд происходило в два этапа. Первичное обогащение металлами рудоносных горизонтов связано с осадочно-диагенетическими процессами в дарривильский век ордовика, в интервале 458-467 млн. лет. Далее, в процессе силурийского метаморфизма,

при температуре, не превышающей 300 °С, происходила мобилизация и перераспределение рудного вещества [5].

Среднепалеозойский максимум (II) отвечает началу рифтогенеза, который привел к отделению от обрамления САК блока, в виде Омuleвского террейна, и в дальнейшем – к его трансляции на восток [5]. Доминируют пластообразные тела флюорит-свинцово-цинковых руд, локализованные в терригенно-карбонатной толще пражского и эмского возраста. Рудовмещающие породы были образованы в морских лагунах, отгороженных рифовыми постройками. Здесь в процессе диагенеза карбонатных илов формировались пелитоморфные доломиты, которые на стадии катагенеза были практически нацело замещены крупнокристаллическими разновидностями. По данным изотопно-геохимических исследований, формирование мраморовидных доломитов происходило в условиях катагенеза карбонатных осадков под влиянием захороненных седиментогенных (морских) растворов-рассолов при температуре около 200 °С. На стадии диагенеза в доломитах была сформирована тонкая вкрапленность флюорита, фрамбоидального пирита и сфалерита. С сахаровидными доломитами ассоциирован основной объем кристаллических агрегатов флюорита, сфалерита и галенита. Рудообразование, начавшись как эксгалационно-осадочный процесс в раннедевонском море, в период 410-395 млн. лет, завершилось в форме переотложения рудного вещества в позднем девоне – раннем карбоне.

Позднемезозойский максимум (III) связан с формированием Уяндино-Ясачного надсубдукционного вулканического пояса, локально перекрывающего Омuleвский террейн. Месторождения скарновых и жильно-метасоматических серебро-свинцово-цинковых руд формируются в тесной ассоциации с позднеюрско-раннемеловыми вулканическими центрами и телами гранитоидов (вне пространственной связи с палеозойскими стратиформными месторождениями). При морфологическом разнообразии позднемезозойских рудных объектов, все они проявлены как единое семейство, сформированное, судя по U-Pb SHRIMP и изохронным Rb-Sr датировкам рудоносных гранитоидов, в киммеридж-титонское время (150-165 млн. лет).

В 90-тые годы были реализованы НИР регионального масштаба по изучению изотопного состава рудного свинца месторождений Северо-Востока РФ [3, 4, 6]. Было установлено, что месторождения, пространственно ассоциированные с разными террейнами, отчетливо различаются по изотопному составу свинца и образуют на диаграммах обособленные поля. При этом в обобщенном виде было показано, что эти различия не связаны ни с генетическими, ни с возрастными особенностями месторождений, а отражают специфику геологического строения (состава) террейнов. Были выделены три свинцово-изотопные металлогенические провинции: Омолонская, Яно-Колымская и Алазейско-Олойская [6]. Тем не менее подчеркивалось, что при детальном рассмотрении конкретных структур отчетливо проявлены как генетические, так возрастные различия месторождений. Наиболее ярко это оказалось выражено на объектах Яно-Колымской провинции, в объеме ее продуктивной в отношении свинцово-цинковых месторождений части – Омuleвской субпровинции (Омuleвского террейна). В силу этого, возникла необходимость, дополнив материалы по геологии и геохимии месторождений Омuleвского террейна, конкретизировать ранее сделанные выводы, акцентируя внимание на природу выявленных различий изотопного состава рудного свинца. В указанной работе было использовано 27 анализов изотопного состава свинца в пробах галенита, отобранных авторами из руд 15 месторождений и рудопроявлений Омuleвской террейна. Измерения изотопных отношений в основном были проведены в ИГЕМ РАН с использованием техники силикагелевого активатора на масс-спектрометре МИ-1320. Результаты измерений корректировались на коэффициент масс-дискриминации, который, по данным

систематических контрольных анализов стандарта свинца SRM-981, составлял 0,08% на единицу разности масс. Полная погрешность измерения изотопных отношений не превышала 0,05% на единицу разности масс. Часть анализов была продублирована в аналитическом центре Геологической службы США в г. Денвер.

В ходе выполненных обобщений результатов аналитических работ установлено следующее:

1) По характеристике свинцово-изотопных отношений ранепалеозойские (I), среднепалеозойские (II) и позднемезозойские (III) месторождения Омuleвской субпровинции отчетливо различны. На диаграммах изотопных отношений они формируют обособленные возрастные группы (кластеры) с характерными интервалами изотопных отношений: I- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,936\div 17,985$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,529\div 15,576$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,746\div 37,919$; II- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,063\div 18,132$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,546\div 15,578$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,916\div 38,022$; III- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,424\div 18,708$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,570\div 15,619$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,397\div 38,656$.

2) Расположение кластеров непосредственно на эволюционной кривой орогена ($\mu=9,74$) в модели Стейси и Крамерса позволяет предполагать общий для месторождений источник свинца с характеристиками континентальной коры орогенного типа. Рассчитанные значения $\text{Th}/\text{U}_{(\text{источник})}$ для кластеров I, II и III идентичны (соответственно: 3,82; 3,80 и 3,79). Прирост радиогенной компоненты в составе свинца от кластера к кластеру выражен как функция времени, которое разделяет моменты формирования групп месторождений. Все это определенно указывает на то, что свинец был экстрагирован в разное время от эволюционирующего униформного (общего) для Омuleвского террейна геохимического резервуара верхнекорового типа.

3) В позднемезозойском кластере отчетливо проявлен тренд – линейная зависимость положения точек на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Представляется, что такая линейная зависимость в кластере, объединяющем разновозрастные (150-165 млн. лет) месторождения, имеет «изохронную природу». То есть тренд является «вторичной» изохроной, которая отражает неоднородности распределения урана в геохимическом резервуаре.

4) Выполненные по вторичной изохроне расчеты показывают, что геохимический резервуар имеет возраст около 1900 млн. лет. Можно вполне аргументированно предполагать, что в объеме Омuleвского террейна в роли свинцового геохимического резервуара выступали древние терригенные толщи его нижнепротерозойско – рифейского фундамента.

5) Наличие на глубине в родственном Омuleвскому террейну структурах Алдано-Майской депрессии геохимического резервуара раннепротерозойского возраста находит свое выражение, по данным [1], в особенностях присутствующего здесь Улканского магматического рудоносного комплекса, датированного в интервале 1725-1730 млн. лет, с Nd – модельным возрастом $\text{TNd}(\text{DM})$ в интервале 1,84-1,95 млрд. лет. Образование уникальных в отношении рудоносности гранитов Улканского комплекса связывается с парциальным плавлением пород раннепротерозойского геохимического резервуара с возрастом около 1,9 млрд. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н. и др. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 5. С.44-69.
2. Моргулис Л.С. и др. Строение юго-восточного перикратонного погружения Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 1. С. 1-20.
3. Чернышев И.В., Шпикерман В.И. Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения центральной части Северо-Востока Азии // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 377. № 4. С. 530-533.
4. Шпикерман В.И. и др. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. 36 с.

5. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 333 с.
6. Шпикерман В.И., Горячев Н.А. Изучение изотопов рудного свинца на Северо-Востоке России // Колымские ВЕСТИ. 1999. № 5. С. 6-9.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ХАКАНДЖИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г.Биробиджан

Хаканджинский рудный район расположен в Охотском секторе Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) и приурочен к тектономагматической структуре центрального типа (СЦТ), картируемой по распределениям μ_z -параметра, отображающего реологическое состояние тектонических сред [3]. Хаканджинскую СЦТ слагают вулканогенные породы ОЧВП. Довулканическое основание пояса представлено кристаллическими породами архейско-протерозойского фундамента Северо-Азиатского кратона и наложенными на него фанерозойскими комплексами. С северо-запада, севера и северо-востока Хаканджинскую СЦТ обрамляют мезозойские структуры Верхоянской складчато-надвиговой системы.

Местоположение центра СЦТ приурочено к пересечению меридионального сдвигового дуплекса широтным Челомджа-Ямским разломом (рис. А). Есть основания предполагать, что образованию Хаканджинской СЦТ предшествовал скрытый раздвиг земной коры, не выходящий на дневную поверхность, парагенетически связанный с глубинными левыми меридиональными и сопряженным правым широтным сдвигами.

СЦТ отчетливо выражена в гравитационных и магнитных аномалиях. В зоне ее влияния нарушается региональная линейная северо-восточная ориентировка магнитных аномалий, характерная для ОЧВП, и проявляются фрагменты дуговых ориентировок, концентрически располагающиеся относительно центра структуры. В гравитационном поле тоже проявлена концентрическая зональность: оси локальных аномалий меняют направление по круговому контуру. Околожерловая часть СЦТ смещена в северо-восточном направлении относительно центра структуры, что может быть обусловлено ее постмагматическим сдвигом. В таком же направлении смещен Кухтуйский метаморфический массив относительно своих глубинных границ в срезе на глубине 2-4 км [3].

В приповерхностных срезах земной коры признаки существования Хаканджинской СЦТ проявлены в концентрической зональности распределений μ_z -параметра на глубинах 2 и 3 км, которые характеризуют реологическую неоднородность разреза в интервале глубин 3-7 км. В срезе 3D μ_z -модели на глубине $H_c = 2$ км, отражающем неоднородность слоя в интервале глубин 3-5 км, структура центрального типа выражена концентрическим максимумом μ_z -параметра, окаймляющим ее центр [3]. К контуру структуры на глубине 2 км приурочены три месторождения описываемого района: Хаканджинское, Чачика, Юрьевское и множество рудопроявлений. В срезе $H_c = 3$ км, отражающим реологическую неоднородность слоя в интервале глубин 4-7 км, контуры структур расширяются до размеров 250 км в диаметре, а внутреннее строение усложняется. Относительно более жесткий центр структуры окаймляется кольцевым минимумом μ_z -параметра, а фланги структуры обрамляют концентрически распределенные μ_z -максимумы [2].

Интрузивно-купольная природа Хаканджинской СЦТ читается в распределениях сингулярных (особых) точек плотностных неоднородностей, локализуемых методом Г.А. Трошкова

в программе «СИНГУЛЯР» [1]. СЦТ представляет собой один из многочисленных каналов связи вулканических масс ОЧВП с их мантийными источниками. 50-60 млн. лет назад магмы мантийного происхождения занимали, по-видимому, более высокое положение в разрезе, что обеспечивало возможность разнонаправленных горизонтальных верхнекоровых перемещений метаморфических, складчатых и вулканических комплексов, читаемых на поверхности в виде сдвигов, связанных с ними надвигов и сбросов [6].

Анализ тектонических разрывов на геологических картах Охотской серии масштаба 1: 200 000 показал (рис. Б), что в приповерхностном слое земной коры исследуемого района

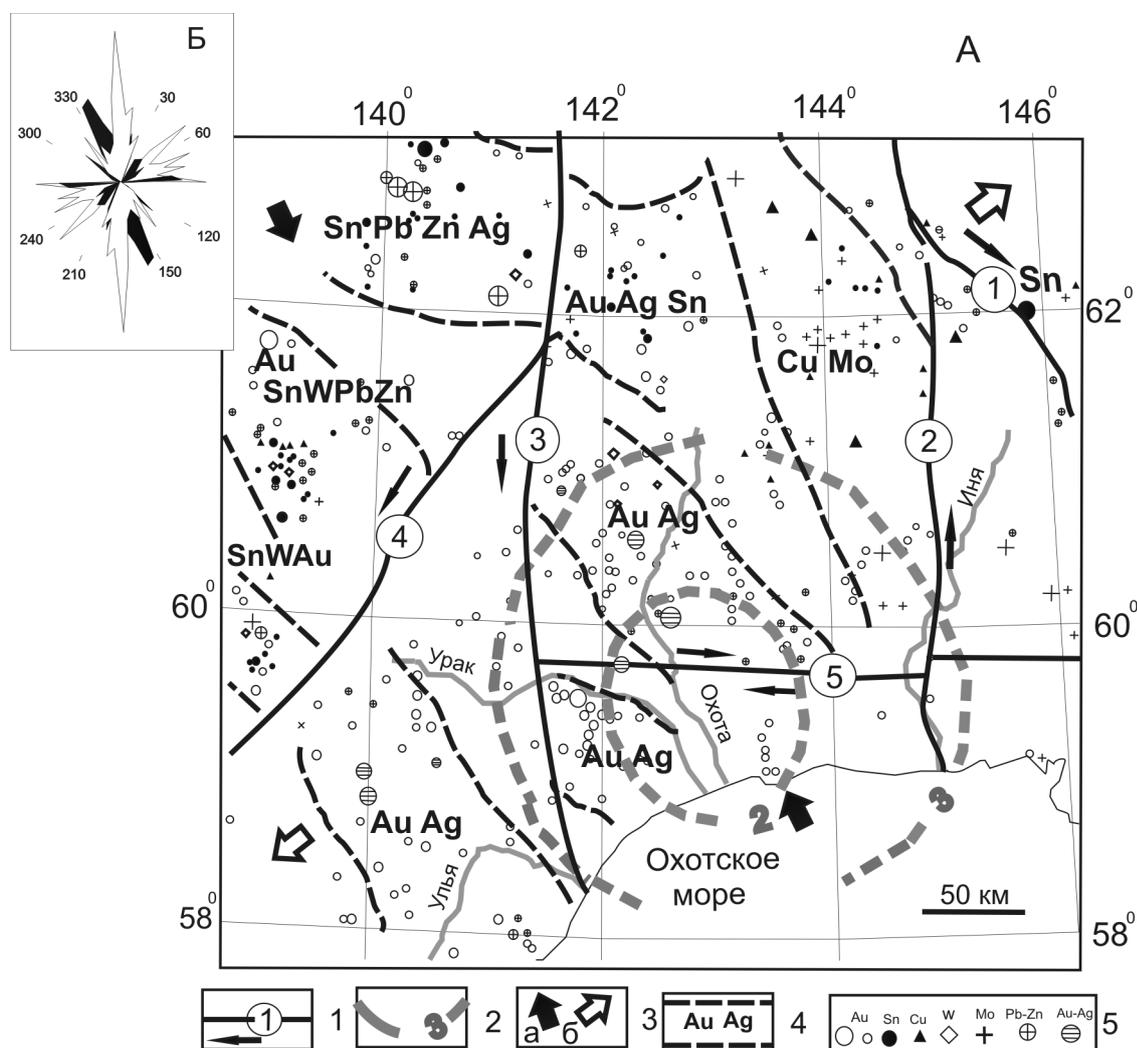


Рис. Схема структурно-динамического контроля рудной минерализации Хаканджинского рудного района (А) и суммарные диаграммы (Б) простираций сколовых разрывов (белый цвет), и магмовмещающих разломов растяжения (черный цвет).

1 – основные граничные сдвиги на дневной поверхности и их номера: 1 – Бургагылканский, 2 – Нилгысыгский, 3 – Нонкичанский, 4 – Билякчано-Акачанский, 5 – Челомджа-Ямский (стрелкой указано направление сдвига); 2 – глубинные контуры Хаканджинской СЦТ в горизонтальных сечениях, км; 3 – вектора тектонических напряжений: сжатия (а) и растяжения (б); 4 – контуры раздвигов с трансензионным режимом развития и элементами их металлогенической специализации; 5 – месторождения и рудопроявления золота, олова, меди, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота и серебра.

господствуют протяженные меридиональные разрывы, а меньшее значение имеют северо-восточные, широтные и северо-западные разломы (сдвиги, взбрососдвиги и надвиги). Напротив – магмоконтролирующие разрывы растяжения (сбросы, сбрососдвиги и раздвиги) простираются преимущественно в северо-западном направлении. Менее распространены близмеридиональные, северо-восточные и широтные раздвиги. Исходя из приведенных данных, определяется направление регионального латерального сжатия, которое было ориентировано в направлении СЗ 335-340°- ЮВ 155-160°, т.к. максимум разрывов растяжения ориентируются параллельно наибольшему напряжению и перпендикулярно наименьшему. При этом сжатии северо-западные и широтные разрывы формировались как правые сдвиги, которые трансформировались в раздвиги при левых сдвигах по сопряженным меридиональным и северо-восточным разломам. Глубоко проникая, раздвиги служили каналами для интрузивного и эффузивного магматизма и рудогенных флюидов. Возраст раздвигов соответствует возрасту выполняющих их магматических тел или осадочных пород.

Участки присдвигового растяжения определяют пространственное положение СЦТ и рудных узлов. В пределах Хканджинской СЦТ совмещены месторождения и рудопроявления Au, Ag, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Cu, Sb, Hg, относящиеся к различным рудным формациям (рис. А). В относительном расположении рудных узлов и химическом составе рудных парагенезов отчетливо проявлена концентрическая зональность. Просматривается два концентрических пояса рудной минерализации. Первый окаймляет центр структуры, а второй проявлен за пределами гравитационной модели на расстоянии 240-280 км от центра структуры. В первом поясе концентрируются преимущественно золотосеребряные месторождения и рудопроявления, а во втором, наряду с золотосеребряной минерализацией – месторождения и проявления W, Mo, Cu, Pb, Zn и Sn. Такая же зональность обнаружена нами и в других тектономагматических структурах центрального типа в Верхнем [5] и Среднем [4] Приамурье, что свидетельствует об универсальном стадийном механизме выноса из мантийных магм рудогенных флюидов к поверхности Земли.

Основной объем промышленных Au-Ag руд в центральной зоне рудной минерализации содержат месторождения Хканджинское, Чачика и Юрьевское. Они имеют средние и мелкие масштабы и сопровождаются многочисленными рудопроявлениями, расположенными во внутренней части СЦТ в контурах минимума μ_z -параметра, окаймляющего её центр. Золоту и серебру иногда сопутствуют полиметаллы, сурьмы, ртуть, однако заметных концентраций они не образуют. Месторождения и близкие к ним рудопроявления располагаются по внутреннему периметру центральной зоны СЦТ, над концентрической зоной реологического разуплотнения в слое 3-7 км.

Таким образом, в результате тектонического анализа разрывных дислокаций и гравитационных моделей в земной коре Охотского массива и прилегающих районах ОЧВП выявлены новые черты строения и палеогеодинамики тектонических структур и связанные с ними закономерности пространственного размещения рудных месторождений. Выявлены два главных взаимосвязанных фактора, определяющих строение Хканджинского района и размещение рудной минерализации:

– приуроченность района к региональному меридиональному магмо-рудоконтролирующему левосдвиговому дуплексу, в котором наиболее продуктивный тектонический режим для рудоотложения отвечал условиям локального растяжения на фоне общего латерального сжатия.

– приуроченность района к своду тектономагматической структуры центрального типа, связанной с подкоровыми магмами, несущими разнообразную рудную минерализацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н.** Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.
2. **Петрищевский А.М.** Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука. 2013. 192 с.
3. **Петрищевский А.М.** К проблеме Охотского массива (Северо-Западное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 48–59.
4. **Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.** Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 2. С. 207-212.
5. **Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.** Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568-593.
6. **Умитбаев Р.Г.** Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука. 1986. 268 с.