

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

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ С БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Бердников Н.В.¹, Невструев В.Г.¹, Нечаев В.П.²

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

г. Хабаровск, nick@itig.as.khb.ru

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, nechaev@fegi.ru

Исследования углеродистых осадочных толщ на Дальнем Востоке России [4 и др.] показали, что с ними связан новый тип благороднометальной (золото, платиноиды) минерализации. Поэтому такие породы требуют тщательного изучения с целью разработки способов выявления и локализации экономически значимых источников золота и платиноидов. В работе рассматриваются геохимические характеристики углеродистых пород кимканской и сутырской толщ на востоке Буреинского массива.

Буреинский массив является частью раннепалеозойского орогенного пояса [1]. На севере он граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом, на западе и в центральной части перекрыт отложениями мезо-кайнозойских терригенных впадин, на востоке по сложной системе глубинных разломов сочленяется с Сихотэ-Алинским орогенным поясом, а на юге примыкает к Ханкайскому блоку.

В настоящее время Цзямуси-Буреинский и Ханкайский массивы рассматриваются как фрагменты позднепротерозойских-нижнепалеозойских аккреционных комплексов (террейнов) [1], претерпевших в раннем палеозое интенсивный орогенез и метаморфические преобразования до уровней амфиболитовой и гранулитовой фаций, с остатками зеленосланцевых пород в некоторых тектонических блоках. Самые крупные из этих остатков ранее считались внутрикратонными прогибами верхнепротерозойско-кембрийского возраста. Массивы инъецированы многочисленными гранитными интрузиями палеозойского и мезозойского возраста.

Буреинский массив сложен преимущественно осадочными толщами, метаморфизованными в условиях низких фаций. Пелагические отложения (кремни, яшмы, фтаниты, железо-марганцевые образования, известняки) залегают среди терригенных песчано-сланцевых комплексов на разных стратиграфических уровнях, образуя изолированные тела мощностью от нескольких метров до нескольких километров.

Сутырская толща слагает протяженный (до 75 км) и узкий (до 5 км) тектонический блок в зоне Хинганского разлома. Возраст толщи дискусионен и по мнению ряда исследователей сопоставим с возрастом кимканской толщи, в которой установлена нижнекембрийская фауна. В составе толщи ведущая роль принадлежит серицит-кварц-графитовым сланцам, среди которых встречаются мраморы и кварциты, а также пласто- и линзообразные тела углеродистых сланцев мощностью от 4 до 150 м и протяжённостью до 900 м с содержанием углеродистого материала на отдельных участках до 80 %. Общая мощность толщи оценена в 1500 метров.

На отдельных участках породы толщи подверглись контактовому воздействию палеозойских гранитоидных интрузий. Наложенные изменения углеродистых сланцев проявлены в развитии катклаза, тонкопрожилкового окварцевания и незначительной сульфидизации (пирит, халькопирит).

Кимканская толща завершает разрез венд-нижнекембрийской хинганской серии кимканского прогиба. Она залегают на известковистой лондоковской свите, в которой установлена кембрийская фауна. В составе толщи распространены алевролиты, углеродистые глинистые сланцы, местами превращенные в углеродистые филлиты; встречаются слюдяно-кварцевые сланцы, мраморы, кварциты и пачки высокоуглеродистых сланцев (2,8–25,7 % C_{орг.}) мощностью от 30 до 100 м и протяжённостью до 2500 м. В связи с формированием ордовикских интрузий гранитов породы толщи контактово метаморфизованы в условиях амфибол- и мусковит-роговиковой фаций.

Ее суммарная мощность около 1000 метров. В единичных пробах углеродистых сланцев кимканской толщи отмечены повышенные содержания платины (до 10 г/т) и палладия (до 0,6 г/т) [2].

Сланцы пересечены беспорядочными прожилками (0,05-1,0 мм) деформированного мелкозернистого кварца и слабо катаклазированы с образованием извилистых зон перетёртого материала.

Углерод сланцев изученных толщ различается по изотопному составу. Для сланцев сутырской толщи характерны значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{vpdb}}$ от -20,7 до -23,7 ‰, Типичные для углерода биогенного происхождения. Сланцы кимканской толщи имеют утяжеленный изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{vpdb}} = -15,6 \div -19,1$ ‰), что, по-видимому, является следствием привноса мантийного углерода при формировании металлоносных осадков. Дополнительное вторичное обогащение тяжелым углеродом в процессе декарбонатизации в присутствии железа также вероятно.

Геохимическая характеристика изученных толщ основана на анализе средних содержаний редких, редкоземельных и рассеянных элементов в выборках, сформированных как из проб по практически неизменным породам, так и из пород, подвергшихся гидротермальным изменениям. Для кимканской толщи также составлена выборка из металлоносных разностей углеродистых сланцев.

Для оценки условий формирования исходных осадков толщ использованы дискриминационные диаграммы $\text{La}_n/\text{Ce}_n - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}})$ [7], $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [9] и $\text{La}/\text{Sm} - \text{Yb}/\text{Sm}$ [8]. На них фигуративные точки углеродистых сланцев сутырской и кимканской толщ тяготеют к полям активных континентальных окраин при влиянии надсубдукционного вулканизма и гидротермальной деятельности (повышенные значения HREE), а также морской воды (слабая отрицательная аномалия Ce).

Распределение и соотношения главных окислов и REE свидетельствуют о формировании отложений сутырской толщи в гемипелагической обстановке, возможно, в надсубдукционном желобе. Именно здесь накопление преимущественно тяжелых лантаноидов, связанное с сильным влиянием надсубдукционного вулканизма и морской воды [8] может сочетаться с привносом продуктов размыва континента, отраженном на графиках низкими значениями отношения La/Ce и высокими Al/Fe . Впрочем, такие же условия могут создаться и в центральных частях окраинных морей.

Осадки кимканской толщи также, вероятно, являются гемипелагическими, но отложенными под большим влиянием терригенного сноса (выше на приконтинентальном склоне желоба или ближе к континентальному склону окраинного моря). Кроме того, принимая во внимание утяжеленный изотопный состав углерода, можно предположить, что в их образовании участвовал привнос глубинного материала.

В пробах железистых сланцев кимканского железорудного месторождения установлены низкие (< 1 %) содержания глинозема, значения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}})$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, близкие к таковым у рудоносных интервалов тим-ястребовской рифтогенной структуры с высокой платиноносностью, а также у никель-молибденовых с благородными металлами месторождений кнр в углеродистых сланцах [2]. Такие характеристики типичны для подавляющего большинства металлоносных осадков современных срединно-океанических хребтов и зон субдукции. При этом показательно, что кимканские руды имеют положительную европиевую аномалию, которая характерна для гидротермальных отложений, проявляющихся в связи с офиолитами рифтовых зон океанов, от надсубдукционных, связанных с более кислыми магмами [3]. В последних европиевая аномалия обычно имеет отрицательный характер. Поэтому наиболее вероятное место образования кимканских отложений – зона активной континентальной окраины или рифт в тылу вулканической дуги.

Высказанные выше предположения не вписываются в «фиксистетские» представления о строении и истории региона и соответствуют современной концепции об аккреционной природе буреинского массива. В то же время они не подтверждают некоторые конкретные реконструкции,

в частности, приписывающие железные руды кимканской толщи к отложениям пассивной континентальной окраины на юго-восточном обрамлении северо-азиатского (сибирского) кратона [1].

Для выяснения источников сноса при формировании осадков изученных толщ использованы отношения Al_2O_3/TiO_2-SiO_2 [5] и $Zr/Sc-Th/Sc$ [6]. Их анализ свидетельствуют о том, что наиболее вероятным источником сноса для обеих толщ были породы от кислого до среднего состава, и подтверждает наши предположения о позиции осадконакопления между источниками вулканогенной и терригенной кластики. Металлоносные осадки кимканской толщи формировались при участии пород мафического состава. Известная модель гидротермальной конвекционной системы между толщей морской воды и офиолитами хорошо объясняет увеличение в составе кимканских руд доли металлов восьмой группы элементов, включая железо и платиноиды.

На диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ фигуративные точки выборок группируются в интервале составов от средних магматических пород до верхних горизонтов постархейской континентальной коры. Отсутствие обогащения цирконом свидетельствует в пользу того, что их образование за счет переотложения осадочных пород маловероятно.

Проведенные исследования показали, что углеродистые породы кимканской и сутырской толщ имеют специфические геохимические характеристики, которые могут быть полезны при постановке поисковых работ на золото и платиноиды в пределах распространения терригенно-осадочных комплексов.

Авторы не считают проблему происхождения нажнепалеозойских углеродсодержащих толщ региона окончательно решенной. Для однозначного отнесения их к аккреционным комплексам необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 27 Президиума РАН (проект 12-1-П27-03), интеграционных проектов 12-11-СУ-08-011 и 12-11-УО-08-017.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. Кн. 2. 981 с.
2. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
3. Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.В. Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки (к проблеме генезиса современных магматогенных флюидных потоков) // Петрология, 2013. Т. 21. № 2. С. 163-176.
4. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю. и др. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010. № 3. С. 3-12.
5. Hayashi K., Fujisawa H., Holland H.D. et al. Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. N. 19. P. 4115-4137.
6. McLennan S.M., Bock B., Hemming S.R. et al. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks // Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lentz. Geol. Assoc. Canada: GEOFtext St. John's, 2003. V. 5. P. 1-31.
7. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // Sedimentary Geology, 1994. V. 90. P. 213-232.
8. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology, 1998. V. 145. N. 3-4. P. 325-394.
9. Roser B.P. and Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol., 1986. V. 94. P. 635-650.

**КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
ПРИ СТАНОВЛЕНИИ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА**

**Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Крук Н.Н.¹, Косарев А.М.⁴, Салихов Д.Н.⁴, Дьячков Б.А.⁵,
Гаськов И.В.^{1,2}, Гусев Н.И.⁶, Мартынов Ю.А.⁷, Осипова Т.А.⁸, Анникова И.Ю.^{1,2}**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, vladimir@igm.nsc.ru*

²*Томский государственный университет, г. Томск, labspm@ggf.tsu.ru*

³*Новосибирский государственный университет
г. Новосибирск, pashkova@ggb.nsc.ru*

⁴*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, amkosarev@mail.ru*

⁵*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева
г. Усть-Каменогорск, bdyachkov@mail.ru*

⁶*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
г. Санкт-Петербург, nikolai_gusev@vsegei.ru*

⁷*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, martynov@fegi.ru*

⁸*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, osipova@igg.uran.ru*

В докладе предпринята попытка провести сравнительный анализ основных рубежей тектонической перестройки, произошедших на Южном Урале и Алтае в средне-позднепалеозойский период времени. В основу положены опубликованные обзорные авторские материалы [1-5], результаты совместных экспедиционных работ [5-7], а также доклады авторов на двух научных конференциях «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование» (27-28 августа 2012 г., г. Новосибирск-Усть-Каменогорск; 1-4 апреля 2014 г. Новосибирск).

В средне-позднепалеозойской геодинамической эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформных (калифонийского типа) и коллизионных обстановок. С субдукционными и трансформными обстановками связан главный объем вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале, в Рудном Алтае и Зайсанской сутурной зоне, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и эндогенному оруденению. Особое место занимают трансформные обстановки, которые, вероятнее всего, отвечают сдвигово-раздвиговым трансляциям с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину и(или) островную дугу в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы. Астеносферные окна («slab-windows») обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (Fe, Cu-Pb-Zn, Ti-Mgt, Cu-Ni, Au, РЭ и РЗЭ). Намечены принципиальные отличия астеносферных окон («slab-windows») и крупных изверженных провинций (LIPs), что является основанием для ревизии металлогенического районирования Урало-Монголо-Тяньшанского внутриконтинентального складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3, № 27П), партнерских проектов СО РАН, УрО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН (№ 12-С-5-1022, ИП 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид», № 79 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени»), проектов РФФИ № 12-05-31470, 14-05-00747, 14-05-00712, фундаментального проекта Комитета науки МОН РК № 1171; гранта Комитета науки МОН РК (тема № 57-313-14), инновационного грант АО «НАТР РК» № 403-313-411, а также в рамках про-

грамм повышения конкурентоспособности Томского, Новосибирского государственных университетов и Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева.

ЛИТЕРАТУРА

1. Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения / Под ред. академика Щербы Г.Н. Алматы: РИО ВАК РК, 2000.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. № 7. С. 621-636.
3. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационного и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. 2002. 313 с.
4. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1985. 94 с.
5. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, 2012. № 6. С. 66-72.
6. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 10. С. 1648-1667.
7. Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 101-134.

МЕЗОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Гамянин Г.Н.^{1,2}, Прокопьев А.В.²

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

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск*

Территория Южно-Верхоянского синклинория (или южно-верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса) относится к Яно-Колымской субпровинции Верхояно-Чукотской минерагенической многометалльной провинции. Мезозойская металлогения Южно-Верхоянского синклинория определяется широким распространением на его площади месторождений золота и серебра различных генетических типов (рис.) приуроченные к различным структурно-фациальным зонам. На золото специализирована Аллах-Юньская зона, в которой выделяются две подзоны – Присеттедабанская и Центральная, разделяемые крупным Миноро-Кидерикинским глубинным разломом. В Присеттедабанской зоне месторождения приурочены к нижне-верхнепермским породам метаморфизованным в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и представлены стратифицированным структурно-морфологическим (Дуэт, Юр, Булар) типом. Жилы выполняют полости отслоения в замках и крыльях линейных складок, нередко тяготея к местам их периклинального замыкания. В них выделяется несколько продуктивных пачек с согласными жилами различной мощности (до 1 м), образующими по простиранию рудные ленты с горизонтальными рудными столбами «карандашного» типа протяженностью до 2 км. Месторождения представлены убого-сульфидным типом. В их составе преобладает кварц (95 %) с примесью альбита и карбонатов, количество сульфидов не превышает 1 %. Среди последних наибольшее распространение имеет арсенопирит при заметно меньших концентрациях пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды и крупного среднепробного золота. Центральная подзона также протягивается в меридиональном направлении (300 км) и сложена теми же метаморфизованными породами, что и Присеттедабанская зона. В Центральной подзоне интенсивно проявлен разновозрастный магматизм – от диоритовых и габбро-диоритовых даек, массивов амфибол-биотитовых гранитоидов раннемелового возраста (125-120 млн. лет, [1])

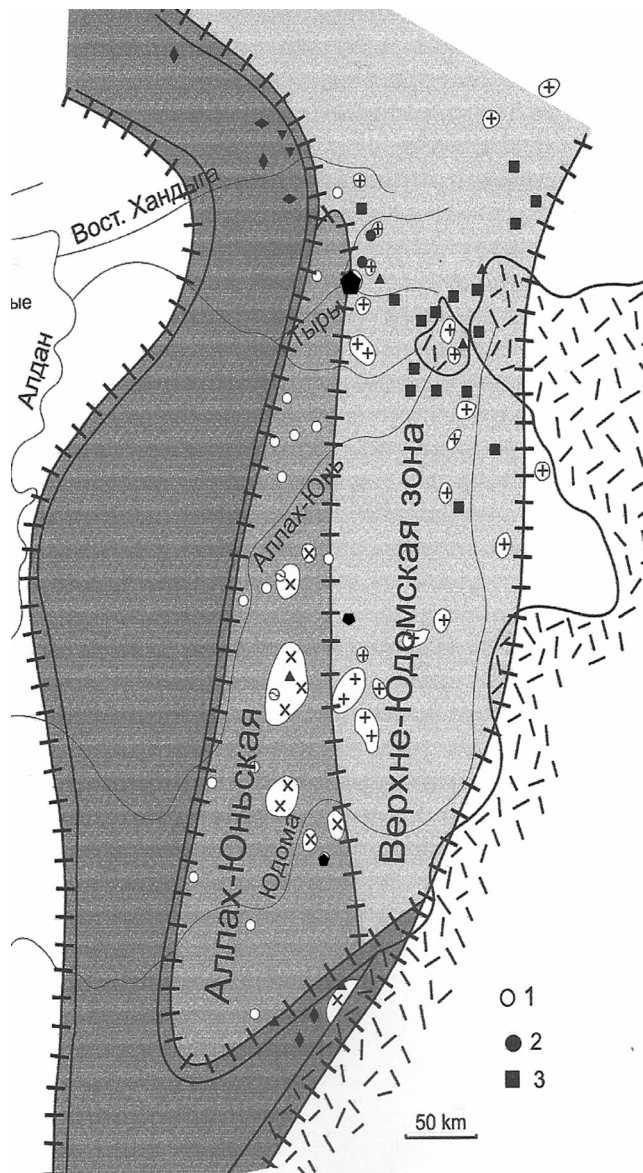


Рис. Металлогеническая карта Южно-Верхоянского синклиория.
 Месторождения золота: 1. Стратифицированные. 2. Жильные и минерализованных зон. 3. Серебро-олово-полиметаллические месторождения.

ны в Юдомской металлогенической зоне. Зона начинается на востоке Южно-Верхоянского синклиория к западу от Юдомского разлома, разделяющего структуры синклиория и Охотско-Чукотского вулканического пояса, и продолжается на северо-восток, в верховья р. Индигирки. На юго-западе она сочленяется с Центральной золотоносной подзоной, причем в северной части синклиория происходит их существенное перекрытие. Зона отчетливо трассируется серией поперечных разломов и цепочками выходов мелких гранитоидных массивов. Центральная часть зоны имеет заметный изгиб, что связано с воздействием Охотского террейна в связи с позднемеловой Охотской субдукцией. В зоне преимущественно распространены месторождения олово-полиметаллических и серебро-полиметаллических руд. Они тесно связаны с мелкими выходами позднемеловых гранитоидов гранит-лейкогранитового и граносиенитового составов. К их числу относятся серебро-сульфидно-оловянные месторождения Менкече, Алтайское, Кутинское, Джа-

до мелких штоков диоритов, гранодиоритов и даек лампрофиров позднемелового возраста (100-94 млн. лет, [1]). Месторождения представлены тремя структурно-морфологическими типами: жильным (Восход, Тарбаганах), минерализованных зон дробления (Нежданское, Задержное, Лазурное) и штокверковым (Дыбинское). Выделяются два генетических типа: малосульфидный золото-кварцевый и золото-висмутовый. Малосульфидный тип представлен первыми двумя структурно-морфологическими типами. Жильный тип это секущие жилы различной мощности (0,2–10 м) и протяженности (до 500 м). Состав их полностью идентичен со стратифицированным типом. Минерализованные зоны дробления выдержаны по простиранию (до 10 км), мощности (до 30 м), сульфидности руд (до 3-4 %), разнообразию минерального состава, присутствию разнообразных сульфосолей, равномерности распределения золота. Нередко на них накладывается молодое оруденение серебро-полиметаллического или золото-серебряного типа. Золото-висмутовый генетический тип месторождений локализуется непосредственно в мелких штоках гранитоидов и их роговиковом ореоле. В кварцевых маломощных жилах и многочисленных прожилках развиты ранние Fe–Co–Ni арсениды, диарсениды и комплекс висмутовых минералов, представленный висмутином, разнообразными сульфотеллуридами висмута, самородным висмутом и высокопробным (> 900 ‰) золотом. Характерно, что этот тип оруденения на основании возрастных датировок [2] локализуется в гранитоидах как с возрастом 120 млн. лет (Дыбинский массив), так и 100 млн. лет (Курумский массив). Месторождения серебра сосредото-

тонское, Высокогорное и другие. По своим масштабам это мелкие и средние месторождения, но с высокими содержаниями олова (до 3 %), свинца (до 8 %), цинка (до 10 %) и серебра (до 2 кг/т). Руды ряда месторождений имеют повышенные концентрации индия (Высокогорное). Рудные тела представлены главным образом минерализованными зонами дробления, карбонат-сульфидными жилами, реже системой штоккверкоподобных маломощных сульфидных прожилков. По простиранию рудные тела прослеживаются до 1,5 км (Менкекче, Высокогорное), по вертикали отдельные месторождения разведаны на глубину до 500 м. Месторождение Высокогорное естественным врезом вскрыто на 800 м. Мощность рудных тел весьма изменчива – от первых см. до 12 м. Ранняя касситерит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация продуктивна на олово, карбонат-галенит-сфалеритовые ассоциации – на полиметаллы, блеклорудно-сульфоантимонитовые – на серебро. Месторождения этой минерагенической зоны относятся к постаккреционным.

На генезис золотого оруденения, особенно стратиформного типа, существуют разные точки зрения. Ряд геологов относят его исключительно к гидротермально-метаморфогенному типу, сформированному в процессе регионально-дислокационного метаморфизма (150-140 млн. лет). Другие считают, что в формировании этого типа на раннем этапе участвовали метаморфогенные флюиды и на позднем магматогенные флюиды и парагенетически это связывается с функционированием гранито-гнейсовых куполов. Третьи считают их производными золотоносных РМС, а их стратиформный характер обусловлен своеобразием литологического строения и его реакцией на запад-северо-западное движение Тихоокеанской литосферной плиты, приведших к формированию полостей отслоения. В пользу формирования всех типов золоторудных месторождений региона из однотипного источника свидетельствует и аналогичный изотопный состав серы сульфидов, лежащий в интервале: для стратифицированных месторождений от -3,5 до +3,7 ‰ (15 ан.), для месторождений минерализованных зон от -6,7 до +5,6 ‰ (83 ан.), для золото-висмутитового типа от -5,6 до +0,2 ‰ (25 ан.). При пересчетах этих данных по известным зарубежным методикам на тип источника флюида, то в качестве такового практически однозначно выступает магматический источник. Близкие величины изотопного состава кислорода кварца всех типов золоторудных месторождений ложатся в интервал значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 14,7-16,9 ‰, тогда как изотопный состав кислорода кварца из рассеянных метаморфогенных прожилков района Долгучана составляет 19,6–20,4 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$. Изотопный состав изотопов кислорода и углерода карбонатов для стратифицированных месторождений лежит в интервале для углерода: -1,2 – -3,9 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; для кислорода: 12,7–16,8 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$; для месторождений минерализованных зон соответственно: для углерода: -5,0 – -5,9 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; для кислорода: 15,3–16,9 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$. Повидимому, роль гидротермально-метаморфогенного золотого оруденения для региона представляется преувеличенной. По нашему мнению, золоторудные месторождения всех типов являются производными золотоносных РМС, с флюидами промежуточных камер которых (15-18 м) связано образование малосульфидно-кварцевых месторождений, а с малоглубинными (до 2 км) – золото-висмутитовые месторождения.

Месторождения серебра связаны с функционированием оловорудных рудномагматических систем, которые продуцируют сереброносные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения и наиболее продуктивные серебро-полиметаллические.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 12-05-00623а и 12-05-98506 а- восток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). «МАИК», 2001. 571с.
2. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al. Tectonic setting of plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*, 2001. Vol. 29. P. 167-170.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА
МАЛИНОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)**

Гвоздев В.И.¹, Доброшевский К.Н.², Степанов В.А.³, Горячев Н.А.⁴, Вах А.С.¹.

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

²*ЗАО «Приморзолото»
г. Владивосток, kdobroshevskij@yandex.ru*

³*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН
г. Благовещенск, vitstepanov@yandex.ru*

⁴*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ)
г. Магадан, goryachev@neisri.ru*

Рудное поле Малиновского месторождения расположено в верховье реки Малиновки и занимает площадь около 30 км². Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет выделить внешние и внутренние кольцевые, а также радиальные разрывные нарушения, что характерно для интрузивно-купольных структур центрального типа. Образованное этой структуры (диаметр около 5 км) произошло в результате внедрения Водораздельного интрузива габбро-монцодиоритов мелового возраста (102 млн. лет; [7, 8]), строение которой в маастрихтское время осложнено субвулканической интрузией умеренно-кислого и дайками пестрого состава.

Вмещающие породы на месторождении представлены осадками мелового возраста: в южной части купольной структуры – песчано-сланцевыми журавлевской свиты (берриас); в северо-восточной – песчаниками и алевролитами ключевской свиты; в северо-западной – вулканогенно-осадочными образованиями дорофеевской свиты.

Золотоносные зоны Малиновского месторождения располагается как в приадресной, так и в периферической части структуры [10]. Это линейные штокверковые зоны, состоящие из одной, двух сульфидно-кварцевых, сульфидно-карбонатно-кварцевых или сульфидных жил, которые сопровождающихся метасоматическими зонами (с турмалином, хлоритом, мусковитом) с прожилково-вкрапленной минерализацией такого же состава. Ориентировка рудных зон чаще совпадает с простираем кольцевых (зоны Меридиональная, Малахитовая, Маячная, Серебряная), реже радиальных (Контактная и др.) разломов. В целом, рудные зоны часто имеют простираем близкое к субмеридианальному, северо-восточному и крутое (на запад или восток) падение. Их протяжённость варьирует от 100 до 225 метров, при мощности от 0,1 до 20,3 метра в раздувах. Некоторые из них прослежены скважинами колонкового бурения на глубину до 250 м. Наиболее распространены на месторождении золотоносные жилы сульфидно-кварцевого состава, а сульфидно-карбонатно-кварцевые и сульфидные – встречаются редко.

В минеральном составе жил и прожилков из породобразующих минералов преобладают кварц, карбонат, хлорит и турмалин, реже встречаются полевые шпаты, мусковит, эпидот, флюорит, апатит. Количество сульфидных минералов варьирует от 5-7 до 30-40 %, в среднем составляя 10-15 %. Из рудных минералов наиболее часто встречаются халькопирит, пирит, арсенопирит и пирротин; в небольшом количестве распространены сфалерит, шеелит, магнетит, галенит, блеклая руда (тетраэдрит), самородный висмут, золото, сульфотеллуриды (группы жозеитов) и теллуриды (хедлейит) висмута, сложные Pb–Bi–Sb (кобеллит, Sb-козалит), Pb–Cu–Sb (бурнонит) и Pb–Bi–Ag (лиллианит-густавит) сульфосоли, висмутин, икунолит, молибденит. В окисленных рудах широко распространены гидроксиды железа, ковеллин, халькозин, малахит, скородит.

Содержание полезных компонентов меняется в широких пределах: от 0,1 до 80,1 г/т Au, от 1,8 до 105,2 г/т Ag, от 0,024 до 8,55 % Cu. В некоторых пробах наблюдаются высокие содержания WO₃ (до 0,95 %) и висмута (до 0,26 %). Такие вариации компонентов в рудных телах обусловлены крайне неравномерным распределением рудных минералов по массе прожилков, в которых часто

наблюдаются участки и гнезда (до 10-15 см) арсенопиритового, халькопиритового, халькопирит-пирротинового и пиритового состава. В этой связи по преобладающему составу сульфидов выделяются следующие разновидности руд: арсенопирит-кварцевые, арсенопирит-хлорит-кварцевые, халькопирит-арсенопирит-кварцевые, халькопирит-кварцевые и пирит-кварцевые. Во всех разновидностях руд последовательность кристаллизации сульфидных минералов одинаковая. Одним из первых кристаллизуются арсенопирит (реже пирит) и халькопирит со «звездочками» сфалерита (структура распада твердого раствора), пирротин; чуть позднее – блеклые руды (тетраэдрит) и сложные Pb–Bi–Sb (кобеллит), Pb–Cu–Sb (бурнонит) сульфосоли; еще позднее (выполняют микротрещины и микропрожилки в арсенопирите) – пирит (основная масса), сфалерит (с эмульсионной вкрапленностью халькопирита – распад твердого раствора), Pb–Bi (Sb-козалит) и Pb–Bi–Ag (лиллианит-густавит) сульфосоли, галенит, висмутин, икунолит, сульфотеллуриды и теллуриды висмута, самородный висмут, золото, мальдонит, ауристибит.

Интересно отметить, что однотипные минералы из прожилков разного минерального состава имеют разные типоморфные особенности. Так арсенопириты в жилах сульфидно-кварцевого состава часто содержат примесь кобальта (от 0,8 до более 6 мас.%), и пространственно ассоциируют с глаукотомом, иногда с кобальтином. Здесь содержания серебра в золоте варьируют в широком диапазоне. А именно, наиболее низкопробное (24-31 мас.% Ag) золото наблюдалось в сростках с кобеллитом; более высокопробное (16-20 мас.% Ag) – в сростках с козалитом, висмутином, сульфотеллуридами висмута и самородным висмутом. Самое высокопробное золото встречается в сростках с ауристибитом (8 мас.% Ag) и мальдонитом (4 мас.% Ag). В сульфидно-карбонатно-кварцевых жилах самородное золото наблюдалось в тесных сростаниях с Sb-козалитом, галенитом, густавитом и самородным висмутом; реже в арсенопирите встречаются сростания золота с висмутином, сульфотеллуридом висмута, самородным висмутом и галенитом. В этих прожилках иногда встречается арсенопирит с примесью до 1,78 мас.% Sb, а золото содержит 15-18 мас.% Ag. В сульфидных (халькопирит-пирротиновых) жилах золото наблюдалось в сростках с самородным висмутом, хедлейитом, и галенитом. Содержания в нем серебра варьирует от 27 до 38 мас.%. Интересно отметить, что здесь вместо арсенопирита встречаются мелкие (не более 0,1 мм), часто идиоморфные зерна гудмундита, брейтгауптита, ульманита и паракостибита. Следует так же отметить, что блеклые руды (тетраэдрит), галенит, Pb–Bi и Pb–Sb–Bi сульфосоли часто содержат примесь серебра до 1-2 мас.%.

Взаимоотношения минералов и их локализация в разных структурах предполагают формирование минеральных комплексов в рудах Малиновского месторождения в три стадии.

В первую стадию отлагались прожилки шеелит-сульфидно-кварцевого и, вероятно, молибденит-кварцевого состава с арсенопиритом (без примеси кобальта), пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, висмутином (без примеси сурьмы), висмутом, золотом. В прожилках такого состава часто встречается фторапатит (более 3 мас.% F), что сближает их с жилами продуктивными на вольфрамовое оруденение. В минеральном составе околожилых метасоматитах преобладают кварц, полевые шпаты, мусковит и хлорит; турмалин – встречается редко. Здесь кристаллизация минералов происходила из растворов повышенной фосфорноносности, при температурах более 350 °С и вариациях pH от 6,3 до 7,7 (присутствие шеелита; [1]).

Во вторую стадию формировались сульфидно-кварцевые и сульфидно-карбонатно-кварцевые жилы, в околожилых метасоматитах которых часто преобладает турмалин, а хлорит и кварц имеют подчиненное распространение. В прожилках этой стадии широко распространены арсенопирит (с примесью кобальта), пирит, халькопирит (со звездчатыми структурами распада твердого раствора сфалерита) и сфалерит (с эмульсионной структурой распада твердого раствора халькопирита), сложные сульфосоли разного элементного состава, висмут и золото. Судя по наличию структур распада твердых растворов сфалерита и халькопирита температура кристаллизации этих минералов 300-400 °С. Результаты изучения изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) пиритов и

халькопиритов (пирит – 0,8 ‰; халькопирит – 0,5 ‰) этой стадии минерализации указывают на их близость к значениям состава серы в метеоритном стандарте, что характерно для оловорудных месторождений (Забывое, Тигриное) Приморского региона, генетически ассоциирующих с гранитоидным магматизмом Татибинского комплекса.

В третью стадию формировались сульфидные жилы и микропрожилки, с Cu–Fe (пирротин, халькопирит – преобладают) и Ni–Sb–Co (гудмундит, брейтгауптит, ульманит, паракостибит – подчиненное распространение) минерализацией, пространственно локализованные в монцогаббродиоритах. Судя по присутствию в прожилках пирротина, редких зерен флюорита и самородного висмута, можно предположить, что здесь кристаллизация минералов происходила из восстановленных, высокофтористых растворов при температурах от более 350 (распад твердого раствора сфалерита в халькопирите) до 271 °С (температура кристаллизации самородного висмута по экспериментальным данным [5]).

Сопоставляя полученные результаты с данными по золоторудным месторождениям Востока России можно сделать вывод, что в целом изученные руды Малиновского месторождения являются комплексными и их следует относить к золото-висмутовому типу [2, 3], который в большинстве случаев характеризует рудно-магматические системы с минерализацией, генетически связанной с магматическими комплексами I-S типа [4]. По стадийности минералообразования и типоморфным признакам минералов месторождение имеет большое сходство с Дарасунским, Кировским, Дмитриевским и Средне-Голготайским месторождениями золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого формационного типа [6, 9].

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 12-II-CO-08-030, № 12-III-A-08-146, № 12-III-A-08-145, № 12-III-B-08-165.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брызгалин Д.В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа // Геохимия, 1958. № 3. С. 195-204.
2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золото-редкометальное оруденение Северо-Востока России // Тихоокеанская геология, 1998. № 3. С. 88-94.
3. Горячев Н.А., Бердников Н.В. Типы рудоносных гранитоидов юго-восточной части мезозойд Северо-Востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 40-52.
4. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометальные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 50-62.
5. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука СО АН СССР. 1971. Т. VI. С. 15-25.
6. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000. № 6. С. 526-548.
7. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петро-геохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Докл. РАН, 2013. Т. 452. № 1. С. 1-8.
8. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP) датирование, изотопная характеристика (³He/⁴He) руд // Доклады РАН, 2012. Т. 443. С. 84-91.
9. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2006. 291 с.
10. Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И. Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край // Руды и металлы, 2013. № 3. С. 26-33.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Горячев Н.А.¹, Гвоздев В.И.², Вах А.С.²

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, goryachev@neisri.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, gvozdev@fegi.ru. vakh@fegi.ru

Российский Дальний Восток (РДВ) сложен разнородными тектоническими блоками. Среди них выделяются следующие структуры, обсуждаемые в докладе: (1) докембрийский Сибирский кратон и его деформированная в МЗ пассивная верхоянская окраина; (2) Омолонский и Охотский докембрийские микроконтиненты; (3) Аргунский, Солонкерский и Бурей-Ханкайский супертеррейны РЗ Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП); (4) Монголо-Охотский (МООП), Охотско-Корякский (ОКОП), Яно-Колымский (ЯКОП), Арктический (АОП), Сихотэ-Алинский – Северо-Сахалинский (ССОП), Корякский (КОП) позднемезозойские орогены и (5) Сахалинско-Камчатский (СКОП) и Восточных берегов Камчатки (ВКОП) кайнозойские орогены.

Месторождения мирового класса составляют основу металлогенического потенциала этих структур. Среди них выделяются месторождения: Au (Наталка), Sn (Депутатское, Правое-Урмийское), Ag (Дукат, Прогноз), REE (Томтор), Sb (Сарылах, Сентачан), W (Восток-2, Лермонтовское). Они и много других крупных, средних и мелких месторождений сформировались в течение восьми крупных металлогенических эпох обсуждаемых ниже.

Докембрийская эпоха (Алдано-Становой блок Сибирского кратона, Омолонский микроконтинент, Приколымский террейн, обрамление Охотского микроконтинента). Она характеризуется широким распространением протерозойских месторождений Fe (типа железистых кварцитов) и Ti–P руд, заметным присутствием неопротерозойской Cu (медистые сланцы и медистые песчаники), REE (Томтор) и слабым проявлением Au.

Раннепалеозойская эпоха (венд – силурий) проявилась более широко. Это время формирования месторождений Fe и полиметаллов (преобладают), W, Au. Доаккреционные месторождения Fe характерны для структур Бурей-Ханкайского супертеррейна и Галамского террейна МООП. Месторождения полиметаллов распространены в пределах Бурей-Ханкайского террейна на юге и Омудевского террейна ЯКОП на севере. Орогенные месторождения Sn и редких металлов (Ярославка, Вознесенка) характерны для Бурей-Ханкайского супертеррейна, а для Омудевского – стратиформное W оруденение альпийского типа. Небольшие орогенные месторождения Au известны на Омолонском микроконтиненте. В хребте Сеттэ-Дабан (фрагмент пассивной окраины Сибирского кратона) известны венд-силурийские уровни локализации стратиформного флюорит-полиметаллического оруденения. Лено-Анабарский пояс стратиформного Pb–Zn и Cu оруденения выделен в центральной части Сибирского кратона. Оруденение сформировано в прибрежно-морских и лагунных обстановках формирования платформенного чехла в раннем РЗ.

Среднепалеозойская эпоха (девон – ранний карбон) характеризуется формированием эпitherмальных месторождений Au и порфировых Cu в пределах Кедонской активной окраины Омолонского микроконтинента, стратиформных медистых песчаников и самородной меди в базальтах хр. Сетте-Дабан и в Омудевском террейне, полиметаллов (куроко) в обрамлении Омолонского микроконтинента, стратиформных полиметаллов хребта Улахан-Тас (АОП) на севере Якутии. Рудные месторождения формировались в эту эпоху в обстановках активных и пассивных окраин континента.

Позднепалеозойская эпоха (поздний карбон – пермь). Месторождения хромитовых руд, связанные с ультрамафитами сформировались в Яракваамском и Пенжинско-Анадырском террейнах (КОП) в эту эпоху. Позднепалеозойские месторождения эпitherмальных Au и порфировых Cu руд известны в Лаоелин-Гродековском островодужном террейне (ЦАОП) южной части территории.

Стратифицированные месторождения Pb–Zn, Hg и Mn руд формировались в Омудевском террейне ЯКОП в это же время.

Раннемезозойская эпоха (триас-ранняя юра) слабо проявилась на рассматриваемой территории. Небольшие орогенные месторождения W–Mo–Be руд и Au известны в связи с триасовыми гранитоидами в пределах Аргунского супертеррейна.

Месторождения **позднемезозойской эпохи** (средняя юра-мел) максимально распространены на РДВ. Основные орогенные пояса территории (позднеюрско-раннемеловые МООП и ЯКОП, раннемеловые ОКОП и АОП, средне-позднемеловой ССОП и позднемеловой КОП) и грандиозный окраинно-континентальный постакреционный позднемеловой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) были сформированы в это время. Они определили современный тектонический план и основной металлогенический потенциал территории. Au месторождения орогенного и интрузион-релейтед типов широко распространены во всех орогенных поясах. Около 6000 т Au было добыто из этих месторождений и из россыпей. Они ассоциируют с разнотипными месторождениями Sn, W, Sb и полиметаллов (ЯКОП, ССОП), W, Cu, Mo, эпитегрмального Au и редко Sb–Hg (АОП, МООП, ОКОП). Металлогения ОЧВП характеризуется преимущественно ассоциацией эпитегрмального Au–Ag оруденения (Карамкен, Дукаг) с Mo–Cu–порфировым, Ag–Pb–Zn, W и Sn–Ag. КОП характеризуется ассоциацией орогенного Au с доакреционными месторождениями хромитов с ЭПГ в ультрамафитах Таловского и Майницкого террейнов (колчеданные руды), а также присутствием доакреционных руд Mn в кремнистых толщах Янранайского террейна. Хромит-ЭПГ руды известны также на южном фланге ОКОП (Кондер). Доакреционные позднеюрские месторождения Ti–Fe–V руд (Ариадное) известны в пределах Самаркинского террейна ССОП. Сочетание трех трендов локализации тектонических структур и металлогенических поясов: арктического, монголо-охотского и пацифического характерно для данной эпохи. Первые два преобладали в юре – раннем мелу, пацифический – в позднем мелу.

Раннекайнозойская эпоха (маастрихт – палеоген). СКОП и ВКОП и сопутствующее им орогенное Au оруденение (Сахалина и Корякии) сформировались в этот период. Hg–W и Cu–Ni (Камчатка), редко Sn (Корякия) оруденение также ассоциирует с ними. Окраинно-континентальные палеогеновые вулканические пояса (Аньюско-Беринговский эпитегрмального Hg и Au–Ag оруденения и Восточно-Сихотэ-Алиньский эпитегрмального Au–Ag, порфирового Cu–Mo и борного оруденения) ассоциируют с этими орогенными структурами. Пацифический тренд в локализации орогенных и посторогенных поясов преобладает уже в эту эпоху.

Позднекайнозойская эпоха (неоген-квартер). Это время господства тихоокеанского тренда формирования тектонических структур и металлогенических поясов. Они локализованы в пределах Камчатки и Курильских островов. Это типичная субдукционная окраинно-континентальная и островодужная обстановка формирования эпитегрмальных Au–Ag руд Камчатки (три импульса) и Курил. Они ассоциируют с Cu–порфировым и Hg оруденением на Камчатке и с полиметаллическим типа куроко на Курилах.

Центробежное разрастание металлогенических ареалов от древних континентальных ядер (Сибирского континента и его фрагментов) со сменой сидерофильно-редкоземельной специфики докембрия к благороднометалльно-редкометалльно-полиэлементной специфике MZ–CZ прослеживается в течение всей геологической истории российского Дальнего Востока. Оруденение в орогенных структурах формировалось при заметном влиянии мантийно-корового взаимодействия. Позднемезозойская и кайнозойские эпохи имели главное значение в регионе. Смена структурно-металлогенического тренда формирования руд от циркум-Сибирского к циркум-Тихоокеанскому произошла в это время.

**Пристановой коллизионный пояс –
новая платиноносная медь-кобальт-никелевая провинция
(юго-восточное обрамление Сибирской платформы)**

Гурьянов В.А.¹, Приходько В.С.¹, Петухова Л.Л.¹, Матвеев А.В.², Алексеев М.И.³

*¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, guryanov_v@mail.ru*

²ОАО «Дальгеофизика», г. Хабаровск

³ЗАО «Кун-Маньё», г. Хабаровск

Пристановой коллизионный пояс является зоной сочленения двух крупных тектонических структур – Алданской гранулитогнейсовой и Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной областей [2]. В строении его принимают участие гранито-гнейсы, блоки архейских пород метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и разные по составу магматические породы, эклогиты [1, 2, 5]. Одной из важнейших в теоретическом и практическом отношениях проблем пояса является оценка потенциальной никеленосности и платиноносности.

Субширотная ориентировка Пристанового коллизионного пояса является дискордантной по отношению к главным картируемым структурным элементам как Алданского так и Джугджуро-Станового мегаблоков [1, 2]. Ему свойственны интенсивные гравитационные и магнитные аномалии, и в целом характерно шарьяжно-надвиговое строение. Возраст коллизионных процессов, спаявших Джугджуро-Становую и Алданскую области оценивается В.А. Глебовицким с соавторами в 1,9 млрд. лет. Наиболее поздний эпизод гранулитового метаморфизма, проявленный в пределах пояса, имеет также возраст 1,9 млрд лет и сопряжен с формированием крупных покровно-надвиговых структур, отличается достаточно высокobarическими условиями образования, что свидетельствует о коллизионной обстановке [2, 5]. Одна из характерных особенностей пояса – присутствие анортозитов, которые в виде пластин и пластообразных тел полого погружаются в северном направлении. Пристановой коллизионный пояс включает (с запада на восток): Курульгинский, Зверевский, Тангракский, Сутамский, Туксанийский, Джанинский и Джугджурский тектонические блоки (рис.), сложенные метаморфизованными в гранулитовой фации породами каларской, курульгинской, зверевской, тангракской, сутамской, туксанийской и джанинской толщ гранулитогнейсового магакомплекса [2, 5]. В целом он представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, протягивающуюся в субширотном направлении на расстояние около 1300 км. В гравитационном поле (аномалии в редукции Буге) эта зона выделяется протяженным субширотным осевым максимумом, обрамленным с двух сторон линейными минимумами [1, 5]. Осевой максимум на всем протяжении соответствует поясу выходов на дневную поверхность пород гранулитовой фации и ареалам пласто- и дайкообразных тел, лакколитов, режештоков и массивов палеопротерозойских мафит-ультрамафитов (1,9 млрд. лет – Sm-Nd изохронный; 1,89-1,88 млрд. лет – Ar/Ar по биотиту; 1,7-1,69 млрд. лет – U-Pb, циркон [3, 4, 5]). По всей вероятности, выведенные на поверхность в осевой части Пристановой зоны гранулиты разных блоков следует рассматривать как выходы нижних горизонтов земной коры. Полосовое развитие глубинных гранулитов с многоярусными телами мафит-ультрамафитов, установленное геологическими методами [5], сохраняется на глубине и даже становится более четко выраженным [1]. Многоярусная локализация мафит-ультрамафитовых интрузивов и рудных тел в пределах рудных полей Кун-Маньёнского, Туксанийского, Геранского, Сутамского районов и района Токинского Становика является не только важным аспектом формирования месторождений в пределах Пристанового коллизионного пояса, но и свидетельствует о вероятной их связи в прошлом с вулканоинтрузивными системами, что открывает дальнейшие перспективы поисков новых рудных тел. Так в хорошо изученном Курумканском рудном поле протяженностью 31 км и шириной от 1 до 3 км выявлено к настоящему времени более 160 пласто- и дайкообразных тел мафит-ультрамафитов,

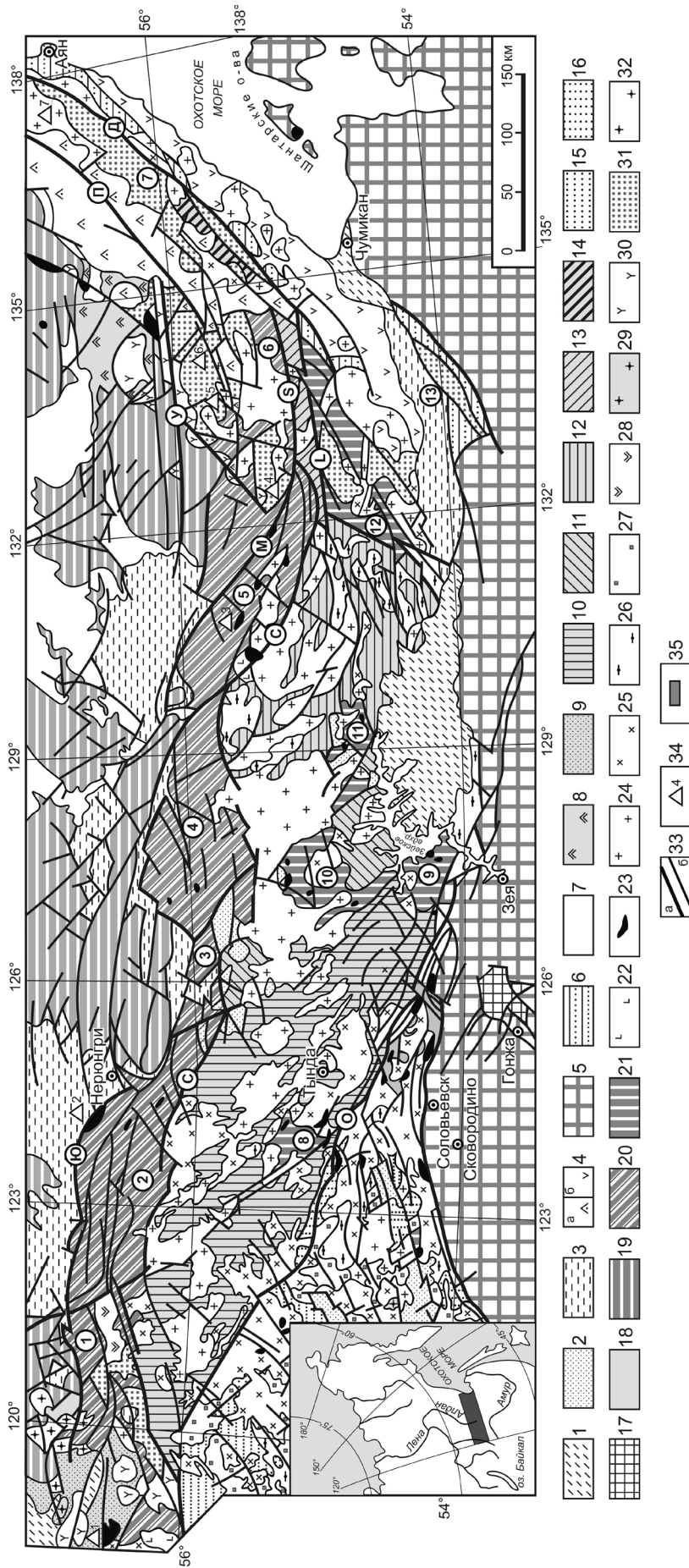


Рис. Схема геологического строения Пристанового пояса и Джугджуро-Становой складчатой области (по В.А. Глебовицкому и др., 2009, с изменениями и дополнениями В.А. Гурьянова, 2013):

1 – неоген-четвертичные впадины; 2-3 – впадины меловые (2) и юрские (3); 4 – вулканические прогибы Охотско-Чукотской зоны; а – Предджджурский, б – Джелонский; 5 – преимущественно палеозойские нерасчлененные комплексы Монголо-Охотского пояса и Амурского террейна; 6 – палеозойские нерасчлененные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 7 – платформенный чехол (R-V-C); 8 – улканская серия (PR₁); 9 – улканская серия (PR₁); 10-12 – комплексы Джугджуро-Станового террейна (AR₂): иликанская серия (10), мультунгинская свита (11), купуринская и зейская серии (12); 13 – удско-майская серия; 14 – кирано-лавинская серия; 15-16 – комплексы Селенга-Станового террейна (AR₂): тунгирская серия (15), усть-гилгойская серия (16); 17 – гонжинская серия (PR₁); 18 – джелтулакская серия (PR₁); 19 – гранулитовые комплексы Алданского щита нерасчлененные (AR-PR₁); 20 – гранулитовые комплексы Пристанового пояса (AR-PR₁); 21 – гранулитовые блоки в пределах Джугджуро-Становой складчатой области (AR-PR₁); 22 – щелочные базальты (N-Q); 23 – базит-гипербазитовые интрузии нерасчлененные (PR₁-MZ); 24 – гранитоиды тындынско-бакаранского, удско-зейского, ираканского, улско и Джугджурского комплексов (J₃-K₂); 25 – гранитоиды позднеэоценового и тукутинского комплексов (PR₁); 26 – гранитоиды токско-алюминского комплекса и их аналоги; 27 – гранитоиды аманского комплекса (P-T); 28 – интрузии щелочных пород (Тасекский массив, PZ₁); 29 – гранитоиды балхатского комплекса (AR₂); 30 – гранитоиды улканской и колдарского комплексов (PR₁); 31 – анортозиты (AR₂-PR₁); 32 – граниты чароудоканского комплекса (AR₂); 33 – разломы: а – основные (границы – С – Становой, Ю – Южнокутский, М – Майский, У – Южноурчурский, П – Предджджурский, Д – Джугджурский, S – Салга-Джанинский, L – Сехтагский, O – Сехтагский, O – Джелтулакский), б – прочие. 34 – месторождения и рудопроявления медно-никелевых с платиноидами руд (1 – Чинейское, 2 – Бурпалинское, 3 – Утук-Макитское, 4 – месторождения Кун-Маньё, Малый Курумкан и Кубук, 5 – Богидэ, 6 – Кэндэж, 7 – Няндомы); 35 – на врезке район исследования. Цифрами в кружках обозначены блоки: 1 – Курультинский, 2 – Зверевский, 3 – Тантракский, 4 – Сутаамский, 5 – Туксанский, 6 – Джанинский, 7 – Джугджурский, 8 – Ларбинский, 9 – Дамбукинский, 10 – Брянтинский, 11 – Токский, 12 – Чогарский, 13 – Баладский.

и которое прослежено в урезах ручьев и по скважинам на глубины от 200 до 800 м. При этом около 70 % тел сосредоточено в осевой части рудного поля, где интрузивы размещаются вдоль пологих сдвигов и отслоений несколькими ярусами (от 3 до 16).

Приуроченность вышеотмеченных структурных элементов к границе Алданского и Станового мегаблоков приводит к выводу об их образовании в обстановке интенсивного сжатия, которое сопровождалось тектоническим внедрением (выдавливанием) их в верхние этажи земной коры. Системы разломов, трассирующих Пристановую складчато-надвиговую зону, имеют сквозькоровую природу и сопряжены с каналами проникновения мантийного вещества в земную кору [5]. Особенности геологического строения территории указывают на преобразования земной коры в коллизионной зоне сжатия до уровня её подошвы.

Имеющиеся материалы по никеленосным мафит-ультрамафитам Пристанового коллизионного пояса от р. Олдондо на западе до побережья Охотского моря на востоке позволяют существенно расширить границы и перспективы этого региона и рассматривать его в ранге платиноносной медь-кобальт-никелевой Северостановой провинции [5]. В неё входят Кун-Маньёнская группа медно-никелевых с платиноидами месторождений, месторождения Чинейское и Бурпала, рудопроявления бурпалинского, каларского, сутамского и утук-макитского типов на западе, серия платиноидно-кобальт-медно-никелевых объектов с месторождением Няндомы лантарского типа в Джугджурском габбро-анортозитовом батолите на востоке (рис.). Все известные в мире крупные месторождения шести глобальных возрастных никеленосных эпох сопряжены, как правило, с зонами континентального рифтогенеза. В таких зонах появляются своеобразные интрузии мафит-ультрамафитового глубинного (мантийного) магматизма, который и является поставщиком сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд. Как установлено в последние десятилетия такие континентальные рифтовые структуры присутствуют и в Пристановой зоне [4, 5]. С ними здесь ассоциируются ареалы и скопления никеленосных мафит-ультрамафитов. На картах гравитационного поля эти скопления характеризуются более высокими значениями по сравнению с полем гранулитов. По материалам геохимических съемок ареалы малых тел и отдельных массивов мафит-ультрамафитов выделяются контрастными литохимическими ореолами и потоками Ni, Cu, Co, Cr, V, Mn, Pt и Pd. Всего намечается в пределах Пристановой коллизионной зоны около 20 областей скопления мафит-ультрамафитовых тел, которые обособляются в 4 формационных типа: верлит-клинопироксенит-габбровый (бурпалинский), габбронорит-вебстерит-гарцбургитовый (сутамский), пироксенит-габбро-анортозитовый (чинейский, лантарский) и габбронорит-вебстерит-лерцолитовый (кун-маньёнский). На границе Амурской области, республики Саха (Якутия) и Хабаровского края в бассейне рек Кун-Маньё и Мая откартировано около 10 линейно вытянутых в северо-западном направлении ареалов малых интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов с признаками сульфидной медно-никелевой с платиноидами минерализации. В структурном отношении эти ареалы ассоциируются с Верхнемайской зоной шовных дислокаций, заложившейся на границе разнородных блоков кристаллического фундамента и являющейся по составу пород и строению зеленокаменной троговой структурой рифтогенного типа [4]. Наиболее перспективным на платиноидное медно-никелевое оруденение является Курумканское рудное поле, в пределах которого завершена разведка и утверждены запасы Ni, Cu, Co, Pt и Pd на двух крупных месторождениях (Кун-Маньё и Малый Курумкан) и продолжаются поисково-разведочные работы на других объектах.

За последние десятилетия получен достаточно большой объем новой информации по распространению и закономерностям распределения кобальт-медно-никелевого оруденения и платиновой минерализации [3-6], которая позволяет с новых позиций подойти к проблеме оценки никеленосности и платиноносности структурно-вещественных комплексов и Пристанового коллизионного пояса в целом. Широкомасштабные комплексные исследования Пристановой зоны показали, что она может быть отнесена к разряду особо крупных минерально-сырьевых объектов Дальнего Востока и Восточной Сибири [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алакшин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология, 1985. № 3. С. 76-85.
2. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009. № 4. С. 3-15.
3. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Песков А.Ю. и др. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизийного пояса // Отечественная геология (в печати), 2014.
4. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук, 2009. Т. 425. № 4. С. 505-508.
5. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Гвоздев В.И. и др. Платиноидно-медно-никелевое Оруденение кунманьенского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита) / Платина России. Сборник научн. трудов. Т. 7. Красноярск, 2011. С. 435-448.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В. Платиноносность Алдано-Станового щита // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40. № 6. С. 529-535.

ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА РЬ В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ АКАТУЕВСКОЙ И НОВОШИРОКИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Дриль С.И., Сасим С.А., Прокофьев В.Ю., Герасимов Н.С., Владимирова Т.А.,
Ильина Н.Н., Спиридонов А.М.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, sdri1@igc.irk.ru*

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана, произошедшее в районе Восточного Забайкалья на рубеже средней-поздней юры, окончательно сформировало структуру земной коры региона [1]. Здесь оказались совмещены разновозрастные структурно-вещественные комплексы Западно-Станового и Аргунского супертеррейнов, разделенные тектоническими фрагментами аккреционных призм палеоокеана, объединенными в составе Ононского террейна [1]. Позднеюрско-раннемеловой постаккреционный этап развития Монголо-Охотского орогенного пояса характеризовался широким развитием магматизма внутриплитовой природы, в составе которого в пределах Восточного Забайкалья следует отметить в первую очередь магматические образования J_{2-3} шошонит-латитовой серии, проявленные в пределах Аргунского супертеррейна южнее Монголо-Охотской сутурной зоны, и породы J_3-K_1 трахибазальтовой серии, проявленные как в Западном, так и в Восточном Забайкалье к югу и к северу от сутуры. Для первой магматической серии типоморфными могут считаться полиметаллические руды с серебром и золотом, а для второй – золоторудные месторождения [2].

Важнейшим изотопно-геохимическим репером для выяснения природы источников рудного вещества является изотопный состав свинца, поскольку этот элемент входит в состав как руд, так и силикатных рудовмещающих и рудогенерирующих пород, что позволяет оценить и интерпретировать природу вариаций этого элемента на всех стадиях развития рудного процесса. Ранее [3] была предложена модель гетерогенного состава источника рудных свинцов полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, предполагавшая смешение «мантийного» и «корового» компонентов. Последними исследованиями [4] параметры этих компонентов и их соотношения в рудах различных полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья существенно уточнены и связаны с положением месторождений относительно террейнов, формирующих континентальную кору региона. Так, предположено, что золоторудно-полиметаллические месторождения южной окраины Западно-Станового террейна (Дарасунское, Теремкинское) имеют «мантийный» источник свинца (рис.), что обусловлено тесной связью рудного процесса с основными магмами повышенной щелочности. Для полиметаллических месторождений Аргунского террейна (Бугдинское, Шахтаминское, Ново-Широкинское, Акатуевское, Благодатское и другие) фиксируется

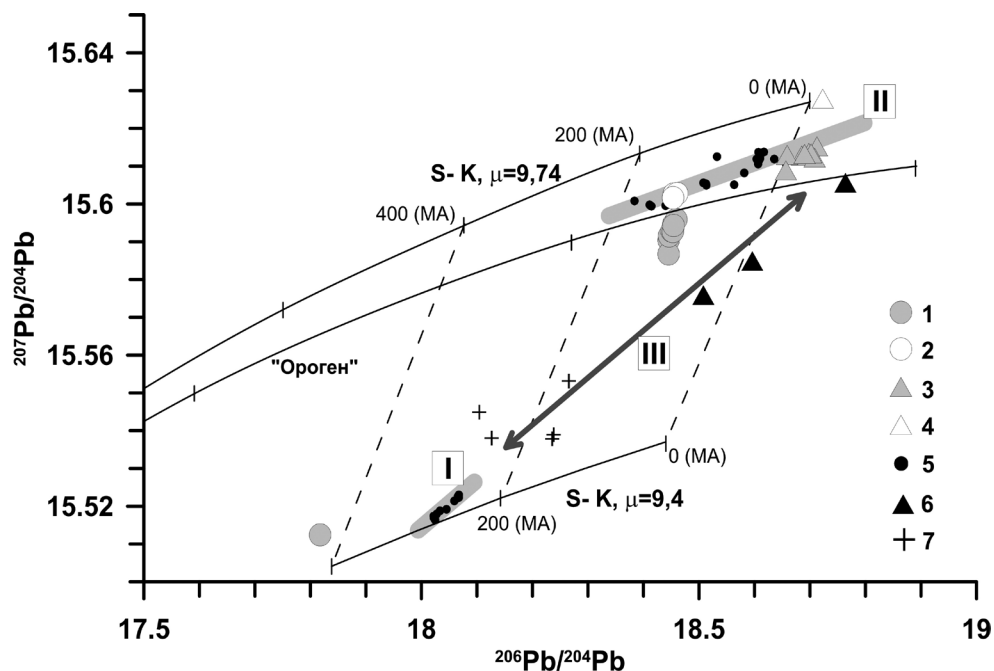


Рис. Диаграмма зависимости $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для галенитов Ново-Широкинского и Акатуевского полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья: 1 – Ново-Широкинского по данным авторов; 2 – Ново-Широкинского по данным [4]; 3 – Акатуевское по данным авторов; 4 – Акатуевское по данным [4]; 5 – другие полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья по данным [4]; 6 – составы породных свинцов монцогаббро, монцонитов и кварцевых монцонитов Акатуевского массива; 7 – составы породных свинцов трахибазальтов Ингодинской, Усуглинской, Мулинской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья. Линия эволюции изотопного состава Pb для «орогена» дана по (Доу, Стейси, 1982); сплошные линии соответствуют изотопной эволюции свинца по модели Стейси-Краммерса (S-K). Тренды (I) и (II) показывают эволюцию свинца в «мантийном» и «коровом» источниках по [4]. Линией (III) показана возможная линия смешения между «мантийным» и «коровым» источниками свинца, намеченная по тренду пород Акатуевского массива (шошонит-латитовая серия) и пород трахибазальтовой серии.

«коровый» источник рудного свинца (рис.), близкий по изотопным характеристикам к «Орогену» (Доу, Стейси, 1982).

Ниже приводятся новые результаты исследования изотопного состава рудного свинца галенитов Ново-Широкинского и Акатуевского месторождений Юго-Восточного Забайкалья, расположенные в пределах Аргунского террейна и связанные с магматическими породами шошонит-латитовой серии. Кроме того, был исследован изотопный состав свинцов монцогаббро, монцонитов и кварцевых монцонитов Акатуевского массива, а также трахибазальтов некоторых рифтогенных впадин Восточного Забайкалья.

Измерения изотопного состава свинца выполнялись на многоколлекторном с индуктивно связанной плазмой масс-спектрометре MC-ICP-NEPTUNE plus методом двойного изотопного разбавления с применением трассера $^{207}\text{Pb}+^{204}\text{Pb}$. На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.) показана изотопная систематика галенитов Ново-Широкинского и Акатуевского месторождений с учетом данных [4], а также рассеянных свинцов монцонитоидов Акатуевского массива Александрово-Заводской рифтогенной впадины (шошонит-латитовая серия) и трахибазальтов Ингодинской, Усуглинской, Мулинской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья.

Изотопный состав галенитов главного рудного тела Ново-Широкинского месторождения близок к линии изотопной эволюции свинца в «Орогене», что подтверждает вывод о коровом источнике свинца этого месторождения [4]. Однако, кроме «корового» свинца на месторождении обнаружен свинец, изотопный состав которого следует сопоставлять с «мантийным» трендом (тренд I и S-K, $\mu = 9,4$ на рис.). Этот свинец обнаружен в самостоятельном рудном теле, находящемся вблизи Главного рудного тела месторождения и вскрытого ортом № 4. Это рудное тело имеет по-

лосчатое строение, характеризующееся чередованием полос среднекристаллического галенита с примесью мелкозернистого пирита и полос, сложенных пиритом, кварцем и карбонатом. Сульфидная часть рудного тела переходит в интенсивно измененный эффузив шошонит-латитовой серии. Таким образом, рудный свинец Ново-Широкинского месторождения имеет два источника – «мантийный», тесно связанный с магматическими образованиями шошонит-латитовой серии, и «коровый», соответствующий «Орогену». Изотопный состав галенитов Акатуевского месторождения является коровым и соответствует «Орогену» (рис.).

Для Ново-Широкинского и Акатуевского месторождений постулируется тесная связь рудного процесса с магматическими образованиями шошонит-латитовой серии Забайкалья [2]. Фигуративные точки составов трахибазальтов и монцонитоидов (рис.) намечают линию смешения между свинцами «мантийной» природы и свинцами «Орогена». Состав монцонитов главной интрузивной фазы Акатуевского массива располагается в наиболее «коровой» части линии смешения и вблизи с точками составов галенитов Акатуевского месторождения, подчеркивая генетическую связь интрузивного тела и руды. Габбро-монцониты первой фазы массива имеют менее радиогенный состав свинца, что свидетельствует о меньшей степени их контаминации коровым веществом. Трахибазальты имеют еще менее радиогенный и более «мантийный» изотопный состав свинца, близкий к «мантийному» тренду ($S-K$, $\mu = 9,4$ на рис.). Следует заметить, что тренд «мантийной» изотопной эволюции свинца, предложенный для рудно-магматических систем Восточного Забайкалья в работе [4], и получающий дополнительное подтверждение настоящими исследованиями, свидетельствует о существенно более радиогенном составе «мантийного» свинца региона ($S-K$, $\mu = 9,4$) по сравнению с деплетированным мантийным источником ($S-K$, $\mu = 8,9$). Вероятно это связано с внутриплитовой природой вулканитов шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий Восточного Забайкалья, которые приурочены к рифтогенным впадинам постаккреционного этапа развития МОП. Расплавы подобного типа не могут генерироваться лишь астеносферной деплетированной мантией. В их составе обязательно должен присутствовать плюмовый обогащенный мантийный компонент, изотопно-геохимическая природа которого остается неясной.

Таким образом, на основе исследования вариаций изотопного состава свинца галенитов руд Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения впервые обосновано выделение двух источников рудного вещества – «мантийного» и «корового», в соответствии с моделью, предложенной [4]. Для Акатуевского полиметаллического месторождения выявлена близость изотопного состава свинца галенитов руд и монцонитов главной фазы Акатуевского массива, что может служить указанием на их тесную генетическую связь. Вариации изотопного состава свинца в породах шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий Восточного Забайкалья намечают линию смешения «мантийного» и корового – «Ороген»-компонентов, причем породы первой серии существенно обогащены коровым веществом по сравнению с трахибазальтами. «Мантийный» источник свинца руд и пород имеет более радиогенный изотопный состав по сравнению с деплетированным мантийным источником.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00850 и 14-05-00887, а также интеграционных проектов ИП 99, ИП87.

ЛИТЕРАТУРА

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. №6. С.7-41.
2. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 291с.
3. Дриль С.И., Спиридонов А.М., Ефремов С.В., Владимиров Т.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н. Карийская золоторудно-магматическая система Восточного Забайкалья: Rb-Sr геохронология гранитоидов и изотопный состав рудных свинцов // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. 8-10 ноября 2010г. ИГЕМ РАН. Москва. С.66-67.
4. Чугаев А.В., Чернышев И. В., Бортников Н. С. и др. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb) // Геология Рудных Месторождений, 2013, том 55, № 4, с. 282–294.

ИЗМЕНЕНИЕ ХРОМИТОВЫХ РУД ПРИ УЧАСТИИ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ФЛЮИДОВ

Ерохин Ю.В., Попов М.П., Хиллер В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН

г. Екатеринбург, erokhin-yu@yandex.ru

Нами изучались хромитовые тела в пределах Асбестовского рудного узла, который вмещает в себя Баженовское месторождение хризотил-асбеста (одно из крупнейших в мире) и широко известные Уральские изумрудные копи. Расположен рудный узел в окрестностях г. Асбест (Свердловская область, Средний Урал), примерно в 80 км северо-восточнее г. Екатеринбург. В рамках этих исследований нами в 2011 году на Уральских изумрудных коях был открыт новый минерал мариинскит, хромовый аналог хризоберилла [5], который встречается в виде рассеянной вкрапленности в слюдитизированных (грейзенизированных) хромититах. Именно данный факт позволяет говорить о необычном типе изменения хромитовых руд при участии бериллиеносных флюидов с образованием ранее не описанной парагенетической минеральной ассоциации.

Район Асбестовского рудного узла находится в восточной палеоостроводужной области Уральского складчатого пояса на сопряжении двух разнородных структур: Мурзинско-Адуйского коллизионного поднятия и палеозойских толщ Алапаевско-Теченской зоны, разделённых региональным Сусанско-Асбестовским разломом, маркирующей весь Асбестовско-Алапаевский пояс гипербазитов, т.е. большая часть пород района сильно тектонизированы и меланжированы. В геолого-петрографическом аспекте данная территория подразделяется на три зоны: западную – представленную Адуйским гранитным массивом, восточную – Баженовским офиолитовым комплексом и центральную – метаморфизованными эффузивно-осадочными толщами и продуктами метаморфизма ультрабазитов, прорванными дайками диоритовых порфиритов [3, 4]. При этом большинство месторождений и рудопроявлений бериллиевой минерализации (берилла, хризоберилла, фенакита и др.) находятся в центральном блоке и тяготеют к восточному контакту Адуйского гранитного массива с метаморфической толщей верхнепалеозойского возраста.

Хромититы в данном районе слагают мелкие линзовидные тела, размером не более первых метров в длину, хотя в пределах Баженовского офиолитового комплекса существовали хромитовые рудники (видимо, с более крупными телами), которые обрабатывались старателями в дореволюционное время. На данный момент хромитовые копи уничтожены и скрыты постоянно расширяющимися карьерами и отвалами Баженовского месторождения хризотил-асбеста. В целом, в пределах Изумрудных копей хромититы встречаются в оталькованных блоках серпентинитов, а в пределах Баженовского месторождения – в дунит-клинопироксенитовом комплексе, развитом на контакте гипербазитовой пластины с массивом габбро-норитов [1].

Визуально тела хромититов представляют собой мелко-среднезернистую породу коричневого цвета, пронизанную многочисленными разноориентированными прожилками, сложенными агрегатом зеленых слюд. Они сложены вторичным коричневым хромитом и содержат фрагменты реликтового черного первичного магнезиохромита. По краям и в прожилках хромитита развивается зеленый слюдястый агрегат, представленный тремя минералами – мусковитом, алюминоселадонитом и фторфлогопитом. Первые две слюды развиваются на границе с хромитом и являются более хромистыми (Cr_2O_3 до 6 мас.%), а фторфлогопит слагает центральную часть агрегатов и содержит не более 2,5 % Cr_2O_3 . Здесь же со слюдами встречаются индивиды темно-зеленого турмалина, размером до 1-2 см по удлинению. Зерна характеризуются сложной зональностью и по составу варьируют от хромистого дравита до фтордравита. В первом случае содержание хрома в турмалине достигает 20 % Cr_2O_3 , в зонах фтордравита количество хрома резко падает и не превышает 2-3 %. Кроме того, по всей матрице хромититов отмечаются мелкие включения (размером до 50-100 мкм) фторапатита, эсколаита, циркона и хромфериды. В редких случаях в хромовой руде наблюдается редкая вкрапленность самородных металлов – золота и меди [6].

Мариинскит образует обильную изумрудно-зеленую вкрапленность, как в агрегате хромита (но только в более позднем, коричневой окраски), так и среди слюдистой массы. Размер зерен бериллиевого минерала обычно не превышает 200-500 мкм, редко достигает 1 мм в сростках. Мариинскит характеризуется переменным содержанием Cr_2O_3 (53-65 мас.%) и Al_2O_3 (18-30 мас.%) небольшим количеством примесей титана (TiO_2 до 0,8 мас.%) и железа (Fe_2O_3 до 0,5 мас.%), и часто содержит небольшие зонки хризоберилла (только с мариинските из Баженовского офиолитового комплекса [2]). Последний минерал в свою очередь отличается высокохромистым составом (Cr_2O_3 44-49 мас.%), и все его анализы ложатся рядом с полем мариинскита (рис.).

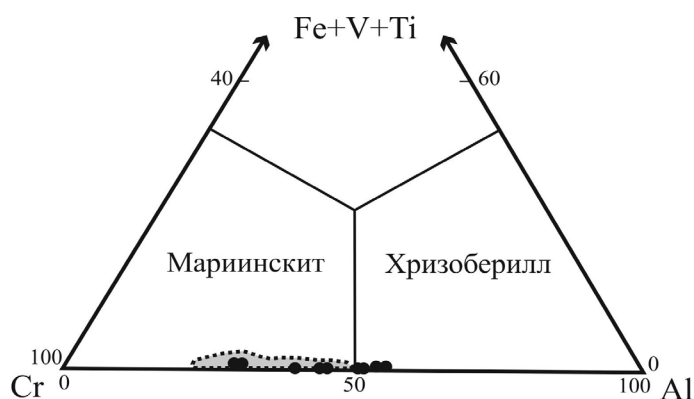


Рис. Составы минералов ряда мариинскит – хризоберилл, построенные на тройной диаграмме Al–Cr–Fe+V+Ti. Точки анализов – составы из Баженовского офиолитового комплекса, поле – мариинскит из Изумрудных копей.

Время преобразования (или слюдитизации) хромитов Асбестовского рудного узла было определено нами по монофракции фторфлогопита (К–Аг метод, ИГГ УрО РАН, аналитик Б.А. Калеганов) и равняется 270 ± 7 млн. лет. Таким образом, изменение хромитовых руд происходило в ранне-среднепермское время и, скорей всего, связано со становлением Адуйского гранитлейкогранитного комплекса, а точнее его жильного комплекса гранитных пегматитов. Так, время образования редкометальных пегматитов Липового Лога из восточного контакта Адуйского массива дает вполне близкую датировку с монофракцией слюды – $262,0 \pm 7,3$ млн. лет (Re–Os возраст молибденитов [7]).

Флюиды, преобразовавшие хромитовые руды являлись не только бериллиеносными, но и высокофтористыми, в пользу этого говорят, предельно обогащенные этим элементом, минералы парагенезиса – фторфлогопит, фтордравит и фторапатит. Флюидный поток связанный со становлением редкометальных пегматитов Адуйского массива преобразовывал не только хромитовые тела, но и вмещающие их серпентиниты с формированием тальк-карбонатных и тальк-антофиллитовых пород, слюдитов и других высокотемпературных апогипербазитовых метасоматитов. Именно этот бериллиево-фтористый флюид, накладываясь на хромитовую матрицу, сформировал такой необычный метасоматический минеральный парагенезис – хромит, мусковит-алюминоселадонит, фторфлогопит, турмалин (фтордравит-дравит), мариинскит-хризоберилл, фторапатит, эсколаит, циркон, хромферид и самородные металлы. Подобные изменения хромитовых руд ранее не описывались, вероятно, в силу сложности определения бериллиевых минералов и вполне вероятно, что некоторыми исследователями мариинскит определялся как эсколаит (на который он внешне очень похож).

Таким образом, нами описан минеральный состав и условия образования метасоматически измененных хромитовых руд в Асбестовском рудном узле. Их типоморфное отличие от других хромитов, преобразованных при участии флюидов гранитоидов, заключается в широком развитии аксессуарных бериллиевых минералов (мариинскита и хризоберилла). Сформировались бериллий-фторсодержащие метакромититы Асбестовского рудного узла под влиянием кислых флюидов во время становления редкометальных пегматитов Адуйского гранитного массива.

Исследования выполнены при частичной поддержке проекта УрО РАН № 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов...».

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ерохин Ю.В.** Хромитовое оруденение Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) // Литосфера, 2006. № 3. С. 160-165.
2. **Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Золоев К.К., Попов М.П., Григорьев В.В.** Мариинскит из Баженовского офиолитового комплекса – вторая находка в мире // Доклады АН, 2014. Т. 455. № 4. С. 441-443.
3. **Ефимов В.И.** Геодинамические условия формирования месторождений хризотил-асбеста и изумрудов в Асбестовском рудном узле // Литосфера, 2004. № 2. С. 52-60.
4. **Золотухин Ф.Ф.** Закономерности распределения изумрудов в Малышевском месторождении (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 5. С. 437-448.
5. **Паутов Л.А., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Карпенко В.Ю.** Мариинскит, BeCr_2O_4 – новый минерал, хромовый аналог хризоберилла // Записки РМО, 2012. Ч. 141. № 6. С. 43-62.
6. **Попов М.П., Ерохин Ю.В.** О находке золота и меди в хромититах Уральских изумрудных копей // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2012. С. 203-204.
7. **Maо J., Du A., Seltmann R., Yu J.** Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metall pegmatite, Central Urals, Russia // Mineralium Deposita, 2003. V. 38. P. 251-257.

МНОГОМЕТАЛЛЬНАЯ (ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИ-ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНАЯ) МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КУМИРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НИЖНЕ-ТАЕЖНЫЙ УЗЕЛ) КАК ВОЗМОЖНЫЙ РУДОГЕННЫЙ ИНДИКАТОР ПЕРЕСТРОЙКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ивин В.В.

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

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВП) известны месторождения и рудопоявления золота, серебра, цинка и свинца, олова, вольфрама и молибдена, сурьмы и ртути, железа, меди и других металлов. Геологические и изотопно-геохимические данные указывают, что пояс является полигенным образованием с пространственно совмещенными магматическими ассоциациями разных геодинамических этапов развития (Мартынов и др., 2013). Можно предположить, что смена геодинамических обстановок должна отразиться и на формировании Кумирного месторождения – весьма интересного, но недостаточно изученного объекта.

Месторождение расположено на площади Нижне-Таежного рудного узла (НТРУ), бассейне руч. Носырева, притока р. Таежной. Геологические образования рудного поля, принадлежат двум структурным этажам: нижнему – вулканогенно-терригенному (ранний мел), породы которого смяты в складки северо-восточного простирания и верхнему – вулканогенному, состоящему из стратифицированных эффузивно-пирокластических накоплений приморской (турон-кампан) и самаргинской (маастрихт) толщи. Приморская толща, мощность которой оценивается в 650-700 м, подразделяется на три пачки. Первая представлена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокристаллокластическими туфами риолитов, содержащими обломки пород складчатого основания (K_{2pr1}), вторая – сваренными «игнимбритовидными» псефито-псаммитовыми пирокластическими накоплениями (K_{2pr2}), третья – игнимбритами, спекшимися псаммитовыми туфами с фьямме аргиллизированного вулканического стекла (K_{2pr3}). На вулканитах верхней пачки (K_{2pr3}) согласно залегают эффузивно-пирокластические накопления среднего и умеренно-кислого состава самаргинской (K_{2sm}) толщи. Они являются комагматами позднемеловых гранитоидных массивов, закартированных в рудном поле и на сопредельных с ними участках.

На месторождении выделено порядка 20 минерализованных зон преимущественно северо-западной, реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной ориентировки. Они разделяются на два, пространственно разобщенных типа: убогосульфидный (собственно серебряный) и умеренносульфидный (серебро-полиметаллический).

Убогосульфидные зоны (Кумирная, Ближняя, Водораздельная, Заманчивая и др.) мощностью до 3-4 м, размещены преимущественно среди накоплений верхней пачки приморской толщи. Для них характерно грубополосчатое строение. Осевые их части обычно сложены гребенчатым кварцем брекчиевидного облика, симметрично или только с одной стороны обрамленным жильно-прожилковыми «полосами», содержащими гнезда, просечки, вкрапленность рудных минералов. Текстуры руд вкрапленные, гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные, структуры – гипидиоморфнозернистые, коррозионные, каемочные и катакластические. Основными жильными минералами рудных зон является кварц различных генераций, гидрослюда, серицит, хлорит; реже отмечаются гранат, эпидот, монтмориоллонит, каолинит. Рудные минералы в виде вкраплений, гнезд и реже прожилков распределены крайне неравномерно. Они представлены пираргиритом, полибазитом, акантитом, арсенопиритом, отмечаются также стефанит, фрейбергит, самородное серебро и золото, электрум, кюстелит, редко сфалерит, галенит и халькопирит. Общий объем рудной минерализации не превышает 1 %. Важнейшая особенность вещественного состава руд серебряного типа – значительное разнообразие минеральных форм серебра и присутствие золота.

Зоны с умеренносульфидной минерализацией (Белембинская, Бортовая, Русловая и др.) сосредоточены в северо-восточной части площади среди ороговикованных вулканитов нижней пачки приморской толщи, тяготея к Малиновскому массиву. Мощность таких зон достигает 10-20 м, протяженность до 1,5 км и более. Они представлены сериями сближенных сложно-ветвящихся крутопадающих кварц-сульфидных жил. Текстура руд вкрапленная, гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная, редко массивная. Структура аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, коррозионная и эмульсиевидная. Жильные минералы зон – кварц, серицит, мусковит, гидрослюда, в меньшей мере хлорит. Для ряда зон характерен бесцветный флюорит и марганцовистый карбонат, иногда отмечаются также адуляр, эпидот и актинолит. Из рудных минералов преобладают пирит, галенит, сфалерит и халькопирит, касситерит; отмечаются также арсенопирит, леллингит, станин и пирротин. Из серебряных минералов встречаются акантит, пираргирит и полибазит. Характерная особенность зон с умеренносульфидной минерализацией – присутствие касситерита и сульфидов Sn, Pb, Zn, Cu, Ag.

Малиновский массив, с которым пространственно ассоциирует оруденение, неоднороден по строению. Он сложен кварцевыми диоритами и порфировидными гранитами, переходящими в краевых частях массива в гранит-порфиры. Ранее считалось, что массив позднемеловой и является представителем приморского вулcano-плутонического комплекса. Наши определения его возраста (Хомич и др., 2010) показали, что кварцевые диориты формировались в палеоцене (64 ± 1 млн. лет), а биотитовые порфировидные граниты в эоцене (47 ± 2 млн. лет). Эти данные, позволяют считать, что и формирование Кумирного месторождения происходило в период 47-64 млн. лет.

По данным многих исследователей (Ханчук, 1997; Геодинамика, 2006) при формировании ВСАВП произошло изменение геодинамических обстановок от надсубдукционной поздне-меловое время к трансформной континентальной окраины в раннем палеогене. С надсубдукционным геодинамическим режимом связано формирование олово-полиметаллических месторождений (Искра, Арсеньевское и др.), расположенных в центральной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы. Руды как правило умеренно-, многосульфидные, по составу являются комплексными (Sn, Pb, Zn, Cu, Ag). Для кайнозойского рудогенеза, который протекал уже на фоне трансформного геодинамического режима, типовыми объектами служат мелкие Au–Ag месторождения (Салют, Ягодка и др.), расположенные в центральной части ВСАВП. Руды – убогосульфидные, но спектр рудных минералов также весьма широк. Сравнение приведенных данных с оруденением Кумирного месторождения показывает, что оно несет черты и олово-полиметаллических и золото-серебряных руд. Это выразилось в следующих особенностях месторождения: 1) многометалльности минерализации; 2) совместном присутствии в рудах Sn

и Au (считающихся «элементами-антагонистами»); 3) широкой изменчивости степени сульфидности руд. Изложенное позволяет предположить, что формирование олово-полиметаллически-золото-серебряного оруденения Кумирного месторождения происходило в период перестройки геодинамических режимов.

Таким образом, Кумирное многометалльное (олово-полиметалльно-золото-серебряное) месторождение может рассматриваться в качестве рудогенного индикатора перестройки геодинамических режимов при формировании ВСАВП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука / Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013. Т. 21. № 1. С. 94-108.
3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240-243.
4. Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (К-Аг метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестник Томского государственного университета, 2010. № 331. С. 214-218.

Природа бороносных магматических комплексов ВСАВП:

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Карась О.А., Раткин В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, okaras@yandex.ru, ratkin@yandex.ru

Восточно-Сихотэ-Алиньский пояс объединяет поздний мел-палеоценовые вулканоплутонические комплексы, с которыми пространственно и парагенетически связаны месторождения Sn, Pb, Zn и Ag руд, а также уникальное месторождение боросиликатных руд. Время формирования скарновых боросиликатных руд Дальнегорского рудного района, по нашим данным, отвечает финальному этапу субдукционного поздний сеноман-кампанского (приморского) вулканизма. В силу этого, исследования были акцентированы на изучении вулканических пород приморской серии.

В составе приморской серии доминируют большеобъемные тела игнимбритов высокоглиноземистой серии повышенной щелочности с характерными признаками кислых магм S-типа. По петрохимическим данным, предполагается, что образование толщи игнимбритов связано с плавлением метаосадочных пород верхней коры в условиях окислительной обстановки с доминирующим участием водных флюидов [1]. Отмечается аномальная обогащенность игнимбритов бором (до 220 г/т) и барием (630 г/т) [1, 3].

По данным изучений расплавных включений в кварце игнимбритов (р. Рудная, устье руч. Светлого), определены следующие параметры магматических расплавов: температура 1200-1100 °С, давление 0,6-1 кбар, концентрация воды в расплаве 1,08-3,4 мас.%. В газовой фазе расплавных включений, по данным рамановской спектроскопии, установлено присутствие CO₂ и H₂. Микронзондовый анализ выведенных на поверхность пластины расплавных включений и содержащихся в расплаве твердых фаз показал, что первичный расплав был сверхнормативно обогащен Si, Al, K, Na и Ba (табл.). Формирование расплава связывается с палингенными очагами в верхней коре, сформированными при преобладающем участии терригенных пород Таухинской аккреционной призмы. Сравнение микроэлементного состава игнимбритов и раннемеловых аркозовых песчаников показало, что они однотипны по содержаниям Sn, Zn, Pb, Ba, Rb, Sr, Nd, Sm, Eu, Th, U и др. (рис. 1). Высокие содержания бора в игнимбритах аналогичны содержаниям бора в песчаниках, где бор присутствует в виде кластогенного турмалина.

Таблица. Состав расплавных включений и содержащихся в расплаве твердых фаз.

	1 (15)	2 (21)	3 (9)	4 (6)	5 (1)
SiO ₂	79,49	78,82	48,66	62,8	51,57
Ti ₂ O ₃	–	–	0,17	0,42	14,67
Al ₂ O ₃	10,43	11,06	4,52	17,37	7,73
FeO	0,83	1,60	20,04	0,79	4,18
MnO	–	–	1,77	–	–
MgO	–	–	3,19	–	–
CaO	0,37	0,46	14,93	0,64	13,7
Na ₂ O	4,38	3,23	3,75	2,02	1,27
K ₂ O	3,52	2,99	0,48	10,7	4,07
P ₂ O ₃	–	–	–	–	0,43
BaO	–	–	–	4,38	–
Cl	0,14	0,20	–	–	–
Сумма	99,14	98,39	97,51	99,12	97,62

Примечание: 1-2 состав стекла: 1 – без твердых фаз, 2 – с твердыми фазами; 3-5 твердые фазы в расплавных включениях: 3 – роговая обманка; 4 – калиевый полевой шпат; 5 – титанит. FeO – железо общее; в скобках – число анализов; прочерк – не обнаружено.

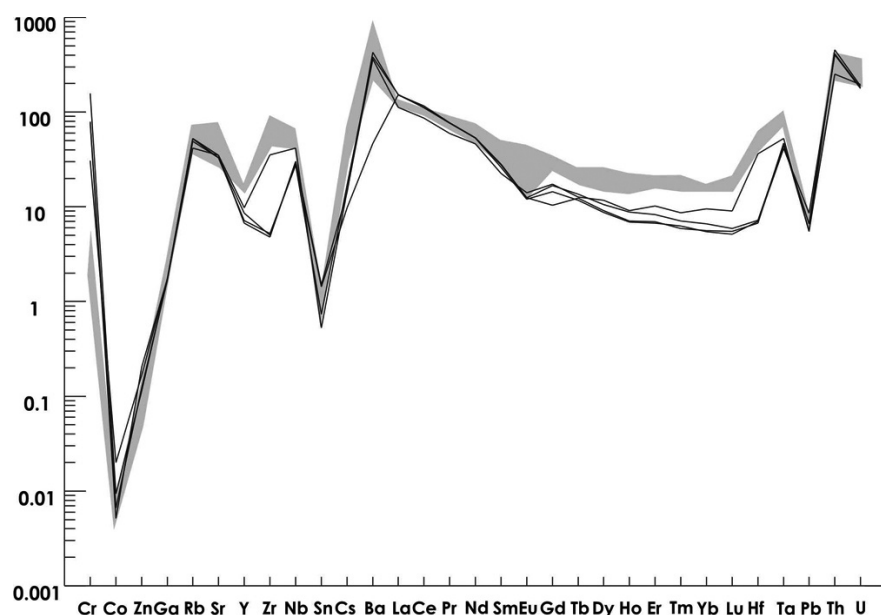


Рис. 1. Диаграмма содержаний элементов, нормированных к хондриту, в вулканических породах приморской серии (заливка) [1] и аркозовых песчаниках Таухинской аккреционной призмы (линии).

В центральной части Дальнегорского района проявлены самостоятельные дайковые комплексы (базальтовые порфириты), которые рассматриваются как образования, фиксирующие финал приморского этапа вулканизма. Возраст базальтовых порфиритов, по данным [2], оценивается как кампанский (около 78 млн. лет). Этот комплекс даек непосредственно вплетается в процесс формирования боросиликатных руд Дальнегорского месторождения. Базальтовая магма, наследуя флюидные каналы, инжектируется в палеогидротермальные полости, где облекает друзы данбурита, формируя «базальтовую оправу» кристаллов. В процессе продолжающейся разгрузки гидротермального потока базальтовые порфириты преобразуются в условиях интенсивного привноса калия, кремния, рубидия, бария и стронция. Однако, петрогеохимическая зональность тел (рис. 2) отражает не столько степень переработки базальтовых порфиритов, сколько неоднородность магматического расплава. Доказательством этого является присутствие разностей с характерными мелкими округлыми обособлениями в виде крупных капель. Изучение состава «капель» и матрикса показало, что текстура не связана с процессами постмагматической гидротермальной переработ-

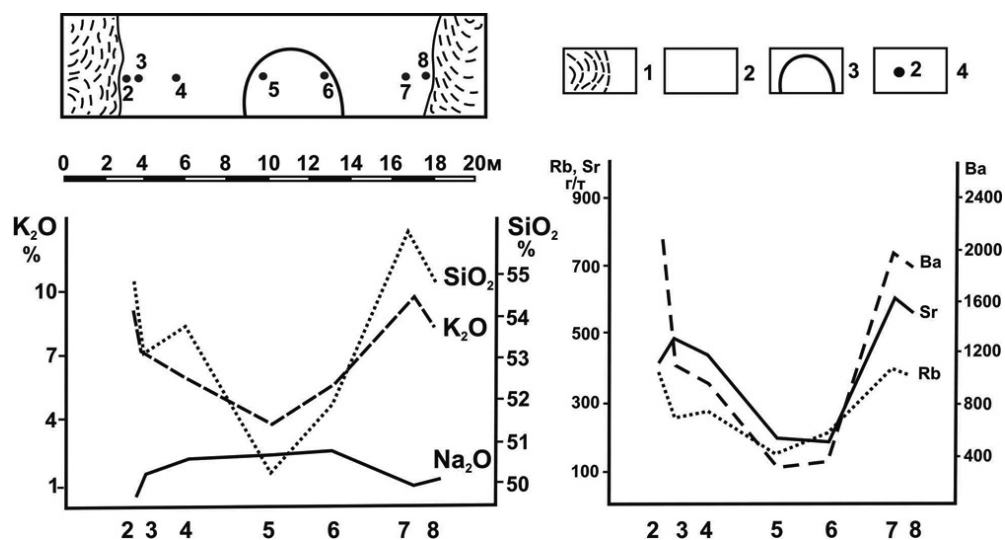


Рис. 2. Зональное тело базальтовых порфиритов в палеогидротермальной полости. Центральный карьер Дальнегорского месторождения. 1. Датолит-геденбергит-воластонитовый агрегат; 2. Базальтовые порфириты; 3. Зона наименее преобразованных базальтовых порфиритов; 4. Места отбора проб.

ки, а предположительно имеет ликвационную природу. Установлено, что поздние фазы обогащены кремнекислотой и бором. Образование текстур связывается с ликвационным фракционированием базальтового расплава, которое инициируется, как нам представляется, судя по высоким содержаниям бора, контаминацией обогащенного бором кремнекислого верхнекорового материала.

В свете полученных данных, вполне закономерна временная приуроченность процессов боросиликатного скарнообразования к периоду завершения вулканической деятельности, когда снижается эксплозивность процессов и реализуются условия для накопления бороносных флюидно-гидротермальных дифференциатов в продвинутых к палеоповерхности очагах кислой магмы. В это время, по данным В.А. Баскиной, трещинные извержения сменяются извержениями центрального типа с характерными гидротермально-преобразованными эксплозивными брекчиями в жерловых аппаратах. Инъектирование базальтовой магмы является индикатором финального импульса эндогенной активности, обеспечивающего разгрузку верхнекоровых очагов на фоне активизации мантийно-нижнекоровых процессов.

В итоге, образование Дальнегорского боросиликатного месторождения связывается с процессами флюидно-магматической переработки складчатых комплексов новообразованной литосферы Сихотэ-Алиня и является результатом заимствования бора из осадочных пород и последующей дифференциации бороносных магматических расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гребеников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 1. С. 41-57.
2. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53. № 1. С. 65-82.
3. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАДЕРЖНОЕ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Кондратьева Л.А., Зайцев А.И.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru*

Золоторудное месторождение Задержное расположено в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны Южно-Верхоянского синклинория. Оно было сформировано в постаккреционный этап становления структуры и является полигенным, характеризуясь длительностью

рудобразующих процессов. Мезотермальное Au-кварцевое оруденение представлено двумя минеральными типами – слабозолотоносным додайковым Au–As и продуктивным постдайковым Au-полисульфидным, наложенное эпитеермальное оруденение – Au-редкометалльным и Au-серебряным типами. Геологическое строение, структура рудного поля и минералогия руд были детально описаны ранее [2, 3].

Возраст Au-полисульфидного оруденения, определенный по серициту из кварцевой жилы Ag–Ag методом $123,5 \pm 1,6$ млн. лет [4] и Rb–Sr изохронным методом по жильному кварцу 126 млн. лет [6]. Предполагается метаморфогенно-гидротермальный генезис кварца, слагающего ранние додайковые стратоидные и лестничные жилы, и смешанный магматогенно-метаморфогенно-гидротермальный позднего кварца крутопадающих жил и минерализованных зон дробления. Если кварц ранней генерации стратоидных жил четко идентифицируется от более позднего, то отнесение последнего к конкретному этапу рудообразования довольно проблематично. Совмещенность полихронного оруденения в одних и тех же структурах затрудняет четкую идентификацию жильного материала, претерпевшего в ходе рудообразования многократную регенерацию с наложением поздних гидротермалитов.

Для идентификации кварцев разных этапов формирования месторождения были изучены элементы-примеси в их составе, а так же температуры кристаллизации (таблица). Анализ элементов-примесей кварца проводился по методике [1]. Для оценки температуры кристаллизации минерала применены различные геотермометры: температура гомогенизации газовой-жидких включений, Al-кварцевый [6] и Ti-кварцевый [7] геотермометры.

Содержание элементов-примесей в кварцах месторождения варьирует в широких пределах (Ti – от 1,2 до 40 ppm, Al – 32-271 ppm, Na – 60-140 ppm, K – 10-100 ppm), что может быть обусловлено локальными неоднородностями химизма формирующих жилы растворов. В то же время кварцы жил среднего продуктивного этапа достаточно четко отличаются по содержанию калия (40-100 ppm) и натрия (70-140 ppm) от кварца жил других этапов (10-30 ppm и 60-90 ppm, соответственно) становления месторождения. Характерно, что величина Na/K отношения в кварцах среднего продуктивного этапа в целом имеет меньшие значения (1,0-3,5) чем в кварцах жил других этапов (3,0-8,0). Если это подтвердится при дальнейших исследованиях, то содержания щелочных элементов и их отношения может быть использовано как типохимический индикатор различной продуктивности кварца на золото.

Гомогенизация газовой-жидких включений (ГЖВ) в кварцах месторождения происходит в температурном интервале 119-340 °C при переходе их в жидкую фазу. При этом для кварца продуктивного этапа она в целом начинается при относительно более высокой температуре (табл.).

Несколько иные значения температур образования кварца были рассчитаны по Ti-кварцевому термометру. Их величины, как правило, более высокие (292-546 °C) и в основном группируются в интервале 292-460 °C. Более реальные температуры были определены по Al-термометру (148-307 °C). Эти температуры, за некоторым исключением, совпадают с данными полученными при гомогенизации (ГЖВ). Вероятно, аномальные значения температур определенных по содержаниям Ti и Al в кварцах обусловлены недостаточно чистой подготовкой проб к химическому анализу, характеризуя наличие микропримесей минералов содержащих Al и Ti. В целом значения температур, определенные по химическим геотермометрам, являются более высокими для кварца продуктивного этапа. Полученные данные по трем геотермометрам можно интерпретировать как температурный интервал от начала кристаллизации (Ti-кварцевый термометр) до полного завершения формирования кварцевых жил (Al-кварцевый термометр и температуры гомогенизации ГЖВ).

Предварительные исследования жильного кварца месторождения Задержное позволяют рассматривать типохимизм кварца как индикатор продуктивности золото-кварцевых проявлений и температурных условий их формирования.

Таблица 1. Элементы-примеси в кварцах золоторудного месторождения Задержное и температуры их образования.

№ обр.	привязка	минералы	Ti	Al	Na	K	T° (Ti)	T° (Al)	T° гомогенизации ГЖВ
Безрудные жилы									
20-АН-06	Западный фланг рудного поля	Кварц, кальцит, ильменит	1,2	31,80	70	20	322	148	119, 128, 131, 170, 180, 220
106-ЛК-06	Там же, жила рассечена дайкой спессартигов	кварц	1,2	н/обн	80	20	322		182, 235, 238, 271, 271 P = 0,7-0,9 кбар
Стратоидные жилы раннего этапа									
K-258	Жила № 5, жила рассечена дайкой спессартигов	Кварц. арсенопирит	3,6	60,40	80	10	375	250	
3-АН-06	Жила № 1, шт. 6	Кварц. арсенопирит	5,4	67,20	90	10	401	275	
C-6/1	Там же	Кварц. арсенопирит	10,2	н/обн	60	20	441	0	
K-501-1	Жила № 10	Кварц. арсенопирит	37,2	38,10	60	20	540	170	182, 182, 195, 218, 238, 270 P = 0,9-1,0 кбар
K-315д-3	Жила № 10	Кварц. Арсенопирит, Au	0,6	42,9	60	20	292	187	
Секущие жилы среднего продуктивного этапа									
15а-АН-06	Жила №20	Кварц, серицит, арсенопирит, Au	40,0	50,80	80	40	546	216	198, 211, 230, 272, 290, 298 P = 1,0-1,1 кбар
Штр.4-15-3	Жильная зона № 2	Кварц. арсенопирит, Au	1,8	37,60	70	60	342	166	
Штр.5-95	Там же	Кварц, сульфиды, Au	11,4	н/обн	100	100	449		
6-ЯС	Жильная зона № 2, В-3бис	То же	8,4	171	110	100	429	649	
2-ЯС	Там же, шт.2	То же	3,0	169,4	80	70	368	643	
20-ЯС	Там же, В-5	Кварц. Карбонат, серицит, сульфиды, Au	12,0	97,4	140	80	482	384	
Штр.2-15-2	Васинская зона	Кварц, галенит, Au	6,0	н/обн	110	40	408		143, 152, 158, 168
Штр.2-15-6	Там же	Кварц, карбонат, сульфиды, Au	3,6	76,2	80	30	378	307	
В-14	Там же	Кварц, галенит, Au	4,8	69,9	70	20	394	285	160, 230, 295, 312, 336 P = 1,0-1,4 кбар
Секущие жилы позднего этапа									
Реч.1-3	Зона Аглулинского разлома	Кварц, галенит,электрум, кюстелит, сульфосоли Au и Ag	4,8	231,1	90	30	394	865	160, 182, 184, 197, 197
C-37-19а	Там же	Кварц, сульфиды, сульфосоли	4,2	34,9	60	20	386	159	

Примечание: содержание элементов в ppm.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галенчикова Л.Т., Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Усовершенствованная методика спектрофотометрического определения титана в кварце с диантипирилметаном // Наука и образование, 2011. № 4. С. 17-20.
2. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология, 2007. № 5. С. 11-17.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология, 2005. № 5. С. 23–28.
4. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г., Травин А.В., Прокопьев А.В., Борисенко А.С. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения // Материалы Всероссийской конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2010. С. 105-106.
5. Зайцев А.И., Кондратьева Л.А. Изотопный состав стронция из жильного материала Задержнинского золоторудного месторождения (Южное Верхоянье) // Отечественная геология, 2013. № 6. С. 55-58.
6. Dennen W.H., Blackburn W.H., Quesada A. Aluminium in quartz as a geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1970. V. 27. P. 332-342.
7. Huang R., Audetat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012. V. 84. P. 75-89.

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

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

*Федеральное государственное унитарное предприятия «Дальгеофизика»
г. Хабаровск*

Особенность развития тектоники в Дальневосточном регионе. Тектонические нарушения обусловленные коллизионными процессами в пределах Дальневосточного региона располагаются преимущественно по краевым частям литосферных плит. Их развитие особенно четко прослеживается по очагам землетрясений на границах стыковки плит: Евразийской, Амурской, Охотской, Филиппинской и Китайской. Границы Амурской и Северо-Китайской 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, а в других случаях пассивный характер. Следует отметить на границах некоторых литосферных плит как Охотской, Тихоокеанской, наличие в коровой области зон сейсмичности пространственно расположенные 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.

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.

Локализация золоторудных, оловорудных и титанорудных в том числе и крупных месторождений. Известно, что при сравнительно небольшом количестве крупных месторождений, составляющих около 5 % от общего числа месторождений, на их долю приходится не менее 70 % всех мировых запасов полезных ископаемых [1, 3, 4, 5]. Так, например, золоторудные месторождения этого ранга играют ведущую роль в минерально-сырьевой базе Австралии, ЮАР, Канады, Узбекистана, России, олова – в России, Англии, Боливии. Актуальность поисков и прогноза круп-

ных и уникальных месторождений в последнее время резко возрастает. Но вместе с тем, методика их поисков и прогноза остаются до сих пор слабо разработанными

Геолого-структурная позиция оловорудных районов Приамурья во многом идентична условиям образования месторождений, расположенных в других регионах в пределах Тихоокеанского рудного пояса (Северо-Восток РФ, Приморье, Корея, Юго-восток Китая, Вьетнам, Бирма и Север Таиланда). Оловоносные районы пространственно тяготеют преимущественно к площадям широкого проявления главных фаз мезозойской складчатости, происходящей на территории РФ во второй половине юры и мелового периода. Они в большей мере расположены в осевых зонах подвижных областей в некоторой близости к выступам древних крупных оснований и окаймляющих их по периферии тектонических нарушений. В пределах мезозойских оловорудных районов, как правило, приурочены к наложенным структурам. Повсеместно оловоносные районы касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций пространственно и генетически связаны с гранитоидами, возраст которых большинством исследователей определяется как поздняя юра – мел. При совмещении карт мощности земной коры и полей Δg , ΔT с металлогеническими картами Дальнего Востока отмечаются 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.

Одним из ярких примеров крупных оловорудных месторождений на Дальнем Востоке является Хинганское месторождение [3]. Для создания глубинной геолого-геофизической модели по Хинганскому месторождению авторами были использованы данные МОВЗ, МТЗ, ВЭЗ, ВЭЗВП, гравиметрические и магнитометрические наблюдения по профилям выполненные ФГУП «Дальгеофизика». (Месторождение по геофизическим данным приурочено к узлу пересечения трех разломов: Хинганского глубинного, имеющего северо-восточное простирание, и оперяющих его северо-западного и северо-восточного [2, 3]). Хинганский разлом имеет крутое (около 70°) южное падение, оперяющий его разлом – вертикальное, к последнему и приурочено собственно Хинганское месторождение. Проницаемость этого узла, имеющего незначительную площадь, увеличилась в связи с разворотом восточного блока в южном направлении. Это вероятно и послужило образованием трубообразной формы Хинганского месторождения, уходящего на глубину более 1,6 км. Кроме того, при развороте блока происходило резкое растяжение, вызвавшее обрушение тектонически-дробленых пород практически по всей колонне трубообразной зоны.

Крупным месторождением касситерит-силикатной формации в пределах Баджальского района является Правоурмийское [3]. В структурном плане месторождение пространственно располагается в пределах глубинного Правоурмийского разлома субширотного простирания, секущего самый крупный интрузивный купол (более 400 км^2 , в том числе и не выходящего на дневную поверхность) сопровождающейся интенсивным минимумом силы тяжести, увеличением мощности земной коры. Месторождение располагается на склоне этого интрузивного купола. Геодинамический режим при становлении купола, постоянно менялся, краевые его части первоначально испытывали напряжения сжатия, по мере воздымания купола они подвергались растяжению, повлекшему образование зон трещиноватости и разрывов. Структурное поле рудной зоны Правоурмийской определено близширотным разрывным нарушением, «залеченным» дайкой гранитпорфиров. Протяженность дайки составляет 9 км, мощность от 60 м до 250 м. Рудное тело зоны Правоурмийской представляет собой штокверк линейного типа, образованный большим количеством различно ориентированных рудовмещающих трещин.

Крупнейшие оловянные месторождения Боливии: Вилоко и Кольквири также относятся к касситерит-силикатной формации с турмалином, хлоритом и сложным комплексом сульфидов

и располагаются: в экзоконтакте гранодиоритового батолита Квимза Курс возникшего на пересечении глубинных разломов обусловленных движением литосферных плит.

К крупным месторождениям золота в Приамурье относятся: Кировское, Покровское, Пионер, Маломир, Многовершинное. В связи с быстрым технологическим прогрессом, бортовое содержание золота может быть снижено до 0,5 г/т, тогда все перечисленные месторождения могут удвоить, утроить свои запасы и могут превратиться в суперкрупные месторождения. Рассмотрим, какие геолого-структурные особенности характерны для этих крупных месторождений.

Кировское месторождение пространственно связано с крупным Джалиндинским массивом, расположенным вблизи Монголо-охотской зоны разломов. По геофизическим данным (ΔT , Δg) массив представляет собой кольцевой формы интрузию с радиусом более 10 км, сложенную многофазовыми образованиями диоритового, кварц-диоритового и гранодиоритового состава. Рудное поле Кировского месторождения локализуется в южной эндоконтактовой и экзоконтактовой областях интрузивного массива. Оно вытянуто в субширотном направлении на 8 км. Следует отметить, что золоторудная минерализация имеет развитие по всей площади массива. В пределах рудного поля известно более 300 рудных жил. По данным последних исследований авторов (комплексные геолого-геофизические работы) в пределах рудного поля, а также в южной части массива ожидаются перспективы на выявление крупнообъемного золоторудного оруденения.

Пионерское месторождение, как и Покровское, по геофизическим данным пространственно приурочивается к интрузивно-купольному поднятию, которое характеризуется минимумом силы тяжести, аномальными значениями магнитного поля и доминантой калиевой составляющей. Интрузивные образования представлены пестрым составом. В настоящее время на Пионере проводятся разведочные работы, по предварительным результатам блоки Центральный и Бахмут содержат промышленные концентрации золота. Наиболее высокие содержания золота приурочены к развитию брекчиевых зон с кварц-полевошпатовым, кварцевым и кварц-карбонатным цементом. По предварительным данным по масштабам развития золоторудной минерализации месторождение следует отнести к крупнообъемному типу с невысоким содержанием 1-3 г/т золота.

Многовершинное золоторудное месторождения расположено в пределах Улской вулканоплутонической структуры у северного окончания Восточно-Сихот-Алинского вулканического пояса в области пересечения региональных разломов меридионального, СВ и субширотного направлений. Структурные комплексы прорваны крупным (более 500 кв.км) Бекчи-Улским интрузивным массивом, представленным порфиroidными роговообманковыми гранодиоритами, гранит-порфирами, гранитами и монцогранодиоритами раннеэоценового возраста. Интрузивно-купольная структура выделяется четкой отрицательной аномалией Δg и интенсивным резко дифференцированным магнитным полем кольцеобразной формы, с радиусом около 8 км. Глубина залегания до верхней кромки массива от дневной поверхности, по данным интерпретации геофизических полей, составляет 1,5 км.

По приведенной характеристике крупных золоторудных месторождений Дальневосточного региона устанавливаются некоторые закономерности в их локализации. В зоне крупного Станового разлома формируется Маломирское крупные месторождения. Кировское и Многовершинное месторождения приурочены к экзоконтактовым областям крупных (400–500 кв. км) многофазных интрузий. Золоторудные тела всех перечисленных месторождений образовались в несколько (4-6) стадий минерализации и в течение значительного периода времени. Покровское и Пионерское месторождения в структурном отношении расположены на периферии Гонжинского выступа архейских образований, служившего своеобразным экраном магмаобразующих масс и рудоносных растворов [2]. Под действием этих сил происходила эксгумация и ассимиляция вмещающих пород, расползание пластин фундамента за счет сил гравитации. Многочисленное количество золото-серебрянных мелких и средних низкотемпературных месторождений располагаются по периферии выступа, в обрамляющем его поясе вулканических образований. Наиболее крупное месторождение золота Пионерское локализуется в пределах крупной интрузивно-вулканической купольной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В.В. Специфика регионального и локального прогнозирования крупных и уникальных месторождений литофильных редких металлов // Руды и металлы, 2000. № 1. С. 61-68.
2. Копылов М.И., Копылов Д.М. Особенности глубинного строения Гонжинского выступа и его металлогения по геофизическим данным // Семинар см. Д.Г. Успенского, 29-я сессия. Екатеринбург, 2002. 27 с.
3. Копылов М.И., Родионов С.М., Романовский Н.П. Особенности прогноза и поисков крупных и уникальных месторождений // Вестник ДВО РАН. Владивосток, 2005.
4. Константинов М.М., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты мира (проблемы рудогенеза и критерии прогноза) // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Ташкент, 2003. 176 с.
5. Константинов М.М., Стружков С.Ф. Крупнотомоннажные месторождения золота-типы и условия формирования // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент, Изд. ФАН, 2007. С. 278-280.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Коростелев П.Г.¹, Гоневчук В.Г.¹, Семяняк Б.И.¹, Гореликова Н.В.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, kor.pg@yandex.ru

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

Обычно оловорудные месторождения не рассматриваются в числе потенциальных источников редкоземельных элементов (РЗЭ), что обусловило относительно слабую изученность их в указанном аспекте. В тоже время, исследование особенностей распределения РЗЭ в гранитоидах оловоносных комплексов и рудах может дать новую генетическую информацию. Примером являются результаты, полученные нами в процессе изучения месторождений Хингано-Сихотэ-Алинской оловоносной провинции.

1. Источником РЗЭ в оловорудных месторождениях являются магматические породы, формирующие рудно-магматические системы (РМС). По данным [2] в них наблюдается близкий характер распределения РЗЭ – преобладание легких (LREE), над тяжелыми (HREE), убывающее в последовательных интрузивных фазах.

2. В преобладающих среди оловорудных РМС известково-щелочных и субщелочных (монцитоида) гранитоидах, и обогащенных фтором риолитах, РЗЭ, иногда с Th и U, в ранних фазах фиксируются в алланите, преимущественно ассоциирующем с биотитом, реже входят в состав циркона, апатита и других аксессуариев, а в поздних – кристаллизуются в виде фосфатов – монацита и ксенотима. В оловоносных литий фтористых редкометалльных гранитах сохраняется тот же тип распределения РЗЭ, с некоторым повышением концентрации радиоактивных элементов, которые, входят как в состав алланита, монацита и ксенотима, так и образуют самостоятельные минералы – торит и ураноторит.

3. В рудном процессе первичные РЗЭ минералы разлагаются и образуются новые; происходит значительное, но не полное перераспределение РЗЭ: Иногда среди продуктов гидротермального рудообразования сохраняются реликтовые монацит и ксенотим.

На раннем этапе оловорудного процесса, с которым повсеместно связана Мо–W (шеелит) минерализация, иногда образование редкоземельных минералов – алланита, монацита и ксенотима, содержащих примеси Th и U, происходит из пневматолитово-гидротермальных растворов. В последующем новообразованный алланит разлагается с образованием фтор-карбоната – паризита, а ксенотим и монацит «сбрасывают» содержащиеся в них радиоактивные элементы в виде ураноторита.

В процессе рудообразования происходит некоторое перераспределение РЗЭ и выравнивание легких и тяжелых, даже до незначительного преобладания тяжелых над легкими и уменьшение суммарной их концентрации с каждой последующей стадией.

4. Наиболее интенсивно процесс перераспределения РЗЭ происходит в условиях фто-

ристого метасоматоза (грейзенизации). Значительная часть РЗЭ при этом входит в состав раннего флюорита, вплоть до образования флюоцерита или иттрофлюорита, а также Y-черновита и Се-гаспарита – арсенатов РЗЭ [4]. В меньших количествах РЗЭ присутствуют в других продуктах рудного процесса [1]. На месте магматического алланиита образуются фтор-карбонаты [3], тесно ассоциирующие с касситеритом, а входившие в него радиоактивные элементы кристаллизуются в виде торита, торианита и ураноторита. Ранее присутствовавшие в Li–F магматических породах торит и ураноторит преобразуются в браннерит.

5. Таким образом, в оловоносных РМС от начала формирования и до завершения (образования оловорудных месторождений) происходит процесс конвергенции РЗЭ с сохранением состава и характера их распределения. Это позволяет говорить о высоких индикаторных возможностях РЗЭ при исследовании генезиса оловянных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г. Редкоземельные элементы в турмалине и хлорите оловоносных ассоциаций: факторы, контролирующие фракционирование РЗЭ в гидротермальных системах // Геология рудных месторождений, 2008. Т. 50. № 6. С. 507-525.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтманн Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикаторы их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 109-119.
3. Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Бортников Н.С., Гореликова Н.В. и др. Sn-REE грейзены Солнечного оловорудного месторождения (Комсомольский рудный район, Приамурье) // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 88.
4. Коростелев П.Г., Семяняк Б.И., Гореликова Н.В. и др. Распределение РЗЭ в зональном флюорите Верхнего вольфрам-оловянного месторождения (Хингано-Олоноцкий рудный район) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 295-299.

ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮЖНОГО УРАЛА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ, КОЛЧЕДАНОНОСНОСТЬ

Косарев А.М.

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН
г. Уфа, amkosarev@mail.ru*

1. На Южном Урале в процессе региональных палеовулканологических и металлогенических исследований [1, 2, 3, 4, 5, 7] выделены 4 палеовулканических пояса, имевших автономный характер развития: Кракинско-Медногорский, Магнитогорский, Восточно-Уральский и Октябрьско-Денисовский (Зауральский). Отличия перечисленных поясов заключаются в различной полноте и наборе разрезов вулканогенных формаций, в их мощностях, фациальных характеристиках и металлогении. Наиболее представительной во всех отношениях является Магнитогорская островодужная система или мегазона.

2. В структурном отношении Южный Урал представляет собой бивергентный ороген [6], на первый взгляд относительно простого симметричного строения. Однако, анализ геологических материалов, палеовулканологические и геодинамические реконструкции позволяют раскрыть сложный характер строения этого региона, особенности которого заключаются в следующем. Магнитогорская мегазона характеризуется наиболее полным разрезом вулканогенных формаций океанической (O_{1-3} – S_1), островодужной (D_1 – D_3) и коллизионной (C_1) стадий. Островодужные вулканогенные формации надсубдукционного типа сочетаются с синхронными вулканическими комплексами зон задугового и врутридугового спрединга, которые нередко обнаруживают отсутствие геохимических признаков влияния субдукционных флюидов на состав вулканитов, либо их ограниченное влияние. Большинство островодужных вулканогенных формаций дифференцированного типа верхнеэмско-живетского возраста является колчеданоносными. Безрудны слабо дифференцированы известково-щелочные и сульфидные до щелочных вулканические комплексы.

сы. На коллизионной стадии (C_1) происходит заклинивание и отрыв нижней части субдукционного слэба. В связи с этим формируются толеитовые базальты несущие геохимические признаки надсубдукционных образований и субщелочные высокотитанистые базальты внутриплитного плюмового типа генетически связанные с образованием «окна» в слэбе и поступлением вещества из нижней мантии [3].

Кракинско-Медногорский и Восточно-Уральский палеовулканические пояса включают в своих разрезах вулканы стадий континентального рифтогенеза и океанической в небольших объемах. Колчеданосность проявляется лишь в отдельных подзонах и блоках, где проявились дифференцированные (базальт–андезит–риодацит) вулканические комплексы, сходные с Магнитогорскими. В целом вулканогенный разрез этих поясов имеет редуцированный характер [1].

Октябрьско-Денисовский палеовулканический пояс представлен лишь ордовикским базальтовым комплексом океанической стадии, дискуссионно выделение силурийской островодужной базальт-риодацитово-формации, мощно проявился каменноугольный вулканизм в Александровской подзоне и в интрузивных фациях в Денисовской подзоне.

Бивергентный характер структуры Южного Урала обусловлен наличием зон субдукции восточного падения: Восточно-Уральский пояс (O_2-S_2); Магнитогорский пояс ($D_1-D_3-C_1?$); и западного падения – Валерьяновский, Октябрьско-Денисовский и Восточно-Уральский надсубдукционный пояс андийского типа ($C_{1,2}$). Решающее влияние на формирование бивергентной структуры Южного Урала оказала коллизия континент-континент (C_2-P).

3. Одним из индикаторов интенсивности процессов колчеданообразования в девонских вулканических комплексах на Южном Урале является область регионального минимума теплового поля. Зона аномально низкого теплового потока на Южном Урале [4] пространственно совпадает с областью западного и центральной и северной частью восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория, в которой сконцентрированы многочисленные (около 30) колчеданные месторождения и большое количество рудопроявлений, а также группа железорудных месторождений Магнитогорского рудного района. Из колчеданных месторождений к этой зоне приурочены суперкрупное Гайское, крупные колчеданные месторождения Юбилейное, Подольское, Сибайское, имени XIX Партсъезда, Учалинское, Новоучалинское и многие другие, вмещающие около 70 % запасов колчеданных руд на Южном Урале. Колчеданные рудные залежи локализованы среди метасоматитов серицит-хлорит-кварцевой и пропилитовой формаций, возникших на стадии подводного рудообразования в связи с интенсивной деятельностью вулканических палеогидротермальных систем. Большая часть вулканитов колчеданосных вулканических сооружений имеет натриевую геохимическую специфику, за исключением метасоматически измененных, серицитизированных и обогащенных K_2O пород.

По профилю «Урсейс-95» минимум теплового потока имеет ширину около 50 км и располагается между Аблязовским и Восточно-Ирендыкским разломами крутого западного падения.

4. В процессе геологического развития Южного Урала и Магнитогорского мегасинклинория, в частности, химизм исходных магм и концентрации в вулканитах элементов с большим ионным радиусом контролировались геодинамическими обстановками. По результатам палеогеодинамических реконструкций с позиций тектоники плит на основе палеовулканологических и петролого-геохимических материалов [2] главными обстановками в которых формировались колчеданные месторождения на Южном Урале являются следующие: 1 – фронтальные и развитые островные дуги над зоной субдукции (НЗС); 2 – тыловые островные дуги НЗС; 3 – задуговые бассейны с субконтинентальной, переходящей в субокеаническую земной корой с ограниченным влиянием субдукционных флюидов; 4 – внутридуговые спрединговые бассейны с подзонами расположенными в обстановках различных типов: а) НЗС; б) вне надсубдукционной зоны и влияния субдукционных флюидов; в) с ограниченным влиянием субдукционных флюидов [5]. Существенное влияние на состав колчеданных месторождений НЗС оказывает глубинное строение вулканических поясов. По простирацию отдельных поясов в разных блоках может меняться состав фунда-

мента, принадлежность разрезов к энсиматическому или энсиалическому типу островной дуги, что влечет и смену колчеданного оруденения с уральского типа ($Cu > Zn$) на баймакский, близкий к куроко ($Zn-Cu-Au-Pb$).

Масштаб и тип оруденения колчеданной формации на Южном Урале определяется геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей. Наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение Уральского типа с преобладание меди над цинком ($Cu > Zn$) в рудах обнаруживают фронтальная и развитая островная дуга позднеэмско-раннеэйфельского возраста сложенная бурибайским, верхнетаналькским и южно-ирендыкским вулканическими комплексами.

Колчеданные месторождения, сформировавшиеся в позднеэмское – раннеэйфельское время (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское и Подольское) относятся к цинково-медному типу ($Cu > Zn$), а месторождения эйфель-живетского цикла (Сибайское, Бакр-узякское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Имени XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское, Новое, Озерное, Западно-Озерное) характеризуются существенно цинковым составом руд ($Zn > Cu$). В обоих случаях исходные магмы бурибайского и карамалыташского колчеданосных комплексов, выплавлялись при высоких парциальных давлениях водного флюида, стимулировавшего высокие степени плавления мантийного субстрата. Однако, карамалыташский комплекс располагался в НЗС с более глубоко погруженной субдуцирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге, что зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогах в Восточно-Магнитогорской зоне [5].

5. Геохимические особенности базальтов Южного Урала и геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение. По экспериментальным данным и модельным построениям, концентрации в исходных магмах MgO , высокозарядных, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов, контролируются объемами флюидной фазы, парциальным давлением воды и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в частности, концентрации TiO_2 , Zr и значения отношений La/Yb , зависимые от степени плавления мантийного субстрата и парциального давления воды, коррелируются с запасами рудного вещества ($Cu+Zn$ в тыс. тонн) в рудных районах Южного Урала [5]. На основании этих данных выделены рудоносные зоны с высокой, умеренной низкой продуктивностью на колчеданное оруденение.

Наиболее высокопродуктивные палеовулканические зоны, такие как Тубинско-Гайская, Южно-Ирендыкская и Учалинско-Сибайская, располагаются в пределах контура минимальных значений теплового поля на Южном Урале. Это связано с тем, что вынос магматического вещества, сопровождаемого флюидной фазой, в значительной мере касался и радиоактивных элементов. Обедненный ураном, торием и другими литофильными элементами мантийный субстрат, в сочетании с выносом этих элементов расплавами и флюидами из зон магмо- и рудообразования определили истощенный характер рудно-магматических систем, наиболее продуктивных на колчеданное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
2. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-42.
3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.
4. Косарев А.М., Голованова И.В., Шафигуллина Г.Т. Особенности распределения оксида калия, урана и тория в вулканитах Южного Урала в связи с проблемой генезиса минимума теплового потока // Литосфера, 2009. № 6. С. 17-32.
5. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Доклады Академии наук, 2010. Т. 434. № 6. С. 658-662.
6. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
7. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: изд. АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДЕСОДЕРЖАЩИХ МЕЛ-ЭОЦЕНОВЫХ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ГОРИЗОНТОВ СКИБОВОЙ ЗОНЫ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)

Костюк О.В.¹, Генералова Л.В.¹, Гнилко О.М.²

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко
Украина, г. Львов, kostol@email.ua

²Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
Украина, г. Львов, gnylko_o@mail.ru

Изучение геодинамических обстановок формирования Украинских Карпат с позиций мобилистических представлений открыло новые подходы к анализу металогеогенических особенностей региона. В данной работе речь пойдет о медной минерализации терригенных пестроцветных горизонтов. Пестроцветные горизонты расположены на разных уровнях стратиграфических разрезов структурно-фациальных единиц (зон, покровов) Украинских Карпат, в частности Скибовой. Разрезы отложений Скибовой единицы изучались с применением седиментологического, формационного, структурного, минералого-петрографического анализов.

Была разработана тектоно-седиментационная модель формирования Украинских Карпат как композиционной аккреционной призмы, образованной в результате субдукции (суб)океанической коры остаточного флишевого бассейна, развитого между микроконтинентальными террейнами Тиссия-Дакия и Алкапа с одной стороны, и Евразией – с другой. Субдукция происходила в мелу–неогене под эти два террейны, обуславливая некоторую автономию роста древних призм перед фронтом каждого из террейнов и развитие Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоны между ними [4]. В строении внешней части призмы доминирует Скибовый покров. Стратиграфический разрез его отложений представлен нижнемеловым темно-серым флишем спасской свиты; сеноман-коньякскими мергелями головнинской свиты; сенон-палеоценовым серым флишем стрыйской свиты; палеоценовыми песчаниками ямненской свиты; эоценовыми гиероглифовым зеленовано-серым флишем манявской свиты, песчаниками выгодской свиты, гиероглифовым флишем быстрицкой свиты; олигоцен-миоценовыми темноцветными породами менилитовой свиты. В верхнемелово-эоценовых стратонах встречаются пестроцветные (красные, зеленые, серые) горизонты, среди которых в зеленовато-серых разностях пород распространены стратиформные медистые песчаники и алевролиты. Минеральный состав глинистой фракции пестроцветных горизонтов представлен иллитом (60-90 %), монтлорилонитом (10-35 %), хлоритом (5-10 %), примесями каолинита, гематита, гетита [1]. Красные аргилиты палеогена Скибовой зоны содержат $C_{орг.} - 0,03-0,05 \%$, $Fe_{вал} - 6,08-6,37 \%$, а зеленые аргилиты: $C_{орг.} - 0,17 \%$, $Fe_{вал} - 3,13-4,06 \%$ [6]. Окисное железо в красных аргиллитах значительно превалирует над закисным, обуславливая красный цвет и свидетельствуя об литогенетических процессах в окисных условиях.

Текстурно-структурные особенности пестроцветных образований хорошо выражены в так называемом «ярмчанском горизонте» в подошве ямненской свиты. Мощность этого горизонта – 30-45 м. Пестроцветность обусловлена ритмично-циклическим чередованием вишнево-красных аргиллитов и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Зеленые песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют элементарные циклиты мощностью 1–5 см, в которых наблюдаются текстурные элементы А. Боума T_{cd} и T_{cde} , характерные для мелкозернистых турбидитов. Тонкопараллельнослоистые аргилиты могут относиться к литифицированным продуктам (геми)пелагической седиментации. Красные аргилиты, вероятно, являются аналогами современных глубоководных красных пелагических, обогащенных валовым и окисным железом, глин. Контакты зеленых и красных отложений не всегда четкие, что может быть обусловлено постседиментационными процессами. Пестроцветные, особенно красные, аргиллиты содержат глубоководную фауну фораминифер, которая указывает на батиналь-аббиссальные глубины ее существования [3].

На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) зеленые алевролиты и песчаники яремчанского горизонта отвечают кварцевым, литоидно-кварцевым и полевошпатово-кварцевым литологическим типам. Отмечены прослои граваукк, аркозо-граваукки и аркозы. В бассейнах рр. Стрый и Прут фиксируются обломочные известняки (калькарениты). Песчаники характеризуются поровым, базальным и контактовым типом цемента. Песчаники с глинисто-кремнистым цементом более обогащены медистыми рудными минералами, чем другие разности, в том числе и такие, которые имеют глинисто-карбонатное цементирующее вещество.

Медные минералы пестроцветных горизонтов характеризуются следующей последовательностью выделения: (пирит) + халькопирит → борнит → халькозин → ковелин. Медные минералы встречаются в цементе обломочных песчаников, алевролитов, известняков в виде сфероидов, рудной пыли, рассеянных включений. Кроме того наблюдаются трещины с гнездоподобными и точечно-линзовидными агрегатами пирита, халькопирита, халькозина. Отмечены псевдоморфозы халькопирита по органическим остаткам. В каркасе обломочных пород встречаются обломки халькопирита. Содержание медных минералов увеличивается прямо пропорционально в зависимости от степени окатанности и сортированности каркаса теригенных пород. Оно возрастает с увеличением содержания $C_{орг}$. Противоположную, обратно пропорциональную закономерность, отмечают для изоморфных элементов (Ni, Zn, Pb, Co, Ag).

Латеральный анализ распространения медесодержащих пород отмечает их связь с зонами сдвигов антикарпатского простирания (Стрыйско-Латорицкая сдвиговая зона, Трансильванско-Черниговская линеаментная структура). Для обеих сдвиговых зон выделены чередования сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов с соответствующими сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми полями локальных полей напряжения. И именно здесь установлены раздвиговые и раздвиго-сдвиговые морфогенетические типы нарушений и соответствующие им поля напряжений. Они имеют линзовидно-ромбоэдрическую форму. В пространственном плане эти структуры совпадают с областями развития медистых песчаников.

В областях влияния сдвигов еще на стадии осадконакопления формируются трансенсивные палеодепрессийные морфоструктуры [2], в отложениях которых могла развиваться материнская медистая минерализация. Здесь осаждаются красные глубоководные глины, практически лишенные органического вещества, периодически перекрывающиеся зеленовато-серыми дистальными турбидитами, имеющими заметное содержание органики. Создаются геохимические контрасты и условия для локализации эпигенетического медистого оруденения. Его источником могут быть латерально и вертикально мигрирующие растворы, осадение из которых происходило на геохимическом барьере (фиксируемом на границе красных и зеленых отложений), консолидирующим медь в сульфидной форме. По мере удаления от зон поперечных разломов в пестроцветных горизонтах уменьшается содержание меди. Интересно отметить, что пространственная локализация медистого оруденения приурочена к зонам газоконденсатных месторождений [2].

Особенности медесодержащих пород яремчанского горизонта свойственны и другим мел-эоценовым терригенным пестроцветным горизонтам Скибовой зоны. Они играют роль поисковых критериев в металлогеническом прогнозировании Украинских Карпат.

Геологические условия яремчанского пестроцветного горизонта не только подчеркивают стратиформный характер медного оруденения, но и сближают их с колчеданной формацией филизчайского типа [5]. На это указывают как вероятное развитие вулканогенных пород основного состава в (суб)океаническом основании флишевой толщи с пестроцветами, так и наличие кремнистых пород (манявская свита) над яремчанским пестроцветным горизонтом. Геодинамическая позиция минерализации этого типа, вероятно, увязывается с обстановкой остаточного флишевого бассейна и, или – с надсубдукционной обстановкой флишевой аккреционной призмы, формирующей невулканическую дугу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гавришків Г., Гаєвська Ю., Жуков С., Попп І. Глинисті мінерали палеоцен-еоценових теригенних порід Скибової зони Українських Карпат (за даними дифрактометричного аналізу) // Мін. збірник, 2007. № 57. Вип. 1. С. 93-101.
2. Генералова Л.В., Костюк О.В. Петрогеохімічні закономірності мідистих «пісковиків» палеоцену (Скибова структурно-фаціальна зона Українських Карпат) // От минералогии к геохимии: тезисы докл. науч.конфер., посвящ. 130-летию А.Е. Ферсмана, 4-7 июня 2013 г. / НАН Украины, ННПМ [и др.]. Береговое, АР Крым: Фитон, 2013. С. 285-292.
3. Гнилко О., Гнилко С. Палеоценово-эоценовий фліш в структурі Внешних Украинских Карпат. Lap Lamber Academic Publishing, 2013. 157 с.
4. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреції на призма // Геодинаміка, 2012. № 1. С. 67-78.
5. Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера, 2012. № 5. С. 96-113.
6. Пилипчук А.С. Литологические особенности и условия образования пестроцветных отложений палеогена Скибовой зоны Карпат // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1972. Вып. 6. С. 101-110.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Кузьмина О.Н.^{1,2}

¹*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева
г. Усть-Каменогорск, kik_kuzmins@mail.ru*

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Золоторудные месторождения в углеродистых и карбонатных формациях составляют значительную долю мировых запасов золота. Крупные объекты известны в России, США, Австралии, Китае и других регионах мира. Общим для всех месторождений является вкрапленно-прожилковый характер оруденения во флишоидных и турбидитовых толщах разного возраста, присутствие золотоносных минералов – арсенопирита и пирита, структурно-тектонический контроль оруденения, наличие даек средне-основного состава, проявление посторогенных разновозрастных гранит-гранодиоритовых интрузий. К этому типу минерализации наиболее близка важная промышленная группа золотых месторождений карлин-типа [8-9]. Геодинамические обстановки отвечают зонам скольжения литосферных плит, внутриконтинентальным рифтам и(или) крупным изверженным провинциям (LIPs) [2].

На территории Восточного Казахстана крупным рудным районом является Западно-Калбинский золотоносный пояс, расположенный в Зайсанской сутурной зоне герцинид, а именно в зоне коллизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов [2, 3]. С северо-запада на юго-восток этот пояс протянулся на расстояние около 800 км при ширине 30-100 км и содержит сотни месторождений и проявлений золота в черносланцевых и карбонатных толщах каменноугольного возраста. Главные генетические типы: 1) жильные золото-кварцевые месторождения, 2) месторождения минерализованных зон с вкрапленно-прожилковым золото-сульфидным оруденением, 3) золотоносные джаспероиды. Первый тип характеризуется гравитационно-извлекаемым золотом, образуют россыпи и в значительной мере уже отработан. Второй и третий типы представляет наибольший промышленный интерес, поскольку формируют крупномасштабные объекты с запасами золота в сотни тонн. Месторождения этих типов не формируют россыпей, поскольку содержат тонкое трудно-извлекаемое, так называемое невидимое золото. Вместе с тем, для них характерно формирование золотоносных кор выветривания, золото из которых извлекается методом кучного выщелачивания. Золотоносные коры выветривания наиболее широко проявлены на месторождениях в северо-западной части Западно-Калбинского пояса и сей-

час успешно обрабатываются. Этот регион является одним из перспективных на выявление новых месторождений золота, которые могут составить основу устойчивого развития золотодобычи на длительную перспективу в Республике Казахстан [3, 8, 9].

Месторождения Западно-Калбинского золотоносного пояса залегают на различных уровнях стратиграфического разреза каменноугольного возраста, которые представлены вулканогенно-терригенно-карбонатными и черносланцевыми терригенными толщами [8, 9]. Литологический состав пород нижних частей разреза визейского и серпуховского ярусов (аркалыкская и аганактинская свиты) отражает ранние фациальные обстановки раннегерцинского островодужного вулканизма ($D_3fm-C_1v_{2,3}$), сопровождаемые отложением вулканогенно-терригенно-карбонатных пород, и более поздние обстановки, предколлизийного этапа с формированием флишоидных терригенных пород серпуховской свиты (C_1s). Отложения верхних частей разреза карбона связаны со среднегерцинским коллизийным уровнем развития региона, которые представлены мощными углеродсодержащими флишоидно-турбидитовыми пачками и молассовидными образованиями таубинской и буконьской свит ($C_{2,3}$).

Литологический состав рудовмещающих толщ играет важную роль в формировании текстурно-минерального облика руд. Месторождения Бакырчик, Жерек, Жанан, Жайма, Центральный и Восточный Мукур северо-западной части Западно-Калбинского золотоносного пояса залегают в существенно углеродистых породах песчано-алевролитового состава. Золото-сульфидная минерализация на месторождениях Суздаль и Жайма проявлена в углеродистых вулканогенно-терригенно-карбонатных породах аркалыкской свиты и терригенных породах серпуховской свиты [4, 5]. На всех этих месторождениях в рудовмещающих толщах в той или иной степени представлена сингенетичная золотосодержащая пиритовая и сидеритовая минерализация. Она играла важную роль в локализации вкрапленно-прожилкового золото-сульфидного оруденения, что отразилось на строении руд и их геохимической специализации. Рудные тела здесь представлены стратиформными и линзовидными субогласными с вмещающими породами залежами. Гидротермально-метасоматические руды чаще имеют ритмично-слоистое и полосчатое строение, наследуя текстурный рисунок замещаемых ритмично-слоистых пачек флишоидного и турбидитового строения. Важную роль при этом играет присутствие в рудовмещающих толщах сингенетичных пирита, сидерита и железосодержащих минералов. Рудолокализирующий фактор этих образований на золото-сульфидных месторождениях отмечался многими исследователями [см., например, обзор «Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения / Под ред. академика Щербы Г.Н. Алматы: РИО ВАК РК, 2000].

Впервые для данного региона выделяется новый перспективный апокарбонатный (джаспероидный) тип золотого оруденения. Разработана геолого-генетическая модель рудообразования золоторудных объектов апокарбонатного типа, определяющая пространственную приуроченность золотого оруденения к тектонически нарушенным и гидротермально-метасоматически измененным карбонатно-терригенным отложениям повышенной углеродистости (аркалыкская свита $C_1v_{2,3}$) и генетическую связь золота с малыми интрузиями и дайками плагиогранит-гранодиоритовой формации коллизийного типа (кунушский комплекс C_3 и его аналоги).

3. На основе детального изучения вещественного состава золотоносных джаспероидов на макро и микроуровне с использованием электронной микроскопии в бурых железняках из зоны окисления обнаружено свободное золото, которое легко обогащается гравитационным методом. Установлены также микровключения золота и серебра размером в первые единицы мкм. Главные минералы-индикаторы золотого оруденения: пирит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, магнетит. Первичные зоны золотосульфидно-кварцевого оруденения подчеркиваются геохимическими аномалиями As, Sb, Cu, Pb, Zn, вторичные геохимические ореолы (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mn) служат индикаторами скрытого оруденения.

4. Возрастные характеристики формирования арсенопирит-пиритовых руд продуктивной ассоциации на месторождении Жайма укладываются в интервал значений $279 \pm 3,3 \div 272,2 \pm 2,9$ млн. лет.

Они коррелируются с возрастным интервалом ($273,6 \pm 2,6 \div 287,9 \pm 2,8$ млн. лет) формирования ранней продуктивной арсенопирит-пиритовой ассоциации на ряде золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса [10]. Эта минерализация близка ко времени формирования медно-никелевых руд месторождения Максут в габбро-базитовой интрузии с возрастом 280 млн. лет (Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2013). В качестве глобального генерирующего механизма рудообразующих флюидов для такого типа месторождений, рассматриваются астеносферные мантийные потоки в нестабильной литосферной мантии, проникающие в верхние уровни коры по глубинным разломам, а возможным источником металлов – базальтоиды (Bierlein et al., 2006). Существование особых флюидно-магматических систем дайкового типа, продуцировавших золотое оруденение рассматривалось на примере многих золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области [1, 5-7, 8-11].

Автор искренне благодарен научным руководителям академику МОН РК Б.А. Дьячкову, д.г.-м.н., профессору А.Г. Владимирову, а также докторам геол.-мин. наук К.Р. Ковалёву, Ю.А. Калинину, зав. кафедрой ВКГТУ М.А. Мизерной и доценту ВКГУ В.Н. Майорову за поддержку, обсуждение и активное участие в предпринятых исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке международного партнерского проекта Президиума СО РАН № 77, проектов РФФИ (№ 12-05-01040 и 13-05-00998), фундаментального проекта Комитета науки МОН РК № 1171; гранта Комитета науки МОН РК (тема № 57-313-14), инновационного грант АО «НАТР РК» № 403-313-411, а также в рамках программ повышения конкурентоспособности Томского, Новосибирского государственных университетов и Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дубский В.С., Черных А.И., Щигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-45 (Новокузнецк). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с. 8 л. граф. прил.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. № 7. С. 621-636.
3. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. К методике поисков и оценки золоторудных месторождений нетрадиционных типов в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Руды и металлы, 2009. № 3. С. 11-21.
4. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Польшов В.И., Кыдырбеков Е.Л., Борисенко А.С., Наумов Е.А., Нетесов М.И., Клименко А.Г., Колесникова М.К. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана // Геология руд. месторождения, 2012. № 4. С. 305-328.
5. Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Кириллов М.В., Анникова И.Ю. Золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан) // Геология рудных месторождений, 2014. (В печати).
6. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск, 1987. 76 с.
7. Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Факторы мантийно-корового взаимодействия в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Известия Томского политехнического университета, 2009. Т. 315. № 1. С. 11-18.
8. Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Кириллов М.В., Редин Ю.О. Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) // Геология и геофизика, 2013. № 12. С. 1889-1904.
9. Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. Основные критерии и предпосылки для поиска золоторудных месторождений джаспероидного типа (Восточный Казахстан) // Литосфера, 2013. № 6. С. 54-64.
10. Наумов Е.А., Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Борисенко А.С. Золоторудные месторождения Восточного Казахстана в углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных комплексах и их геохронологические характеристики // Гигантские месторождения золота Центральной Азии. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана (Материалы Международного Симпозиума). Алматы, 2014. С. 123-126.
11. Черных А.И. Перспективы Федоровско-Пезасского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Вестник Томского государственного университета. Сер. «Науки о Земле» (геология, география, метеорология, геодезия). Приложение 3(III). Томск, 2003. С. 308-310.

**ДЕВДОРАКСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)
КАК ПРИМЕР ПОЛИХРОННОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ,
РАЗВИВАВШЕЙСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ
В МЕЗОЗОЕ – ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ**

Лебедев В.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, leb@igem.ru*

Девдоракское медное месторождение (Грузия) находится в центральной части горной системы Большого Кавказа на северо-восточном склоне четвертичного вулкана Казбек в истоках правого притока Терека – реки Амали (Амилашхи, Девдораки) в правом борту одноименного ледника. Оно было открыто в 1903 году, и в последующие 30 лет здесь периодически производились разведочные и геолого-съёмочные работы, а также эксплуатация нескольких наиболее богатых жил. В этот период на месторождении работали такие известные отечественные геологи, как А.П. Герасимов [3], В.П. Ренгартен и Д.С. Белянкин [1], которыми был опубликован ряд статей, посвященных описанию геологического строения месторождения, распространенных на нем магматических пород и рудных образований. В работе [2] были подведены итоги раннего этапа изучения месторождения, оценены его запасы (свыше 10 тысяч тонн меди; согласно этой оценке месторождение относится к категории средних) и в связи с труднодоступностью местности и отсутствием коммуникаций сделан вывод об отсутствии дальнейшей перспективы в его разведке и эксплуатации. В последующий период изучения месторождения фактически не проводилось; только в середине 90-х годов по заказу частных грузинских горнодобывающих компаний на площади Девдоракского месторождения было проведено геохимическое опробование с целью оценить его перспективность в отношении развития золотосодержащей минерализации.

Месторождение локализовано на правой стороне Девдоракского ущелья в раннеюрских метаморфизованных черных сланцах и песчаниках циклаурской свиты субдукционно-аккреционного комплекса тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа к югу от Главного Кавказского взброса. Вмещающие породы интенсивно дислоцированы, местами окварцованы и карбонизированы, и прорваны многочисленными дайками и жилами юрских диабазов и диабазовых порфириров. В истоках Девдоракского ледника в борту кальдеры вулкана Палео-Казбек они интенсивно брекчированы и эпидотизированы; в этом районе широко распространены брекчии специфического облика с салатовой окраской, состоящие из обломков черных сланцев, сцементированных хлорит-эпидот-кварцевым цементом, которые применяются в качестве отделочного камня. В центральной части месторождения внедрились два некка и ряд даек андезитового состава, формирование которых связано с четвертичной вулканической активностью Казбекского центра. На северо-западе площадь объекта ограничена уступом кальдеры вулкана Палео-Казбек. Рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит) локализована в серицит-карбонат-кварцевых жилах, тяготеющих к приконтактовым частям андезитовых тел. Эти жилы секут как вмещающие юрские сланцы, так и тела диабазов. Среднее содержание меди в рудах по данным В.С. Булыго [3] составляет около 1,5 %. Следует отметить, что разведанная часть месторождения (в правом борту Девдоракского ледника), скорее всего, представляет лишь малую часть его площади: обилие обломков пород с богатой сульфидной минерализацией в поверхностной морене ледника позволяет предполагать наличие богатых рудных тел в труднодоступной местности у подножья современного вулкана Казбек на высотах свыше 3500 м. Кроме того, очень возможно, что основные рудные жилы на этом объекте еще не вскрыты в современном эрозионном срезе.

Относительно генезиса месторождения существуют две различных точки зрения. Согласно первой из них, в свое время высказанной Л.К. Конюшевским и А.П. Герасимовым [3], происхождение руд напрямую связано с вулканической активностью Казбекского центра. В.С. Булыго [1] высказал иное мнение, что Девдоракское месторождение генетически связано с юрским основным магматизмом, несмотря, на очевидное более позднее формирование рудоносных жил, секущих диабазовые тела.

Нами начаты комплексные изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования магматических пород и руд на Девдоракском месторождении с целью расшифровки хронологии его образования и установления источников рудного вещества.

Результаты изотопного (К-Аг) датирования свидетельствуют о том, что месторождение является полихронным и имеет длительную историю развития. Начало его формирования связано с проявлением регионального низкоградного метаморфизма глинистых (углистых) сланцев ранней юры и внедрения в них секущих даек диабазов около 190 млн. лет назад. Вероятно, данные процессы происходили на фоне прекращения субдукции Закавказской плиты под окраину Евразийской, конвергенцией этих плит и началом позднеколлизийной стадии развития региона в геотектонической обстановке сжатия и орогенеза. Как следствие, субдукционно-аккреционный комплекс ранней юры в зоне сочленения литосферных плит в этих условиях был метаморфизован (зеленосланцевая фация); в зоне контактовых ореолов внедрившихся диабазовых тел в результате прогрева и миграции гидротермальных растворов произошло формирование кварцевых жил с пиритовой минерализацией, не имеющей промышленного значения. Выделения пирита, сформировавшиеся на этой стадии развития Девдоракского месторождения, также встречаются в виде «сухих» прожилков и вкрапленности, как во вмещающих черных сланцах, так и диабазах. Следует отметить, что рудопроявления юрского возраста с подобной рассеянной пиритовой минерализацией широко распространены в вулканогенно-осадочных толщах лейаса на территории всего Большого Кавказа, где в большинстве случаев также ассоциируют с проявлениями основного мезозойского магматизма.

Интрузивные тела раннеюрских диабазов на площади месторождения в ряде мест секутся дайками светлых спилитов и диабазовых порфиритов, интенсивно альбитизированных. Полученная для этих образований К-Аг дата соответствует позднему мелу, но по нашему мнению, скорее всего она является омоложенной, и реальный возраст данных габброидов также может быть юрским. В период развития этой поздней стадии мезозойского магматизма на месторождении, вероятно, сформировались безрудные маломощные кварц-кальцитовые жилы.

В последующий длительный период (эпиплатформенный период) развития Большого Кавказа в условиях задугового бассейна в течение почти 200 млн. лет вплоть до неогенового времени месторождение оставалось «законсервированным». Зона субдукции переместилась далеко на юг в пределы Родопско-Понтийско-Малокавказской континентальной дуги, где развитие надсубдукционного магматизма продолжалось вплоть до конца палеогена – начала миоцена на фоне закрытия океанического бассейна Неотетис. Этот процесс завершился около 15-13 млн. лет назад, после чего весь Кавказский сегмент повторно вступил в позднеколлизийную стадию своего развития. Режим интенсивного сжатия, возникший в результате конвергенции Аравийской и Евразийской плит, привел к возобновлению аплифта и орогенеза на Большом Кавказе. На этом фоне в результате миграции горячего поля мантии из Левантийской зоны на север в конце миоцена в пределах Кавказского региона начинается развитие внутриплитной магматической активности. В плиоцене (3-2 млн. лет назад) в нескольких километрах к западу от современного вулкана Казбек произошло внедрение Джимарского полифазного массива гранодиоритов – кварцевых диоритов. Наконец, в позднечетвертичное время (около 450-400 тыс. лет назад) началось развитие Казбекского неовулканического центра.

В четвертичный период развития Большого Кавказа на Девдоракском месторождении возобновились процессы рудогенеза. На I фазе активности Казбекского неовулканического центра (450-400 тыс. лет назад) в зоне Главного Кавказского взброса возникла серия небольших вулканических аппаратов, извергавших лавы основного или среднего состава. Эффузивы этого возраста сформировали Девдоракский поток, останцы которого сохранились сейчас в гребневой части хребта Барт-корт к северу от месторождения, а также слагают два некка и несколько даек андезитов на его площади. Небольшой центр извержений также образовался и в долине р. Терек, к югу от с. Гвелети. Внедрение интрузий андезитов на территории Девдоракского месторождения, связанная с этим гидротермальная активность, привели к повторной мобилизации рудных компонентов из вмещающих юрских толщ и их переотложению в форме сульфидов в экзо-контактных зонах даек, часто в пределах сформировавшихся ранее кварцевых жил с пиритом, в которых в качестве окolorудных фаз также возникли серицит, хлорит и карбонат. Жильная рудная полиметаллическая минерализация (пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды), образовавшаяся на этой стадии, часто наблюдается как в виде наложенных прожилков в кристаллах пирита, так и самостоятельных выделений. Вероятно, именно в этот период сформировалась основная часть руд, разрабатывавшихся на Девдоракском месторождении в начале XX века.

Магматическая активность Казбекского центра достигла апогея в период 250-200 тысяч лет назад, когда сформировался конус вулкана Палео-Казбек и впоследствии, в результате опорожнения приповерхностных магматических камер произошло его обрушение с образованием кальдеры диаметром до 5 км. В пограничной зоне этой кальдеры (верховья ледника Девдораки) произошло интенсивное дробление юрских глинистых сланцев и последующая цементация брекчий хлорит-эпидот-кварцевым цементом. Гидротермальная деятельность, проявленная в этот период, по-видимому, привела к возникновению рудных прожилков с разнообразной сульфидной минерализацией в районе уступа кальдеры: глыбы с высоким содержанием сульфидов в настоящее время в большом количестве наблюдаются в поверхностной и боковых моренах Девдоракского ледника.

Вулканическая активность Казбекского центра, согласно нашим данным, впоследствии возобновилась около 100 тысяч лет назад и продолжалась до середины голоцена. На сегодняшний день в районе вулкана Казбек (верховья Кармадонского ущелья и у ледника Абано) продолжается интенсивная гидротермальная деятельность. Это позволяет сделать предположение о том, что формирование Девдоракского месторождения на глубоких его горизонтах может продолжаться и в настоящее время.

Таким образом, результаты изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что Девдоракское месторождение представляет собой полихронную рудно-магматическую систему, сформировавшуюся в течение двух этапов развития Большого Кавказа – в ранней юре и в позднечетвертичное время. Промышленная медно-полиметаллическая минерализация образовалась здесь в период развития новейшего магматизма Казбекского центра – 450-200 тыс. лет назад.

Изотопно-геохимические (Pb-Pb) исследования вмещающих образований, магматических пород и руд Девдоракского месторождения свидетельствуют о том, что свинец в сульфидах полиметаллической минерализации имеет двойственную природу: большая его часть была мобилизована из юрских терригенных толщ, в то время как меньшая – привнесена гидротермальными растворами, связанными с новейшей вулканической активностью Казбекского центра. В тоже время изотопные характеристики Pb для метаморфогенных пиритов близки таковым для вмещающих юрских толщ. Таким образом, полученные данные подтверждают вывод о том, что промышленная минерализация на Девдоракском медном месторождении образовалась в позднечетвертичный период развития Большого Кавказа.

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

ЛИТЕРАТУРА

1. **Белянкин Д.С., Ренгартен В.П.** Девдоракские интрузии на Северном Кавказе // Изв. Акад. наук СССР, 1926. VI серия. Т. 20. № 10-11. С. 863-868.
2. **Булыго В.С.** Девдоракское медное месторождение // Труды главного геологоразведочного управления ВСНХ СССР, 1930. Вып. 15. Москва-Ленинград. 32 с.
3. **Герасимов А.П.** Северный Кавказ. Девдоракское медное месторождение // Естественные производительные силы России. Т.4. Полезные ископаемые. Вып. 7. Медь. Петроград, 1917.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОС-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ХРОМИТИТОВ УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА НУРАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**Малич К.Н.¹, Аникина Е.В.¹, Баданина И.Ю.¹,
Белоусова Е.А.², Пушкарев Е.В.¹, Хиллер В.В.¹**

¹*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Elena.anikina@igg.uran.ru*

²*Университет Маквори
г. Сидней, Австралия*

Впервые с помощью лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме изучен изотопный состав осмия в минералах платиновой группы (МПГ) из метаморфизованных хромититов дунит-верлит-клинопироксенитовой расслоенной серии лерцолит-габбрового массива Нуралы (Южный Урал). МПГ представлены двумя ассоциациями – Ru–Os сульфиды первичного парагенезиса частично или полностью преобразованы в механическую смесь вторичного самородного Ru с серпентином или хлоритом. Сходные вариации изотопного состава осмия, выявленные для первичной и вторичной ассоциации МПГ, свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям.

Нуралинский комплекс располагается в зоне Главного Уральского разлома (ГУР). Западная его часть сложена мантийными тектонитами (лерцолитами, гарцбургитами и дунитами), восточная – породами расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой серии, габбро и диоритами. Природа мантийных тектонитов дискуссионна. Они рассматриваются преимущественно как часть офиолитового аллохтона [2], однако, обладают многими признаками орогенных лерцолитовых комплексов – производных субконтинентальной мантии.

Перекрывающая мантийные тектониты расслоенная серия сложена чередующимися дунитами, оливиновыми клинопироксенитами, верлитами и амфиболовыми габбро, выше по разрезу переходящими в диориты. U–Pb возраст циркона из габбро-диоритов (399 ± 2 млн. лет, [1]) соответствует времени кристаллизации базитов.

Массивные хромититы разного состава образуют слои и линзы в ультрамафитах на различных уровнях расслоенной серии. Более глиноземистые хромититы ($Cr/(Cr+Al) = 0,41-0,51$; $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0,27-0,35$), залегающие среди ортопироксенитов нижней части расслоенной серии, обогащены Ru, Os и Ir и рассматриваются как более ранние образования. Более железистые и хромистые руды ($Cr/(Cr+Al) = 0,51-0,56$; $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0,45-0,59$), залегающие в верлитах и клинопироксенитах верхних горизонтов, обогащены Pt и Pd и считаются более поздними [6].

Ультраосновные и основные породы подвержены родингитизации. В хромититах эти процессы выражаются в развитии феррихромит-хлоритового агрегата по хромшпинелиду и появлению в составе цемента руд хромового тремолита, высококальциевого диопсида, хромового граната андрадит-гроссулярового ряда.

Платиноидная минерализация в глиноземистых и магнезиальных хромититах, залегающих среди ортопироксенитов расслоенной серии подробно изучена [6 и ссылки в ней]. Лаурит ($\#Ru = 0,67-0,70$) представлен идиоморфными кристаллами или в ассоциации с Ru-содержащим

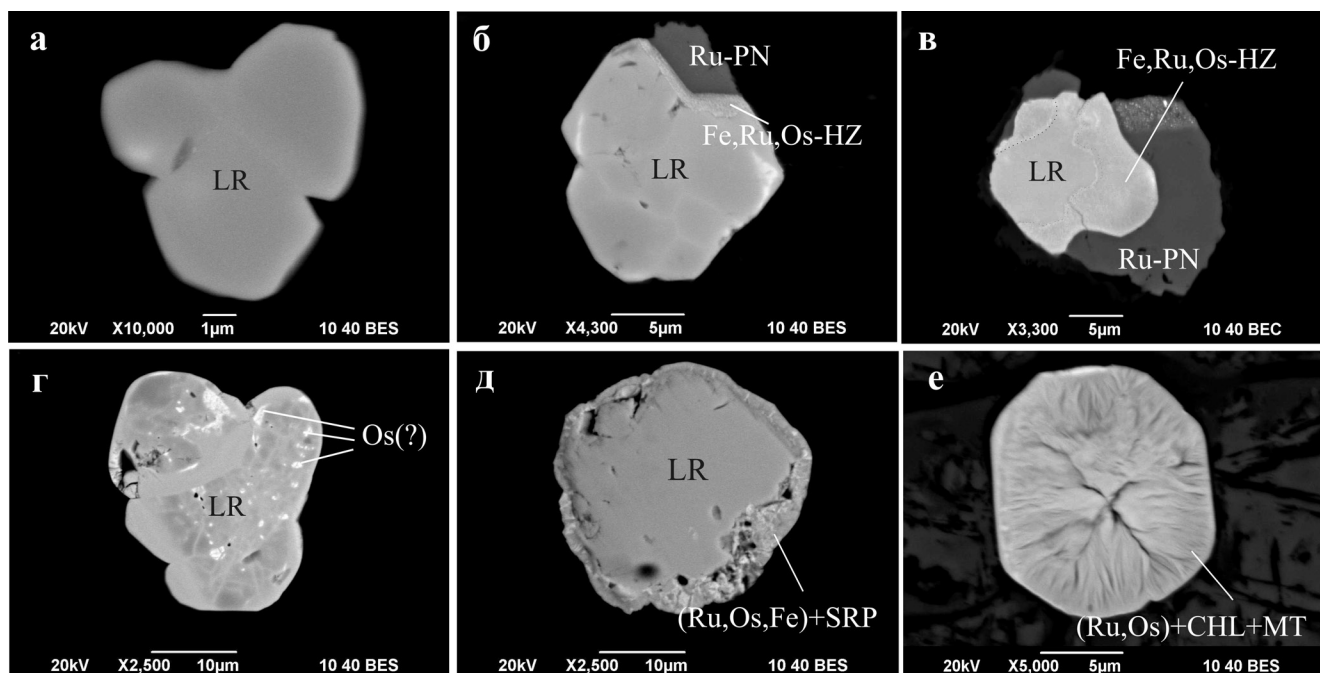


Рис. 1. Морфология и особенности строения МПГ: а – включение лаурита (LR) состава $(\text{Ru}_{0,57}\text{Os}_{0,29}\text{Ir}_{0,06}\text{Fe}_{0,05}\text{Ni}_{0,02})\text{S}_2$ в хромшпинелиде; б - ассоциация лаурита $(\text{Ru}_{0,63}\text{Os}_{0,26}\text{Ir}_{0,06}\text{Fe}_{0,03}\text{Ni}_{0,02})\text{S}_2$ с Ru-содержащим пентландитом (Ru-PN) состава $(\text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{3,5}\text{Ru}_1)\text{S}_8$, на границе двух фаз развивается Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит (Fe,Ru,Os-HZ) состава $(\text{Ni}_{1,1}\text{Fe}_{0,9}\text{Ru}_{0,5}\text{Os}_{0,4}\text{Ir}_{0,1})_3\text{S}_2$, заметно блоковое строение лаурита и обогащение краевых частей блоков осмием (эрликманит); в – ассоциация лаурита, Fe-Ru-Os-содержащего хизлевудита и Ru-содержащего пентландита; г – неоднородная текстура лаурита, обусловленная перераспределением Os при флюидном воздействии; д – замещение лаурита криптозернистым агрегатом самородного рутения ($\# \text{Ru} = 0,71$) и серпентина (SRP); е – «кристалл» с характерной пластинчатой текстурой и трещинами усыхания, сложенный механической смесью самородного рутения ($\# \text{Ru} = 0,66$) (~ 70 %), хроммагнетита (~ 10 %) и клинохлора (~ 20 %).

пентландитом $(\text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{3,5}\text{Ru}_1)\text{S}_8$ и миллеритом в виде включений в хромшпинелиде и в силикатном цементе руд (рис. 1а-б). Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит $(\text{Ni}_{1,1}\text{Fe}_{0,9}\text{Ru}_{0,5}\text{Os}_{0,4}\text{Ir}_{0,1})_3\text{S}_2$ образует характерные (диффузные?) каймы на лаурите (рис. 1 б-в), как правило, в контакте с Ru-содержащим пентландитом.

Лаурит полностью или частично метаморфизован. В одних случаях преобразования заключаются лишь в перераспределении Os, приводящем к образованию тонких внешних кайм эрликманита ($\# \text{Ru} = 0,34-0,36$) и к резкому обеднению осмием ($\# \text{Ru} = 0,84-0,85$) соседних участков исходного лаурита (рис. 1 г). В других случаях наблюдается коррозия зерен лаурита (рис. 1 д).

Присутствие Si (1,61-3,93 вес. %), Mg (1,43-3,79 вес. %), Al (0,22-1,89 вес. %) и низкое измеренное содержание кислорода (9-16 вес. % O) позволяет рассматривать продукты преобразования лаурита в одних случаях как смесь ~ 70 % самородного рутения ($\# \text{Ru} = 0,45-0,81$) и ~ 30 % серпентина (таблица, ан.1 и 2; рис. 1 д), в других – как смесь самородного рутения с хроммагнетитом и клинохлором в пропорции 1:2 (табл., ан. 3-5; рис. 1 е). Одинаковое соотношение и общее количество элементов платиновой группы (ЭПГ) в лаурите и в новообразованном самородном рутении означает, что миграции платиноидов в процессе преобразования не происходит, в то время как сера разубоживается полностью. Данная минеральная ассоциация была охарактеризована ранее как оксидная фаза ЭПГ и Fe [6].

В неизменном лаурите, сохранившемся в хромитовых «ядрах», значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ варьируют в незначительных пределах от 0,12485 до 0,12553; средневзвешенное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет $0,12517 \pm 0,00021$ (2 σ , n = 22), $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ меньше чем 0,00006. Вторичные МПГ характе-

Таблица 1. Химический состав вторичных МПГ (вес. %).

	Os	Ru	Ir	Rh	S	Fe	Ni	Cr	Mg	Al	Si	Ca	O	сумма	#Ru*
1	26,36	34,97	6,86	0,11	0,16	10,55	0,38	1,21	3,79	0,30	3,91	0,20	9,00	97,80	0,71
2	42,35	18,70	5,41	0,10	0,17	12,60	0,65	1,58	2,39	0,23	2,65	0,21	10,63	97,67	0,45
3	17,36	40,52	7,95	0,34	0,11	7,70	0,77	0,67	3,34	1,88	3,00	0,17	12,90	96,71	0,81
4	24,47	36,53	5,83	0,15	0,12	6,98	4,44	1,35	2,13	1,32	2,90	0,21	11,67	98,10	0,74
5	30,10	31,79	6,45	0,30	0,10	7,79	1,52	1,73	1,50	0,86	1,61	0,36	13,18	97,29	0,66

Примечание: Анализы выполнены на микроанализаторе Cameca SX 100.

В анализе 3 присутствует Pt в количестве 0,3 вес.%; #Ru* = at.% Ru/at. % (Ru+Os).

ризируются сходными значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – от 0,12474 до 0,12549 при средневзвешенном значении $0,12516 \pm 0,00019$ (2σ , $n = 36$).

Вариации значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для первичных и вторичных МПГ перекрываются с величиной $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1254 \pm 0,0002$ в хромититах [4], позволяя предположить, что процесс родингитизации не приводил к нарушениям Os-изотопной системы. Модельные возрасты, рассчитанные для изученных МПГ и хромититов с использованием модели энстатитового хондритового резервуара (ECR) [3; 5], образуют кластеры 420 ± 30 млн. лет и 385 ± 30 млн. лет, соответственно. Эти оценки в пределах ошибки совпадают с U–Pb возрастом циркона (399 ± 2 млн. лет, [1]) из габбро-диорита и соответствуют временному диапазону формирования океанической коры Урала (470–390 млн. лет) [ссылки в 4].

Выводы. Привлечение комплекса современных методов позволило показать сходство изотопного состава осмия для первичного и вторичного парагенезисов МПГ из магнезиальных хромититов лерцолит-габбрового массива Нурали. Полученные результаты свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям и возможности использования модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрастов МПГ при геодинамических построениях и моделировании изотопно-геохимической эволюции мантийного вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН №20 (проект 12-П-5-1020, программ совместных исследований УрО РАН № 12-С-5-1004, гранта РФФИ № 13-05-96031-а_урал.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В., Пушкарев Е.В., Сальникова Е.В., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. U–Pb возраст циркона из диоритов Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Доклады Академии наук, 2000. Т. 371. № 1. С. 96–100.
2. Savelieva G.N., Sharashkin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Gaggero L. Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 117–137.
3. Shi R., Alard O., Zhi X., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Griffin W.L., Zhang M., Chen X. Multiple events in the Neotethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet // Earth Planet. Sci. Lett., 2007. V. 261. P. 33–48.
4. Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Campas F., Birck J.-L., Allegre C.J. Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // Chemical Geology, 2005. V. 240. P. 61–84.
5. Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimentel M. The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites // Geochim. Cosmochim. Acta., 2002. V. 66. P. 329–345.
6. Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite-gabbro complex // Can. Mineral., 2004. V. 42. P. 545–562.

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ И НАНОРАЗМЕРНОЕ ЗОЛОТО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР (ПРИАМУРЬЕ)

Моисеенко Н.В.¹, Сафронов П.П.²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, *kaupatka@mail.ru*

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, *psafronov@mail.ru*

В работе изучено микроскопическое и наноразмерное золото месторождения Пионер (Приамурье), а также выполнены всесторонние геолого-минералогические исследования данного золоторудного месторождения, которое находится в Северобуреинской зоне Буреинской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса [1]. В геологическом плане месторождение располагается у северного окончания Мамынского террейна Амурского микроконтинента на границе восточного обрамления Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом в зоне контакта раннемеловых гранитоидов с верхнеюрскими терригенными отложениями [2]. Образование месторождения связано с системой разломов северо-восточного и северо-западного простирания, к ним приурочены и основные рудные зоны месторождения. По особенностям минерального состава руд оно относится к золото-полисульфидно-кварцевой формации.

На месторождении выявлено несколько продуктивных стадий минерализации. Наиболее ранняя стадия, тяготеющая к медно-порфировому типу оруденения, представлена кварц-золото-молибденит-халькопиритовой минерализацией. Более поздняя золото-пирит-галенитовая ассоциация представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом галенитом, блеклыми рудами, гесситом и золотом. Самая поздняя из продуктивных стадий – низкотемпературная золото-сульфосольно-антимонитовая образована антимонитом, сульфосолями Sb, As и Pb (буланжерит, джемсонит, бурнонит и т.д), арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, сурьмянистыми блеклыми рудами с серебром (тетраэдрит, фрейбергит), теллуридами и сульфидами серебра и золотом.

Для исследований были отобраны технологические пробы руды весом от 25 до 50 кг, взятые из основных рудных зон: Южная, Промежуточная, Бахмут, Андреевская и Николаевская. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание Au в крупных усредненных пробах колеблется от 0,53 г/т до 8,5 г/т при среднем его значении – 2,1 г/т. Согласно минералогическому и химическому анализам вещественный состав руд представленный в % следующий: кварц – 30-78, полевой шпат – 15-65, слюды – 1,5-3,5, карбонаты – 15-30, рудные минералы – 0,5-4. Нерудные минералы в пробе составляют порядка 99-96 % от общего количества. Из рудных минералов в пробе доминирует пирит, который составляет 99 % от их общего числа. Кроме пирита встречаются арсенопирит, сфалерит, галенит, пирротин, молибденит, антимонит, магнетит, аргентит, золото, а также ряд других редких минералов.

Из тяжелых концентратов проб извлекли самородное золото, сростки золота с другими минералами и минералы-концентраты благородного металла, которые исследованы методом аналитической сканирующей электронной микроскопии (АСЭМ) на микроскопах EVO-50 XVP и EVO-40 XVP фирмы «Carl Zeiss», оснащенных энергодисперсионными рентгеновскими спектрометрами INCA Energy. Полированные шлифы, приготовленные из образцов пробы, изучены на электроннозондовом микроанализаторе JXA-8100 («Jeol», Япония).

В наиболее ранней кварц-золото-молибденит-халькопиритовой ассоциации впервые было обнаружено наноразмерное медистое золото (10-30 % Cu) и наночастицы (200-300 нм) высокопробного самородного золота (100 % Au). В более крупных зернах самородного золота отдельные участки образованы за счет чередования нанопленок золота и углерода. В породах этой же ранней ассоциации присутствуют жилы и прожилки с антимонитом. Антимонит встречается в рудных полях практически всех формаций, многие антимонит-кварцевые жилы секут золоторудные [3].

Образование антимонитовых жил в ранних ассоциациях связано с тектонической активизацией и образованием трещин. В ассоциации с антимонитом присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, такие сульфоантимониты свинца как джемсонит, гетероморфит, плагионит, андорит и т.д. Микроскопическое и наноразмерное золото из антимонитовых жил связано с кварц-адуляр-серицитовой матрицей и содержит примесь меди.

Золото и теллуриды серебра (гессит) в золото-полиметаллической ассоциации встречаются с наиболее разнообразными минеральными фазами сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит) и блеклых руд. Последние относятся к серебросодержащим тетраэдритам. Рудные минералы в кварц-адулярной матрице приурочены к зонам срастания кварца и адуляра. Сульфиды и блеклые руды образуют сростки, галенит часто наблюдается в виде каемок вокруг блеклых руд. Самородное золото достаточно высокопробное (79-80%), гессит содержит небольшую примесь U. В этой же ассоциации были обнаружены микро- и наноразмерные минералы гессита в виде включений в пирите или в виде самостоятельных зерен в кварц-адулярной матрице. Эти теллуриды в свою очередь содержат нанофазы и нанопрожилки самородного золота.

Наиболее поздняя из продуктивных стадий – низкотемпературная золото-сульфосолюно-антимонитовая (рудная зона Николаевская) представлена антимонитом, сульфосолями Sb и Pb (джемсонит, буланжерит, бурнонит и т.д), сурьмянистыми блеклыми рудами с серебром (тетраэдрит, фрейбергит), арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, теллуридами и сульфидами серебра (гессит, аргентит) и золотом. Самородное золото образует сложные фазовые срастания с блеклыми рудами, сульфосолями, теллуридами золота и серебра, и присутствует либо в виде микро- и нановкрапленности и прожилков, либо в виде нанопленок. Методом АСЭМ в ассоциации с сульфоантимонитом свинца было обнаружено самородное золото необычных форм – пленочно-плоскостное, пластинчатое, столбчатое и клиновидное (рис. 1 а, б). Толщина первых двух типов образований не превышает нескольких сотен нанометров, d вторых типов составляет ~ 3-15 мкм. Самородное золото и сульфоантимонит свинца образуют тесные прорастания друг в друге, что свидетельствует об их одновременном или близко одновременном отложении в рудоносной жиле. Состав самородного золота, который в среднем близок к 75 ат. % Au и 25 ат. % Ag, отвечает стехиометрическому соединению Au_3Ag . Все это указывает на то, что минералообразование проходило, по-видимому, в относительно равновесных условиях при постоянной подпитке парагенетической системы (Au–Ag) – (Pb–Sb–S) рудными компонентами Au, Ag, Pb, а также Sb и S.

Впервые в окисленных рудах месторождения Пионер среди пленок оксидов и гидроксидов железа по кристаллам кварца обнаружено наноразмерное самородное золото. Установле-

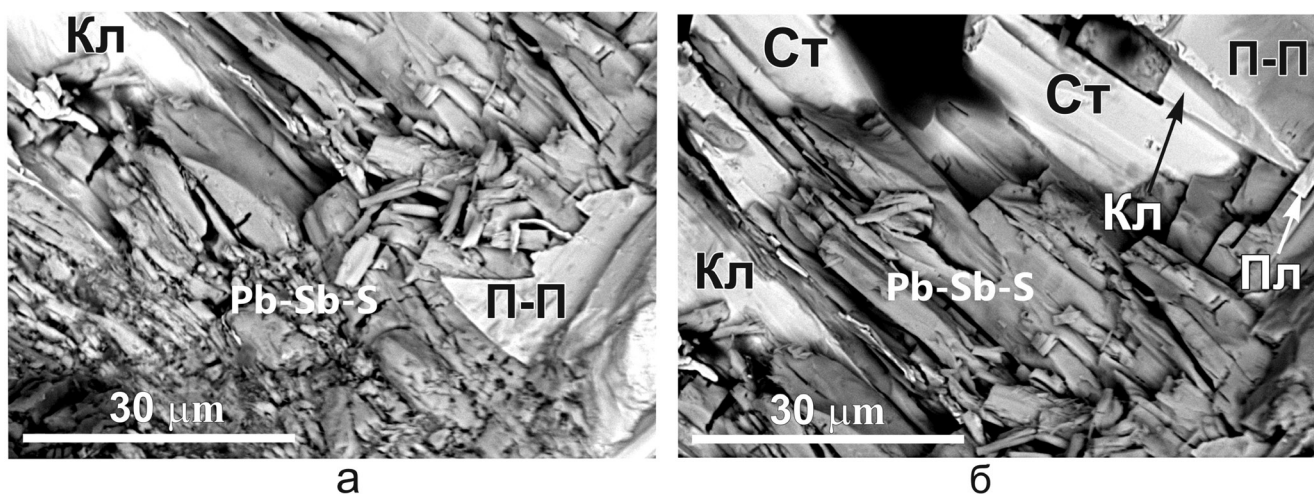


Рис. 1 а, б. Два участка в сульфоантимоните свинца (Pb-Sb-S) с пластинчатым (Пл), столбчатым (Ст), клиновидным (Кл) и пленочно-плоскостным (П-П) золотом. Снято в отраженных электронах.

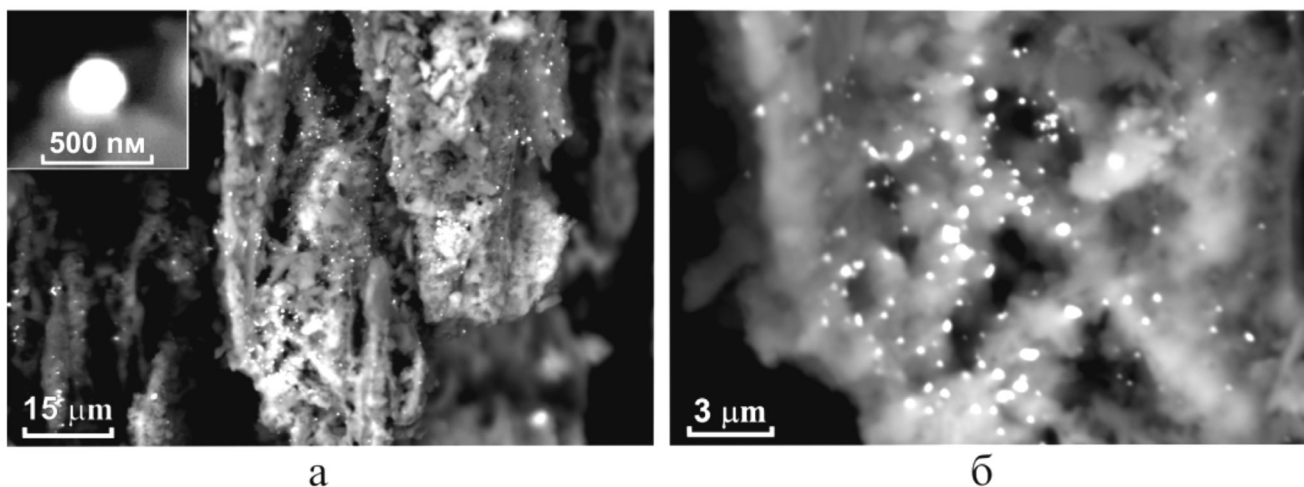


Рис. 2 а, б. Наноразмерное сфероидальное и угловато-изометричное золото (белые частицы) в рыхлых тонкодисперсных образованиях гётита и гидрогётита из зоны окисления. В верхней части снимка (а) на вклейке показана одна из сфероидальных частиц размером ~ 300 нм. Снято в отраженных электронах при разных увеличениях.

ны два его типа: 1) – золото в виде многочисленных изометричных частиц с размерами от 100 до 500 нм, значительная часть которых относящаяся к более мелкой фракции представляет собой сфероидальное золото (рис. 2 а, б); 2) – золото, невидимое под электронным микроскопом, но хорошо регистрирующееся энергодисперсионным спектрометром-приставкой в виде сигнала характеристического рентгеновского излучения Au. Размеры частиц «невидимого» золота, скорее всего, не превышают нескольких нанометров, от силы – первых десятков нанометров. Как и в ранее изученном Покровском месторождении [4], очевидно, что «затравкой» для образования макроскопического золота в первичных рудах служили, прежде всего, минералы кварца, адуляра и сульфидов, содержащие наночастицы благородного металла. В зоне окисления, в кварце и участках срастания кварца с адуляром, идет более поздний процесс замещения оксидами железа ранее образованных минералов. Оксиды железа в виде срастаний гётита и гидрогётита имеют игольчато-столбчатые, дендритовидные, натечные и пленочные формы, в которых присутствуют наночастицы самородного золота, в том числе сфероидальные, образующие совместно с гетитом и гидрогетитом гроздевидные срастания. В минералах окисленных руд дальнейшая агрегация частиц наноразмерного золота приводит к укрупнению и постепенному росту нанопленок золота, последние в свою очередь образуют слои и крупные пластинчатые индивиды. Золото является сквозным минералом на всех стадиях образования месторождения, но если в эндогенных рудах микроскопическое и наноразмерное золото связано с кварцем, адуляром, сульфидами и сульфосолями, то в зоне гипергенеза самородное золото, в том числе наноразмерное, концентрируется и в оксидах железа.

Работа выполнена при финансовой поддержке конкурсных проектов: ДВО РАН № 12-III-A--08-182, РФФИ № 12-05-00738-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
2. Золоторудные месторождения России. // Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель, 2010. 349 с.
3. Петровская Н.В. Самородное золото / Москва: Наука, 1973. 344 с.
4. Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения // Доклады Академии наук, 2010. Т. 435. № 4. С. 527-530.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПОЛОСЫ ПРОФИЛЯ 3-ДВ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Нига́й Е.В.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, nigayitig@gmail.com*

Структурный и тектонический контроль оруденения. Уникальная насыщенность высокопродуктивными россыпями золота выгодно отличает Иньяли-Дебинский синклинорий от других тектонических структур. В меньшем, но также значительном количестве они локализованы в западном клиновидном блоке Балыгычанского поднятия, разделяющем Иньяли-Дебинский синклинорий на две ветви. Для Иньяли-Дебинского синклинория характерна высокая насыщенность мелкими месторождениями и проявлениями золота (14 учтенных месторождений и более 75 проявлений только в пределах листа Р-56) доминирующей золото-кварцевой формации – источника уникальных россыпей Колымы.

Крупные серебро-золоторудные и сереборудные месторождения, а также средние по масштабам оруденения оловорудные месторождения приурочены к Балыгычано-Сугойскому прогибу (серебра и золота – уникальное Дукатское, а также Арылахское, Лунное; серебра – Тидид, Мечта и др.; олова – Галимовское, Невское, Ирча, Хатарен-Индустриальное и др.).

Аналогами Балыгычано-Сугойского прогиба являются Малтано-Ольский и Хетинский прогибы. Малтано-Ольский вулканогенный грабенообразный прогиб вмещает золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен, сереборудное месторождение Ущельное и ряд других объектов, Хетинский – Хетинское оловорудное месторождение и ряд его проявлений.

Важную структурную роль играли меловые вулканоструктуры, в которых формировались месторождения золото-серебряной формации (Джульетта, Нявленга и др.).

Структурно-литологический контроль оруденения. Агатовское золото-серебряное месторождение сформировано в гидротермально измененных окварцованных андезитах и долеритах молтыкичской вулканогенно-осадочной свиты, прорванной верхнемеловым комплексом даек риолитов. Объект состоит из трех рудных участков, связанных между собой системой жил. Основное промышленное оруденение локализовано в жилах Лунная (длиной 2 км), Утренняя, Скальная, Аметистовая и Предсъездовская. Рудные столбы на участках пересечения разрывов содержат основное количество металла [3].

Золото-серебряное месторождение Нявленга сформировалось вблизи массива субщелочных лейкогранитов дукчинского комплекса (вулканы ольской свиты риолиты и риодациты, их туфы и игнимбриты). Карамкенское золото-серебряное месторождение сформировано в поле развития верхнемеловых андезитов, базальтов, игнимбритов и туфов кислых пород, на контакте с дайками гранитоидов. К зонам контактов риолит-дацитовых штоков с андезитами приурочено наиболее высокопродуктивное оруденение.

Хаканджинское золото-серебряное месторождение слагают андезиты, дациты амкинского комплекса и трещинные интрузии на контакте с ульбериканской свитой. По данным И.С. Чанышева и В.К. Савина рудные тела локализуются только в кислых калиевых вулканитах амкинского комплекса, в котором сформировалась пологозалегающая гидротермально-метасоматическая залежь трех основных рудных участков [1].

Наталкинское и Нежданкинское золоторудные месторождения локализованы в золотоносных терригенных толщах – пермских алевролитах и аргиллитах, прорванных дайками лампрофиров. Содержание золота во вмещающих породах в 3-4 раза выше, чем в целом по району.

Урультунское месторождение ртути сформировано в известняках живетского яруса (средний девон), перекрытых аргиллитами и алевролитами нижнего карбона (по данным Ю.А. Владимирцевой [2]).

Таблица 1. Тектонические и магматические факторы контроля оруденения восточной полосы профиля 3-ДВ.

Факторы контроля оруденения	Месторождения и проявления			
	Золоторудные и золотороссышные	Золото-серебряные и серебрянорудные	Оловорудные	Ртутные
1. Тектонические	Иньяли-Дебинский синклиний и западный блок Балыгчанского поднятия вмещают уникальные россыпи мелкие золоторудные объекты. Знакопеременные тектонические движения способствовали накоплению золота; периоды ТМА – формированию месторождений.	Малтано-Ольская грабенообразная вулканическая депрессия – <i>Карамкен, Агатовское</i> . Балыгчанско-Сугойский прогиб – <i>Дукат, Арылахское, Лунное, Тидид, Мечта, Напористое, Селемджинское и др.</i> Селемджинский прогиб – <i>Хаканджа</i> . Вулканоструктуры – <i>Нявленга, Печальное, Джульетта, Сенон Карамкен, Хаканджа и др.</i>	Балыгчанско-Сугойский прогиб – средние месторождения <i>Галимовское, Хатарен-Индустриальное, Невское, Ирча и др.</i> , свыше 40 мелких месторождений и рудопроявлений олова. Крупный взбросо-сдвиг Косая зона – <i>им. Лазо</i> . На стыке Сугойского синклиния с ОЧВП – <i>Ирча</i> .	На стыке Иньяли-Дебинского и Сугойского синклиниев – <i>Кузьмичанское</i> . На стыке Омурлевского поднятия с мезозоидами – <i>Урультунское</i> . Зона тектонического дробления (до глинки трения) – <i>Кузьмичанское, Урультунское</i> .
2. Роль разломов	Зоны влияния Улаханского, Умарского, Праворотуканского, Чай-Юрьинского разломов и оперяющих их разрывов	Челомджа-Ямский разлом – <i>Карамкен</i> ; Верхнетапский разлом – <i>Гольцовское</i> ; Булурский разлом – <i>Арылахское</i>	Верхнетапский разлом – Галимовское. Зона Правооротуканского разлома – Кинжал	Сбросы вдоль разлома Дарпир – <i>Урультунское</i> ; зона скрытого Танья-Нурского разлома – <i>Кузьмичанское</i>
3. Магматические (с участием метаморфизма и гидротермальных процессов)	Шток диоритов и гранодиоритов и плагиигранитов – <i>Школьное, Дорожное</i> Золоторудная дайка диорит-порфиритов – <i>Среднеканская Дайка</i> .	Массив гранодиоритов быстринского комплекса – месторождение <i>Громада</i> . Магматические породы момолтыкичской свиты (андезиты, долериты) – <i>Агатовское</i> .	Верхнемеловые омсукчанские субщелочные гранитоиды – большая часть мелких оловорудных объектов. Позднемеловой Тас-Кыстабытский массив субщелочных гранитов – крупный оловорудно-полиметалльный узел	Штокверковое тело, пронизанное прожилково-ртутной минерализацией – <i>Кузьмичанское</i>
4. Литолого-магматические	Золотоносные пермские алевролиты и аргиллиты (содержания Au в них в 3-4 раза превышают фоновый кларк Au для района) – <i>Нежданское и Наталкинское</i> .	Момолтыкичская свита – <i>Агатовское</i> . Амкинская свита – <i>Хаканджинское</i> . Хольчанская, улынская и ольская свиты – <i>Сенон</i> . Раннеюрские алевролиты, прорванные дайками печальнинского комплекса (трахириолиты, комендиты) – <i>Печальнинское</i> .	Позднепермские ороговикованные породы – <i>Игака, Светлое</i> . Брекчированные позднемеловые ольские риолиты – <i>Хетинское</i> . Галимовская свита, прорванная дайками гранит-порфиров – <i>Галимовское</i> .	Терригенно-карбонатные толщи карбона – <i>Урультунское</i> . Песчано-глинистые сланцы юры – <i>Кузьмичанское</i> .

Магматический контроль оруденения можно видеть на примере размещения оловоносной минерализации исследуемой территории. Оловорудные узлы приурочены или находятся непосредственно в массивах, сложенных гранитоидами (субщелочными гранитами омсукчанского, конгалинского и дукчинского комплексов). Границами этих оловоносных узлов служат внешние зоны контактного метаморфизма интрузий с вмещающими толщами.

Месторождения золота Громада, Школьное и Дорожное размещаются в самих интрузиях. Месторождение Громада приурочено к массиву гранодиоритов быстринского комплекса, в зонах дробления и сульфидизации прожилково-жильного типа. Рудные тела месторождения Школьное пространственно приурочены к штоку диорит-гранодиоритов, прорывающих пермские отложения. Месторождения Среднеканская Дайка и Штурмовское – это крупные золотоносные дайки, связанные с глубинным магматизмом.

На Наталкинском месторождении по В.М. Яновскому [1] оруденение сопровождают дайки кварцевых альбитофиров и лампрофилов (сами рудные тела – это кварцевые жилы, линзы и прожилки среди прокварцованных пород); на Нежданинском – дайки диоритовых порфиритов и лампрофилов (рудные тела – зоны сульфидной минерализации).

К верхнеюрскому Бохапчинскому массиву гранодиоритов сибердыкского комплекса (на контакте с средне-верхнетриасовыми терригенными толщами тихонинской свиты) приурочено одноименное среднее месторождение вольфрама Бохапчинское.

К верхнемеловому массиву гранодиоритов светлинского комплекса Полиметаллический (ОЧВП) приурочено мелкое молибденовое месторождение Хакандинское. Вблизи него выявлены проявления молибдена штокверкового типа, с возможными перспективами на выявление крупнообъемного объекта (требуется оценка средних содержаний на всю горную массу).

Рудоконтролирующая роль разломов. Многие золото-серебряные месторождения находятся в зоне влияния крупных разломов: Карамкен – зона Челомджа-Ямского (Магаданского) разлома, серебро-золоторудное Арылахское – зона скрытого Маяско-Булурского разлома и т.д.

Ниже в таблице приведены тектонические, структурно-литологические и магматические факторы контроля оруденения золоторудных, золото-серебряных, оловорудных и ртутных месторождений юго-востока Верхояно-Колымского складчатого пояса.

Месторождения кобальта Верхне-Сеймчанское и Ветвистое находятся в зоне Долинного надвига. В зону влияния Долинного надвига попадает малое месторождение олова им. Лаза (в 3-4 км от него). Малое месторождение олова Кинжал – зона Правооротуканского разлома. Урультунское месторождение ртути находится вблизи разлома Дарпир, в терригенно-карбонатных толщах нижнего карбона.

Металлогеническое значение разломов заключается, прежде всего, в их тектонической неустойчивости, они эпизодически играли роль проводников магмы, рудоносных флюидов и гидротерм, благодаря которым формировались рудные зоны и рудные тела месторождений (кварцевые жилы, зоны минерализации, штокверки, дайки, силлы, штоки).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ. 1988. 264 с.
2. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (нов. сер.). Лист Р-54, 55 - Оймякон. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.
3. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист Р-56 - Сеймчан. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 271 с.

СУТУРНЫЕ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Нуртаев Б.С.

*Институт геологии и геофизики АН РУз
г. Ташкент, Узбекистан, nurtaev@ingeo.uz*

Современная экономика всё более ориентирована на изучение и освоение крупных и гигантских по запасам объектов. Однако природа таких уникальных месторождений является всё еще недостаточно расшифрованной. Крупные запасы полезных ископаемых в настоящее время выявлены в месторождениях различных генетических и формационных типов.

Обосновывается положение о том, что крупные и гигантские месторождения полезных ископаемых формировались при воздействии глубинных подкорковых магмо-флюидодинамических рудообразующих систем в зонах субдукции с обогащением континентальной коры рудными элементами.

Из теории тектоники литосферных плит следует, а эмпирические данные это подтверждают, что большинство эндогенных рудных месторождений обычно формируется по краям литосферных плит. При этом разным типам границ плит соответствуют разные комплексы руд и разное их расположение по отношению к самим границам. Это позволяет использовать для прогнозирования и поиска полезных ископаемых геодинамические карты, на которых отмечены положения и типы древних границ литосферных плит.

Происходящее в зонах субдукции обогащение континентальной коры рудными элементами приводит к более или менее равномерному повышению их содержания вдоль зон поддвига литосферных плит [7]. Особенно это проявляется в длительно функционирующих зонах поддвига плит, поскольку в них происходит тектоническая эрозия фронтальных участков надвигаемой плиты и повторная переработка (рециклинг) коровых пород и осадков, перекрывающих поддвигаемую плиту. Известно, что экзогенные процессы выветривания и накопления осадков, часто протекающие с активным участием живых организмов и растений, чрезвычайно сильно влияют на перераспределение элементов в пределах самой земной коры.

Установлена тесная пространственная связь рудоносных черносланцевых толщ с породами офиолитовой ассоциации – с гипербазитами, базитами, основными эффузивами, туфами, кремнистыми образованиями, широко распространенными в Южном Тянь-Шане [4]. Таким образом, формирование крупных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся процессов субдукции под воздействием нагретых флюидных потоков в зонах пересечения крупных глубинных разломов.

Все основные месторождения металлов Западного Тянь-Шаня формировались между C_3 – P [5], они генетически связаны с эволюцией структур Туркестанского палеоокеана и размещены в виде комплексов, связанных с пересечением зоны столкновения двух континентальных масс: Кыргызско-Казахского континента и Алайского микроконтинента (Южный Тянь-Шань) анти-Тянь-Шанскими разломами. Таким образом, формирование крупных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся процессов субдукции под воздействием нагретых флюидных потоков в зонах пересечения крупных глубинных разломов. Крупные золоторудные поля Тянь-Шаня тяготеют к поперечным или диагональным по отношению к глубинным разломам, прогибам и выступам поверхности Мохоровичича, установленным гравитационными ступенями по границам горстов, поднятий. Эти аномалии отмечают глубинные рудоконтролирующие структуры и, прежде всего, границы блоков разуплотнения вещества низов земной коры и мантии. На таких площадях обнаруживается сложное внутреннее строение региональных гравимагнит-

ных и геохимических полей. Рудные поля и месторождения чаще размещаются по границам таких полей и окружены отрицательными или пониженными их значениями.

Если местоположение северной границы Южного Тянь-Шаня и сутурной зоны Туркестанского палеоокеана подтверждается всеми исследователями, то насчет южной границы мнения существенно расходятся [1-3]. Выделение Зеравшанского палеокеанического бассейна разделяется не всеми исследователями по причине фрагментарности характеризующих его разрезов. Вместе с тем о былом существовании океанического бассейна свидетельствуют разрезы натровых базальтов толеитового ряда в Зеравшанских горах, Зирабулак-Зиаэтдине и в Восточном Алтае [4]. С ними ассоциируют многочисленные тела ультрабазитов, а также разрезы глубоководных конденсированных силицит – карбонатных формаций. Подтверждением реальности бассейна является его сопряжение с магматической дугой андийского типа. Офиолиты и известково-щелочные вулканы Гиссарского типа развиты также на Северном Памире и погруженных частях Бухаро-Хивы. Поэтому легко допустить, что процессы раскрытия – закрытия окраинного бассейна в этой части региона связаны были с активной окраиной Палеотетиса, отделявшего малые континенты будущей Центральной Азии от Восточной Гондваны. Многие исследователи считают эту зону палеорифтом [1, 2]. Мы считаем, что Арало-Гиссарский разлом (некоторые исследователи называют его Южно-Тяньшанским, Бухаро-Гиссарским) является фрагментом древней погребенной сутуры, разделяющей окраину древнего Каракумо – Таджикского континента от складчатых сооружений палеозойского Южного Тянь-Шаня. В мезо-кайнозойском осадочном чехле данный разлом прослеживается по системе мелких нарушений, а в основном по резкой смене фациальности и мощностей осадков. Так к северу они маломощны или отсутствуют (например, юра), представлены морскими и континентальными отложениями, а к югу их мощность резко увеличивается и здесь преобладают морские отложения. Здесь расположена гравитационная ступень огромной амплитуды и довольно четкая субширотная линейная магнитная аномалия. Она представляет собой ослабленную зону в литосфере, и вдоль нее нередко происходит разрядка внутриплитных напряжений и возникают разного рода дислокации [3]. На востоке эта зона контролирует северную границу Таримской плиты, на западе – рассекает Туранскую плиту и, по-видимому, протягивается вплоть до Мангышлака. Современная активность разлома выявляется по значительной сейсмичности разломной зоны, по наличию источников термальных вод и т.д.

Под крупными нефтегазовыми месторождениями, расположенными в зоне влияния Арало-Гиссарского разлома: Газли, Акжар, Караиз, Шурчи, Чембар, Ташлы, Сев. Мубарек, Карабаир, Кызылрават, Шуртепе на глубинах от 937 м (Акжар) до 2000 м (Сев. Мубарек) вскрыты граниты карбона-перми. При опробовании доюрского разреза положительные результаты были получены на скважинах Сев. Мубарек, Ташлы, Караулбазар, Шурчи, Сеталантепе [5]. На Сев. Мубареке в скважине № 5 из гранитоидных пород в интервале 2196-2299 м получен газ дебитом 41,7 тыс. м³/сут, а в скважине 11 также из гранитов в интервале 2112-2167 м получен слабый приток газа дебитом $Q_1 = 1,7$ тыс. м³/сут.

Очаги флюидомиграции обусловлены наличием тектонически ослабленных и проницаемых зон, чаще субвертикальных, прослеживаемых в разрезах и в плане. Здесь также наблюдаются разрывы в прослеживании границы Мохо, низкорекфлексивные каналы и аномальные зоны трещиноватости, возможно, насыщенные водно-газовыми мантийными растворами [6]. С ними можно связать область внедрения мантийного вещества в земную кору, что привело к концентрации мигрирующих углеводородов или растворов в верхней части разреза и способствовало формированию нефтегазового месторождения. Из этого следует, что наличие подобных аномальных характеристик можно использовать в качестве одного из прогнозно-поисковых критериев выделения крупных зон перспективных на поиски нефти и газа. Предлагаемая схема геотектонической зональности Южного Тянь-Шаня представлена на рис.

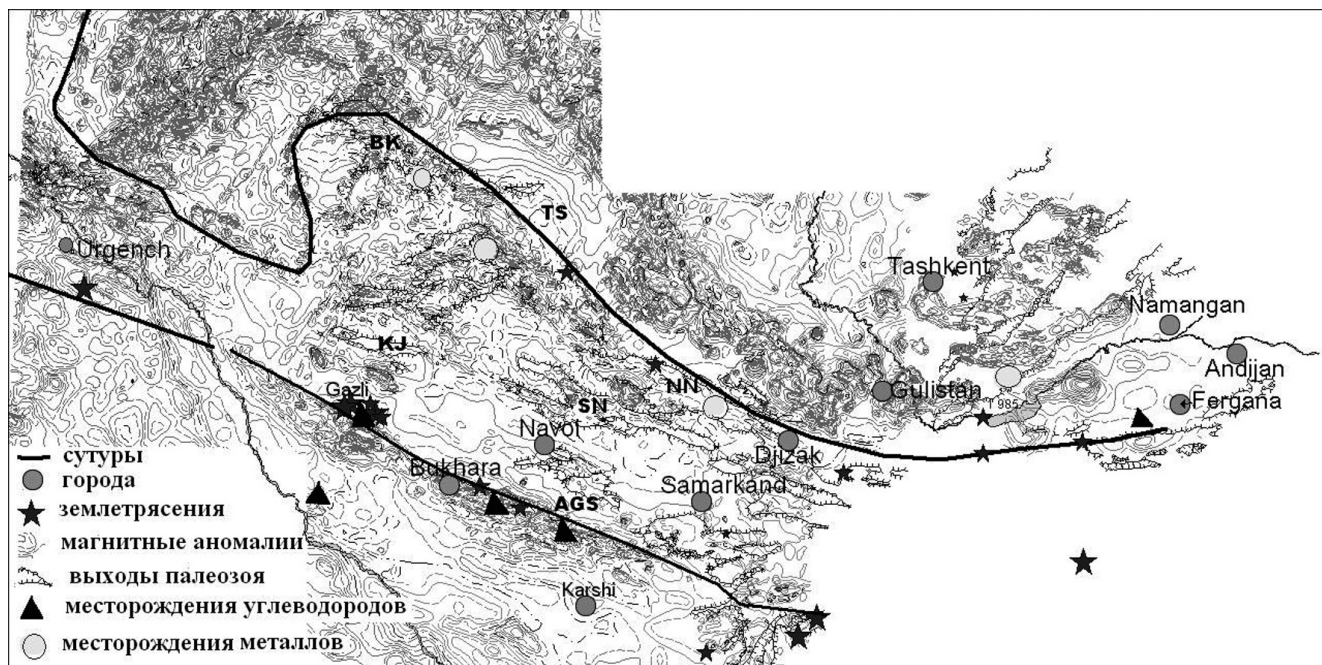


Рис. Схема Южного Тянь-Шаня с расположением сутурных зон и крупных месторождений полезных ископаемых.

Связь нефтегазоносных месторождений с дизъюнктивными и иными структурами объясняется тем, что зоны повышенной проницаемости деформирования фундамента платформ выступают вертикальными каналами миграции углеводородов, поступающих с глубин. Однако в силу послышной горизонтальной миграции нефть и газ сосредотачиваются не в самих этих зонах, а поблизости в соседних куполах и сводах антиклиналей. Проникновение по разломам флюидов в осадочную толщу с непроницаемым водоупорным горизонтом приводит к формированию месторождений углеводородов.

Таким образом, представляется, что основные месторождения металлов Западного Тянь-Шаня генетически связаны с вышедшей на поверхность сутурной зоной Туркестанского палеоокеана, а крупные месторождения углеводородов генетически связаны с погребенной сутурой, разделяющей окраину Каракуму–Таджикского континента от складчатых сооружений палеозойского Южного Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А., Базарбаев Э.Р. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Т.: Фан, 1976. 136 с.
2. Абидов А.А. Нефтегазоносность литосферных плит. Т.: Фан, 1994. 124 с.
3. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Т.: Фан, 1989. 386 с.
4. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. / Гл. ред. Т.Ш. Шаякубов, Т.Н. Далимов. Ташкент, Университет, 1998. 723 с.
5. Особенности строения и нефтегазовые перспективы доюрского комплекса пород Бухаро-Хивинского региона (Западный Узбекистан) / Гл. ред. Бабаджанов Т.Л., Абдуллаев Г.С. Т., 2009. 120 с.
6. Трофимов В.А., Корчагин В.И. Нефтеподводящие каналы: пространственное положение, методы обнаружения и способы их активизации. Георесурсы, 2002. № 1(9). С. 18-23.
7. Хаин В.Е., Кравченко С.М., Кочнева Н.Т., Диденко М.И. Локализация месторождений мантийного генезиса Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Российская Арктика. Геологическая история. Минерагения. Геоэкология. СПб., 2002. С. 430-443.

**МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН-МАНЬЕ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА)**

Петухова Л.Л., Гурьянов В.А., Комарова В.С., Приходько В.С.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

г. Хабаровск, ludmila.pet@mail.ru

На юго-восточном фланге Сибирской платформ выявлен комплекс палеопротерозойских малых интрузий мафит-ультрамафитов, представленный небольшими пластообразными и линзовидными телами с сульфидной кобальт-медь-никелевой (с платиноидами) минерализацией. В плане они образуют линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал рудных и рудоносных тел, формирующих Курумканское рудное поле, имеющее протяженность около 28 км при ширине 2-3 км. Здесь располагаются сульфидные медно-никелевые месторождения Малый Курумкан и Кун-Манье, а также несколько перспективных на никель и сопутствующие металлы (медь, кобальт, металлы платиновой группы) рудопроявлений. Наиболее изученными являются рудные залежи «Икен» и «Шляпа» месторождения Кун-Манье в центральной части рудного поля. Рудное тело «Икен» представляет собой пластообразную, вытянутую в северо-западном направлении почти на 2,5 км залежь. Морфология рудной залежи в целом определяется характером залегания материнской интрузии. По результатам горно-буровых работ установлено, что она залегает субгоризонтально под мощной (до 130 м) толщей архейских метагаббро и гнейсов и только вблизи западного окончания воздымается под углом 30–40°. Мощность залежи меняется от 40 м в центре до 6 м на флангах. Вмещающие породы представлены роговообманково-плагиоклазовыми вебстеритами, реже оливиновыми. Сульфидная минерализация наблюдается в виде скоплений мелких (1,0-1,5 мм) зерен и гнезд (до 5 мм) пирротина, пентландита и халькопирита. Эпизодически отмечаются очень крупные (до 6,0-5,0 см) агрегаты сросшихся сульфидных минералов изометричной формы. Они представляют собой сплошную рудную массу, состоящую из пирротина, пентландита, халькопирита и пирита. Рудная залежь «Шляпа» в плане представляет собой почти окружность диаметром 150 м. Залегание залежи субгоризонтальное. Максимальная мощность тела около 22 м. Вмещающие породы представлены в основном вебстеритами, часто катаклазированными. Пирротин-пентландит-халькопиритовая минерализация проявлена в виде мелкой равномерно рассеянной вкрапленности, реже – крупных (1,0-1,5 см) гнезд изометричной формы с лапчатыми границами, а также выполнения тонких, первые мм, трещин.

В наиболее распространенных вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах (сульфидами до 45 %) содержание ЭПГ находится пределах 1 г/т. Количество ЭПГ достигает 4 г/т в брекчированных и сплошных рудах с содержаниями сульфидов до 75 %. В целом, при довольно значительных содержаниях основных рудообразующих элементов (Ni, Cu, Co), концентрации благородных металлов остаются относительно низкими. Так средние содержания ЭПГ в рудной залеже «Икэн» составляют 0,57 г/т. На этом участке отмечается преобладание Pt над Pd, при средней величине отношения Pt/Pd = 1,2. Обратная картина наблюдается на участке «Шляпа», где это отношение несколько ниже (Pt/Pd = 0,9). Изучение платиноидов в керне скважины, пробуренной на этом участке, показало, что здесь (вниз по разрезу) происходит увеличение суммарной концентрации платиноидов, главным образом, за счет увеличения содержания Pd. Особенности распределения МПГ в рудных телах заключаются в прямой корреляции содержания Pt, Pd между собой, а также с Ni и S, в их тесной связи с концентрациями сульфидов Fe, Ni, Cu. Ранее были установлены и описаны в рудах этого месторождения [1] такие минералы как меренскит, ирарсит, Pd-мелонит, теллуриды серебра. В результате наших новых исследований помимо этих минералов были обнаружены также арсениды платиноидов и минеральные фазы твердых растворов Os–Ru–Rh. Отличительной особенностью рассматриваемого сульфидного месторождения является резко подчиненная роль «тяжелых» платиноидов. МПГ концентрируются (табл.) в силикатах (оливин, амфибол, плагиоклаз и др.) и в сульфидах, иногда располагаясь на стыке минералов.

Таблица.

МПП	Минералы-хозяева	Размеры МПП
Твердый раствор мончеит-меренскит Pt(Te,Bi) ₂ -(Pd, Pt, Ni) (Te,Bi) ₂	Клинопироксен, амфибол	0,5–3–5 мкм
Твердый раствор лаурит-эрликманитового состава RuS ₂ -OsS ₂	Шпинель, амфибол	1,5-2 мкм
Pd-мелонит (Ni,Pd)Te ₂	В плагиоклазе залечивает трещины с халькопиритом	2-9 мкм
Ирарсит IrAsS	Клинопироксен, амфибол	3-8 мкм
Сперрилит PtAs ₂	Амфибол, шпинель	2,5-5 мкм
Холлингвортит-(Rh,Pt,Pd)AsS	Оливин	2 мкм
Изоферроплатина Pt ₃ Fe	Пентландит	9 мкм

Наиболее разнообразные и сложные по составу МПП установлены на участке «Икэн», где наряду с теллуридами Pt, Pd обнаружены сульфоарсениды платиноидов: ирарсит, в котором концентрации Ir варьируют в пределах от 47,31 % до 35,69 %, As от 25,87 % до 24,1 %, S от 12,52 % до 15,34 %; примесь Pt составляет 11,21-14,54 %. Впервые установлены сульфиды Ru и Os, которые имеют состав наиболее близкий к твердому раствору эрликманит-лаурит, в одном случае с примесью Rh до 8,4 %, в другом случае с примесью Pt до 3,65 %. Обнаружена минеральная фаза состава (Re,Cu)S₂ с примесью Pt 2,27 %. На участке «Шляпа» были найдены герсдорфит и теллурид золота с довольно высокой примесью палладия (до 8,85 %). Кроме того, в этой рудной залежи присутствуют меренскиты и Pd-мелониты, в которых наблюдается изоморфизм Te и Bi, а также зональные зерна сульфоарсенидов Co-Ni-(Fe)-ЭПП. В последних, зоны, обогащенные ЭПП, развиты в центральных, «ядерных» частях зерен и представлены рядом наиболее близким к холлингвортит-ирарситу, а периферийные части сложены рядами твердых растворов кобальтингерсдорфит). В мелонитах содержания Te колеблется от 61,44 % до 75,99 %, Pd варьирует в пределах 4,98 %-8,22 %, примесь Bi – 4,03-7,18 %. Нами впервые был обнаружен сперрилит (Pt – 0,83; Fe – 0,19; Cu – 0,05-1,07; As – 1,81; S – 0,12), образующий мелкие (3-6 мкм) почти идиоморфные кристаллики в амфиболе и шпинели. Для него характерна примесь меди до 0,98 мас.%. Несмотря на то, что главные минералы медно-никелевых руд принадлежат классу сульфидов, среди МПП последние практически отсутствуют, что, по-видимому может свидетельствовать о дефиците серы и некотором смещении в низкотемпературную область температурного интервала образования платиноидов по отношению к температурному интервалу формирования сульфидов. Список МПП, установленный в сульфидном месторождении Кун-Манье, не очень обширный; он содержит природные сплавы, интерметаллиды платиновых металлов и сульфиды (арсениды).

ЛИТЕРАТУРА

1. Платиноидно-медно-никелевое оруденение кун-маньенского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита) // Платина России. Т. VII. Красноярск, 2011. С. 406-417.

ПРИРОДА БОР-ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ СУБПРОВИНЦИИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Раткин В.В.¹, Карась О.А.¹, Чугаев А.В.²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, ratkin@yandex.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва

Бор-олово-полиметаллическая металлогеническая субпровинция юга Сихотэ-Алиня объединяет большую часть оловорудных и свинцово-цинковых месторождений Дальнего Востока России. В состав субпровинции входит Лужкинская оловорудная металлогеническая зона, сопряженная с Журавлевским террейном, и Таухинская бор-свинцово-цинковая металлогеническая зона,

не выходящая за границы Таухинского террейна. Все месторождения субпровинции тесно ассоциированы с вулканоплутоническими и плутоническими поздний мел-палеоценовыми комплексами ВСАВП.

В развитии рудно-магматических процессов южного Сихотэ-Алиня отчетливо проявлена этапность. Турон-кампанское время выражено как эпоха интенсивного борного метасоматоза. В это время на востоке субпровинции, в Таухинской металлогенической зоне, возникают скарновые боросиликатные руды. В западной части субпровинции, в Лужкинской металлогенической зоне, в туроне-кампане формируются касситерит-сульфидные жильные месторождения, большей частью сопровождаемые объемными зонами турмалинизации. С палеоценовым этапом в Таухинской зоне ассоциированы скарновые и жильные Pb–Zn месторождения, а в Лужкинской зоне – касситерит-силикатно-сульфидные жильные месторождения.

Все изученные месторождения южного Сихотэ-Алиня, несмотря на их разновозрастность, изменчивость минерального состава и разнообразие рудоносных магматических комплексов, проявлены как геохимическая общность с весьма узким диапазоном вариаций изотопных отношений Pb. В общей выборке месторождений субпровинции, по нашим данным, диапазон вариаций изотопных отношений свинца (с округлениями) составляет для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18,38-18,42, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,60-15,63 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38,58-38,67. По изотопному составу и модельному возрасту свинец оловянных и свинцово-цинковых руд аналогичен свинцу раннемезозойских гранитоидов Сино-Корейского щита ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,47-18,64$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,40-15,69$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,34-38,99$ [5]). Изотопные отношения и Th/U характеристика свинца (при значениях около 4,0) определенно свидетельствуют о доминировании в его составе верхнекоровой компоненты, а также указывают на наличие регионального геохимического резервуара, хорошо усредненного по изотопному составу Pb.

При этом бор скарновых боросиликатных руд раннего этапа изотопно утяжелен ($\delta^{11}\text{B} = +17,68 \text{ ‰}$). Это со всей очевидностью указывает, что в процессах рудообразования участвуют комплексы, обогащенные бором эвапоритовой природы.

В то же время, сульфидная сера близка по изотопному составу к метеоритному стандарту. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов близки 0 ‰ и, указывая на тесную связь процессов рудообразования с магматизмом, отражают в вариациях уровень восстановленности рудоносных магматических комплексов.

Отмеченная изотопно-геохимическая специфика характерна для всех месторождений субпровинции и удовлетворительно согласуется с моделью и этапами формирования новообразованной литосферы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Юрско-раннемеловое время – стартовый этап возникновения орогенного пояса и формирования регионального геохимического резервуара. Евразийский материк обрамляется новообразованными террейнами, которые проявились как структуры этажного строения, где базальтовое океаническое основание было перекрыто складчатым осадочным «чехлом» с доминированием пород континентального происхождения мощностью до 25-30 км [3].

История формирования Таухинского террейна типична для Сихотэ-Алиня. Террейн начал формироваться южнее палеошироты 35°. Здесь в составе аккреционной призмы совместились толщи океанического происхождения и толщи раннемеловых терригенных пород с доминированием континентального аркозового материала. Состав обломочной части кварц-полевошпатовых песчаников матрикса, где, в дополнение к обильному циркону и гранату-альмандину, присутствуют своеобразные минералы – индикаторы: турмалин, ставролит, корунд, андалузит и шпинель [2] – вполне определенно указывает, что область питания раннемелового бассейна отвечала территории, где обнажены глубоко метаморфизованные комплексы. При этом, данные изотопной геохимии указывают, что поток аркозового материала формировался на территории Сино-Корейского щита [4]. При вполне очевидном участии древних метаморфических толщ, основным источником кварц-полевошпатового материала были гранитоиды мезозойского возраста, доминировавшие

в площадном выражении в области питания раннемелового морского бассейна. Глыбы гранитоидов, фиксируемые в составе раннемеловых олистостромовых толщ, датированы как ранне-мезозойские – 240 млн. лет [2]. Указанное не противоречит выводам [4], так как, по данным [6], для мезозойских гранитоидов, сформированных как результат магматической переработки метаморфических толщ Сино-Корейского щита, характерны отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ и $T_{\text{DM}2}$ в интервале 3900-2491 млн. лет. Формирование потока обломочного материала, поступающего в раннемеловой бассейн, происходило в результате эродирования геохимически специализированных в отношении бора, свинца и цинка толщ Сино-Корейского щита, которые, кроме Pb–Zn месторождений, вмещали гигантские раннепротерозойские месторождения бора эвапоритовой природы [7]. Последние сопровождалась регионально выраженными полями турмалинитов и турмалиновых гнейсов, которые возникли в тесной связи с процессами метаморфизма бороносных толщ. Специфика области питания раннемелового окраинно-континентального бассейна проявилась в высоком региональном геохимическом фоне осадочных толщ. По данным региональной геохимической съемки 1:1000000 масштаба, складчатый комплекс Таухинской аккреционной призмы обогащен, по сравнению с кларком, бором (2,44 к) и рудными компонентами – серебром (4,38 к), свинцом (1,70 к) и висмутом (1,65 к). В абсолютных значениях содержание бора в осадочных породах матрикса Таухинской аккреционной призмы, обогащенных кластогенным турмалином, варьируют в интервале 100-150 г/т, а свинца 15-20 г/т.

Поздний сеноман-палеоценовый этап отвечает времени проявления постааккреционной вулкано-плутонической деятельности и рудообразования.

В турон-кампанское время в режиме субдукции формируется гигантская толща платоигнимбригов. Образование питающих трещинные вулканы магматических очагов регионального масштаба связывается с плавлением осадочных пород верхней коры. Финальным явлением магматического турон-кампанского цикла является внедрение даек андезитобазальтов. Процессы боросиликатного скарнового рудообразования связаны с финалом субдукционного магматизма и непосредственно предшествуют внедрению даек андезитобазальтов.

Область генерации кислых магм проявлена, по данным гравиметрии, в моделях, отражающих степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства, как единое однородное тело региональной протяженности на глубине 20-25 км [1], где осадочные толщи в основании Журавлевского и Таухинского террейнов полностью переработаны восходящими флюидно-магматическими потоками. Здесь в условиях магматической дифференциации в условиях высокой флюидонасыщенности обеспечивается режим ступенчатой концентрации рудных элементов. Отражением этого является обогащенность игнимбригов бором (до 220 г/т), свинцом (40-50 г/т), барием (630 г/т) и другими элементами верхнекоровой природы. Закономерна приуроченность процессов боросиликатного скарнообразования к периоду завершения вулканической деятельности, когда снижается эксплозивность извержений и реализуются условия для накопления бороносных флюидно-гидротермальных дифференциатов в продвинутых к поверхности очагах. В это время трещинные извержения сменяются извержениями центрального типа с характерными гидротермально-преобразованными эксплозивными брекчиями в жерловых аппаратах.

В мастрихте-палеоцене, в сменившем субдукцию режиме латерального проскальзывания литосферных плит, на южно-сихотэ-алинском участке континентальной окраины выше платоигнимбригов формируется толща известково-щелочных вулканитов от кислого до среднего состава. В модельных построениях такого рода магматизм описывается как процесс формирования «слэб-виндоуз». В условиях мантийно-корового взаимодействия формируются колонны магматитов, интенсивно контаминированных материалом ранее сформированного верхнекорового геохимического резервуара. При этом в магматических колоннах сохраняется режим насыщенности ювенильной серой. Магматическая дифференциация в сочетании с ликвационными процессами

обеспечивает очередную ступень концентрации рудных элементов, реализация которой происходит в виде разгрузки рудоносных, в отношении Pb и Zn, очагов в палеоцене в финале вулканического цикла.

Показано, что, по крайней мере в геохимическом цикле бора и свинца, металлогения юга Сихотэ-Алиня проявляется как репродуктивное древней домезозойской металлогении восточной окраины Евразийского материка. Репродуктивное связано с процессами формирования новообразованной континентальной литосферы и объединяет интенсивную эрозию металлоносных территорий материка, лавинную седиментацию в сопряженных окраинно-континентальных морских бассейнах, складчатость и последующий постагрегационный этап ступенчатой магматической переработки геохимически специализированных осадочных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Петрищевский А.М.** Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2011. № 1. Вып. № 17. С. 11-22.
2. **Ростовский Ф.И., Хетчиков Л.Н.** Рифтогенез и регенерация рудных компонентов в процессе формирования сульфидно-касситеритового оруднения Сихотэ-Алиня // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 113-123.
3. **Ханчук А.И., Голозубов В.В.** Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340-345.
4. **Ханчук А.И. и др.** Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Доклады РАН, 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.
5. **Chen J., Yu G., Xue C. et. al.** Pb isotope geochemistry of lead, zinc, gold and silver deposit clustered region, Liaodong rift zone, northeastern China // Science in China. Ser. D Earth Science, 2005. V. 48. N. 48. P. 467-476.
6. **Goss S.K.** Some causes and consequences of lithospheric thinning in the eastern North China Craton: evidence from latest Yanshanian granitoids and dikes // Thesis presented for the Degree of Master of Philosophy: Curtin University of Technology, 2010. 114 P.
7. **Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Berzin N.A. et.al.** Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1026, 2011. CD-ROM.

ФТОР-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (БУРЕЯ-ХАНКАЙСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН И СИНО-КОРЕЙСКИЙ ШИТ)

Раткин В.В.¹, Андросов Д.В.², Карась О.А.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, ratkin@yandex.ru

²ООО «ПРИМОРВОЛЬФРАМ»

Приморский край, с. Ариадное, androsov64@mail.ru

Фтор-полиметаллические металлогенические зоны Сино-Корейского щита проявлены в виде внутриплитных бассейнов. Наиболее изучена Пхеннамская металлогеническая зона, конформная Пхеннамскому авлакогену в Северной Корее (рис.).

В составе металлогенической зоны доминируют месторождения с многоярусными линзо-пластообразными телами галенит-сфалеритовых руд, которые отчетливо участвуют в складчатости совместно с вмещающими рифейскими и кембрийскими известняками и доломитами. На детально изученном месторождении Маджен установлены три разновозрастные минеральные ассоциации. Первая, седиментогенно-диагенетическая, представлена скоплениями пелитоморфного кварца, кальцита, доломита, чешуйчатыми мелкими выделениями серицита, хлорита с рассеянной вкрапленностью флюорита, сфалерита и фрамбоидального пирита. Для второй, гидротермально-метасоматической, характерны сростки хорошо ограненного кварца, доломита, сфалерита и галенита. Третья минеральная ассоциация связывается с региональным метаморфизмом и проявлена как кварц-тремолит-мусковитовый агрегат, который наложен на осадочные

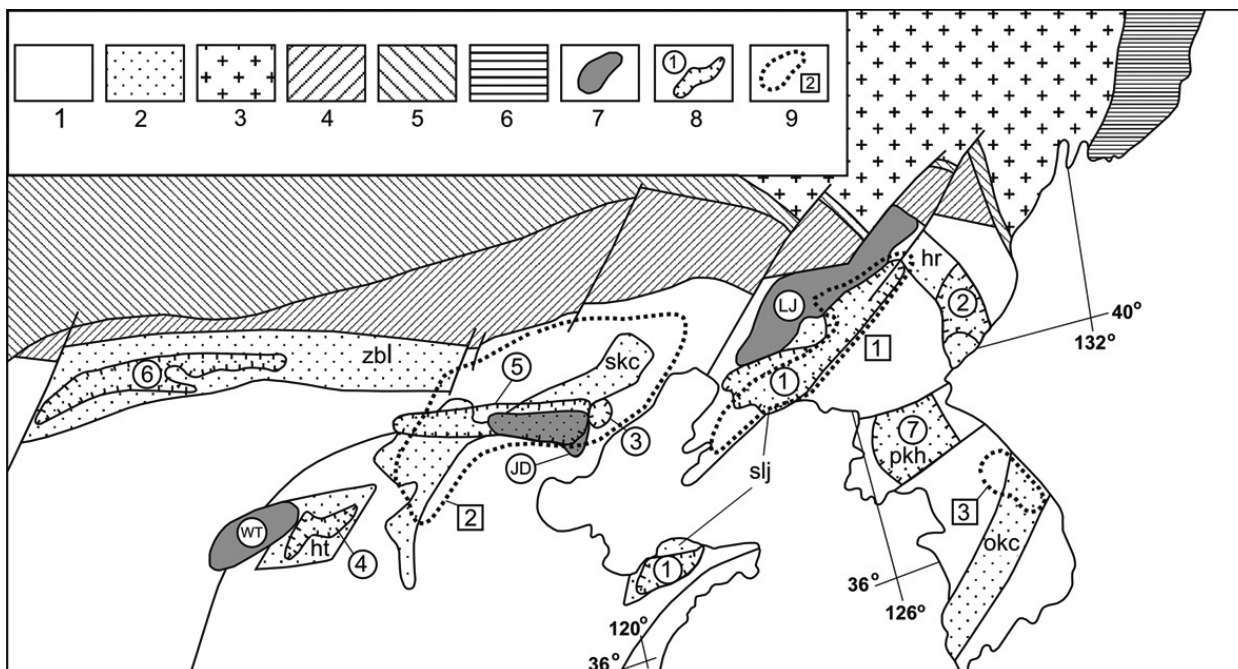


Рис. Архей – раннепалеозойские и мезозойские металлогенические зоны пассивных континентальных окраин Сино-Корейского щита, по данным [3], с изменениями и дополнениями: 1. Архейские террейны, частично перекрытые фанерозойским платформенным чехлом; 2. Протерозой-раннепалеозойские рифтогенные впадины (внутриплитные бассейны): skc – Хэбей-Ляонинский прогиб; slj – Восточно-Шандун–Восточно-Ляонин–Восточно-Джилинский рифт; ht – рифт Хутяо; hr – Хесан-Ривонский прогиб; zbl – Зангбей-Боян Обо-Лангшанский рифт; pkh – Пхеннамский прогиб; окс – Очхонский прогиб; 3. Раннепалеозойский орогенный пояс (Буряя-Ханкайский супертеррейн); 4. Аккреционная призма Вундурмяо (протерозой-ордовик); 5. Позднепалеозойский Солонкерский орогенный пояс; 6. Раннемеловой Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс; 7. Архейские металлогенические зоны: WT – Вутяо; JD – Джидун; LG – Ляоджи; 8. Протерозой-раннепалеозойские металлогенические зоны. Раннепротерозойские: 1 – Джиляоджи; 2 – Хесан-Ривонская; 3 – Киньлун; 4 – Лулиньшань. Среднепротерозойские: 5 – Янляо; 6 – Лангшань-Боян Обо. Рифей-раннепалеозойские: 7 – Пхеннамская; 9. Юрско-раннемеловые металлогенические зоны: 1 – Джиляолу; 2 – Яншаньская; 3 – Тэбэгсанская.

породы и руды. Пересечение метаморфогенным мусковитом уже изогнутых полисинтетических двойников сфалерита свидетельствует о последовательных процессах деформации и метаморфизма руд. Утяжеленный изотопный состав серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S} = +5.4 - +8,0 \%$) отражает участие сульфатной серы морской воды в процессах рудообразования.

Кроме рассеянной вкрапленности флюорита в карбонатных породах свинцово-цинковых месторождений, для Пхеннамской металлогенической зоны характерно присутствие собственно флюоритовых месторождений. Наиболее значимым и детально изученным является флюоритовое месторождение Пхенсан. Здесь выявлена серия линз мощностью до 10 м и протяженностью около 200 метров, которые приурочены к контакту кварцитов свиты чикхен и перекрывающих известняков свиты садану. Преобладают полосчатые руды.

В составе рудоносной рифей-раннепалеозойской толщи, которая выполняет Пхеннамский прогиб, не фиксированы горизонты, обогащенные бором. Тем не менее, здесь широко проявлены зоны скарнирования с суанитом на контакте доломитов и известняков с итрузиями гранитоидов юрско-раннемелового возраста.

Пхеннамская металлогеническая зона параллелизуется с Вознесенской металлогенической зоной Буряя-Ханкайского супертеррейна. Последняя соответствует фрагменту кратона из состава раннепалеозойской пассивной континентальной окраины. С 70-х годов эта зона привлекает внимание геологов как самая перспективная территория на юге Дальнего Востока, где возможно обнаружение стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Как итог проведения ревизион-

ных и специализированных тематических работ был подтвержден тезис о перспективах площади в отношении стратиформных полиметаллических руд. Было показано [1], что скопления сульфидов на северном фланге Вознесенского грейзенового флюоритового месторождения являются древними, доскладчатыми образованиями, и формировались они близсинхронно раннекембрийскому терригенно-карбонатному осадконакоплению. Особенность руд – присутствие в их составе магнетита и флюорита. Учитывая отчетливую приуроченность флюорита к горизонтам тонкопослойчатых магнетитовых руд и отсутствие сколько-нибудь заметных самостоятельных скоплений, следует думать, что фтор так же, как железо поступал в руды в ходе седиментогенеза. Наиболее вероятно, что это был ратовкит, впоследствии преобразованный в результате диагенеза и гидротермальной переработки руд во флюорит. Отсутствие элементов-примесей в этом флюорите контрастно отличает его от широко распространенного на месторождении флюорита гидротермально-метасоматической природы.

Отложение рудных илов и их диагенетические преобразования происходили в условиях карбонатной подводной возвышенности в условиях частично изолированного бассейна с обильными биогермами и малым объемом поступления терригенного материала. Свидетельством этого являются прослой кремней в составе рудовмещающей пачки доломитовых известняков. Судя по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +22,0 \text{ ‰}$), это типично осадочные образования. Тем не менее, они аномально обогащены рудными компонентами: свинцом (0,005-0,01 %), цинком (0,045-0,25 %), медью (0,0015-0,0025 %) и фтором (0,82-0,90 %). Такая обогащенность, типичная для всех рудовмещающих толщ внутриплитных бассейнов, непосредственно отражает высокие концентрации рудных компонентов в раннекембрийском бассейне рудоотложения.

Для Вознесенской металлогенической зоны, также как и для Пхеннамской, характерно проявление зон борного метасоматоза. При этом здесь доминируют зоны гидротермалитов с турмалином, ассоциированные с интрузиями ордовикских литий-фтористых гранитов. При изучении турмалина из зон гидротермалитов, в ходе исследований, выполненных в США в Аналитическом центре западного побережья (WCAS, Santa Fe Springs, California) с использованием эталона NBS-SRM-951 ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4,0437$), была установлена необычность его изотопного состава. Значение $\delta^{11}\text{B}$ составило +26,98 ‰. Такой состав бора характерен только для эвапоритов морского происхождения. Следует предполагать, что генерация магм, породивших интрузии литий-фтористых гранитов, происходила при значительном участии древних, докембрийских эвапоритов морского происхождения. Эти данные наводят на мысль, что и фтор мог заимствоваться как результат магматической переработки древних рифейских стратиформных флюоритовых месторождений на глубине. С этой позиции можно объяснить парадокс – колоссальная флюоритовая залежь Вознесенского месторождения соизмерима по размерам с рудоносной интрузией ордовикских гранитоидов. Типично коровая изотопно-геохимическая характеристика рудоносных Li-F гранитоидов в сочетании с широким диапазоном изотопных характеристик флюорита ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,707-0,741$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -1,99 +0,69$) указывает на доминирование корового материала в формировании уникальных флюоритовых руд Вознесенской металлогенической зоны [2].

Сопоставление фтор-полиметаллической металлогении Сино-Корейского щита и Бурей-Ханкайского супертеррейна дает основание для отнесения юга Дальнего Востока РФ к числу перспективных территорий на обнаружение новых флюорит-полиметаллических месторождений стратиформного типа в толщах рифей-раннепалеозойских пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении // Геология рудных месторождений, 1990. Т. 35. № 5. С. 46-58.
2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России. М.: ГЕОС, 2011. 353 с.
3. Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Berzin N.A. et.al. Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1026, 2011. CD-ROM.

**ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В W-СКАРНОВОМ
ЛЕРМОНТОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ –
ПОКАЗАТЕЛЬ ГЛУБИННОСТИ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ**

Рогулина Л.И.¹, Калажоков Х.Х.²

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, rogulina@mail.ru;*

²*Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова
г. Нальчик, khh49@mail.ru*

В многочисленных научных работах конца XX начала XXI столетий предпринята попытка охарактеризовать эволюцию соотношений геодинамики и металлогении на протяжении геологической истории развития Земли. Цикличность в формировании суперконтинентов отражается в процессах накопления сидерофильных и халькофильных полезных ископаемых, характеризующихся первично майттиным происхождением и развитием конвенгентных процессов в геосфере [4]. Геохимическая металлогения позволяет выявить природу рудообразующих процессов и установить связь с другими геологическими процессами. Поэтому изучение распределения несовместимых групп элементов в месторождениях субдукционных зон является актуальным.

Объектом исследований являются техногенные отвалы обогатительной фабрики детально изученного скарново-шеелитового месторождения Лермонтовское [1]. Месторождение расположено на северо-западе Приморья. Площадь рудного района входит в Бикинскую структурно-формационную зону и сложена карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенными породами Самарского террейна [3]. Разновозрастные магматические породы представлены: пироксенитами, габбродиоритами габбро; биотитовыми гранодиоритами, тоналитами; дацитами, андезидацитами; диабазовыми и диоритовыми порфиритами. Площадь месторождения, сложена олистостромовой толщей нижнемелового матрикса, которая прорывается позднемеловым штоком гранитоидов (128±5 – 130 ±5 млн. лет; К/Аг метод по данным М.Г. Руб, 1982). Тектоника Лермонтовского месторождения определяется влиянием регионального субмеридианального Западного Сихотэ-Алинского и субширотного Алчанского разломов древнего заложения [5].

Рудная минерализация на Лермонтовском месторождении локализуется в метасоматических залежах пласто-, линзо- и гнездообразной форм, залегающих в кровле и по периферии штока гранитоидов. В.И. Гвоздевым определено более 60 минералов и изучен химический состав большинства из них.

Авторами исследовался вещественный состав вольфрамового концентрата, полученного из гравитационных хвостов: оптико-минералогическим (Stemi 2000-C), химическим атомно-абсорбционным (Hitachi-180-50), рентгеновским фотоэлектронно-спектроскопическим (РФЭС) (Thermo Scientific K-Alpha, КБГУ) методами. Оптико-минералогический анализ полученного вольфрамового концентрата, показал, что в результате обогащения в концентрат выделяется (масс.%): шеелит – 25,5; пирротин – 39,2; пирит – 15,69; магнетит (мартит) – ≈ 9,0; арсенопирит – 2,4; вольфрамит – 0,5 и др. Из чего видно, что техногенные отвалы руд Лермонтовского месторождения содержат значительное содержание полезного компонента и могут быть вовлечены в отработку с применением современных методов обогащения. Минералы благородных металлов в свободной форме оптико-минералогическим методом не обнаружены, однако химическим методом в техногенных отвалах установлено наличие благородных элементов: Au, Ag, Pt и Pd (таблица).

Для более надёжной диагностики и определения фазового состава платиноидной минерализации была использована РФЭ-спектроскопия. Анализ проводился на спектрометре Thermo Scientific K-Alpha в Кабардино-Балкарском государственном университете.

Таблица. Содержание благородных элементов в технологических отвалах месторождения.

№ п/п	Наименование материала	Содержание, г/г			
		Au	Ag	Pt	Pd
1	Флотационные хвосты	5,60	3,96	0,084	0,036
2	Гравитационные хвосты	0,33	1,90	0,75	0,048
3	-«-	0,35	< 0,5	0,28	< 0,01
4	-«-	0,30	1,00	0,19	< 0,01

Примечание: аналитик Бородина Н.А.; определение Au проводилось по методике № 237-С (ВИМС) с экстракцией нефти; Ag – по методике Стрельникова; Pt, Pd – методом сплавления на Ni штейн, растворением в HCl и замерами на Hitachi-180-50. Содержание Pt по этой методике незначительно завышается, а Pd – занижается.

Предварительный анализ обзорного РФЭ-спектра W-концентрата, позволил обнаружить элементы с наиболее интенсивными линиями: O, CO, CO₂, интенсивно сорбируемых поверхностью порошкообразного образца и входящих в формулы минералов. В большом количестве отмечается Ca и W (рис. 1).

Бомбардировка поверхности порошка концентрата ионами аргона заметно уменьшила содержание углеродных загрязнений на поверхности порошка и позволила выявить пики Pt5p1(69,0 эВ), Pt4f(72,9 эВ), Pt4f5(76,0 эВ). Для определения компонентов с низким процентным содержанием был снят участок обзорного спектра области 66-86 эВ. Идентификация содержания каждого элемента производилась с использованием его основной и второстепенных фотоэлектронных линий. Детальный анализ этого участка спектра позволил подтвердить вывод о наличии в спектре РФЭ-линий низких интенсивностей: Ir4f, Os4f (рис. 2) [6].

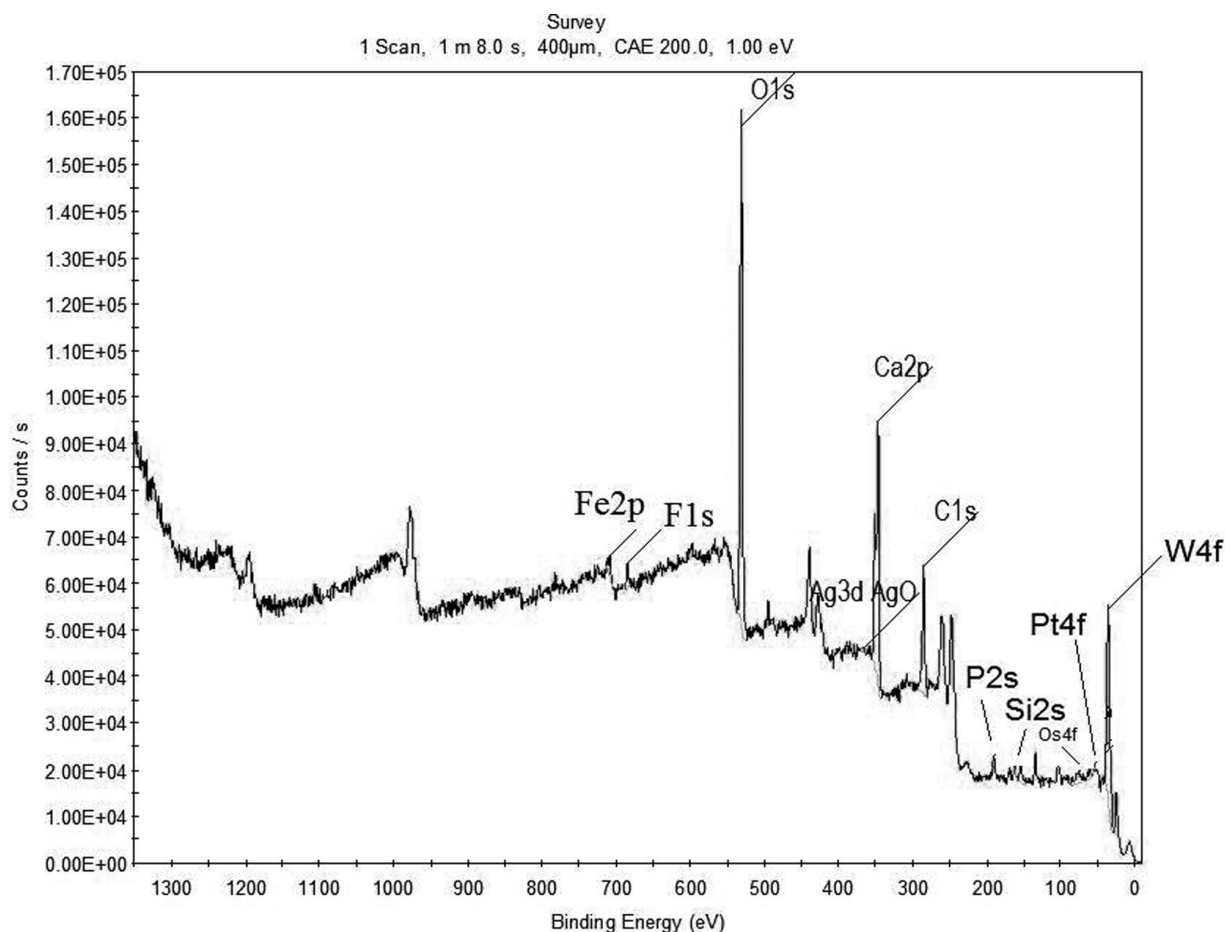


Рис. 1. РФЭ-спектр немагнитной тяжёлой фракции W-концентрата в режиме фиксированной энергии (Pass Energy 200eV).

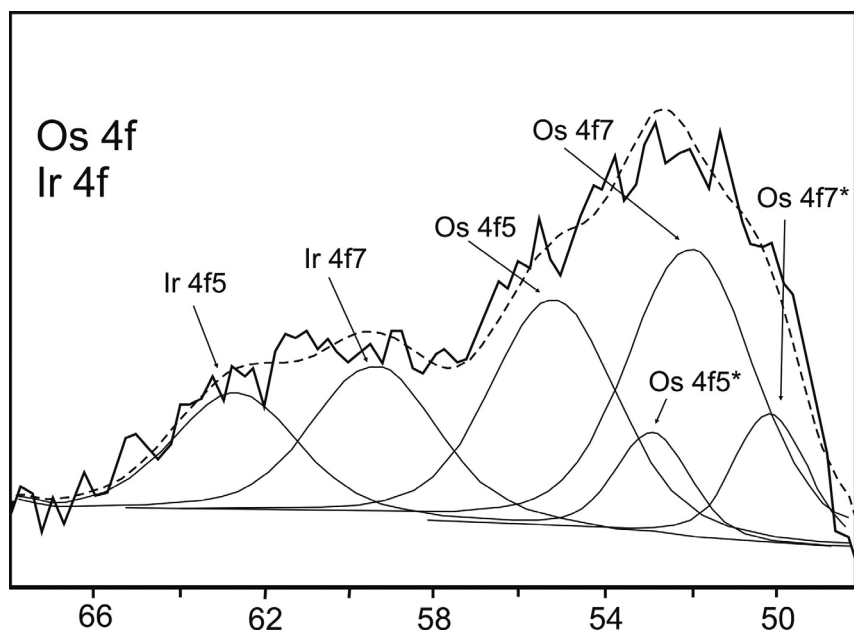


Рис. 2. Участок РФЭ-спектра высокого разрешения поверхности образца 46-66 эВ.

На данном этапе исследования выявление фазовых состояний платины, осмия и иридия не представляется возможным из-за малого их содержания и значительного перекрытия их РФЭ – спектров другими линиями. Вероятнее всего, обнаружение фаз платиноидов можно решить методом масс-спектропии в последующем изучении.

В результате проведенных атомно-абсорбционных и РФЭ-спектроскопических исследований в техногенных отвалах руд Лермонтовского вольфрамово-скарнового месторождения впервые выявлена платиноидная минерализация.

Обнаружение элементов платиновой группы в крупном шеелитовом Лермонтовском месторождении, залегающем в Самарском террейне (фрагмент юрской аккреционной призмы) перекрытом надсубдукционным вулcano-плутоническим домеловым комплексом [2], указывает на влияние глубинных геосфер в формировании месторождения. Гидротермальная система его рудообразования, возможно, была связана с астеносферной магматической камерой и массы рудных компонентов отлагались в пулл-апарт бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гвоздев В.И.** Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 337 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
3. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Месторождения металлических полезных ископаемых. Под ред. В.В. Авдониной. 2-е издание. М: Академический проект, Трикта, 2005. 720 с.
5. **Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.** Алчанская зона (ранний мел) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 342-349.
6. <http://srdata.nist.gov>.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

Черепанов А.А.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

г. Хабаровск, alekscherepanov@yandex.ru

В Хабаровском крае потенциально платиноносные черные сланцы распространены в рифей-палеозойском обрамлении Сибирской платформы, Южно-Верхоянской складчатой зоне, Удско-Шантарской СФЗ и Буреинском массиве [5]. Они неоднородны по составу и происхождению и приурочены к границам континент-океан [2]. Выделяется две группы черносланцевых пород: рифей-кембрийские и палеозойские.

Рифей-кембрийские черносланцевые толщи распространены преимущественно в обрамлении Сибирской платформы и в прогибах Буреинского массива, а палеозойские в складчатых образованиях Южно-Верхоянской и Удско-Шантарской СФЗ. Они отличаются повышенным содержанием углеродистого вещества и по его содержанию относятся к углеродистым ($C_{\text{орг}} - 3-10\%$) и высокоуглеродистым ($C_{\text{орг}} < 10\%$). В полях их распространения в настоящее время промышленных месторождений золота и платиноидов неизвестно, но есть признаки повышенной платиноносности и золотоносности. Палеозойские черные сланцы содержат $C_{\text{орг}}$ в пределах 1-3% и считаются низкоуглеродистыми. С мощными и выдержанными толщами низкоуглеродистых сланцев, обычно пронизанных кварцевыми жилами, зачастую связаны крупные месторождения золота [1]. Не выветрелые разности сланцев обеих групп характеризуются повышенной сульфидоносностью. В рифей-кембрийских сланцах сульфиды представлены преимущественно безрудным пиритом, реже пирротинном. Палеозойские низкоуглеродистые сланцы имеют более разнообразный состав сульфидов, пирит в них часто золотоносный, характерна повышенная роль арсенопирита.

В рифей-кембрийском обрамлении Сибирской платформы черные сланцы распространены в Юдомо-Майском прогибе и Батомгской складчато-блоковой системе. В Юдомо-Майском перикратонном прогибе (Южное Верхоянье) платиноидная минерализация установлена в терригенно-карбонатном разрезе трех уровней возраста пород: протерозой-среднерифейского, верхнерифейского и кембрийского (рис.). МПГ минерализация приурочена к тонким алевролитовым осадкам мелководных фаций, содержащих примесь вулканомиктового материала. Содержание МПГ до 2,0-2,5 г/т, но они имеют широкую площадную распространенность (десятки кв. км.) с локализацией максимумов вдоль зон глубинного Бурхалинского разлома [3]. Более обогащенными МПГ оказались углеродистые сланцы верхнерифейского уровня со средним содержанием (г/т) Pt – 0,7; Pd – 0,05; Ir – 1,5; Au – 0,1-0,003; Ag – 30.

Работами ЗАО «Амур» подтверждена повышенная платиноносность пород района. Отмечена приуроченность платиноидной минерализации к горизонтам углеродистых алевролитов с наложенной вулканогенной гематизацией, линзам и прослоям алевролитов и известняков с повышенным содержанием углерода в виде графита и аморфного углеродистого вещества. Повышенная платиноносность подтверждена и нашими исследованиями.

Кроме черносланцевых пород повышенный фон платиноидов наблюдается в рифейских медистых песчаниках тоттинской зоны (западные склоны хр. Джугджур) и фосфатоносных терригенно-карбонатных толщах Удско-Шантарской зоны.

Большой интерес представляют также находки МПГ в графитсодержащих метасоматитах, встречающихся в Тас-Юряхской зоне разломов. В одной из проб метасоматитов, встречающихся в зоне, содержание Pt – 1,65 г/т. Породы имеют сланцевато-полосчатую текстуру, основная масса сложена мусковит-серицитовым агрегатом. Со слюдястыми минералами тесно ассоциирует графит (до 8-10%).

В Батомгском выступе работами ЗАО «Амур» (А.П. Грибанов, 2008 г.) платиноидная минерализация выявлена в обрамлении Кондерского интрузивного массива в черных углеродистых алев-

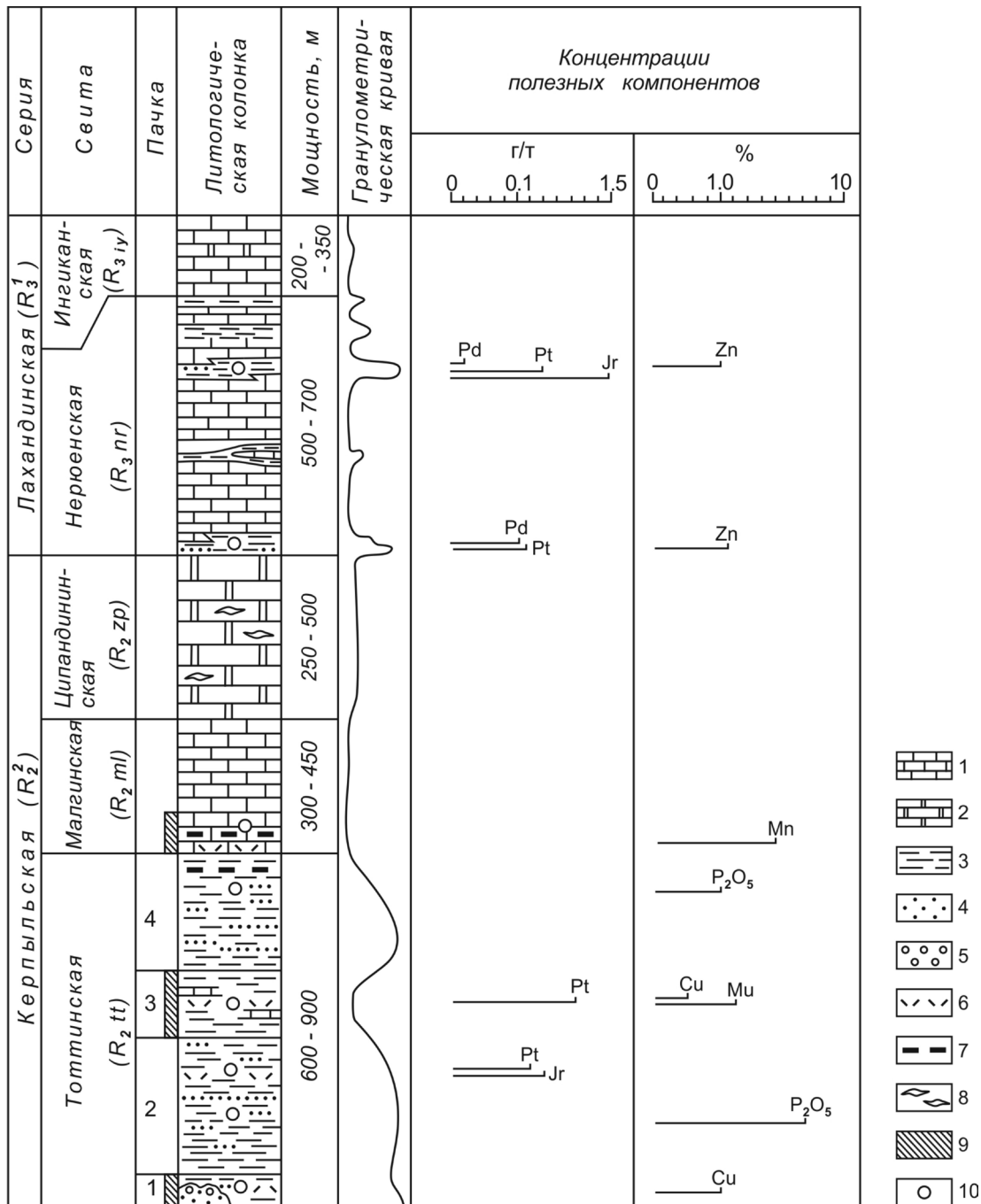


Рис. Горизонты с аномальными концентрациями металлов платиновой группы в рифейском разрезе Юдомо-Майского прогиба (по А.Е. Соболеву, 1995).

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты и гравелиты, 6 – туффиты, туффопесчаники и туфоалевролиты, 7 – кремни, силициты, яшмоиды, 8 – послойные кварцевые и кремнистые выделения в карбонатных отложениях (джаспероиды), 9 – пачки пестроцветных пород, 10 – потенциально рудоносные горизонты.

ролитах и аргиллитах омнинской свиты ($R_{2\text{om}}$). Она связана с зонами сульфидизации и лимонитизации углеродистых алевролитов вблизи интрузий монцонитоидов. Максимальные содержания элементов платиновой группы в отдельных пробах по данным оптико-эмиссионной спектроскопии 4-16 г/т, чаще сотые и десятые доли г/т. Местами минерализация образует неконтрастные литохимические ореолы, выделенные по изоконцентрату 0,01 г/т. Размеры ореолов в пределах первых десятков метров, реже больше. В протолочках проб выявляются знаки изоферропла-

тины. В отдельных пробах установлена кубооктаэдрическая платина в ассоциации с оливином, хромитом, диопсидом, магнетитом, что указывает на то, что её источником могли быть апикальные части кондерской интрузии.

Низкоуглеродистые черносланцевые отложения известны в обрамлении Охотского массива, Южно-Верхоянской и Амуро-Охотской складчатых областей. Их возраст средне-поздне палеозойский. В них выявлены месторождения золота и серебра; сведений о платиноносности нет, а в продуктах обогащения и шлихах отмечаются зерна МПП.

На Буреинском массиве платиноидная минерализация приурочена к черносланцевым породам Кимканского, Сутырского и Мельгинского прогибов. Если для пород первых двух прогибов она довольно детально изучена [4], то для Мельгинского нет.

В Мельгинском прогибе платиноносными являются сульфид-графитовые сланцы нятыгранской свиты протерозой-рифейского возраста. Породы этой свиты прослежены на расстояние более 75 км. В них выделено несколько пласто- и линзообразных тел сульфидизированных графитовых сланцев протяженностью до 8 км и мощностью 50-250 м с содержаниями Pt до 0,36 г/т, Pd до 0,12 г/т и Os до 0,08 г/т. Платиновая минерализация сопровождается повышенными содержаниями P, V, Cu, Cr, Ni, Au, Ag, U. (В.В. Баранский, 2006 г.). Данные требуют проверки, т.к. содержания платиноидов определялись инверсионно-вольтамперметрическим методом, который у многих вызывает сомнения в достоверности.

Приведенные данные и анализ литературных сведений показывает о значительно повышенной платиноносности наиболее древних (рифейских) черносланцевых толщ и уменьшение в более поздних. Установление рудопродуктивных горизонтов и основных параметров МПП и Au осложняется неоднозначностью аналитических данных, полученных в различных лабораториях и характеризующихся значительными вариациями величин концентрации МПП и Au из-за несовершенства методик определения этих металлов в высокоуглеродистых породах, когда потери МПП в присутствии углеродистого вещества достигают 1-2 порядков за счет образования их летучих соединений. Истинное содержание может быть в десятки-сотни раз выше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Кельмачев В.Л. Углеродистые толщи как генераторы нефтегазовых и золотоплатиноидных месторождений. В сб. науч. тр. «Строение и эволюция востока Азии: II Косыгинские чтения». Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 148-159.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572с.; Кн. 2. 981с.
3. Соболев А.Е., Кутырев Э.И., Игошина И.И. и др. Металлы платиновой группы в рифейских осадочных формациях Сетте-Дабана // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 136-140.
4. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010. № 3. С. 3-12.
5. Черепанов А.А. Платиноносность черносланцевых пород Хабаровского края // Типы Седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы Всероссийского литологического совещания (г. Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.). Т. II. С. 384-387.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУДНО-РОССЫПНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ ПО КОСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Шевырев С.Л., Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, shevirev@mail.ru

Россыпи Юго-Востока России по степени представленности в них благородных металлов разделяются на золотые, платинометалльно-золотые, золото-платинометалльные и платинометалльные. До 15 % россыпей Au содержат от единичных знаков до весьма существенных (весовых) количеств МПП. В случаях присутствия платиноидов на уровне 10 % учтенного золота россыпе-

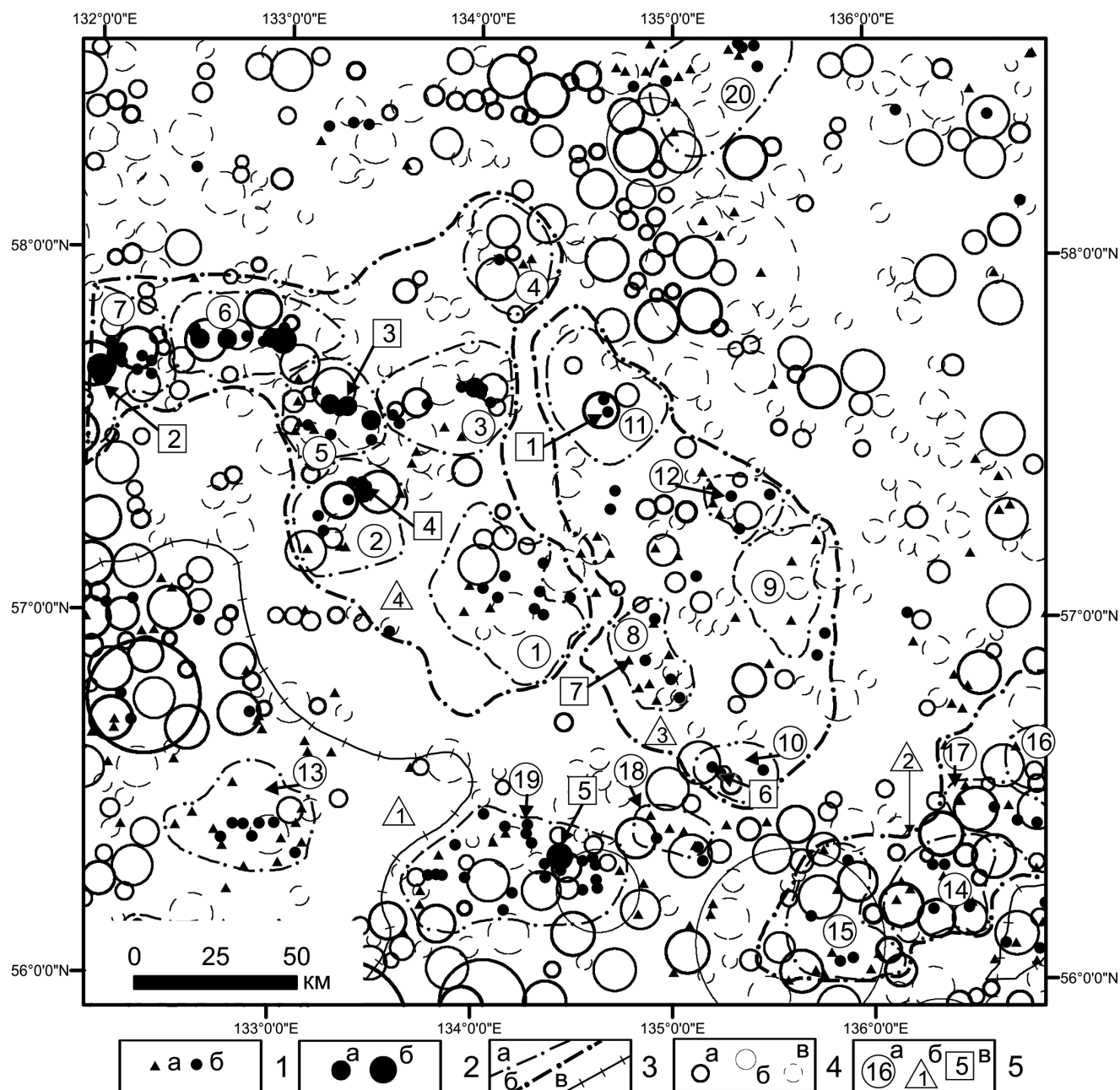


Рис. Схема сопоставления выделенных морфоструктур, минерагенических зон и рудных объектов (минерагенические объекты по [1]).

Обозначения: 1 – рудные объекты (а – пункт минерализации, 1б – рудопроявление); 2 – месторождения (а – мелкие; б – средние); 3 – границы минерагенических подразделений (а – узлов, б – районов, в – зон); 4 – выделяемые кольцевые структуры (а – уверенно; б – менее уверенно; в – неуверенно); 5 – наименования минерагенических подразделений (а – узел; б – районов и зон; в – объектов). Рудные узлы (цифры в кружках): 1 – Томптоканский (Au); 2 – Дарьинский (Au–Ag); 3 – Даньский (Au); 4 – Омнинско-Одолинский (Au); 5 – Юньский (Au); 6 – Юртовый (Au); 7 – Улаханский (Au–Ag); 8 – Утукачанский (TR, прогнозируемый); 9 – Одолинский (Au); 10 – Чадский (Au–Pt); 11 – Кондерский (Au–Pt); 12 – Одола-Бургалинский (TR, прогнозируемый); 13 – Амуликано-Хайканский (TR, прогнозируемый); 14 – Мотаринский (Au–Ag); 15 – Мукитканский (Au–Ag); 16 – Авланджинский (Au–Ag прогнозируемый); 17 – Нюбкинский (Au–Ag, прогнозируемый); 18 – Секталинский (Mo–Au, прогнозируемый); 19 – Улканский (U–TR); 20 – Ингилийский (TR). Рудные районы и зоны (цифры в треугольниках): 1 – Тыркано-Учурская зона (U–TR); 2 – Магейско-Батомгский (Au–Ag); 3 – Чадско-Кондерский район (Au, TR, Pt); 4 – Кет-Капский (Au, Ag). Месторождения (цифры в квадратах): 1 – Кондёрское (Pt); 2 – Скарновое (Ag, Au); 3 – Шумное (Au); 4 – Усмун (Au); 5 – Бугундинское (Be, TR); платиноносные массивы: 6 – Чадский; 7 – Сыбахский.

проявления считаются платинометально-золотыми. Такие россыпи выявлены преимущественно в восточном сегменте ареала влияния горячего поля мантии на площади Гарьского, Дамбукинского (Верхнее Приамурье) и Фадеевского (Юго-Западное Приморье) узлов, Инагли-Кондер-Феклистовского металлогенического пояса. Россыпеобразующие комплексы в них представлены офиолитовыми ассоциациями, расслоенными мафит-ультрамафитовыми или зональными (гетерогенными) щелочно-ультраосновными массивами.

Имеющиеся материалы свидетельствуют, что коренные источники промышленно значимых платинометально-золотых и платинометальных россыпей подверглись в позднем фанерозое воздействию магматических и постмагматических (гидротермально-метасоматических) производных позднемезозойского плюмового магматизма, которым, по всей вероятности, принадлежит рудообразующая роль в возникновении повышенных концентраций ЭПГ в ранее возникших ультрамафит-мафитовых плутонах.

Наложённые магматические и постмагматические (гидротермально-метасоматические) процессы, по мнению ряда исследователей, обусловили сегрегирование в ядрах и по периферии массивов ранее возникшей (в хромшпинелидах и титаномагнетитах) акцессорной субмикроскопической (пылевидной) вкрапленности МПГ, формирование крупных шлировых обособлений, линз, линзовидно-прожилковых зон хромшпинелидов в эндо- и экзоконтактах гранитоидных тел среди дунитов и дунит-пегматитов. Синхронно с сегрегированием хромшпинелидов происходило их обогащение ЭПГ, что обеспечивало возникновение геохимических ореолов соответствующих элементов вплоть до появления значимых концентраций (на уровне первых г/т и более) в рудных зонах протяженностью в десятки и сотни метров [2].

Существование в позднем мезозое производных горячего поля мантии послужило причиной интенсификации рудообразующих процессов в ареале их влияния. Дешифрируемые по космическим данным кольцевые структуры классифицируются по степени выраженности. Зоны сгущения этих структур конформные благороднометалльным минерагеническим зонам, вероятно, отражают воздействие глубинных процессов. Сопоставление региональных тектонических моделей, материалов геофизических съемок и данных дешифрирования космических материалов могут явиться основой для создания региональных прогнозных моделей.

Установлено соответствие полей наиболее уверенно выделяемых методом Хафа структур рудным узлам и зонам (см. рис.). В выделении рудоносных структур описанным методом, очевидно, ведущую роль играет возраст рудогенетических тектоно-магматических событий, синхронность интрузивного магматизма процессам рудогенеза и мощность эрозионного среза. Наиболее контрастно в полях кольцевых структур машинного дешифрирования отразились кластеры, связанные с полями развития меловых орогенных гранитоидов. Выраженность рудоносных структур фундамента контролируется мощностью эрозионного среза.

На основе совпадения дешифрированных кластеров кольцевых структур с известными рудными объектами можно сделать вывод, что предлагаемая методика может эффективно применяться для прогнозирования рудоносных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка // Ред. С.А. Радченко. Картфабрика ВСЕГЕИ, 1991.
2. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинная геодинамика Юго-Востока России и позиция платиноносных базит-гипербазитовых массивов // Вулканология и сейсмология, 2013. № 4. С. 1-11.