

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

ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПОДВОДНОМ ХРЕБТЕ ВИТЯЗЯ (ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛОН КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ)

Астахова Н.В., Леликов Е.П.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия, nvast@mail.ru*

Подводный хребет Витязя располагается на приостровном склоне желоба в центральной части Курило-Камчатской островной дуги. В пределах района работ этот хребет состоит из северного и южного отрезков [1]. На отдельных станциях драгирования в пределах южного отрезка хребта Витязя наряду с вулканическими и осадочными породами были подняты железо-марганцевые корки (ЖМК). Они установлены на возвышенности Диана (ст. 26, глубина 3200-2700 м), сложенной базальтами, андезитами и андезидацитами среднемиоценового и плиоцен-плейстоценового вулканических комплексов [2]. Рудные корки толщиной 2-3 см имеют характерную мелкобугристую поверхность. Внутренние части обломков ЖМК кавернозные. Их пустоты заполнены желтовато-светлосерой глиной. На хребте Буссоль, сложенном терригенными отложениями палеогенового и олигоцен-нижнемиоценового возраста, а также эоценовыми и плиоцен-плейстоценовыми вулканиками, ЖМК подняты на двух станциях (ст. 34, глубина 860-730 и ст. 36, глубина 2100-1800 м).

Содержание Mn в рудных корках ст. 26 составляет 10.83%, Fe – 16.38%, отношение Mn/Fe – 0.66; на ст. 34 – 5.39, 11.77 и 0.46 соответственно. Отмечается высокое содержание Si в рудных корках: 14.72 и 21.27%. Содержание микроэлементов в изученных образцах низкое и составляют десятые и сотые доли процента.

Образцы железо-марганцевых корок были изучены при помощи микросондового анализатора JXA-8100 в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. В результате исследования были получены сведения по микростроению корок и выявлены особенности выделения и распределения акцессорных металлов в образцах.

В ЖМК возвышенности Дианы обнаружены участки преимущественно железо-марганцевого, с преобладанием железа, марганцевого, железо-марганцево-кремнистого составов. В марганцевой матрице встречаются участки, содержащие до 3.5% Ni. Рудное вещество заполняет пространство между породообразующими минералами (рис. а) или образует каемки вокруг зерен преимущественно кремнистого состава (рис. б, в). В изученных образцах были выявлены многочисленные зерна цветных и благородных металлов. Обнаружены самородный W, Pb, Sn и Ag, интерметаллоиды Cu-Zn, Cu-Sn, Ni-Cr, сульфиды Ag, смешанные сульфиды Cu-Zn, сульфаты Zn, оксиды Cu, Zn, Pd, вольфраматы Fe и Mn.

В ЖМК хребта Буссоль выделяются лишь небольшие пятна марганцевого, реже железо-марганцевого и железо-марганцево-кремнистого состава среди эдафогенно-пирокластического материала (рис. г). В отличие от ЖМК возвышенности Дианы, здесь марганец преобладает над железом. В марганцевой матрице так же встречаются участки, содержащие до 1.6% Ni и 0.5% Co.

Основная масса акцессорных металлов представлена золотом, серебром, платиной и палладием. Они встречаются в самородном виде и в виде окислов, реже сульфидов. Из цветных металлов обнаружены лишь оксиды Zn и сульфиды Cu.

Образование железо-марганцевых корок на подводных вулканах может происходить несколькими путями. Гидроокислы железа и марганца осаждаются при излиянии рудоносных гидротермальных растворов в кальдере вулкана или на его склонах, а также при разрушении гидротермального плюма. Образование рудных корок может происходить также при диффузном просачивании гидротермальных растворов по трещинам или ослабленным зонам в вулканических породах с последующей цементацией железо-марганцевыми гидроокислами вулканокластического материала на склонах вулкана. Этот процесс описан на активных в настоящее время подводных вулканах Филиппинского моря [3, 4]. По-видимому, такой же процесс происходит сейчас и на склонах хребта Витязя.

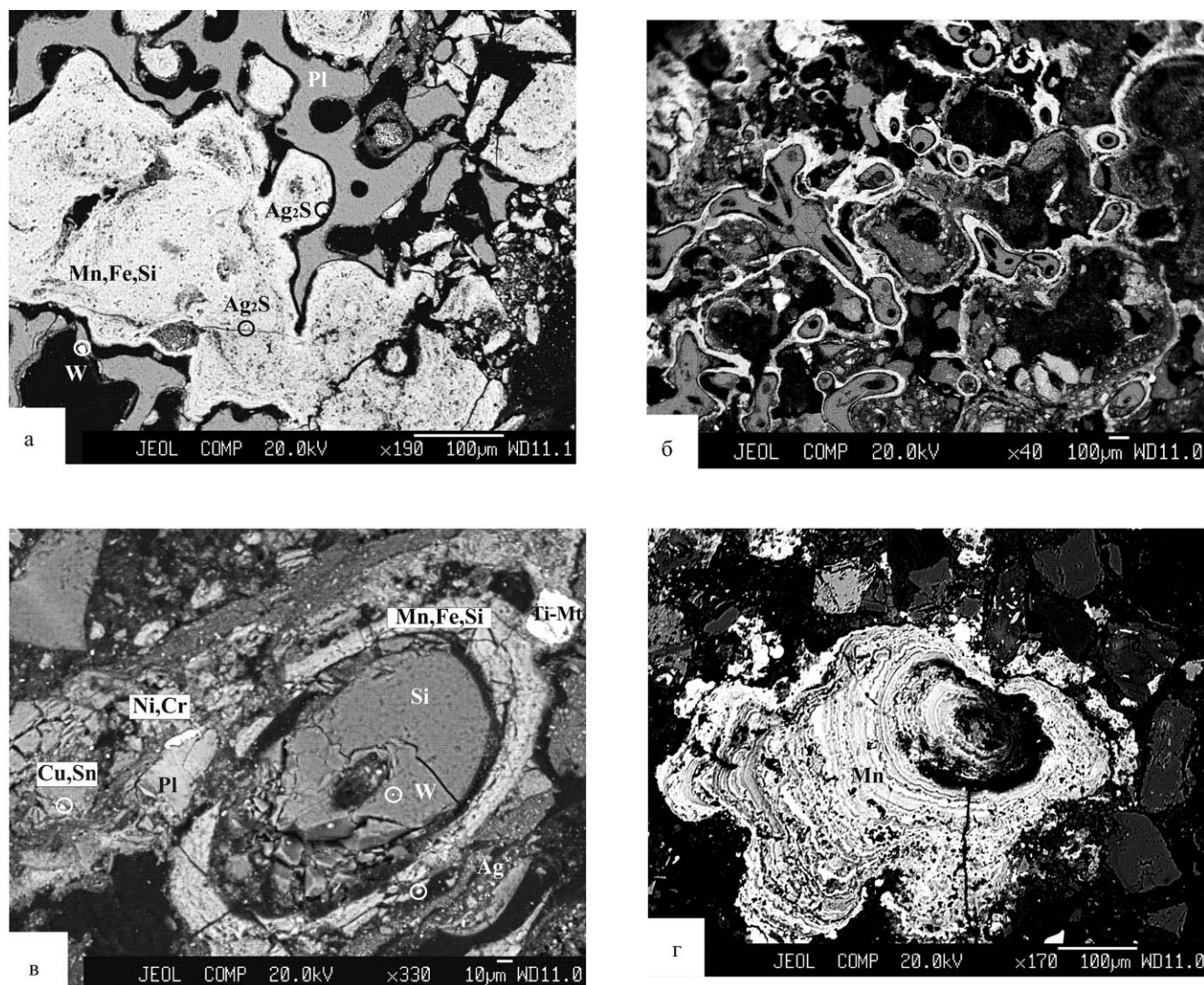


Рис. Выделение рудного вещества в ЖМК возвышенности Диана (а-в) и хребта Буссоль (г).

Детальное изучение рудных корок подводного хребта Витязя позволяет предположить, что они находятся в стадии формирования. Этот район, вероятнее всего, не представляет промышленного интереса, но важен для решения фундаментальной задачи генезиса стратиформных и колчеданных рудных месторождений активных континентальных окраин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно – геологической характеристике «сейсмической брешы» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19.
2. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология, 2008. Т. 47. № 2. С. 294-303.
3. Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S.H. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // Journal of Geophysical Research, 2008. V. 113. B08S14, doi: 10.1029/2007JB005432.
4. Usui A., Nishimura A. Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Izu-Ogasawara (Bonin) Arc // Marine geology, 1992. V. 106. P. 203-216.

ИНТРУЗИВНЫЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАЗВИТИЯ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Зенкова С.О.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан
100041, г. Ташкент, ул. Олимлар, 49, rkh.akhundjanov@mail.ru*

Магматические формации с сопутствующим им оруденением являются индикаторами геотектонических обстановок и геодинамических условий эволюции докембрийских и фанерозойских орогенных поясов, палеоокеанов, островных дуг и континентальных окраин [1, 4, 6]. Типизацией магматизма в Западном Тянь-Шане выделены рифтовая, океаническая, активно- и пассивноокраинная, а также коллизионная геодинамические обстановки [3]. Анализ характера связи магматизма с рудообразованием [1-6] позволил определить ассоциации интрузивных и рудных формаций, соответствующие главным геодинамическим режимам развития Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Океанический магматизм характеризуется, в основном, наличием апогарцбургитовых серпентинитов и габброидов. О процессах, предшествовавших образованию дунит-гарцбургит-габбровой ассоциации, мы имеем косвенные данные. В Срединном Тянь-Шане наиболее древними породами являются плагиограниты Бештор-Тундукского интрузива. Абсолютный возраст их определен различными методами и интерпретируется как неопротерозойский: 915-824 млн. лет – калий-аргоновый; 859+22 – свинцово-изотопный по циркону; 961+22 – рубидий-стронциевый методы. Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704$, полученные С.С. Сайдиганиевым (ИГиГ АН РУз), имеют мантийные значения. Наиболее молодыми образованиями, прорывающими плагиогранитный интрузив, являются дайки диабазов, долеритов, габбро-долеритов и кварцевых сиенодиоритовых порфиритов. Рубидий-стронциевыми исследованиями получен абсолютный возраст даек, равный 706 млн. лет и отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$. Данные показывают, что после апогея позднекембрийского кислого магматизма и до проявления толеитовых основных даек существовал временной разрыв более 100 млн. лет. Начало ультрабазит-базитового магматизма фиксируется в Южном Тянь-Шане образованием пикрит-диабаз-базальтовой ассоциации (419+35 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703$). Учитывая выше изложенные данные, предполагается, что раскол и раздвиг фундамента был начат в раннем палеозое и привел к формированию Туркестанского палеоокеанического бассейна [3]. Ультраосновные, основные породы и их производные обогащены хромшпинелидами, магнетитом, титиномагнетитом, ильменитом и содержат золото и платиноиды. Признаки хромитового оруденения отмечаются почти во всех районах наличия гипербазитов в Узбекистане. Породы и руды имеют признаки, соответствующие продуктам офиолитовой ассоциации, развитой, согласно [4], как в пределах срединноокеанических хребтов, так и активных окраин с глубоководными желобами и островными дугами. Отличительной чертой ультрабазит-базитовых образований Узбекистана является то, что по сравнению с метаморфическими перидотитами офиолитовых ассоциаций по Р.Г. Колману (1979), отчетливо выражена обогащенность пород редкоземельными элементами.

Оливинит-верлит-пироксенит-габбровая и габбро-диабазовая ассоциации рудоносны на железо и титан. Это породы Тебинбулакского интрузива и даек Мальгузара в Южном Тянь-Шане. Абсолютный возраст их 411+27 млн. лет, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$. В вышеуказанных породах и рудах наблюдается обратная корреляция между хромом и титаном. В ультрабазит-базитовом магматизме особо выделяется образование графитового оруденения, связанного с Бельтауским (Тасказганским) интрузивом, размещенным в горах Кульджуктау (Кызылкумы). Петрологическими исследованиями Г.Г. Лихойдова (1967) установлена сложность массива в основном габбро-норитами, авгитовыми и роговообманковыми габбро и габбро-диоритами. Среди них наблюдаются участки, переходящие в пироксениты и анортозиты. Перидотиты (лерцолиты) встречаются в виде мелких тел среди габброидов и составляют менее 1% площади интрузива. Габброид-

ные массивы, являясь потенциально рудоносными на графит, имеют аксессуарно-минеральную и геохимическую специализацию на титан, медь, никель, кобальт и благородные металлы. Руды распространены как во вмещающих интрузив карбонатных породах, так и в самом массиве. Геодинамические условия формирования интрузива и связанного с ним графитового месторождения Тасказган не установлены.

Субдукционный магматизм характеризуется широким развитием в Срединном и Южном Тянь-Шане вулcano-плутонических ассоциаций. Они наблюдаются от Приаралья через Центральные Кызылкумы, Нуратау до Чаткало-Кураминского региона в виде полосы, протяженностью от 1300 км до 1500 км при ширине 150-300 км. Формирование магматических и рудных формаций происходило в режиме островных дуг и активных континентальных окраин, характерных для Востока Азии – тихоокеанского типа [3]. К островодужным образованиям отнесена ассоциация, представленная мелкими телами, сложенными горнблендитами, роговообманковыми габбро и аляскитами. Абсолютный возраст пород соответствует позднему силуру-раннему девону (409+25 млн. лет – роговообманковое габбро, 418+4 млн. лет – аляскит). Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у этих двух типов пород равны 0.706 (С.С. Сайдиганиев, ИГиГ АН РУз) и указывают на мантийно-коровую природу расплавов. Вулканыты этого возраста представлены базальтами, андезитами, трахириолитами и игнимбритами ($T = 422-426$ млн. лет; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$). Эта вулcano-плутоническая ассоциация имеет аксессуарно-минеральные и геохимические признаки специализации на титан, золото, серебро и редкие металлы. С раннепалеозойским вулканизмом связаны месторождения железа (Темиркан) и полиметаллов (Учкулач).

Надсубдукционный магматизм активной континентальной окраины Туркестанского палеоокеана наиболее полно выражен в Срединном Тянь-Шане. Он характеризуется образованием в раннем карбоне габбро-плагиогранитной формации (343+14 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$). С ней связано, в основном, оруденение меди с незначительными содержаниями платиноидов, золота и серебра. Наличие габброидных интрузивов, предшествовавших гранитоидным плутонам является главной чертой эволюции интрузивного магматизма Срединного Тянь-Шаня. Эта особенность проявлена также в вулканизме Чаткало-Кураминского региона [3]. К апогею плутонического магматизма относится образование «батолитовых» многофазных плутонов (319-278 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706-0.708$): I фаза – диориты, кварцевые диориты, II фаза – гранодиориты (адамеллиты), III фаза – граниты, IV фаза – аляскиты (лейкократовые граниты). Гомодромная последовательность формирования плутонических ассоциаций представляется следствием длительного существования магматических очагов и их вертикальной миграции (в понимании Ю.А. Кузнецова). Генетическая природа расплавов обосновывается как «смешанный тип» и с ними генетически связываются месторождения магнетитовой, полиметаллической, редкометалльной (W, Mo, Sn) скарновых формаций. В Южном Тянь-Шане «батолитовые» плутоны имеют явные признаки происхождения из магм палингенно-анатектического типа (308-261 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706-0.715$). Геодинамический режим их образования предполагает возможное проявление здесь явлений гранитизации, анатексиса и палингенеза в гранито-гнейсовых куполах. С этими интрузиями связаны в основном скарновые и грейзеновые месторождения вольфрама, олова, молибдена и супергигантское месторождение кварцево-золоторудной формации Мурунтау [5].

Вслед за становлением гранитоидных плутонов в геодинамической обстановке «горячих точек», образуются малые интрузии субщелочного ряда: монцогаббро–сиенодиорит–адамеллит–лейкогранит (308-276 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705-0.711$). В приповерхностных частях коры формируются вулканические ассоциации трахибазальт–трахиандезит–трахидацит–трахириолитового ряда. С ними генетически связано Au, Ag, Cu, W, Mo, Sn, Li, Be, Bi, Ta, Nb, U, Th, TR оруденение. Внедрению расплавов предшествовали флюиды, содержащие F, B, Cl, CO₂, S и рудные элементы. В результате были сформированы уникальные месторождения Алмалыка медно-молибденовой формации. Медные руды сконцентрированы в диоритах, сиенодиоритах среднего карбона,

гранодиорит- и адамеллит-порфирах позднего карбона – ранней перми. Молибденовое оруденение сопряжено с субвулканическими телами риолит-порфиров, дайками гранит-порфиров пермского возраста и наложено на медные руды. Вслед за ними были образованы крупные эпitherмальные месторождения золото-сульфидной, золото-серебряной и серебряной формаций.

Субщелочные ряды интрузивных формаций были проявлены и в Южном Тянь-Шане. К ним относятся: габбро-монцит-гранодиоритовый (C₂₋₃) – Каттаичский и сиенит-граносиенитовый (C₃?) – Кошрабадский интрузивы, которые характеризуются повышенной золотоносностью и вольфрамоносностью. В граносиенитах Кошрабадского интрузива локализовано месторождение Чармитан золото-сульфидной формации, к которой отнесены и месторождения Кокпатас, Даугызтау, Амантайтау в Центральных Кызылкумах [5].

Внутриплитными (плюмовыми) являются редкометалльные ассоциации, которые представлены онгонитовой, лейкогранитовой (278-260 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.707), пегматитовой, альбититовой, скарновой известково-глинозёмистой, эндо- и экзогрейзеновой, флюоритовой гидротермальной формациями. В месторождениях, наряду с W, Mo, Sn, содержатся руды в основном Li, Be, Nb, Ta, TR и других элементов. Установленная для Срединного Тянь-Шаня редкометалльная лейкогранитовая формация и ее субвулканические аналоги – онгониты, онгориолиты, эгириновые и фаялитовые их разновидности с сопутствующим нетрадиционным редкоземельным оруденением [2], представляются как индикаторы вышеуказанного режима магматизма и рудообразования.

Таким образом в Срединном и Южном Тянь-Шане выделяются: 1) Рифтовый ультрабазит-базитовый магматизм со свойственным ему оруденением Ti, Fe, Cr, Pt, TR (S₁-D₁); 2) Островодужный контрастный основной – кислый магматизм с оруденением Fe, Au, Ag, Pb, Zn (S₂-D₁); 3) Активноокраинный габброидный и диоритовый магматизм с оруденением Fe, Cu, Au-Ag (C₁-C₂); 4) Активноокраинный (надсубдукционный) гранитоидный магматизм с оруденением Fe, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Au (C₂-C₃); 5) Внутриплитный (горячие точки) субщелочной магматизм от основного до ультракислого состава (малые интрузии) с комплексным оруденением Fe, Ti, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Nb, Ta, Be, TR, Au-Ag, флюорита (C₃-P₁); 6) Внутриплитный (плюмовый) долерит-онгориолитовый магматизм (контрастные дайки) с оруденением Ti, Li, F, U, Nb, Ta, Mo, Re, Be, TR (P₂). Как видно, проявившись в S₁-D₁, C₁, C₃, P₂ ультраосновной и основной магматизм как продукт активизации мантии, проявленный в различных геодинамических обстановках, предшествовал гранитоидному и вероятно сыграл определенную роль в формировании эндогенных месторождений Узбекистана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х.М. Рудно-петрографические провинции. М: Недра, 1964. 136 с.
2. Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Суюндикова Г.М. Ассоциации редкометалльных кислых интрузий (Чаткало-Кураминский регион, Западный Тянь-Шань) // Ташкент: Фан АНРУз, 2009. 165 с.
3. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 226 с.
4. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. Отв. редактор Коваленко В.И. // М.: Наука, 1987. 438 с.
5. Рудные месторождения Узбекистана // Ташкент: ИМР, 2001. 660 с.
6. Эволюция магматизма Средней Азии // М.: Наука, 1986. 277 с.

Медно-молибден-порфиРОВЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3*

В Центрально-Азиатском складчатом поясе Cu-Mo-порфиРОВЫЕ месторождения расположены в вулканоплутонических поясах, формировавшихся в зонах взаимодействия Сибирского континента с океанами – палеозойским (PR₂-PZ₂), Палеотетисом (PZ₃) и Монголо-Охотским (PZ₂-MZ). Рудные районы локализованы в узлах пересечения зон повышенной проницаемости, ориентировка которых совпадает с направлением региональных глубинных структур (крупных сдвигов) и поперечных к ним разломов. Зоны проницаемости, заложенные при коллизии и подновлявшиеся после ее завершения, обеспечивали связь рудно-магматических систем с глубинными источниками и контролировали участие в их развитии мантийного и корового вещества. Особенности строения литосферы определяли во многом состав формирующихся магм и флюидов, что предопределило различие магматических и гидротермальных ассоциаций рудно-магматических систем разных регионов.

Большинство изученных рудных районов сложены породами двух интрузивных комплексов – вмещающего и порфиРОВОГО – формировавшихся, соответственно, на коллизионном и рифтогенном этапах развития регионов. Лишь в рудном поле Хармагтай (Южная Монголия) широко распространены вулканиты и комагматичные субвулканические интрузии, отвечающие субдукционным образованиям.

Вмещающие комплексы на Cu-Mo-месторождениях обычно представлены крупными плутонами (батолитами), в которых локализованы мелкие тела (штоки и дайки) порфиРОВ. Вмещающие (плутоногенные) и порфиРОВЫЕ комплексы – многофазные. Временной диапазон формирования плутоногенного и порфиРОВОВОГО комплексов рудных полей составляет от 40 до 100 млн. лет. Комплексы включают разнообразные по составу породы, образующие габбро-гранитные серии. Плутоногенному и порфиРОВОВОМУ магматизму в конкретных регионах свойственны близкие геохимические и изотопные характеристики и металлогеническая специализация на медь и молибден, что во многом обусловлено общностью глубинного источника.

В Алтае-Саянской области выделяются рудно-магматических системы двух типов: сорского и аксугского. Сорское месторождение расположено в Уйбатском плутоне – одном из коллизионных массивов Кузнецкого Алатау. Развитие коллизионного магматизма произошло в связи с закрытием северо-западной части Палеоазиатского океана в раннем палеозое в результате сближения Алтае-Монгольского и Тувино-Монгольского микроконтинентов с Сибирским континентом. Габброиды плутоногенного комплекса по петрогеохимическим характеристикам близки к венд-нижнекембрийским островодужным базальт-андезитовым вулканитам, с которыми ассоциирует бедная медная минерализация. Гранитоиды батолитов сопровождаются малопродуктивными медными и молибденовыми рудопоявлениями скарнового и жильного типов. С порфиРОВЫМИ комплексами связано развитие Cu-Mo брекчиевого и прожилково-вкрапленного оруденения. Магматические образования Сорского рудного узла относятся преимущественно к субщелочной серии с повышенными К/Na отношениями и содержаниями редких элементов. Они характеризуются однотипными гидротермальными изменениями с доминированием в плутоногенном комплексе калишпатизации и широким развитием в порфиРОВОВОМ комплексе процессов калишпатизации, альбитизации и окварцевания, сопровождающихся минерализацией преимущественно молибденового профиля.

Аксугское месторождение (Тува) приурочено к Хамсаринскому коллизионному плутону, расположенному среди нижнекембрийских вулканитов Тувинской островной дуги. Наиболее ранние

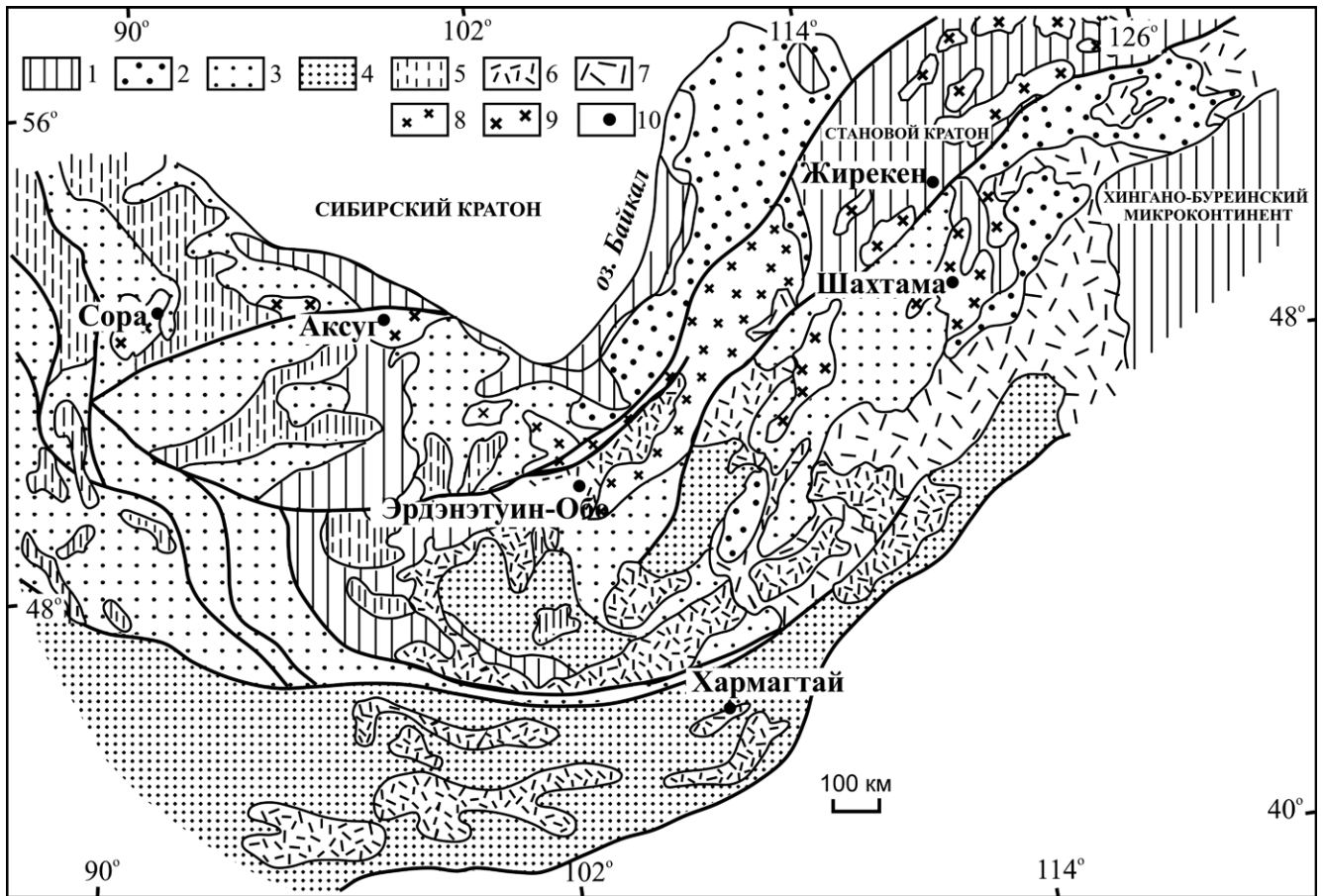


Схема размещения геодинамических комплексов и Cu-Mo-порфировых месторождений в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы (с упрощением по [1, 2]).

1 – дорифейские и рифейские комплексы (нерасчлененные), 2 – рифейские комплексы; 3, 4 – океанические и островодужные комплексы: 3 – нижнепалеозойские, 4 – среднепалеозойские; 5-7 – комплексы активной континентальной окраины: 5 – среднепалеозойские, 6 – верхнепалеозойские, 7 – мезозойские; 8, 9 – коллизионные гранитоидные комплексы: 8 – палеозойские, 9 – мезозойские; 10 – Cu-Mo-порфировые месторождения.

образования плутона представлены преимущественно плагиогранитами толеитового ряда, близкими по составу и возрасту к вмещающим вулканитам. Большая часть плутона сложена натриевой тоналит-гранодиоритовой ассоциацией. Рудоносный комплекс представлен дайками кварцевых диоритовых порфиритов, порфировидных тоналитов и кварц-плагиоклазовых порфиров. Породы вмещающего и порфирового комплексов относятся к известково-щелочной серии пониженной щелочности и характеризуются относительно низкими содержаниями редких элементов. Гидротермальная деятельность характеризуется широким развитием процессов серицитизации, окварцевания и хлоритизации, с которыми ассоциирует рудная минерализация существенно медного профиля.

В Монголии Cu-Mo-порфировые месторождения расположены в позднепалеозойско-ранне-мезозойских вулcano-плутонических поясах. Северо-Монгольский пояс вмещает крупное Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо, ряд мелких месторождений и рудопроявлений. Месторождение Эрдэнэтуин-Обо локализовано в Орхон-Селенгинском прогибе, выполненном мощной толщей вулканогенных отложений пермского возраста. Накопление вулканитов происходило в связи с длительным устойчивым погружением в обстановке растяжения. Породы вмещающего и порфирового комплексов образуют габбро-гранитные серии повышенной натриевой щелочности, в которых преобладают, соответственно, гранодиориты и гранодиорит-

порфиры. Гидротермальное изменение выразилось в широком развитии серицитизированных и окварцованных (в меньшей степени калишпатизированных) пород.

Южно-Монгольский пояс формировался вблизи границы океан-континент, фиксируемой реликтами океанической коры и островодужными комплексами. На рудопроявлении Хармагтай существенно медного профиля (с золотом) рудоносный комплекс представлен субвулканическими телами диоритовых порфиритов, секущими близкие по составу вулканиты верхнекарбонново-нижнепермского возраста. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного типа ассоциирует с калишпатизированными, окварцованными, серицитизированными, хлоритизированными и турмалинизированными породами.

Восточное Забайкалье является областью широкого развития коллизионных гранитоидов, формировавшихся от раннего палеозоя до мезозоя вдоль границы Сибирского континента с Палеоазиатским и Монголо-Охотским океанами. Экономически важное существенно молибденовое оруденение фиксируется в связи с постколлизионными порфиристыми комплексами, обычно локализованными в мезозойских плутонах. Формирование последних происходило при закрытии Монголо-Охотского бассейна вследствие столкновения Сибирского и Хингано-Буреинского континентов. Наиболее изучены молибденовые Жирекенское (с медью) и Шахтаминское месторождения. Жирекенское месторождение, локализованное в Бушулейском плутоне, расположено на северном фланге Монголо-Охотского складчатого пояса, сложенном докембрийскими комплексами и разновозрастными коллизионными гранитоидами. Шахтаминский массив с одноименным месторождением расположен на южном фланге этого пояса, в районе развития мезозойских морских прогибов с основанием, вероятно, океанической природы.

В отличие от Алтае-Саянской области, мезозойские плутоны Восточного Забайкалья сложены преимущественно гранитами с первичными отношениями изотопов стронция (0.707-0.708), свидетельствующими о существенном влиянии коры на состав магмы. Это отчетливо проявлено в Бушулейском плутоне, сложенном гранитоидами более выдержанного состава относительно Шахтаминского массива. Порфиристый комплекс представлен гранит-порфирами и лейкократовыми гранитами, близкими по петрогеохимическим характеристикам к гранитоидам плутона.

В Шахтаминском массиве доминируют гранодиориты, граниты и граносиениты. Распространены также породы повышенной основности: габбро, монцодиориты, диориты. Рудоносный комплекс представлен, в основном гранодиорит- и гранит-порфирами. Распространены также лампрофиры, диоритовые и монцодиоритовые порфириты. С гранитоидами Шахтаминского массива ассоциируют мелкие молибденовые проявления, представленные пегматитами, турмалиновыми и кварц-хлоритовыми жилами. С порфирами связана основная молибденовая минерализация представленная кварц-молибденитовыми жилами и прожилками, тесно ассоциирующими с кварц-калишпатовыми метасоматитами.

Таким образом, на крупных месторождениях рудоносные порфиристые комплексы завершают длительное развитие магматических систем, первичные глубинные источники которых закладывались, по-видимому, на субдукционном этапе развития регионов. Это подтверждается геохимическими характеристиками магматических пород всех рассмотренных выше месторождений, типичными для надсубдукционных образований (нормированные по примитивной мантии содержания $LILE > MREE > HREE$, HFSE). Согласно геохимическим данным, первичным источником магматических систем, продуцировавших Cu-Mo-порфиристые оруденение, была мантия, метасоматически преобразованная флюидами, отделившимися от океанического слэба при субдукции. Унаследованность этих характеристик в магматических образованиях рудных полей, формировавшихся в обстановке коллизии и рифтогенеза, предполагает реактивизацию первичного глубинного источника, а также участие вещества ранних магматитов (производных этого источника) в формировании коллизионных и порфиристых расплавов при перестройке геодинамического режима.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ проекта 11-05-00323).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. М-б: 1:2 500 000 // Ред. Л.П. Зоненшайн, Р.В. Межеловский, Л.М. Натапов. М.: МИНГЕО СССР, 1989.
2. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б: 1:5 000 000 // Ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншин. М.: Аэрогеология, 1980.

As и Bi как индикаторы генетических особенностей орогенных золоторудных месторождений Северо-Востока России

Гамянин Г.Н.¹, Горячев Н.А.²

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

²*Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, goryachev@neisri.ru*

Орогенные месторождения золота представлены тремя генетическими типами: золото-сульфидным прожилково-вкрапленным, малосульфидным золото-кварцевым и золото-висмутовым, нередко являющимися производными единой золотоносной рудно-магматической системы [1, 2]. Во всех типах месторождений мышьяк является минералообразующим компонентом, а висмут в этом качестве проявляет себя только в золото-висмутовом типе.

Золото-сульфидные прожилково-вкрапленные руды характерны для месторождений типа минерализованных зон дробления и смятия (Нежданника, Наталка, Кючус, Майское, Ветренское) с опережающими кварцевыми жилами и крупных ареалов вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации с редкими прожилками кварца в терригенных пермских отложениях (Дегдеканское). Золото-кварцевые малосульфидные жильные месторождения локализуются преимущественно в черносланцевых толщах мезозой (Светлое, Жданное, Хангалас и пр.). Реже они образуют жилы и штокверки в дайках и штоках (Имтачан, Юглер, Утинское, Штурмовское, Контрандья, Тунгусское, Хаптагай-Хая, Дорожное).

К продуктивным ассоциациям в этих месторождениях относятся ранняя пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом, пирит-арсенопирит-кварцевая с шеелитом, полиметаллическая (халькопирит-сфалерит-галенитовая) и сульфоантимонитовая (тетраэдрит-бурнонит-халькостибит-буланжерит). В зависимости от преобладания в рудах двух последних ассоциаций выделяются полиметаллический или сульфоантимонитовый минеральные подтипы месторождений.

Золото-висмутовые сингранитоидные (granitoid-related) месторождения на территории Северо-Востока Азии распространены достаточно широко [3] и тесно ассоциируют с позднемезозойскими S- и I-типа гранитоидами ильменитовой серии. Среди них выделяются два минеральных типа – сульфовисмутит-висмутиновый и наиболее распространенный сульфотеллуридно-висмутовый, который включает два типа руд – малосульфидный (до 3% сульфидов) жильный и сульфидный (> 10%) жильно-метасоматический.

Индикаторная роль As в рассматриваемых месторождениях заключается в составе его носителя – арсенопирита и его морфологических особенностях. В золото-сульфидных прожилково-вкрапленных и золото-кварцевых жильных рудах арсенопирит относится к сернистой разновидности. При этом в арсенопиритах сульфоантимонитового типа S/As (1.067-1.225) выше, чем в полиметаллическом (1.003-1.083), что отражает вертикальную минеральную зональность. Кроме того, длиннопризматические кристаллы арсенопирита вкрапленных руд не только наиболее сернистые, но и максимально золотоносные (до 10000 г/т, Кючус). Они формируются исключительно метасоматическим путем и характеризуют наименьший уровень эрозионного среза. В Au-Bi типе роль As более разнообразна и различна в сульфидном и малосульфидном

типах, которые различаются по ассоциациям As-содержащих минералов. В сульфидном типе руд распространен умеренно мышьяковистый арсенопирит ($As/S = 1.04 \pm 0.02$), содержащий в качестве существенной изоморфной примеси только Co, концентрации которого редко превышает данаитовую разновидность. Повышенное содержание Co более свойственно для максимально мышьяковистого арсенопирита. В малосульфидном типе руд As-содержащие минералы образуют два парагенезиса – арсенидов и сульфоарсенидов с весьма мышьяковистым арсенопиритом ($As/S > 1.05$). В обоих парагенезисах отложение минералов отчетливо подчиняется схеме смены Ni-содержащих минералов, Co-содержащими, а затем минералами Fe – леллингитом и арсенопиритом, что соответствует понижению температуры минералообразования. В арсенидном парагенезисе ранний обычно беспримесный никелин сменяется раммельсбергитом с различными вариациями содержания Co, а затем леллингитом с различными концентрациями Co и Ni. В сульфоарсенидом парагенезисе наиболее ранним является герсдорфит, а арсенопирит – поздним минералом парагенезиса. Среди сульфоарсенидов Co, Ni и Fe можно выделить две линии изменения их составов: (1) от герсдорфита к кобальтину и арсенопириту с изменением состава первого по содержанию Fe от 1 до 13%, Co – 0-18%, S – 8-20% и As – 62-44%; (2) от арсенопирита к герсдорфиту и кобальтину с вариациями Ni 1-9.5%, а Co 4-12%. Наши данные по соотношению основных компонентов в сульфоарсенидах расширяют поле существования природных Co-содержащих разновидностей арсенопирита, обогащенных Ni.

Таким образом, минералы As фиксируют не только разные температурные условия формирования руд указанных минеральных типов, но и разную активность S и As при их формировании. Кроме того они являются минералами концентраторами Ni и Co, несмотря на их близкларковое содержание в гранитоидах и фоновый характер распределения в жилах.

Индикаторная роль Vi наиболее ярко проявляется в золото-висмутовом типе месторождений распространенностью его минералов представленных двумя парагенезисами: висмутин-сульфотеллуридным и самородновисмут-теллуридным. Основу первого составляют висмутин и жозеиты A и B, встречаются также икунолит, золото-висмутовые сульфиды, минерал «M», тетрадимит. Во втором парагенезисе преобладают самородный висмут и хедлейит, реже встречаются теллуrowисмутит, верлит и мальдонит. Вариации составов сульфотеллуридов и теллуридов висмута очень широки и демонстрируют существенное отклонение от стехиометрии в сторону избытка Vi или изменчивости Te/S отношения. В пределах одного зерна отмечаются переходы от икунолита до лайтакариита, от жозеита B до минерала «K» (по А.А. Годовикову). На диаграмме в системе Vi-Te-S отчетливо выделяются гомологические ряды на основе выше-названных минералов. Кроме того, в минералах висмута нередко обнаруживаются существенные концентрации (обычно > 3%) Sb, Pb, Se, присутствие которых отражает геохимическую специфику структурно-металлогенических зон [1] и свидетельствует о возможном локальном привносе этих минералообразующих компонентов из осадочных толщ. Из других минералов висмута следует отметить присутствие Au-Vi сульфидов с разным соотношением основных компонентов – Au, Vi, S (Басагунья, Неннели, Школьное – жила № 6). В единичных случаях отмечены сульфовисмутиды – козалит (Басагунья), а редко отмечаемый в этом типе галенит содержит более 0.5% висмута. В качестве примеси в этих месторождениях Vi встречается также в леллингите, арсенопирите (более 500 г/т; в основном за счет ультратонкой вкрапленности самородного висмута) и в золоте (200-1600 г/т).

В малосульфидных золото-кварцевых месторождениях минералы Vi (лиллианит, кобеллит, козалит и хробетсуит) нами установлены только для жил в штоках гранитоидов (Шурик, Рыжик) и дайках (Тунгусская, Утинская). Арсенопирит (44 месторождения – более 400 анализов) содержит повышенные концентрации Vi до 350 г/т в месторождениях, локализующихся в штоках (Хаптагай-Хая тип) и дайках (Утинское, Штурмовское, Тунгусское и др.). В арсенопирите месторождений среди черносланцевых толщ Vi меньше – 5 г/т, а пирит (22 месторождения)

практически содержит менее 10 г/т Вi и распределение его по типам локализации месторождений аналогичное, что и для арсенопирита. Галенит в жилах среди даек и штоков постоянно содержит Вi в среднем около 0.5% (максимум до 1%). Здесь отмечается его корреляция с примесью серебра, что связывается с известным присутствием в нем α -матильдита. В жильном типе месторождений среди черносланцевых пород присутствие Вi непостоянно, изредка достигает 0.5%, а в месторождениях Алешкино и Игуменовское достигает 3.4 и 6% соответственно. В этом типе месторождений концентрации Вi в галените не коррелируют с Ag, и связаны с гетеровалентным изоморфизмом Вi и Pb. В прожилково-вкрапленном типе месторождений Вi очень редок и встречается только в жилах Наталки (0.1-0.6%; высокие содержания только при локализации прожилков в дайках). Наибольшие концентрации Вi отмечаются в сульфоантимонитах. Картина распределения Вi в них близка отмеченной для галенита. Для *буланжерита* установлен максимум концентраций 5.3% Вi жилах среди даек и штоков, в остальных жильных типах примеси Вi существенно меньше, а в прожилково-вкрапленном типе его практически нет. *Джемсонит* также содержит 0.3-1.8% Вi в дайковом типе, в жильных типах черносланцевых толщ он редок, (иногда до 0.4%), в прожилково-вкрапленном типе его нет. В *бурноните* Вi обнаружен в единичных месторождениях в дайковом типе – 0.9% (Тунгусское) и 0.18% (Аулочан). В дайковом типе месторождения Тунгусское Вi обнаружен также в халькостибите – 2.2% (3 пробы), аналогично в цинкениите – 1.3% (4) и фаматините – 1.6% (2). *Антимонит* имеет постоянную примесь Вi (первые десятки г/т) в дайковом типе месторождений и спорадически он встречается в антимоните остальных типов (не более 8-10 г/т). Содержание Вi в самородном золоте (50 объектов) варьирует от его постоянной (десятки г/т) в месторождениях дайкового типа до спорадической (первые г/т) в золоте остальных типов.

Таким образом, висмут является обычной примесью в минералах золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. Его количество в них различное – от десятков – сотен г/т (арсенопирит, золото, антимонит) до долей процента и первых процентов (галенит, сульфосоли Sb, Pb, Cu). Вариации содержания Вi в минералах и его минеральных форм закономерны в рассмотренном ряду месторождений золота. Максимальное разнообразие форм и концентраций Вi типично для золото-висмутового типа, генетически связанного с орогенными гранодиорит-гранитными плутонами, следом идут месторождения в дайках и штоках диорит-гранодиоритового состава, минералы которых существенно обогащены Вi. Для них же отмечены и редкие находки сульфовисмутидов. Минимальное, но принципиально важное, присутствие Вi в минералах руд золота, локализованных в терригенных толщах, свидетельствует о генетическом родстве этих месторождений с остальными и заставляет уверенно предполагать магматогенный (гранитогенный) источник этого элемента в рудах орогенных месторождений золота.

Очевидно, что индикаторная минералого-геохимическая роль As и Вi в орогенных месторождениях золота Северо-Востока обусловлена как условиями минералообразования [1], так и существенным влиянием материнских гранитоидных комплексов в совокупности с рудовмещающими терригенными толщами. При этом роль гранитоидов представляется определяющей в формировании золото-висмутовых и малосульфидных золото-кварцевых месторождений [2].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ – № -09-05-00819а, 09-05-98536-р-восток; проектов ДВО РАН 09-08-П-СУ-003, 09-08-П14-008.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гамянин Г.Н.** Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 221с.
2. **Горячев Н.А.** Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
3. **Горячев Н.А., Гамянин Г.Н.** Золото-висмутовое оруденение Северо-Востока России // Золоторудные месторождения востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С.50-62.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Гармаев Б.Л.¹, Дамдинов Б.Б.¹, Горячев Н.А.²

¹Геологический институт СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба

²Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16

Юго-восточная часть Восточного Саяна давно известна своей золотоносностью, здесь полагаются как кварцево-жильные (Пионерское, Коневинское, Таинское и др.), так и золото-сульфидные (Зун-Холбинское, Зун-Оспинское и др.) месторождения золота. Некоторые из них (Коневинское, Туманное), а также ряд рудопроявлений Тисса-Сархойского рудного узла (Хорингольское, Сагангольское, Обогольское) обнаруживают пространственно-генетическую связь с гранитоидами таннуольского тоналит-гранодиоритового комплекса (E_{2-3}), образованных в обстановках аккреционно-коллизии процессов сжатия и скучивания сиалических масс к окраине Сибирского кратона в кембрии-ордовике [3, 7]. Коротко рассмотрим указанные золото-рудные объекты.

Коневинское месторождение располагается в порфировидных гранодиоритах Сайлагского массива (рис. 1). Характерной особенностью пород этого массива является практически повсеместное присутствие рассеянной сульфидной минерализации, которые макроскопически выглядят неизменными [5]. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с зонами окolorудной березитизации и сульфидизации среди гранитов. Основные рудные минералы кварцевых жил – пирит, тетрадимит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, антимонит; зон сульфидизации и березитизации – пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит. Содержания золота в кварцевых жилах до 50 г/т; в окolorудных метасоматитах – до 5 г/т; в рудовмещающих гранодиоритах – от 0.1 до 0.3 г/т.

Туманное рудопроявление располагается в лейкократовых и биотит-роговообманковых гранитах, экраном оруденения служат осадочно-метаморфические образования докембрия (биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты билинской свиты, а также мраморизованные известняки монгошинской свиты) (рис. 1) [6]. Рудные тела представлены кварц-сульфидными жилами и зонами кварцевого прожилкования. Содержания рудных минералов в кварцевых жилах колеблется от убогих (до 1%), до существенно сульфидных (до 20-50%), в основном же руды малосульфидные (0.5-5 %). Минеральный состав руд сложный: антимонит, галенит, тетраэдрит, пирит, арсенопирит, халькопирит, самородный висмут, висмутин. Распределение золота в кварцевых жилах крайне неравномерное и не зависит от количества сульфидов, содержания его колеблется от «следов» до 445.2 г/т [6]. Окolorудные изменения вмещающих гранитов выражаются в серецитизации, окварцевании, хлоритизации и сульфидизации.

Рудопроявления **Тисса-Сархойского** рудного узла – Хорингольское, Сагангольское, Обогольское локализируются в кварцевых диоритах и гранодиоритах Сархойского гранитоидного массива (рис. 1) [1, 4]. Это типично жильные рудопроявления, для которых характерно широкое распространение пирит-полисульфидной минеральной ассоциации, где главную роль играет пирит. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами (анкерит, кальцит, доломит) и серицитом; рудные – пиритом (преобладает), сфалеритом, галенитом, халькопиритом, а также киноварью (очень редко). Особое место среди рудной минерализации занимает широкий комплекс теллуридных и теллурсодержащих минералов (петцит, гессит, калаверит, сильванит, алтаит, мелонит), постоянно в них встречающихся и образующих позднюю парагенетическую ассоциацию с самородным золотом. В целом руды малосульфидные – 1-5%.

Вмещающий рассмотренное золотое оруденение таннуольский тоналит-гранодиоритовый

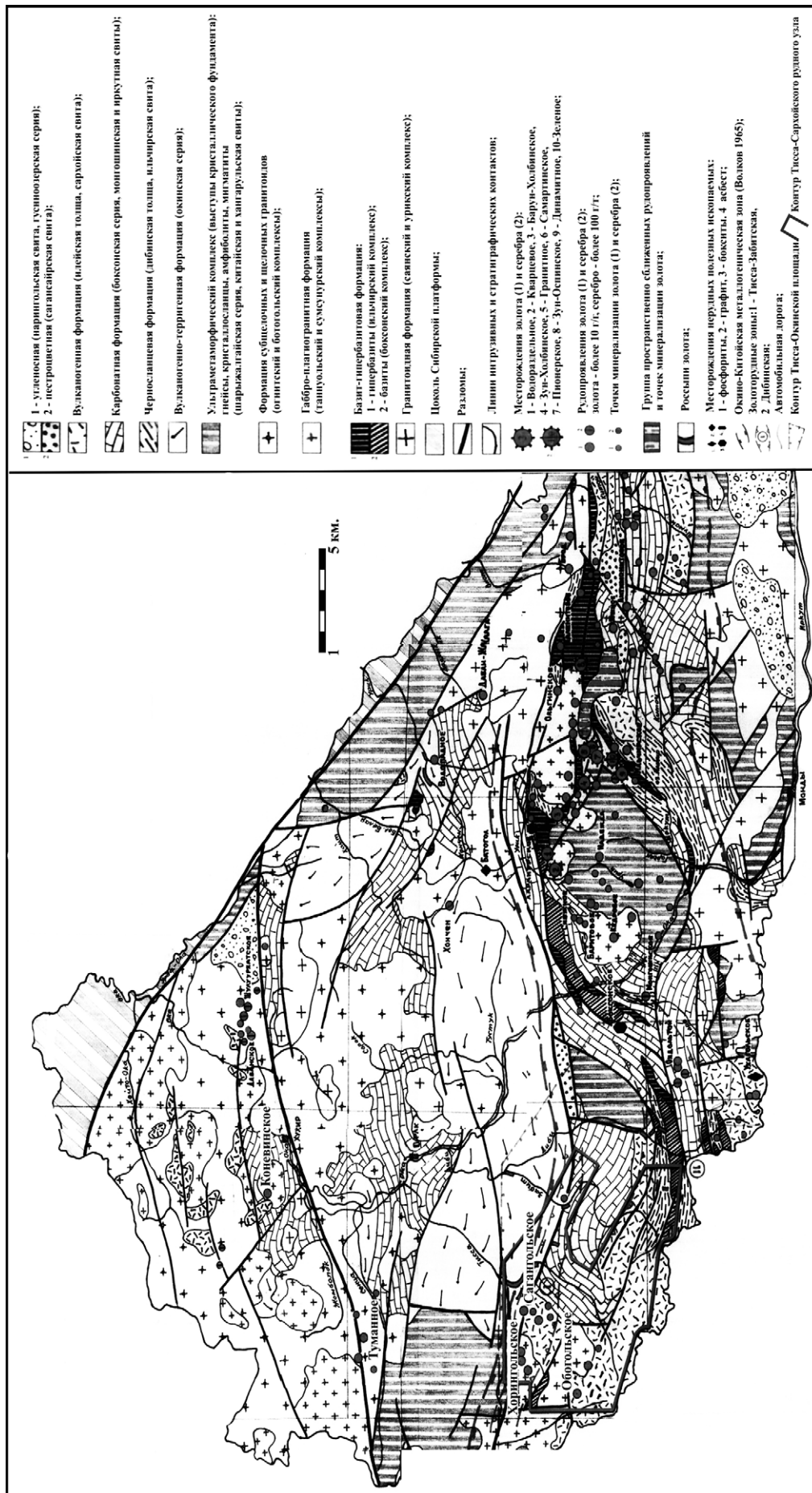


Рис. 1. Карта золотонности юго-восточной части Восточного Саяна (по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова и др.).

комплекс был выделен в регионе на основании сходства с интрузивными образованиями Восточной Тувы. Палеозойский возраст гранитов юго-восточной части Восточного Саяна основывался главным образом на геологических данных [2]. Исследованиями С.Н. Руднева [7] интрузивных образований Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов Восточной Тувы, ранее рассматривавшиеся в качестве эталона раннекембрийского таннуольского комплекса, показано, что они имеют *полихронное* происхождение. Формирование интрузивных ассоциаций происходило в возрастном диапазоне 570-450 млн. лет, отражая закономерную смену геодинамических обстановок от островодужной (570-520 млн. лет) к аккреционно-коллизионной (510-450 млн. лет).

В геодинамической эволюции поздних байкалид и палеозоид согласно И.В. Гордиенко [3] выделяется раннекаледонский этап, который является одним из важных эпизодов в формировании палеозоид рассматриваемого региона. В этот этап формировались спрединговые зоны СОХ, островные дуги (Кузнецко-Алатауская, Таннуольско-Хамсаринская и др.) с протяженными зонами субдукции, существовали преддуговые бассейны и задуговые спрединговые окраинные моря.

В юго-восточной части Восточного Саяна результатом указанных событий явилось широкое распространение в регионе вулканоплутонических ассоциаций, представленных как собственно вулканогенными (сархойская серия), так и интрузивными (таннуольский комплекс) образованиями. В аккреционно-коллизионный этап (530-450 млн. лет) существование позднерифейско-вендраннекембрийских островных дуг Палеоазиатского океана завершается мощными аккреционно-коллизионными процессами сжатия и скучивания в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы. В результате чего произошло образование аккреционно-коллизионных гранитов и высокотемпературного зонального метаморфизма амфиболитовой фации. Эти события послужили фоном, на котором формировалось золотое оруденение.

Таким образом, есть все основания считать, что рассмотренные золоторудные объекты региона (Коневинское, Туманное, а также рудопроявления Тисса-Сархойского рудного узла) образовались в результате раннепалеозойских тектонических событий, в связи с аккреционно-коллизионными гранитами таннуольского тоналит-гранодиоритового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гармаев Б.Л.** Золото-теллуридный и золото-висмутовый минеральные типы оруденения западного фланга Боксон-Гарганской металлогенической зоны (Восточный Саян) // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2011. 26 с.

2. **Геология и рудоносность Восточного Саяна** // Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.

3. **Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 53-70.

4. **Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., Гармаев Б.Л.** Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 8. С. 833-847.

5. **Жмодик С.М., Миронов А.Г., Бобрик О.М. и др.** Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна // Золоторудные месторождения востока России: труды III Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 21-25 сентября 2004 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 74-87.

6. **Золото Бурятии.** Кн. 1 // Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 464 с.

7. **Руднев С.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 32 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ МАЛИНОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Гвоздев В.И., Федосеев Д.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия*

Модели вольфрамоносных рудно-магматических систем (РМС) Приморского региона и вопросы их эволюции ранее рассматривались авторами на примере «типовых» скарновых шеелит-сульфидных месторождений – Лермонтовского и Восток-2 [2].

Согласно этих моделей основными и определяющими факторами эволюции РМС были: *в нижней части коры* – формирование на разных уровнях системы, магматических очагов, которые в эволюции продуцировали разнотипную по составу минерализацию (вольфрамовые, олово-вольфрамовые, молибден-вольфрамовые и др. месторождения); *в верхней части коры* – кристаллизация расплавов по камерной модели. Это, в сочетании с геологическими параметрами РМС, обусловило появление в них разных по генезису (скарновые, грейзеновые, гидротермальные) месторождений. Причем, каждый генетический тип месторождений характеризуется одинаковой последовательностью минералообразования (с одинаковыми типоморфными особенностями породобразующих и рудных минералов), но разной интенсивностью проявления стадий. Одним из определяющих условий формирования высокопродуктивных локальных вольфрамоносных РМС является геодинамический режим.

Ярким примером вышеизложенного может быть Малиновский рудный узел – один из перспективных объектов Приморья на вольфрамовое оруденение. В настоящий момент здесь известно и в разной мере изучено два скарновых вольфрамовых месторождения Скрытое и Кордонное, а также ряд гидротермальных рудопроявлений с молибден-вольфрамовой (Легкое и Александровское), оловянной и оловянно-полиметаллической минерализацией.

Как и в «типовых» РМС площадь Малиновского рудного узла и скарновых месторождений сложены преимущественно олистостромовой толщей юрского возраста, характеризующей Самаркинскую аккреционную призму. Матрикс этой толщи представлен алевролитами, песчаниками, сланцами, туфопесчаниками, вулканогенными породами (спиллиты, базальты и др.), а олистолиты – блоками, пластинами карбонатно-кремнистых пород [4, 5].

Магматические породы района изучены слабо. Тем не менее, среди них по возрасту выделены три комплекса (Найденко и др., 2007 г): *юрский* (Кокшаровский) – пластовые тела габбро-диабазов, амфиболовых габбро, пироксенитов и др. (J_2); интрузивные тела габбро, пироксенитов, сиенитов (J_3); *позднемеловой* (Татибинский) – диориты (первая фаза), биотитовые гранодиориты, граниты, лейкограниты (вторая фаза); *позднемеловой-палеогеновый* (вулканический) – дациты, риодациты, андезиты, их туфы, игнимбриты и др.

На месторождениях Скрытое и Кордонное интрузивные магматические породы имеют подчиненное распространение, а преобладают межпластовые тела (габбродиабазы, диабазы, спиллиты и др.). Реже встречаются измененные (мусковитизированные) дайки кислого состава. На Месторождении Скрытом они рассматриваются как апофизы гранитного интрузива и, по нашим данным имеют раннемеловой (104 млн. лет) возраст. Купол измененных гранитоидов вскрыт также на месторождении Кордонное. Они предварительно рассматриваются аналогом гранитоидов татибинского комплекса, слагающих крупный массив расположенный на незначительном удалении к северу от месторождения.

Рудные тела на месторождениях Скрытое и Кордонное приурочены к пологозалегающим блокам скарнированных карбонатно-кремнистых пород, которые пересекаются множеством прожилков кварц-полевошпат-шеелитового, кварц-шеелитового (иногда с апатитом и арсенопиритом) состава. Мощность скарнированных участков – от менее 0.2 до более 6.9 м; мощность прожил-

ков редко превышает первые сантиметры. Максимальная их концентрация (до 7-10 на погонный метр) наблюдалась в рудной зоне Прожилковой месторождения Скрытое.

По совокупности геологических признаков (литологический состав юрской аккреционной призм; раннемеловой возраст гранитоидов [1]; морфология рудных тел и др.) можно предположить, что формирование этого района происходило в режиме трансформной окраины [3], что является благоприятным фактором для образования скарновых месторождений шеелит-сульфидного типа в изученном регионе.

Другим определяющим признаком, отражающим эволюционную направленность процессов происходящих в локальных вольфрамоносных РМС является стадийность минералообразования. На всех «типовых» месторождениях (Лермонтовское, Восток-2) рудные тела сложены минеральными ассоциациями роговиков, скарнов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов и сульфидов, формирование которых соответствует четырем основным этапам минерализации: 1 – контактового метаморфизма, 2 – скарновый, 3 – рудный, 4 – пострудный. Такая же последовательность минералообразования наблюдается и на месторождениях Скрытом и Кордонном. Основное отличие этих месторождений от эталонных объектов заключается в интенсивности проявления той или иной стадии минерализации. Так, на месторождении Скрытом наиболее широко проявлены ассоциации ранних «безрудных» (везувиан-гранат-пироксеновых) скарнов и полевошпат-кварцевых метасоматитов (с арсенопиритом). В то же время на месторождении Кордонном преобладают ассоциации более поздних «рудных» (пироксеновых) вольфрамоносных скарнов и скарнов (пироксен-гранатовых, андрадитовых) с полиметаллическим оруденением, с которыми ассоциирует сульфидная (преимущественно пирротин, халькопирит и пирит) минерализация.

Подтверждением эволюционной направленности процессов происходящих в РМС могут быть типоморфные особенности породообразующих и рудных минералов. Установлено, что типоморфизм минералов на изученных месторождениях такой же как и минералов на эталонных объектах. Так, пироксены из «ранних» ассоциаций скарнов имеют более магнезиальный (салит) состав по отношению к пириоксенам (геденбергит) из «поздних» скарнов. В везувианах «ранних» скарнов отмечаются более высокие концентрации титана (TiO_2 – до 3.6 масс. %) по сравнению с гранатом (гроссуляр – TiO_2 менее 0.8 масс. %). Для пироксенов (геденбергит) из скарнов с вольфрамовым и полиметаллическим оруденением характерны более высокие содержания марганца (от более 2 до 4-6 масс. % MnO). Апатиты изученных месторождений относятся к фторсодержащей разновидности, причем его максимальное количество отмечается в кварцевых прожилках с шеелитом. В сфалеритах «ранних» парагенезисов (с арсенопиритом) постоянно присутствует кадмий (более 0.3 масс. % Cd), в то время как его максимальные концентрации (более 1 масс. %) – более характерны для «поздних» (с пиритом, галенитом).

Обращает на себя внимание сопутствующая минерализация месторождений Скрытое и Кордонное, которая по элементному составу (Bi , Pb , Ag , Te , Au) и типоморфным признакам минералов такая же, как и на эталонных объектах. Среди редких минералов установлены: минералы лиллианит-густавитовой серии (до 8 масс. % Ag), висмутин, галенит (до 6 масс. % Bi и до 1.37 масс. % Ag), сульфотеллуриды висмута (группа жозета), самородные висмут и золото. Примеси селена (до 0.6 масс. %) отмечаются в минералах лиллианит-густавитовой серии и сульфотеллуридах висмута (до 0.74 масс. %).

По совокупности признаков (геологическая позиция, возраст и особенности минералогии, геохимии, металлогенической специализации магматических комплексов, стадийность формирования метасоматических пород и руд, типоморфизм породообразующих и рудных минералов) месторождения Скрытое и Кордонное необходимо рассматривать как составляющие элементы единой рудно-магматической системы, эволюция которой происходила в условиях смены геодинамического режима раннемеловой трансформной окраины на режим субдукционный.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 09-2-СУ-08-002; №09-III-08-400.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН, 2008. Т. 420. № 1. С. 70-75.
2. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 338 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток; Дальнаука, 2006. 239 с.
5. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.

ОЛОВОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН: ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ

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

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

г. Москва, Старомонетный пер., 35

Среди оловорудных месторождений Востока России месторождения континентальных окраин преобладают как в количественном отношении, так и по учтенным запасам олова [4]. Результаты их исследования, имеющие большое практическое значение, являются вместе с тем основой для совершенствования моделей оловоносных рудно-магматических систем (РМС) разных по геодинамическим обстановкам континентальных окраин. Наши исследования выполняются на примере рудных районов Хингано-Охотской и Сихотэ-Алинской оловоносных областей (металлогенических поясов), объединяемых в Хингано – Сихотэ-Алинскую металлогеническую провинцию, и их «типовых» месторождений (рисунок). Их результаты позволяют сформулировать положения, характеризующие некоторые, преимущественно магматические, особенности генезиса и эволюции соответствующих РМС.

1. Формирование магматических ассоциаций Хингано-Охотской и Сихотэ-Алинской оловоносных областей, начавшись практически одновременно в интервале 120-115 млн. лет, проходило с разной продолжительностью. В целом для РМС Хингано-Охотской области этот процесс был более кратковременным (120-80 млн. лет), чем для Сихотэ-Алинской (115-45 млн. лет). В схемах геодинамической эволюции региона [5] первая из них формировалась при доминировании трансформного режима, сменявшегося на режим активной субдукционной окраины; вторая – при доминировании субдукционного режима, которому предшествовал и который сменял во времени режим трансформный (скольжения литосферных блоков).

2. Геохимические особенности и последовательность пород магматических ассоциаций главных оловорудных районов (РМС) Хингано-Олонойской оловоносной области фиксируют согласованную во времени эволюцию магматизма от известкового низкокальциевого (субтолеитового) к известково-щелочному и далее субщелочному (монцонитоидному). Это в значительной мере соответствует общей (принципиальной) модели магматизма активной континентальной окраины субдукционного типа [3]. В то же время, присутствие в них щелочных базит-ультрабазитовых пород, топазовых риолитов и комагматичных им литий-фтористых редкометалльных гранитов могут фиксировать обстановки скольжения (проскальзывания) литосферных блоков с характерным для них магматизмом.

В главных рудных районах Сихотэ-Алинской оловоносной области ранний этап магматизма фиксируют породы (суб) щелочных трахиандезит (шошонит) – габбро – монцонит – сиенитовых комплексов, ареалы которых ограничены и приурочены к зонам наиболее крупных – глубинных

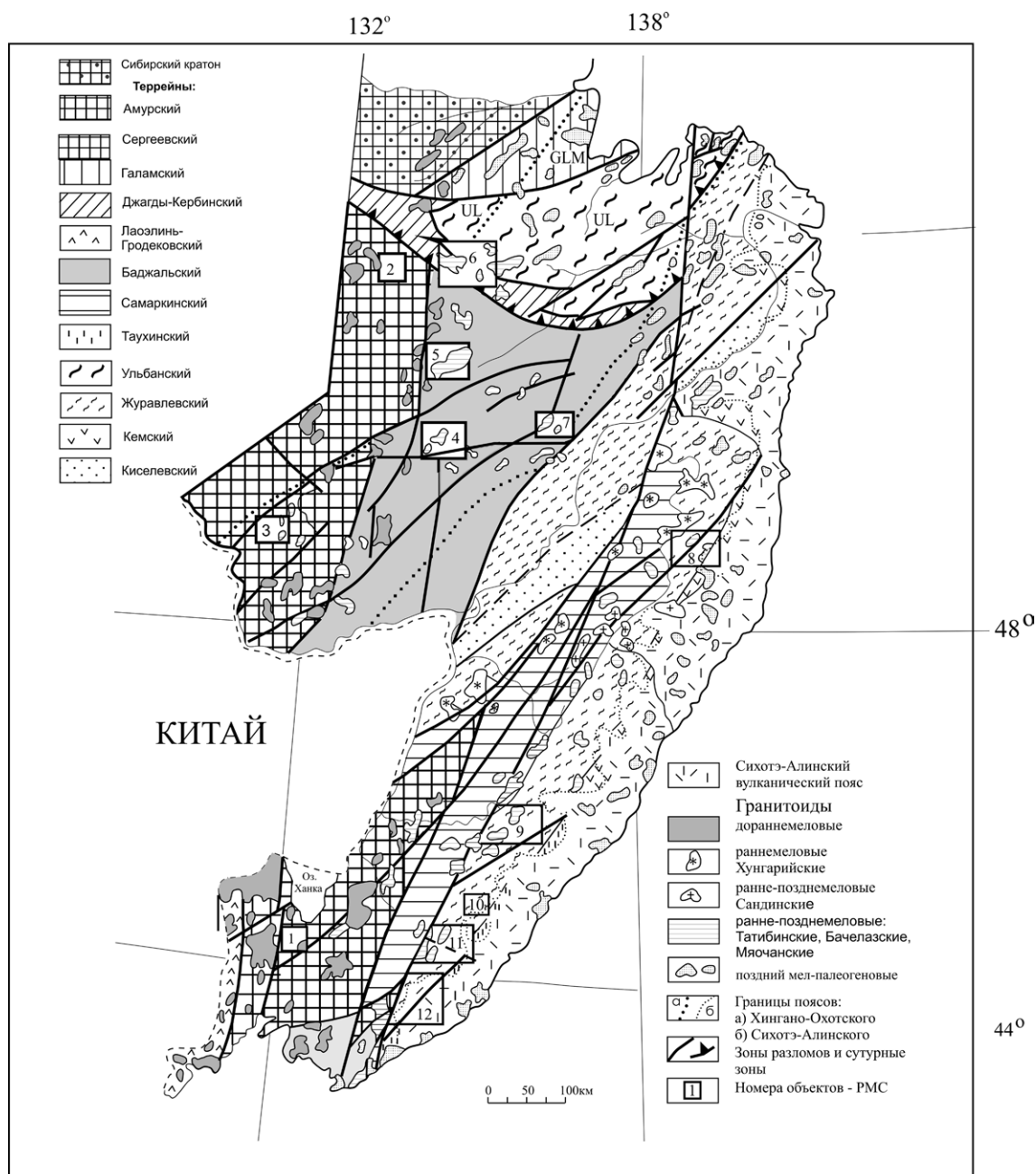


Рис. Оловоносные РМС (рудные районы) в геологической схеме региона.

1 – Вознесенская, 2 – Ниманская, 3 – Хингано-Олонойская, 4 – Баджалская, 5 – Дуссе-Алинская, 6 – Эзоп-Ям-Алинская, 7 – Комсомольская, 9 – Арминская, 8 – Северо-Сихотэ-Алинская, 10 – Краснореченская, 11 – Кавалеровская, 12 – Фурмановская.

разломов. По основным геохимическим признакам эти породы можно рассматривать образованиями тыловодужного магматизма зон субдукции. Этому, однако, противоречат данные об их более древнем возрасте в сравнении с породами фронтальной части пояса [2]. По нашему мнению, более обоснованным является предположение об образовании их в условиях скольжения литосферных блоков.

С незначительным отставанием во времени в этих районах формировались известково-щелочные андезит – диорит – гранодиорит – гранитные и риолит – гранитные комплексы, представляющие разные этапы эволюции надсубдукционного Сихотэ-Алинского пояса.

3. Корово-мантийная природа магматических ассоциаций, локализация исследованных

районов (РМС) на границах разнородных террейнов, а также в террейнах аккреционных призм, неоднородность состава которых предопределена их генезисом, объясняют в определенной мере, признаваемую большинством исследователей металлогения олова, гетерогенность источников вещества при формировании его месторождений. Разную степень гетерогенности вещества при формировании оловоносных систем разного ранга фиксируют результаты исследования изотопного состава свинца галенитов [2].

4. Среди оловорудных месторождений и рудопоявлений Хингано-Охотской области абсолютно преобладают малосульфидные типы касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. Показательно присутствие здесь оловянной минерализации риолитовой формации, которая является типоморфной для Калифорнийской (трансформной) континентальной окраины. Основная стадия оловянного рудообразования на месторождениях касситерит-кварцевой формации фиксируется в интервале 95-90 млн. лет, а на месторождениях касситерит-силикатных – 85-80 млн. лет.

В оловорудных районах Сихотэ-Алинской области ведущей является минерализация касситерит-силикатной (многосульфидные типы; 82-73 млн. лет) и касситерит-сульфидной (65-55 млн. лет) формаций. Своеобразным генетическим аналогом оловянного оруденения риолитовой формации в этой области можно рассматривать оловянно-сульфидную минерализацию в неках риолитов и сопровождающих их эксплозивных брекчий (порфиновый тип по С.М. Родионову, 2005). Их формирование, по геохимическим особенностям и возрасту (63-53 млн. лет) магматизма, фиксирует палеоцен – эоценовый (трансформный) этап развития региона.

В наиболее значительных по объему оловянной минерализации рудных районах, а иногда и на отдельных их месторождениях, образования разных формаций бывают совмещены.

5. Минерализация типовых объектов Хингано-Охотской (месторождения Комсомольского района) и Сихотэ-Алинской (месторождения Кавалеровского района) областей существенно различается не только по минеральному составу, но и по геохимическим признакам отдельных минералов (элементы-примеси в касситеритах, изотопный состав серы и свинца). Характер различий позволяет рассматривать их в связи с разными причинами, в т.ч. с разными геодинамическими обстановками формирования исследуемых объектов.

6. В отличие от классических моделей оловоносных систем континентальных окраин [6] модели разноранговых, в т.ч. и локальных систем континентальных палеоокраин Сихотэ-Алиня фиксируют их формирование в меняющемся геодинамическом режиме.

Исследование выполняется при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-A-08-400 и РФФИ № 11-05-00942_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Чернышев И.В., Чугаев А.В. Вариации изотопного состава свинца месторождений оловорудных районов Дальнего Востока России. Тезисы докладов XIX симпозиума по геохимии изотопов. Москва, 2010. С. 77-79.

2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцитонитовидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 20-31.

3. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли М.: Недра. 1981 584 с.

4. Родионов С.М. Металлогения олова востока России М.: Наука, 2005. 328 с.

5. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94-108.

6. *Geology of Tin Deposits*. C.S. Hutchison (Ed.). Berlin: Springer-Verlag. 1988. 718 p.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ ПО МИКРОЭЛЕМЕНТАМ В КАССИТЕРИТАХ

Гореликова Н.В.¹, Ханчук А.И.², V. Pawlowsky-Glahn³, R. Tolosana-Delgado³, Чижова И.А.¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, г. Москва, Старомонетный пер, 35, ngor@igem.ru*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

³*Universitat de Girona, Spain*

Понятие о парагенезисе элементов в минералах введено впервые А.Е. Ферсманом [1] и получило дальнейшее развитие в работах С.А. Щеки [3]. С.А. Щека на примере магнетита показал, что парагенезис микроэлементов магнетита может служить надежным критерием при расчленении магматических комплексов и решении ряда геологических задач. Согласно новой геодинамической модели рудных месторождений А.И. Ханчука [2], оловорудные полистадийные месторождения Дальнего Востока образованы в условиях меняющихся геодинамических режимов от ранней трансформной континентальной окраины калифорнийского типа к активной окраине андийского типа и снова к молодой трансформной окраине. Чтобы выяснить правомочность этой модели, выполнена классификация оловорудных месторождений с использованием двух различных методов – нового методологического подхода, основанного на геометрии Атчисона [5], и метода математической логики, разработанного И.А. Чижовой [4].

С целью характеристики оловорудных месторождений и выявления индикаторных свойств минералов, характеризующих рудно-магматические системы, проведено сравнительное изучение геохимических особенностей касситеритов из оловорудных формаций Дальнего Востока (Приамурья и Приморья). Исследованы оловорудные зоны месторождений Фестивальное и Перевальное Комсомольского рудного района, расположенные в пределах Хингано-Охотского металлогенического пояса, и крупные месторождения Кавалеровского района, приуроченные к Сихотэ-Алинской складчатой системе. Геохимическая база данных, использованная в работе, составляет около 900 образцов касситеритов, в которых методом количественного спектрального анализа определены содержания Sc, W, Nb, V, Cr, Be, Ti, Zr, Fe, Mn.

В Комсомольском рудном районе исследованы руды месторождений Фестивальное и Перевальное, представленные турмалиновым типом касситерит-силикатной формации, в Кавалеровском – несколько зон Высокогорского (Кулисная, Тектоническая, 8-ая Восточная) и Арсеньевского (Южная, Индукционная, Фельзитовая, Турмалиновая, Подружка), месторождений, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках.

Для выяснения влияния геодинамической позиции рудных районов на формирование оловорудных месторождений проведено сравнение геохимических ассоциаций касситеритов из месторождений Приамурья и Приморья с помощью бинарного иерархического дискриминантного анализа. Использован оригинальный геометрический подход, разработанный V. Pawlowsky-Glahn и R. Tolosana-Delgado [6]. Сущность метода состоит в выявлении оптимального направления в векторном пространстве, которое максимизирует функцию, с помощью которой производится разделение классов. На основании этих функций вычисляются значения ортогональных векторов, характеризующих содержание микроэлементов в минерале. База данных рассматривается как векторное пространство, в котором вектора характеризуют соотношение элементов. Процедура состоит в следующем: содержания микроэлементов представляются в виде координат в ортогональной проекции и далее проводится разделение групп с помощью правила Фишера. Используя полученные координаты, строятся вектора в выбранном векторном пространстве, которые отражают изменение переменных и их соотношение друг с другом. Чистота разделения групп определяется долей ошибочных решений с помощью кластерного анализа.

Полученные результаты показывают, что на построенных графиках оловорудные месторождения группируются согласно геодинамическим обстановкам. Графики отражают четкое различие между группами 1-2 (трансформная окраина) и 3-4 (надсубдукционная обстановка). Графики и тройные диаграммы (Nb, In, V) показывают тренды месторождений Комсомольского района, которые обособляются от трендов зон Арсеньевского месторождения, за исключением широтных зон, образование которых связано с режимом трансформной окраины, что сближает их с зонами Комсомольского района. Это свидетельствует о том, что геодинамическая обстановка оказывает наиболее существенное влияние на режим рудообразования, что отражается на составе минералов.

Проведенное исследование парагенезисов микроэлементов касситеритов из оловорудных месторождений Дальнего Востока с помощью метода распознавания образов, позволяет классифицировать их на 2 основные группы, соответствующие наиболее вероятным геодинамическим обстановкам – ранней мелового возраста трансформной окраине (Комсомольский район и широтные зоны Арсеньевского месторождения), обстановке активной окраины андийского типа, в условиях которой формировались субмеридиональные зоны Арсеньевского месторождения, и поздней эоценового возраста трансформной окраине, характерной для Высокогорского месторождения (рис. 1).

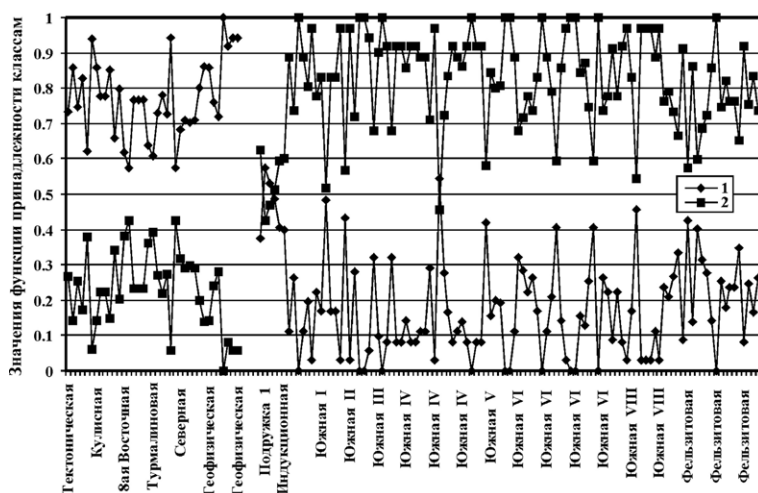


Рис. 1. Геодинамическая типизация рудных районов Дальнего Востока.

1 класс – трансформная окраина (Фестивальное – зона Геофизическая, Перевальное – зона Северная, Высокогорское – зоны Тектоническая, Кулисная, 8-ая Восточная, Арсеньевское – Турмалиновая); 2 класс – надсубдукционная обстановка (Арсеньевское – зоны Южная, Индукционная, Подружка, Фельзитовая).

На основании полученных результатов можно сделать вывод, что различия в составе касситеритов обусловлены в первую очередь особенностями флюидного режима, определяющихся, в конечном счете, особенностями геодинамических обстановок. Выявленные геохимические различия минералов могут быть использованы для идентификации оловянных месторождений, образованных в различных геодинамических условиях, и дать дополнительный материал для обоснования новой геодинамической модели оловянных месторождений.

Проведена геодинамическая типизация рудных районов на основе геохимических ассоциаций микроэлементов в касситеритах из оловорудных месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций Приморья и Чукотки. Для идентификации оловянных месторождений использована эталонная группа оловянных месторождений, геодинамическая позиция которых установлена ранее. Оловянные месторождения образуют 2 тренда: 1) месторождения касситерит-турмалинового типа, формирующиеся в условиях трансформной окраины (Валькумей, Иульгин, Забытое, Смирновское, Южное и др.), 2) ряд месторождений касситерит-хлоритового типа, формирование которых наиболее вероятно в условиях надсубдукционной обстановки (Левицкое, Хрустальное, Красногорское, Дубровское и др.) (рис. 2).

Ярким свидетельством влияния геодинамической обстановки на геохимические особенности касситерита является то, что оловянные месторождения, сформированные в услови-

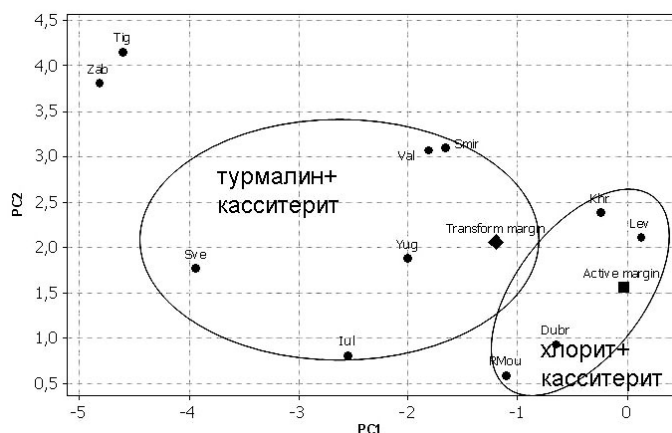


Рис. 2. Пространственное расположение в (PC1, PC2) координатах оловянных месторождений Приморья и Чукотки и (PC1, PC2)-центры трансформной и над-субдукционной обстановок.

Месторождения: Zab – Забытое, Tig – Тигриное, Sve – Светлое, Iul – Июльтин, Val – Валькумей, Yug – Южное, Smr – Смирновское, R Mou – Красногорское, Dubr – Дубровское, Khr – Хрустальное, Lev – Левицкое.

ях трансформной континентальной окраины разного возраста в пределах различных районов (месторождения Комсомольского района, месторождение Высокогорское и широтные зоны колчеданно-сульфосольного типа Арсеньевского месторождения в Приморье), характеризуются устойчивыми геохимическими признаками, проявляющимися в составе ведущей ассоциации элементов-примесей касситеритов, что подтверждается результатами факторного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд. АН СССР, 1953. Т.2. 768 с.
2. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-54.
3. Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А. и др. Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1979. 217 с.
4. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 59-84.
5. Aitchison J. The statistical analysis of compositional data. Chapman Hall Ltd. London, 1986. 416 p.
6. Gorelikova N., Tolosana-Delgado R., Pawlowsky-Glahn V., Khanchuk A. & Gonevchuk V. Discriminating geodynamical regimes of tin ore formation using trace element composition of cassiterite: the Sikhote'Alin case (Far Eastern Russia) / Compositional Data Analysis in the Geosciences. Geological Society of London, 2006. P. 43-57.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГЛАУКОФАНСОДЕРЖАЩИХ МЕТАБАЗИТАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Дамдинов Б.Б.

Геологический институт СО РАН
г. Улан-Удэ, Россия, damdinov@gin.bsnet.ru

Глаукофансланцевая толща в юго-восточной части Восточного Саяна выделяется как Окин-ский глаукофансланцевый пояс (Добрецов и др., 1989; Кузьмичев, 2004). Толща сложена метабазитами и ассоциирующими с ними метаморфическими сланцами кислого и среднего состава. Пояс протягивается на 100 км при мощности в 5–10 км. Возраст метаморфизма оценивается как вендский и соответствует 640 млн. лет (Добрецов и др., 1989). По представлениям А.Б. Кузьмичева (2004), отложения Окинской структурно-формационной зоны интерпретируются как образования аккреционной призмы. Золото-платиноидное оруденение приурочено к одному из тел ультрабазит-метабазитового состава, расположенному в верховьях руч. Хурай-Жалга, на водоразделе рек Тустук и Улзыта.

Массив представляет собой тело субширотного простирания, размером 4 км на 600 м, залегающее в зеленосланцевой толще (окинская серия), сложенной кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-хлорит-амфиболовыми сланцами, с многочисленными мелкими телами метабазальтов, метагабброидов, метаультрабазитов, прослоями известняков, туфопес-

чаников и углеродистых сланцев. В составе мелких тел базитового и ультрабазитового состава выделяются члены офиолитовой ассоциации (гипербазиты, габбро, диабазы и т.д.). Кроме того, было установлено, что эта толща имеет тектонические (преимущественно надвиговые) контакты как с «подстилающими», так и с «перекрывающими» отложениями и резко отличаются от них по типу метаморфизма и характеру пластических деформаций. Эти данные позволяют предполагать, что ультрабазит-метабазитовый массив представляет собой реликт офиолитового покрова надвинутого на отложения дабанжалгинской и нижнеокинской свит. Судя по широкому развитию измененных основных пород, пироксенитов и подчиненному количеству гипербазитов (серпентинитов), можно считать, что массив является фрагментом кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации.

Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов, кварц-эпидот-актинолит-амфиболовых пород и серпентинитов, интенсивно раздробленных, с многочисленными тонкими прожилками хризотил-асбеста, отмечаются небольшие тела измененных (амфиболитизированных) пироксенитов, реликты габброидов и лерцолитов. Породы в разной степени рассланцованы, милонитизированы и катаклазированы.

Благороднометальная и рудная минерализация сосредоточена в достаточно протяженных (до 900 м) зонах пирит-магнетит-хлоритовой минерализации в амфиболитах и телах сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родингитов, локализующихся в контактах серпентинитов и метабазитов.

Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. Среди магнетита отмечаются редкие реликты ильменита. Участками среди магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения в магнетите. Кроме вышеуказанных, в меньших количествах обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит.

Благороднометальная минерализация в породах представлена самородным золотом разной пробы, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова. Из минералов ЭПГ диагностирован сперрилит. Графики распределения ЭПГ в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах имеют положительный наклон в отличие от типичных графиков распределения офиолитовых реститов и близки к графикам основных пород. В целом, для измененных гипербазит-базитов характерны повышенные содержания V (до 2675 г/т), Cu (до 3300 г/т), Zn (до 280 г/т), Hg (до 0.17 г/т), Ag (до 60 г/т). Концентрации благородных металлов достигают следующих значений: Au – до 1.47 г/т, Pt – до 5.2 г/т, Pd – до 0.55 г/т.

Рудовмещающие оруденелые амфиболиты, названные пирит-магнетит-хлоритовыми метасоматитами, представляют собой интенсивно пиритизированные, магнетитизированные и хлоритизированные амфиболиты темно-зеленого, часто с голубоватым оттенком, цвета, участками рассланцованные и трещиноватые. Породы сложены в основном агрегатом магнезиального хлорита (пеннин-клинохлор) с реликтами амфиболов и значительным количеством магнетита (до 30 об. %), часто проявлена и пиритовая минерализация, вплоть до почти мономинеральных сульфидных руд, реже встречаются эпидот, кварц и клинопироксен. Амфиболы представлены тремя разновидностями, отчетливо различающимися в шлифах: первая – имеет темно-зеленый, до светло-коричневого цвет, представлена ферричермакитом, вторая – имеет голубой цвет, представлена феррибарруазитом и винчитом и третья, представленная магнезиорибекитом, присутствует в виде оторочек фиолетового цвета. При микроскопическом изучении отдельных зерен амфибола установлено, что от центров к краям зерен увеличивается содержание Na, тогда как Ca и Al – понижаются. Повышение натриевости амфиболов связано с влиянием прогрессивного высокобарического (низкотемпературного) метаморфизма.

При изучении шлифов видно, что рудная минерализация приурочена именно к хлоритовой

части пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, тогда как в реликтах амфиболов пирит и магнетит присутствуют лишь в виде единичных прожилков и включений, приуроченных к мелким трещинкам. Ориентировка зерен рудных минералов согласна с ориентировкой чешуек хлорита, а также наблюдается корреляция объемных содержаний рудной минерализации с хлоритовым агрегатом. На основе этих данных можно сделать вывод, что формирование рудной минерализации синхронно с формированием хлоритовой составляющей. Следовательно, подтверждается предположение о том, что пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты являются продуктами более позднего изменения амфиболитов, содержащих Na-амфиболы.

Одной из проблем происхождения пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов является источник железа (Жмодик и др., 2008), поскольку содержание Fe общ. в породах достигает почти 60 вес. %. Учитывая, что в агрегатах магнетита обнаружены реликты ильменита, есть основания предполагать, что сами базиты были относительно обогащены последним. Позднее, ильменит был преобразован в магнетит и рутил. Однако такие высокие концентрации ильменита трудно ожидать в пределах небольшого тела офиолитовых базитов, соответственно, первоначально присутствующая рудная минерализация формирует только часть наблюдаемой. Остальная часть Fe обязана своим происхождением хлоритизации амфиболитов. К этому склоняют такие признаки как наличие рудной минерализации только в хлоритовом агрегате, что видно в шлифах, а также разница в содержаниях Fe в хлорите и амфиболах, т.е. при хлоритизации последних железо выносится и отлагается в виде магнетита, а затем, под влиянием S-содержащих флюидов преобразуется в пирит.

Работами Н.Л. Добрецова, Е.В. Склярова (Добрецов и др., 1989) и нашими исследованиями установлено, что вулканогенно-осадочная толща, вмещающая массив, метаморфизована в условиях глаукофансланцевой фации при давлении > 7-8 кбар и температуре 380-420° С. Так, полученные по минеральным геобарометрам давления образования пород варьируют от 2 до 9 кбар, что свидетельствует о влиянии прогрессивного высокобарического метаморфизма. Температуры формирования пород, полученные по минеральным геотермометрам соответствуют значениям 200 – 300° С (до 400). Из диаграммы состояния Au и Hg известно, что ξ -фаза Au₃Hg образуется при температуре 150-385° С (Малышев, Румянцев, 1979). Кроме того, в соответствии с диаграммой устойчивости твердых растворов Au-Ag-Cu, температура образования медистого золота равна 470-480° С (Нестеренко, 1991). Такие же температуры образования установлены для процесса родингитизации пород (Минеральные преобразования..., 1981), как по природным, так и по экспериментальным данным, что свидетельствует о совместном образовании родингитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов.

Известные P-T условия формирования пород Хурай-Жалгинского массива (P > 8кбар и T – 250-300° С), вмещающих пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, отвечают субдукционной обстановке, где сохранность высокобарических минеральных ассоциаций объясняется быстрым выведением (экстумацией) блока субдуцированных пород на поверхность (Добрецов и др., 1989). Считается, что такой процесс возможен при аккреции островной дуги с континентом или микроконтинентом. Однако, по результатам моделирования на ПК «Селектор» установлено (Васильев, 2009), что подобные условия могут реализовываться и в пределах аккреционной призмы, в результате стрессового давления. Как известно, к островодужным геодинамическим обстановкам приурочены золото-ртутные и золото-оловорудные металлогенические провинции, формирование которых связано с поступлением флюидов из глубинных частей зоны субдукции (Озерова, 1986; Степанов, Моисеенко, 1993). Этим объясняется присутствие в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах золото-ртутной и оловосодержащей минерализации, а также обогащение пород Pt и Pd, так как при частичном плавлении базит-ультрабазитов в зоне субдукции эти элементы выносятся во флюид и обогащают верхние блоки пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №-10-05-00012.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Васильев В.И.** Комплексное компьютерное моделирование геохимических объектов на примерах двумерных моделей коллизии плит, магматогенно-гидротермальной системы и зоны субдукции. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2009. 25 с.
2. **Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. и др.** Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. 236 с.
3. **Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.** Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Ак. изд-во «Гео», 2008. 304 с.
4. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
5. **Минеральные преобразования пород океанического субстрата** (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981.
6. **Озерова Н.А.** Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 231 с.
7. **Рудашевский Н.С.** Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в лито-сфере // ЗВМО, 1984. Вып. 5. С. 521-539.
8. **Степанов В.А., Моисеенко В.Г.** Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.

СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПАЛЕОЗОЕ И МИНЕРАГЕНЕЗ (НА ПРИМЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ)

Дженчураева Р.Д.

*Институт геологии Национальной академии наук Кыргызской Республики
г. Бишкек, пр-т Эркиндик, 30*

Выявление структурно-вещественных комплексов Тянь-Шаня, как продукта различных геодинамических обстановок, являются определяющими в интерпретации закономерностей размещения оруденения. Покровно-складчатое строение Тянь-Шаня и сложные соотношения различных геодинамических комплексов, отвечающих разновозрастным обстановкам пассивных и активных континентальных окраин, океанических и континентальных рифтов, островных дуг и коллизионных зон, определили и подходы в металлогеническом анализе. Последний был основан на выявлении пространственно-временных соотношений не только крупных тектонических элементов Тянь-Шаня (таких как микроконтиненты, террейны), но и их структурных подразделений более высокого порядка, таких как автохтоны, параавтохтоны, аллохтоны, неоавтохтоны. Эта задача была в свое время успешно решена [1, 2, 3]. Полученные различия в составе, строении и геологической истории развития каждой структурной единицы позволили определить особенности их металлогении, а отсюда и новую модель районирования.

Субдукционные процессы в кембро-ордовике в палеоокеанических структурах привели к формированию в Северном Тянь-Шане энсиматических и энсиалических островных вулканических дуг и внедрению разновозрастных интрузивных комплексов: начиная с пород диорит-тоналитового, в энсиматических островных дугах, до внедрившихся в обстановке аккреции, пород диорит-гранодиоритового состава. Они прорывают комплексы пород автохтона и аллохтона (блоки микроконтинентов, аллохтонные пластины офиолитовых, островодужных и краевоморских геодинамических обстановок). В структуре Тянь-Шаня эти раннепалеозойские интрузивные комплексы представлены широко.

Выходы раннепалеозойских островодужных комплексов образуют два пояса, протягивающиеся в субширотном направлении с западного окончания Киргизского хребта до восточного окончания хребтов Кунгей- и Терскей-Алатау [5]. С ними связано формирование многочисленных порфировых золото-медных и молибден-золото-медных месторождений (Алмалык, Андаш, Кара-Кол, Акташ, Узун-Булак, Талды-Булак и др.).

Образование единого Киргизско-Казахского континента связано с закрытием в позднем ордовике Ишим-Нарынского океанического бассейна и коллизией обрамляющих его сиалических

блоков, складчатостью и интрузивированием субстрата гранитами верхнего ордовика и силура.

С позднеордовикскими и силурийскими коллизионными процессами связаны в основном мелкие скарновые тела и зоны дробления с золоторудной минерализацией. Как представитель – золото-сульфидное Насоновское месторождение в гранат-магнетитовых скарнах.

Тектоно-магматическая активизация (D_1-C_2) с формированием Северного окраинно-континентального вулканического пояса происходила в условиях его наложения на комплексы пород раннепалеозойских островных палеодуг. Вулкано-плутонический пояс Северного Тянь-Шаня с большим структурным несогласием лежит на различных комплексах, скученных в результате коллизии и представлен самостоятельным структурным этажом. С этим поясом связано формирование месторождений «порфир-типа», которые в современной структуре тяготеют к интрузивам, представляющим собой корневые зоны эродированных стратовулканов. Представители этого класса месторождений имеют существенные отличия от медно-порфировых месторождений островодужной обстановки. Рудная минерализация «порфир-типа» отличается наличием мощных линейно-секущих зон дробления и метасоматических изменений.

Одним из таких представителей является месторождение Талдыбулак Левобережный. Рудные тела локализируются в мощной «зоне меланжа» (три поднадвиговых зоны дробления пород общей мощностью более 700 м) сформированной в слюдяных кварц-полевошпатовых гнейсах и амфиболитах (PR_2). Зона дробления представлена хаотическим нагромождением разновозрастных обломков сланцев, амфиболитов, гнейсов, метагранитов. Многие обломки несут на себе следы интенсивной метасоматической переработки и представлены кварц-серицитовыми и кварц-карбонатными метасоматитами. Зона дробления прорвана девонскими субинтрузивными телами диоритов, монцодиоритов и сиенодиоритов. Это, в основном, пологие силлообразные и крутопадающие стволообразные тела, мелкие штоки, некки и тела эруптивных и эксплозивных брекчий.

Оруденение представлено золото-сульфидной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией. Наблюдаются две системы рудных тел — крутопадающие и пологие. Система пологих рудных тел имеет главное значение. Рудные тела этой системы в целом субсогласны элементам зоны дробления. Подчиненное значение имеет система крутопадающих тел контролирующихся в основном разрывными структурами. Оруденение тяготеет к кровле зоны дробления и сопровождается кварц-турмалиновыми жилами, имеющими единый структурный план со штоками и дайками монцодиоритов.

Начиная с башкирского века среднего карбона на южной окраине Киргизско-Казахского микроконтинента в связи с закрытием Туркестанского палеоокеана формируется Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс с мощными вулканогенными и вулканогенно-терригенными отложениями. Вулканогенные породы представлены андезит-трахиандезит-дацитовыми, трахибазальт-трахириолитовыми андезит-дацитовыми ассоциациями. С ними тесно связаны плутоногенные ассоциации.

Для этого пояса характерно формирование рудных комплексов с медно и медно-молибден-порфировым, скарново-золото-медно-порфировым, скарново-полиметаллическим, серебряно-полиметаллическим, полиметаллическим типами минерализации. Наравне с ярко выраженными представителями медно-порфировых месторождений (Алмалык, Кальмакыр, Дальнее и др. в Узбекистане) представлен переходной тип минерализации от золото-медного порфирового к скарново-золото-медному и полиметаллическому (Гава, Бозымчак, Куру-Тегерек и др.). Последние характеризуются присутствием отдельных элементов порфировых систем (штокверк с молибденовым оруденением, порфировый шток, зоны калиевого метасоматоза, пропилитизация и др.).

За Бельтау-Кураминской зоной внутри континента вдоль «линии Николаева» нами выделен тыловодужный магматический пояс Среднего Тянь-Шаня [4], который протягивается на восток через Казахстан в Китай. Для этого пояса характерны сложные по составу полигенные месторождения в районах развития полифазных гомодромных интрузивных комплексов карбон-пермского возраста.

Коллизионные процессы закрытия Туркестанского и Джунгаро-Балхашского палеобассейнов (C_3-P_1) привели к формированию более крупного Лавразийского континента, в состав которого вошёл и Кыргызско-Казахский континент. Существующие палинспастические реконструкции показывают, что к концу карбона Таримский микроконтинент почти приблизился к зоне субдукции на южной окраине Кыргызско-Казахского микроконтинента, а начало перми явилось временем главных континентальных столкновений. На территории Южного Тянь-Шаня, происходило позднепалеозойское складкообразование и формирование коллизионного пермского гранитоидного комплекса S-типа, с которым связаны известные в Южном Тянь-Шане редкометалльные и золоторудные месторождения и рудопроявления.

Оловорудный пояс Южного Тянь-Шаня расположен в восточной части Южного Тянь-Шаня. Здесь сформированы олово-вольфрам-молибден-грейзеновый (Учкошкон, Трудовое, Ташкоро, Лесистое и др.), и редкометалльно- и редкоземельно-щелочной типы рудной минерализации (Суходольская группа месторождений). Связаны они с Кокшаальским интрузивным комплексом гранитов А-типа.

В связи с позднепалеозойским коллизионным этапом (C_3-P_1) следует отметить ряд проявлений и месторождений золота. Часть из них приурочена к роговиково-скарновым экзоконтактовым зонам вокруг гранитоидных массивов, прорывающих девон-карбоновые шельфовые отложения Алайского и Таримского микроконтинентов (месторождения Алтын-Джилга, Караказык и др.). Месторождения этой группы представлены золото-сульфидным скарновым типом оруденения.

Представители другой группы размещены среди среднепалеозойских углеродисто-терригенно-сланцевых отложений континентального склона Алайского микроконтинента (например, месторождение Ничкесу на северных склонах Алайского хребта и Савоярды – на северных склонах Восточно-Алайского хребта), или среди подшарьяжных коллизионных флише-молассовых отложений среднего-верхнего карбона (группа месторождений Каракала в Восточном Алае). Золото-сульфидная минерализация в этой группе месторождений приурочена обычно к крутым субсогласным продольным и секущим оперяющим их сбросо-сдвигам. Последние сопровождаются зонами интенсивного смятия, бластомилонитизации, метаморфогенно-гидротермальным прожилковым окварцеванием и березитизацией, к которым приурочена золото-полисульфидная, реже – золото-сурьмяная минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек, 2008. 158 с.
2. Дженчуроева Р.Д., Максумова Р.А. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Тянь-Шаня // Геология, магматизм, тектоника. Изд. Министерство природных ресурсов. Бишкек, 2009. С. 189-195.
3. Максумова Р.А. Новый взгляд на структуру и геодинамическую эволюцию каледонид Тянь-Шаня // Эволюция геологических процессов в Тянь-Шане. Ташкент: ТашГУ, 1996. С. 12-15.
4. Djenchuraeva R. Paleozoic geodynamics, magmatism, and metallogeny of the Tien Shan // Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyzgyz Tien Shan, London, 2001. P. 29-49.
5. Djenchuraeva R., Maksumova R. Porphyry copper-gold mineralisation. In the ancient active continental margins of the Tien Shan // Resource Geology Special Issue. Tokyo (Japan), 1993. N. 15. P. 241-252.

**БАРОФИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ЗОЛОТОЙ РОССЫПИ БОЛОТИСТОЙ
(ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ СИХОТЭ-АЛИНЯ)**

КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

**Иванов В.В., Колесова Л.Г., Максимов С.О., Леснов С.В.,
Лотина А.А., Будницкий С.Ю., Зарубина Н.В.**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, aurum@fegi.ru*

Объект исследования – рудно-россыпное поле Болотистое (РРПБ) располагается на площади раннемелового Журавлевского террейна, в области непосредственного влияния Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР), разграничивающего его с Самаркинским террейном юрско-раннемеловой аккреционной призмы. Рудно-россыпное поле приурочено к эрозионному окну среди крупного покрова миоценовых базальтов, перекрывающего меловые терригенные образования.

Уникальной особенностью металлоносного аллювия россыпи является широкая распространённость в шлихах барофильных минералов, казалось бы, «чуждых» геологической ситуации территории, ближайшего окружения РРПБ. Сопряженные с главным россыпным полигоном мелкие золотые россыпи непосредственно прилегают к рудоносной площади с (Te-Bi)-Au и Co-Ni-As-PGM вкрапленно-прожилково-жильной минерализацией в сложном штоке габброидов. Шлиховой комплекс минералов россыпи имеет комбинированный источник питания. Если для самородного золота первоисточник очевиден, то для ряда минералов-спутников золота, особенно барофильных, он проблематичен. При этом в классе размерности 1.5-15 мм отметим гранаты, хромшпинелиды, пикроильмениты, магнетиты, цирконы, корунды и сфены. В тонкой фракции их дополняют минералы платиноидов, единичные зерна алмазов и др. [1].

Гранаты в россыпи встречаются в виде многочисленных крупных желваков и кристаллов, а также редких мелких зёрен в связующей массе микрообломков мафических пород. Мелкие кристаллы граната обнаружены в виде включений в другие минералы. По соотношению пиропового (55-62%), гроссулярового (12-14%) и альмандинового (24-30%) минералов их составы на соответствующей тройной диаграмме попадают в поле гранатов из кимберлитов Аризоны и отчасти Кимберли, а также в поле гранатов из глубинных включений в щелочных базальтоидах Монголии. В координатах Cr_2O_3 –CaO поля точек изученных пироп-альмандинов соответствуют без и низкохромистым гранатам с умеренным содержанием CaO (5.11-5.67%) из гранатовых лерцолитов. На диаграмме FeO–MgO–CaO составы гранатов образуют самостоятельный компактный кластер в области кальциевых пироп-альмандинов вблизи области составов кальциевых пироп-альмандинов из кимберлитов района Кимберли.

Хромшпинелиды наблюдаются в виде кристаллов до 1.5 мм, которые отвечают умереннохромистым (37.76-46.12 % Cr_2O_3), умеренно- и высокоглиноземистым (11.76-23.75 до 57.44% Al_2O_3) разностям как с низкими, так и с повышенными содержаниями титана (соответственно, < 0.5% и 1,5–2,7% до 4,58% TiO_2). На диаграмме Al_2O_3 – Cr_2O_3 – Fe_2O_3 + TiO_2 с полями составов шпинелидов из кимберлитов Южно-Ангольского щита [Гаранин и др., 1989 г.] составы изученных хромшпинелидов соответствуют полю лерцолитовых парагенезисов. Среди микровключений в них встречены мелкие зерна граната пироп-альмандинового ряда и хромшпинелиды с содержанием Cr_2O_3 до 52%.

Fe-Ti оксидные минералы представлены преимущественно магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом и пикроильменитом. Редко фиксируется ульвошпинель. Микровключения в магнетите, находящегося в сростках с ильменитом и клинопироксеном, принадлежат ильмениту и пироп-альмандину, а в титаномагнетите, соответственно, в сростках с ильменитом и рутилом они представлены ильменитом, пикроильменитом, оливином (форстеритом), альмандином, клинопироксеном и апатитом. Отмечаются как ксеноморфные зёрна так и правильные кристал-

лы, а также крупные (до 10 мм) желваки и мегакристы преимущественно гомогенного ильменита и пикроильменита (до 11.3% MgO). На диаграмме $MgTiO_3-Fe_2O_3-FeTiO_3$ составы ильменитов тяготеют к полю пикроильменитов Якутии, а на диаграмме $MgTiO_3-MnTiO_3-FeTiO_3$ близки низкомарганцовистым разностям ильменитов пикрит-меймечитового комплекса Сихотэ-Алиня, кимберлитов Колорадо, базальтоидов плато Дариганга. В составе микровключений низкохромистые (Cr_2O_3 до 0.3-0.8 %) ильмениты содержат изолированные зерна граната, пикроильменита и хромдиопсида. Одновременно, в пикроильменитах установлены включения ильменита (по типу структур распада), сростки ильменита и алмадинда, «глобулярные» клинопироксеновые включения, пикроильменит-ильменит-пирротиновые и титаномагнетитовые сложные шаровидные включения, а также пирит-графитовые сростки.

Оливины из шлихов содержат тонкие включения клинопироксена, Cr-содержащего магнетита и его сростков с клинопироксеном и шпинелью, Cr-содержащего клинопироксена в сростках с Cr-содержащим титаномагнетитом. На поверхности зерен оливина фиксируются вростки кристаллов граната, титаномагнетита и ильменита. В связующей массе одного из микроблоков недиагностированной породы установлены оливин-ильменит-титаномагнетитовая и оливин-гранатовая минеральные ассоциации, представленные разрозненными вкрапленниками.

Корунды отмечаются в виде кристаллов размером до 0,5 мм. При этом встречены однородные ярко-синие и концентрически зональные голубые и зеленоватые кристаллы сапфира размером до 6×6 мм. Учитывая изотопные характеристики «базальтовых» корундов Приморья [2], изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O = 5.6\%$, SMOW) данных сапфиров указывает на их магматогенный генезис.

Природа первичного источника экзотических для россыпи минеральных ассоциаций остаётся неоднозначной, в то же время, несомненна связь их с базальтовым вулканизмом.

Петрогеохимические характеристики покровных базальтоидов, развитых в ближайшем окружении рудно-россыпного узла, позволяют отнести их к калиевому и высококалиевому типам, включая фонотефриты. В целом они отвечают составам субщелочных базальт-трахиандезибазальтов с пониженной магнезиальностью и умеренно повышенными значениями LILE и HFSE. На диаграмме $Zr/4-2Nb-Y$ их составы ложатся в поле внутриплитных толеитов и щелочных базальтов. Для них характерны умеренно-высоко фракционированные спектры распределения REE со значениями $(Ce/Yb)_n = 6.98-12.53$.

Особый интерес в качестве вероятного первоисточника обнаруженных экзотических минеральных ассоциаций представляют выявленные нами в районе РРПБ экструзивные тела щелочных базальтов с глубинными лерцолитовыми включениями. По-видимому, эти породы представляют реликты магмоподводящих каналов, которые продуцировали на ранней – пароксизмальной стадии извержений выбросы вулканической пирокластике. Рыхлые продукты таких эксплозий, покрывавшие значительные площади, в настоящее время полностью эродированы. Но они могли служить источником поступления в россыпь барофильных минералов.

Подобным механизмом, вероятно, объясняется и проблема ареальной сапфириноности Северного Приморья [2-4]. Аналогично, повышенная концентрация обломков лерцолитсодержащих щелочных базальтов, установленная в аллювии водотоков, дренирующих Шуфанское базальтовое плато, не согласуется с малообъёмными дайковыми и экструзивными выходами подобных базальтов, сохранившимися в коренном залегании. Как и в нашем случае наблюдается почти полная эрозия отложений щелочнобазальтовой тефры и лавовых потоков при массовой встречаемости обломков этих пород и содержащихся в них минералов в делювиально-аллювиальных шлейфах. При этом геохимические характеристики базальтов, как и состав выносимых ими включений, могут варьировать для построек, разделённых в пространстве первыми километрами [5].

Полученные нами датировки покровных (7.8 ± 0.4 млн. лет) и щелочных лерцолитсодержащих базальтов экструзивных построек (8.6 ± 0.2 и 8.3 ± 0.2 млн. лет) отвечают позднему миоцену.

Они в целом несколько моложе дат, приводимых [6] для базальтов этого ареала, отражая близодновременность функционирования разноглубинных очагов, что характерно и для проявлений базальтового вулканизма на Юге Приморья [5]. Датирование базальтоидов K-Ar методом проводилось по оригинальной методике CF-GC-IRMS с лазерной системой плавления, разработанной в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН [7].

Щелочные базальты с сопки Москалюка (восточный фланг вулканического покрова вблизи ЦСАР) содержат многочисленные лерцолитовые включения «зеленой» серии размером до 30 см и более, а также единичные включения «чёрной серии». Первые состоят в основном из оливина (60-80%) и энстатита (20-25%), а также хромдиопсида и шпинели (10-15%). Иногда эти лерцолитовые включения рассеяны прожилками (до 20 мм) чёрного пироксенита. В отдельных лерцолитовых включениях обнаружены также мелкие зерна ильменита с единичными фазами граната и рутила. Кроме того, встречены включения (15×5 мм) оливин-двупироксен-плагиоклазового, пироксен-плагиоклазового и магнетит-шпинель-пироксенового состава.

Геохимические характеристики лерцолитсодержащих щелочных базальтов из экструзивных построек, несмотря на близость их пространственного положения заметно различаются. Обогащённые включениями щелочные базальты более эродированной восточной экструзии (сопка Москалюка), обогащены K, Ba, Th, HFSE и LREE. На спайдерграммах отчётливо выражены K, Ba, Gd максимумы и U-минимум. Щелочные базальты из экструзивной постройки на западном фланге вулканического поля характеризуются лишь слабой обогащённостью этой группой элементов при повышенных содержаниях рубидия и более резко выраженной гафниевой отрицательной аномалией. В целом характер спектров распределения микроэлементов в щелочных базальтах близок OIB, отличаясь резкими положительными аномалиями K, Rb и Ba. При этом следует подчеркнуть сильную деплетированность их тяжёлыми REE, когда значение (Ce/Yb)_n достигает 30, что может свидетельствовать о плавлении гранатсодержащего мантийного протолита при реститовом характере граната. Последнее косвенно подтверждается концентрированием, обогащенных пироповой компонентой гранатов непосредственно в россыпи и находками включений граната в глубинных ксенолитах. Отметим также наличие единичных зерен гранатов, как в базальтах, так и в келифитовых каймах лерцолитовых включений.

Состав обнаруженной в россыпи минеральной ассоциации с высокобарическими фазами (пикроильмениты, обогащённые пироповой компонентой гранаты, хромшпинелиды), находки гранатов в лерцолитсодержащих щелочных базальтах и, наконец признаки алмазности позволяют сделать некоторые выводы о геодинамической обстановки обозначенной территории.

Предполагаемый уровень генерации щелочных базальтов – вероятных источников высокобарических минералов россыпи – отвечает гранатовой фации глубинности, в отличие от исключительно шпинелевой фации глубинности выплавления большинства известных в регионе проявлений щелочнобазальтового неогенового вулканизма. Последнее могло определяться декомпрессионным плавлением глубинных областей литосферы, обусловленным шокowymi раздвиговыми явлениями в структурах, поперечных границам скольжения плит. Это также согласуется с пространственной близостью объекта исследования к ЦСАР – главнейшей сдвиговой структуре региона.

Распространённость в россыпях Среднего и Северного Сихотэ-Алиня подобных шлиховых минеральных ассоциаций, источником которых служат дренирующие глубинные области фундамента щелочные базальты, вероятно, отражает существование под этой территорией выдержанной мощной континентальной литосферы. Косвенно это подтверждается и широким развитием на Северном Сихотэ-Алине высокоглинозёмистых гранитоидов сандинской и хунгарийской серий, образованных неперегретыми расплавами (нередко магмой-мигмой), насыщенными реститовыми и новообразованными высокоглинозёмистыми минеральными фазами: гранатом, силлиманитом, андалузитом и герцинитом, что отражает плавление зрелого корового метаморфогенного субстрата.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванов В.В., Колесова Л.Г. и др.** Находка барофильных минералов в золотой россыпи западных отрогов Сихотэ-Алиня // Петрогенезис и рудообразование (XIV чтения памяти акад. А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 174-176.
2. **Нечаев В.П., Нечаева Е.В. и др.** Новые изотопные свидетельства позднекайнозойского возраста и мантийного происхождения благородных цирконов и корундов из россыпей Приморья // ДАН, 2009. Т. 429. № 3. С. 365-368.
3. **Есин С.В., Перетягко Ю.В.** Идентификация коренных источников цирконов и корундов из кайнозойских рыхлых отложений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1992. № 12. С. 93-102.
4. **Высоцкий С.В., Баркар А.В.** Сапфиры Приморья: геология, минеральные ассоциации и генезис. Владивосток: Дальнаука, 2006. 112 с.
5. **Максимов С.О., Сахно В.Г.** Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // ДАН, 2008. Т. 422. № 3. С. 359-364.
6. **Рассказов С.В., Приходько и др.** Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, Юго-Восток России // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22. № 3. С. 3-27.
7. **Ignat,ev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskii S.Yu.** // J. Analyt. Chem., 2010. V. 65. N. 13. P. 1347-1355.

ПОРФИРОВОЕ ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ HIGH-SULFIDATION ТИПА СЕВЕРНОГО ПРИХОТЬЯ: МИНЕРАЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

**Иванов В.В., Полин В.Ф., Неменман И.С.,
Кононов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А.**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, aurum@fegi.ru*

В Ульинской металлогенической зоне Охотской минерагенической провинции Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) известен ряд эпитермальных золоторудных и золото-серебряных объектов. Один из них – Алалиндинское рудное поле (АРП), включающее месторождения Светлое, Эмми и несколько рудопроявлений. Оно приурочено к Уенминской вулcano-тектонической структуре (УВТС), выполненной вулканитами и субвулканитами позднемеловых (верхнеамкинский, хетанинский, урацкий) и позднемелового-палеогенового(?) (хакаринский) комплексов, выделенных в объеме вулканических свит совместно с их субвулканическими комагматами.

Верхнеамкинский комплекс (умеренно-кислые туфы и сваренные туфы, игнимбриты и туффзиты, реже, лавы и субвулканиты, гипабиссальные магматиты) представлен породами калиево-натриевой специализации; нормального ряда известково-щелочной серии.

Хетанинский комплекс – дупироксеновые, реже, афировые андезибазальты и андезиты субщелочного ряда известково-щелочной серии.

Вулканиты урацкого комплекса, с которым парагенетически связано благороднометалльное оруденение, образуют гомодромную субщелочную серию пород от умеренно кислого до ультракислого составов. Для них показательна высокая восстановленность флюидного режима кристаллизации вкрапленников и высокая флюидонасыщенность родоначальных магм. Доминируют эксплозивно-флюидизатные породы, в меньшей мере развиты субвулканические разности. Широко представленные туфы, лавы и игнимбриты выполняют депрессионную структуру, а субвулканические перлиты, пехштейны, обсидианы и туффзиты риолитов образуют мелкие секущие тела, осложняющие строение стратифицированной толщи. Стекловатые фации субвулканитов принадлежат к низкощелочному, с натриевым уклоном, высокоглиноземистому и известковистому типу. Прочие члены комплекса, резко преобладающие по объему, образуют субщелочную калинатровую, с калиевым уклоном, дифференцированную серию плюмазитового типа, пересыщенную кремнекислотой и глиноземом, богатую и пересыщенную щелочами. К типоморфным ее признакам относятся: высокое калинатровое отношение, «сквозные» особо низкие содержания магния и кальция, крайняя обедненность титаном и фосфором.

По совокупности данных, вулканиты уракского комплекса относятся к проявлениям внутрикорового магматизма переходного типа, связанного с плавлением метаморфизованного предшествующими магматическими процессами субстрата под воздействием флюидно-теплового потока, который в сенонское время исходил от внедрившихся в земную кору колонн базальтоидных магм «над-субдукционного» геохимического типа (хетанинский комплекс). Несмотря на переходный характер ряда черт состава, преобладающая часть петрогеохимических и петролого-минералогических характеристик уракских вулканитов и субвулканитов свидетельствует об их принадлежности к образованиям активных континентальных окраин (АКО). В специфичности составов и высокой благороднометалльной продуктивности комплекса отражены условия завершающего этапа существования обстановки АКО. Завершающая стадия вулканизма этого комплекса совпадает с началом формирования рифтогенных впадин с базальтовым, трахидацит-трахибазальтовым, а также купольных структур с трахириолитовым и комендит-щелочногранитовым типами магматизма хакаринского комплекса. Они знаменуют новый этап геологической эволюции окраины Азиатского материка – обстановку скольжения литосферных плит, как свидетельство смены геодинамических обстановок проявлений вулкано-плутонизма на рубеже мел-палеоген [В.Ф. Полин, Э.Дж. Молл-Столцап, 1999 г.; В.Ф. Полин, 2006 г.; и др.].

Структура Алалиндинского рудного поля характеризуется сочетанием крупной вулканической депрессии, перекомпенсированной вулканитами и субвулканитами уракского комплекса, с интрузивно-тектоническим горстом, образованным в докальдерный этап при внедрении субвулканических и гипабиссальных тел дацитов, риодацитов и гранодиорит-порфиоров верхнеамкинского комплекса. Южная и юго-западная части УВТС осложнены приразломным прогибом, сопряженным с фрагментом северо-западного Матийско-Уенминского глубинного разлома.

Геологически и геохронологически установлена парагенетическая и временная связь оруденения АРП со становлением уракского комплекса. В локализации оруденения основная роль принадлежит верхнеамкинскому и хетанинскому комплексам.

Дацитовые и риодацитовые экструзии и интрузия гранодиорит-порфира амкинского комплекса в пределах АРП образуют сводовые поднятия и интрузивно-купольный горст, играющие значительную роль в размещении оруденения. Локализация рудовмещающих субвулканических и гипабиссальных тел подчиняется системе разломов, ограничивающих фланги рудного поля. Расположение рудных участков определяется совокупностью крутопадающих разломов высокого порядка. Они служили рудоподводящими каналами меридионального (месторождение Эмми), СЗ (участки Людмила и Лариса месторождения Светлое), субмеридионального (участок Тамара) и СВ (участок Елена) простирания.

Многолетний опыт изучения разнотипных золотых и золото-серебряных месторождений Тихоокеанского рудного пояса способствовал выявлению нами в рудах Алалиндинского поля комплекса специфических вещественных и структурно-текстурных особенностей.

Большинство гидротермалитов АРП являются продуктами сульфатирования магматитов. При весьма редкой встречаемости в рудах АРП адуляра показательна широкая распространенность алунита и ярозита (в том числе, гипогенного). Сквозной характер развития барита, наличие гипса в оруденелых метасоматитах обуславливают принадлежность данного объекта к high-sulfidation типу золотого эпитептермального оруденения. По высокой роли алунита характеризуемый объект подобен отдельным мелким месторождениям Нижнего Приамурья и Курил. В изученных нами пробах данного рудного поля содержание серы достигало 0.6 масс. %.

В пластово-линзовидных и, менее развитых, жиллообразных рудных телах, приуроченных к мало- и крупнообъемным зонам кислотного выщелачивания (при полной угнетенности прожилково-жильной кварцевой минерализации), доминирует тонко- и ультратонковкрапленная рудная минерализация. При этом метасоматиты, как правило, служили «коллектором» для размещения более поздних продуктов рудоотложения. Среди них установлено большое число много-

образно представленных классов минералов: простые вещества, теллуриды и селениды, простые и сложные сульфиды, сульфаты, карбонаты, галогениды и др.

Данное золотопорфировое оруденение по Au/Ag и Te/Se показателям соответствует золотому типу и теллурическому с селеном подтипу. По минералогии золота руды принадлежат к золото-теллурическому и золотому типам.

Ряд вещественных и структурно-текстурных признаков металлоносных гидротермалитов свидетельствует о формировании золотоносных минеральных комплексов не только из конденсированных флюидов (гидротермальных растворов), но и из более высокотемпературной газовой фазы.

Оруденение Алалиндинского рудного поля минералого-геохимически, кроме того, специфично следующим:

Нередким развитием грубо-, тонко-, согово-пористых и т.п. текстур разной природы. Некоторые из них образовались, по-видимому, при формировании зон кислотного выщелачивания вследствие газовой «продувки» неконденсированными флюидами трещинных структур высокой проницаемости. В результате этого, в кварцевых метасоматитах на стенках пустот образовались разного рода сублиматы (пленочные, корковые, перепончатые и т.п.), сложенные минералами различных классов. В том числе, это оксиды (в частности, опал, кварц, кристаболит, тридимит), сульфаты, халькогениды, простые вещества (Cu, Cu-Zn, Ni) и др.

Превалированием в рудах тонко- и ультратонкодисперсной, а также, по всей видимости, наноразмерной благороднометалльной минерализации. Одним из процессов начального накопления нанофаз выступала, возможно, «кластерная самосборка» по механизмам конденсации из газовой среды в связи с фуларольными процессами.

Видовым разнообразием золотой минерализации (самородная, теллуридная и оксидная формы). При этом самородное золото принадлежит двум генетическим типам: первичное, как продукт гидротермального минералоотложения, и вторичное, как продукт гипергенного разложения теллуридов золота. Природные сплавы на основе золота типоморфны примесью (на уровне первых процентов массы) Ag, Pd, Cu и Hg.

Угнетенностью серебряной минерализации в данных рудах, как по содержанию, так и в видовом плане, что вообще характерно для золото-теллурического оруденения.

Многообразием минералов теллура, в том числе в виде продуктов газовых возгонов. Установлены теллуриды золотого (калаверит, креннерит), золото-серебряного (петцит и сиванит), золото-медного (костовит), медного (риккардит), серебряного (гессит), висмутового и висмут-сурьмяного (теллуrowисмутит, тетрадимит и др.), ртутного (колорадоит) и сурьмяного (теллуросурьма и др.) профилей.

Парагенезисом минералов теллура и селена, а также типоморфизмом Se в качестве элемента-примеси в ряде халькогенидов.

«Сквозным» развитием висмутовой и сурьмяно-висмутовой (с теллуrom) минерализации. Сурьма представлена блеклыми рудами (тетраэдритом, голдфилдитом, тетраэдритом-теннантитом), теллуросурьмой (теллурантимоном) и несколькими фазами стибитотеллуридов (редкая в природе фаза системы Sb-Bi-Te с переменным содержанием Sb на уровне 11-18 до 24 масс. %), а также фазой системы Ag-Sb-Te. Обширна и группа кислородсодержащих соединений Sb – водными кислородными солями (Bi-содержащие теллуридоантимониты Ag, Fe и др.). Отметим кристаллы с гетерофазной осцилляторной зональностью сростаний голдфилдита, оксидов и др. С многообразием представленными золото-сурьмяносульфосольно-теллуридными минеральными комплексами согласуются геохимические ассоциации Au-Ag-(Hg)-Bi-Te-Sb-(As)-S и (Se)-Sb-Bi-Te.

Наличием редкометалльной (Sn, W, Ni, Ti) и редкоземельной минерализации. Частой встречаемостью в металлоносных гидротермалитах касситерита и рутила, в том числе в тесных сростаниях с минералами золота.

Убогим развитием в рудах сульфидов меди и, особенно, свинца, цинка и ряда других основных металлов, исключая широко представленное железо.

Большим разнообразием гипергенных минералов, в том числе редких оксидов (оксиды TR, цинкит и теллурид), гидрооксидов и водных кислородных солей Te, Sb, S, P, As (теллуриды, антимониты, антимонитотеллуриды, теллуритоантимониты, сульфотеллуриды, сульфоантимониты и сульфофосфаты).

Отмеченные структурно-вещественные особенности оруденения Алалиндинского рудного поля явно отличают его от прочих гидротермально-вулканогенных месторождений Северо-Востока Азии, что объясняется необычно широким проявлением здесь явлений глубокой флюидно-метасоматической проработки вмещающих пород вследствие сверхинтенсивной дегазации близко расположенного магматического очага.

КУМИРНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕРЕБРА (СЕВЕРНОЕ ПРИМОРЬЕ) И ВОЗМОЖНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Ивин В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, ivin_vv@mail.ru

Прогнозирование и правильный выбор направлений поисково-разведочных работ во многом основываются на изучении вещественного состава оруденения и его геохимических особенностей. Такие комплексные минералого-геохимические исследования проведены автором на Кумирном месторождении. Однако для целей прогнозирования важны также знания геодинамических условий формирования типовых проявлений оруденения. Ниже изложены результаты комплексного анализа минерально-геохимических особенностей полиметалльных (Ag-Au-Pb-Zn-Sn-Cu) руд Кумирного месторождения и оценки вероятных геодинамических условий его формирования.

Кумирное месторождение является весьма интересным, но недостаточно изученным объектом центрального сектора Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Оно входит в состав Нижнетаежного рудного узла (НТРУ) и расположено в бассейне руч. Носырева, притока р. Таежной. Геологические образования, участвующие в строении 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) толщ. Приморская толща, общая 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_2r_1), вторая – сваренными «игнимбритовидными» псефитопсаммитовыми пирокластическими накоплениями (K_2r_2), третья – игнимбритами, спекшимися псаммитовыми туфами с фьямме аргиллизированного вулканического стекла (K_2r_3). Отложения приморской толщи согласно перекрыты пирокластическими накоплениями среднего и умереннокислого состава самаргинской (K_2sm) свиты. Эффузивно-пирокластические накопления вулканогенных толщ являются комагматами позднемеловых гранитоидных массивов, расположенных в рудном поле и на сопредельных территориях.

На месторождении выделено порядка 30 рудных тел преимущественно северо-западной (реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной) ориентировки, в которых проявлена полиметалльная (Ag-Au-Pb-Zn-Sn-Cu) минерализация. Для ее изучения использовались методы геологического картирования, исследования вторичных и первичных геохимических ореолов, оптической и лазерной микроскопии. На основе комплексного анализа полученных данных удалось типизировать руды месторождения и выделить зоны с преимущественным развитием

нескольких минерально-геохимических ассоциаций.

На левобережье руч. Носырева среди ороговикованных вулканитов нижней пачки (K_{2rg_1}) приморской толщи распространены жильно-прожилковые зоны с Cu-Sn-Pb-Zn-Ag (Белембинская, Бортовая) и Ag-Sn-Pb-Zn (Русловая, Арсенопиритовая и др.) оруденением. Мощность зон достигает 10-20 м, протяженность 1.5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих кварц-сульфидных жил, сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией. Их минералогическая особенность – присутствие касситерита. Концентрация Sn в олово-полиметалльно-серебряных жилах достигает 1% и более. Серебро-полиметаллические тела содержат Sn до 0,1%, Cu, Zn, Pb до 1% и более, а Ag до 200 г/т. Оба типа минерализации рассматриваются в качестве фациальных разностей серебро-полиметаллического оруденения. Различия вещественного состава рудных тел обусловлены более значительным эрозионным срезом зон с Cu-Sn-Pb-Zn-Ag минерализацией. Это подтверждается и более низкой их сереброносностью по сравнению с Ag-Sn-Pb-Zn зонами.

Основным сульфидом в Белембинской, Бортовой и подобных им зонах является сереброносный халькопирит, образующий нередко крупные (до 0.5-0.8 м) обособления почти мономинерального состава. Сереброносность халькопирита определяется количеством микровключений сульфосолей серебра. В этих же телах наблюдается сфалерит (совместно с магнетитом и гематитом), образующий гнезда и вкрапленность в жильном мусковит-кварцевом агрегате. Реже сфалерит развивается в ассоциации с халькопиритом и пиритом, образуя мелкие (совместно с хлоритом) гнезда. Роль галенита незначительна. Проявленный в рудах касситерит характеризуется очень мелкими выделениями и ассоциируется с халькопиритом.

В Русловой, Арсенопиритовой и подобных им зонах установлены галенит, сфалерит (клейофан), пирит, переменные количества халькопирита; отмечаются арсенопирит и акантит; из вторичных – малахит, церуссит, ковеллин. Сереброносность зон определяется в основном количеством развитого в рудах галенита, с которым ассоциируют минералы Ag.

Собственно сереброносные убогосульфидные зоны месторождения пространственно разобщены с Cu-Sn-Pb-Zn-Ag и Ag-Sn-Pb-Zn оруденением. Доля рудных минералов в них составляет, как правило, не более 1-3%. Они размещены на правобережье руч. Носырев среди вулканитов третьей пачки приморской свиты, (K_{2rg_3}), превращенных в кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты. Зоны характеризуются грубополосчатым строением и сравнительно небольшой (3-4 м) мощностью. Осевые их части обычно сложены гребенчатым, среднезернистым полупрозрачным кварцем брекчиевидного облика, симметрично или только с одной стороны обрамленного кварцевыми же «полосами», содержащими гнезда, просечки, вкрапленность рудных минералов. По минерально-геохимическим особенностям зоны разделены на Pb-Zn-Ag (Неясная, зона № 2 и др.) и собственно Ag (Заманчивая, Новая и др.). Характерным их признаком является присутствие самородного золота. На верхних гипсометрических уровнях оно представлено электрумом, на нижних – разностями умеренной и высокой пробы (754-967‰).

В Pb-Zn-Ag зонах главными рудными минералами являются сфалерит и галенит, редко встречаются пирит, арсенопирит, касситерит, акантит, сульфосоли серебра. Серебряные минералы представлены в основном акантитом, который замещает галенит, а также мелкими микровключениями сульфосолей Ag в сфалерите и галените.

В собственно Ag-носных телах преобладают пирит, арсенопирит, в значительно меньшей степени распространены сфалерит, галенит, халькопирит, оксиды Fe и минералы Ag. Из самородных элементов присутствуют серебро и золото. Значительное разнообразие минеральных форм серебра – важная особенность вещественного состава Ag-носных жил. Основными носителями Ag в рудах данного типа являются акантит и большая группа сульфосолей: пираргирит, полибазит, стефанит, фрейбергит и др. Характерна и общая зараженность серебром простых сульфидов, связанная в одних случаях с его изоморфным вхождением в структуру матрицы, в других –

с наличием мельчайших включений собственно серебряных минералов.

Серебряная и серебродержащая минерализация пространственно ассоциирует с Малиновским гранитоидным массивом. Анализ типоморфных минеральных ассоциаций вышеназванных рудных зон и особенностей их пространственного размещения показал, что по латерали (в направлении от Малиновской интрузии к верховьям руч. Носырев) зоны типа Белембинской сменяются зонами типа Русловой, а затем и Заманчивой. Установленная латеральная зональность минерализации является отражением вертикальной, когда Sn-Pb-Zn-Ag оруденение в урезе водотоков с абсолютными отметками 150 м сменяется на Ag-Pb-Zn и Pb-Zn-Ag на склонах местных гор (абс. отметки 300 м) и наконец на собственно Ag вблизи водоразделов (абс. отметки 650 м).

Малиновский массив неоднороден по строению. Он сложен кварцевыми диоритами и порфиоровидными гранитами, переходящими в краевых частях массива в гранит-порфиры. Ранее считалось, что массив является представителем приморского вулканоплутонического комплекса (ВПК). Наши определения возраста массива [1] показывают, что кварцевые диориты формировались в палеоцене (64 ± 1 млн. лет), а биотитовые порфиоровидные граниты в эоцене (47 ± 2 млн. лет). Эти данные, позволяют связать формирование месторождения с двумя вулканоплутоническими комплексами: самаргинским (Cu-Sn-Pb-Zn-Ag и Ag-Sn-Pb-Zn) и богопольским (Pb-Zn-Ag и Ag). Предложенный вариант генезиса месторождения подтверждается структурными наблюдениями: полиметалльное оруденение залегает как в приморской, так и в самаргинской толщах.

Для определения геодинамических обстановок, в которых происходило формирование месторождения, автор воспользовался данными Г.А. Валуй, А.В. Гребенникова, Ю.А. Мартынова, В.К. Попова, В.Г. Сахно, В.П. Симаненко и др., проводившими специальные петролого-геохимические исследования ВСАВП [2]. Ими установлено, что приморский и самаргинский комплексы формировались в обстановке активной континентальной окраины в вулканических дугах надсубдукционного типа, а богопольский комплекс – в обстановке трансформной континентальной окраины.

Таким образом, с большой долей вероятности можно предполагать, что оруденение полиметалльного НТРУ возникло в начале кайнозоя в период перестройки субдукционного геодинамического режима в режим трансформной (палеоцен-эоцен) окраины калифорнийского типа [3]. Это косвенно подтверждается полиметалльным спектром рудных элементов месторождения, в частности включающий Sn (ранний самаргинский этап оруденения) и Au (поздний богопольский этап).

Оценка геодинамических условий формирования оруденения Кумирного месторождения в совокупности с детальной минерально-геохимической характеристикой его полиметалльных руд позволяет рассчитывать на повышение эффективности прогнозно-поисковых исследований в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока Россия // Тектоника Азии: Программа и тезисы XXX тектонического совещания. М., 1997. С. 240-243.

РОЛЬ ОФИОЛИТОВ В МЕТАЛЛОГЕНИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня присутствуют богатые Au, Pt, Pd и другими металлами контактово-метаморфизованные осадки – марганцевосиликатные породы и кремни с дисперсным родохрозитом, тальк-, тальк-хлорит-, и актинолит-магнетитовые руды и яшмы [2]. Они распространены в Ольгинском, Кавалеровском, Дальнегорском (Таухинский) и Малиновском (Самаркинский террейн) рудных районах, вблизи гранитоидных интрузий мелового-палеогенового возраста. В Дальнегорском и Ольгинском районах известны обогащенные Mn скарновые месторождения позднемелового-палеогенового возраста с полиметаллическими, железными и борными рудами. Они приурочены к фрагментам карбон-пермских и триасовых рифов, сформировавшихся, как считается [5], на гайотах основного состава.

Металлоносные осадки и скарны изначально являлись продуктами размыва латеритной коры выветривания, образовавшейся по слагавшим островной архипелаг магматическим породам офиолитового комплекса в условиях существовавшего в триасе аридного климата [4]. Марганец, Fe и другие металлы накапливались как во внутренних бассейнах (лагунах), так и на склонах гайотов или у их подножий. Присутствие в скарнах борных и полиметаллических руд свидетельствует о существовании в триасе мелководных (периодически пересыхавших) и достаточно глубоководных (с зонами сероводородного заражения) лагун. В фациях лагун (в современном виде, скарнах) и в фациях склонов и подножий гайотов (металлоносных осадках), несмотря на значительную дифференциацию вещества в осадочном процессе, проявились геохимические особенности материнских магматических пород. Для сопоставления скарнов и металлоносных осадков с магматическими породами основного состава использованы материалы по габброидам зоны меланжа Главного Уральского разлома [3]. Результаты сравнения свидетельствуют о несомненном геохимическом сходстве металлоносных пород и скарнов как друг с другом, так и с основными магматическими породами. Однако по геохимическим особенностям скарны и металлоносные породы (табл. 1) наиболее близки к ультраосновным породам офиолитовых комплексов (рис. 1-4). Их образование по продуктам экзогенного разложения ультраосновных пород подтверждено нами находками тальк-магнетитовых руд (талькового меланжа) с сохранившимися текстурными признаками обломочной породы (гравеллитистого песчаника).

Таким образом, существует несомненное геохимическое сходство металлоносных пород и скарнов как друг с другом, так и с ультраосновными породами. Оно подтверждает изложенные выше представления о происхождении скарнов и метаморфизованных металлоносных осадков. Становятся понятными причины обогащения металлоносных пород и скарнов Au и PGE. Присутствие высоких (рудных) концентраций Sn только в наиболее богатых Fe пластовых силикатно-магнетитовых рудах и Белогорском скарново-магнетитовом месторождении объясняется известными закономерностями поведения Sn и Fe в процессах формирования и разрушения латеритных кор выветривания, приводящих к возникновению морских касситеритовых россыпей в условиях аридного климата. С учетом особенностей строения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня [1] можно полагать, что, по меньшей мере, с девона до начала позднего триаса существовал крупный архипелаг, сложенный породами офиолитового комплекса. Он и прилегающие акватории служили источниками глинистого и органического вещества, которыми обогащена нижняя часть триасовой кремневой формации. В поздний анизий-ладинское время происходило погружение островов, сопровождавшееся образованием лагун и интенсивным размывом латеритной коры выветривания волно-прибойными процессами. Этот период фиксируется появлением в триасовом разрезе Сихотэ-Алиня горизонтов яшм и металлоносных осадков.

Таблица. Пределы (над чертой) и средние содержания (под чертой) (г/т) некоторых элементов в скарнах и метаморфизованных металлоносных осадках южной части Сихотэ-Алиня

Элемент	1 (14 проб)	2 (6)	3 (18)	4 (20)	5 (18)	6 (12)	7 (31)	8 (24)
Sr	<u>6.25-237.34</u> 54.46	<u>7.59-75.99</u> 26.615	<u>3.40-158.34</u> 20.92	<u>0.61-66.75</u> 14.98	<u>0.02-111.48</u> 42.66	<u>0.51-18.90</u> 7.34	<u>9.65-117.63</u> 50.00	<u>2.55-46.34</u> 12.95
Y	<u>1.21-26.75</u> 5.89	<u>0.97-3.20</u> 2.31	<u>0.60-29.56</u> 6.15	<u>1.05-34.93</u> 11.12	<u>0.71-55.25</u> 12.12	<u>1.07-18.43</u> 5.87	<u>0.90-38.71</u> 5.04	<u>0.92-8.29</u> 3.48
Zr	<u>0.54-194.31</u> 23.87	<u>0.65-2.30</u> 1.56	<u>0.67-11.58</u> 3.66	<u>1.80-32.95</u> 12.19	<u>1.41-105.77</u> 16.42	<u>1.24-146.32</u> 27.01	<u>1.32-51.50</u> 8.05	<u>1.04-25.73</u> 7.95
Nb	<u>0.07-15.04</u> 1.86	<u>0.04-0.30</u> 0.185	<u>0.07-0.86</u> 0.28	<u>0.22-4.00</u> 0.81	<u>0.08-15.27</u> 2.45	<u>0.21-13.06</u> 3.42	<u>0.08-2.36</u> 0.88	<u>0.03-4.45</u> 1.74
La	<u>0.00-35.12</u> 4.18	<u>0.14-0.48</u> 0.285	<u>0.28-12.21</u> 1.50	<u>0.34-8.53</u> 2.78	<u>0.50-25.53</u> 9.43	<u>0.90-16.65</u> 4.87	<u>1.48-8.14</u> 4.16	<u>0.67-13.64</u> 5.33
Ce	<u>0.17-75.00</u> 8.845	<u>0.38-0.80</u> 0.58	<u>0.75-26.35</u> 4.20	<u>0.63-28.73</u> 6.41	<u>2.15-62.32</u> 19.59	<u>3.07-13.86</u> 8.33	<u>3.20-27.63</u> 13.85	<u>1.20-30.57</u> 12.73
Pr	<u>0.02-8.05</u> 1.025	<u>0.04-0.14</u> 0.085	<u>0.07-3.13</u> 0.59	<u>0.05-3.78</u> 0.72	<u>0.15-10.07</u> 2.47	<u>0.26-5.11</u> 1.25	<u>0.23-2.60</u> 1.14	<u>0.16-3.13</u> 1.33
Nd	<u>0.11-30.18</u> 3.945	<u>0.19-0.48</u> 0.38	<u>0.17-11.42</u> 2.33	<u>0.20-12.51</u> 3.00	<u>0.64-28.26</u> 8.95	<u>0.93-21.23</u> 5.16	<u>1.33-12.62</u> 5.32	<u>0.66-11.29</u> 5.22
Sm	<u>0.06-6.42</u> 0.89	<u>0.06-0.23</u> 0.14	<u>0.04-3.13</u> 0.54	<u>0.07-2.33</u> 0.61	<u>0.16-10.03</u> 2.17	<u>0.23-4.53</u> 1.15	<u>0.28-3.42</u> 1.20	<u>0.17-2.20</u> 1.04
Eu	<u>0.01-1.09</u> 0.17	<u>0.01-0.08</u> 0.04	<u>0.08-1.27</u> 0.38	<u>0.04-0.54</u> 0.17	<u>0.07-7.96</u> 0.95	<u>0.08-0.54</u> 0.23	<u>0.06-0.93</u> 0.29	<u>0.06-0.46</u> 0.21
Gd	<u>0.07-5.26</u> 0.865	<u>0.07-0.19</u> 0.15	<u>0.07-4.10</u> 0.64	<u>0.09-2.96</u> 0.71	<u>0.21-12.05</u> 3.09	<u>0.31-4.41</u> 1.38	<u>0.38-5.10</u> 1.66	<u>0.28-2.55</u> 1.235
Tb	<u>0.01-0.83</u> 0.14	<u>0.01-0.04</u> 0.03	<u>0.00-0.62</u> 0.09	<u>0.02-0.41</u> 0.12	<u>0.03-8.19</u> 0.74	<u>0.04-0.62</u> 0.19	<u>0.05-0.73</u> 0.20	<u>0.04-0.31</u> 0.13
Dy	<u>0.07-4.97</u> 0.87	<u>0.03-0.25</u> 0.20	<u>0.04-4.66</u> 0.64	<u>0.11-3.46</u> 0.94	<u>0.16-13.53</u> 2.59	<u>0.22-3.74</u> 1.20	<u>0.28-4.69</u> 1.12	<u>0.22-1.68</u> 0.72
Ho	<u>0.02-0.96</u> 0.18	<u>0.02-0.09</u> 0.06	<u>0.01-0.90</u> 0.14	<u>0.02-0.90</u> 0.22	<u>0.03-9.03</u> 0.88	<u>0.04-0.79</u> 0.25	<u>0.05-1.07</u> 0.21	<u>0.04-0.31</u> 0.13
Er	<u>0.09-2.98</u> 0.53	<u>0.05-0.31</u> 0.18	<u>0.01-2.41</u> 0.435	<u>0.09-4.16</u> 0.76	<u>0.08-11.80</u> 1.73	<u>0.10-2.38</u> 0.68	<u>0.14-3.20</u> 0.59	<u>0.12-0.84</u> 0.37
Tm	<u>0.01-0.48</u> 0.08	<u>0.01-0.07</u> 0.03	<u>0.01-0.30</u> 0.06	<u>0.02-0.82</u> 0.12	<u>0.01-7.91</u> 0.59	<u>0.01-0.36</u> 0.10	<u>0.02-0.46</u> 0.08	<u>0.02-0.11</u> 0.05
Yb	<u>0.06-2.94</u> 0.48	<u>0.01-0.41</u> 0.22	<u>0.01-2.10</u> 0.41	<u>0.05-6.10</u> 0.78	<u>0.08-10.90</u> 1.59	<u>0.10-2.31</u> 0.64	<u>0.13-3.10</u> 0.55	<u>0.10-0.69</u> 0.33
Lu	<u>0.01-0.24</u> 0.07	<u>0.01-0.05</u> 0.03	<u>0.01-0.21</u> 0.06	<u>0.02-0.87</u> 0.10	<u>0.01-7.45</u> 0.56	<u>0.01-0.35</u> 0.10	<u>0.02-0.48</u> 0.08	<u>0.01-0.11</u> 0.05
Hf	<u>0.02-4.87</u> 0.70	<u>0.03-0.07</u> 0.05	<u>0.00-0.24</u> 0.08	<u>0.05-0.91</u> 0.32	<u>0.03-3.09</u> 0.47	<u>0.05-4.25</u> 0.70	<u>0.02-1.53</u> 0.23	<u>0.01-0.72</u> 0.21
Ta	<u><0.01-0.98</u> 0.15	<u>0.02-0.04</u> 0.03	<u><0.01-0.26</u> 0.04	<u>0.01-0.40</u> 0.08	<u>0.00-1.74</u> 0.24	<u>0.04-1.50</u> 0.36	<u>0.00-1.02</u> 0.10	<u>0.00-0.38</u> 0.13
Th	<u>0.04-16.37</u> 2.30	<u>0.03-0.19</u> 0.115	<u>0.04-1.44</u> 0.37	<u>0.11-1.92</u> 0.58	<u>0.27-15.53</u> 2.62	<u>0.05-12.01</u> 3.21	<u>0.08-2.24</u> 0.91	<u>0.13-5.28</u> 1.48

Примечание: 1-4 – скарны Николаевского (1) и Верхнего (2) полиметаллических. Дальнегорского боросиликатного (3) и Белогорского скарново-магнетитового (4) месторождений; 5-8 – метаморфизованные металлоносные осадки: марганцевосиликатные породы (5), железные руды (6) и яшмы (8) Широкопаднинской площади Ольгинского района, марганцевосиликатные породы (7) Горной площади Малиновского рудного района. Содержания определены ИСП МС методом в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН (1-4) и в ХИАЦ ИТИГ (5-8).

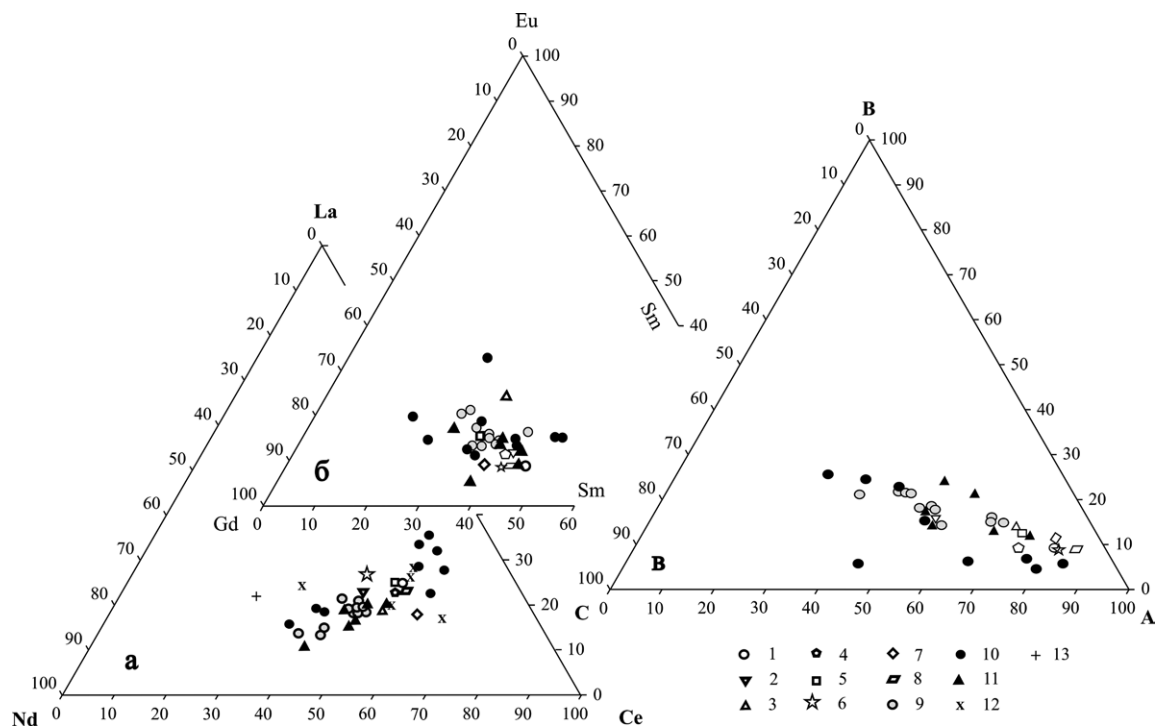


Рис. 1. Соотношения (% массы) La, Ce и Nd (а), Sm, Eu и Gd (б) и легких, средних и тяжелых REE (в) в скарнах и металлоносных породах Сихотэ-Алиня, а также в породах офиолитовых комплексов Урала [3, 6] и Южного Тибета [7]. A = La+Ce+Pr+Nd, B=Sm+Eu+Gd+Tb, C = Dy+Ho+Er+Tm+Yb+Lu. 1-4 – скарны Николаевского (1) и Верхнего скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского района, Дальнегорского боросиликатного месторождения (3) и Белогорского скарново-магнетитового месторождения Ольгинского района (4); 5, 7 – марганцево-силикатные породы Широкопаднинской (Ольгинский район) (5) и Горной (Малиновский район) (7) площадей; 6 – пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади; 8 – яшмы Широкопаднинской площади; 9, 11 – габброиды (9) и ультрабазиты (11) офиолитового надсубдукционного комплекса зоны меланжа Главного Уральско-го разлома; 10 – ультраосновные породы супрасубдукционного офиолитового комплекса Южного Тибета (площадь Dagzhuka); 12, 13 – базальты гайотов, океанических островов (12) и абиссальных равнин (13) Сихотэ-Алиня и Сахалина по [5]. Здесь и далее точки скарнов, металлоносных пород и габброидов 11 комплексов Урала [3] вынесены по средним содержаниям элементов или окислов.

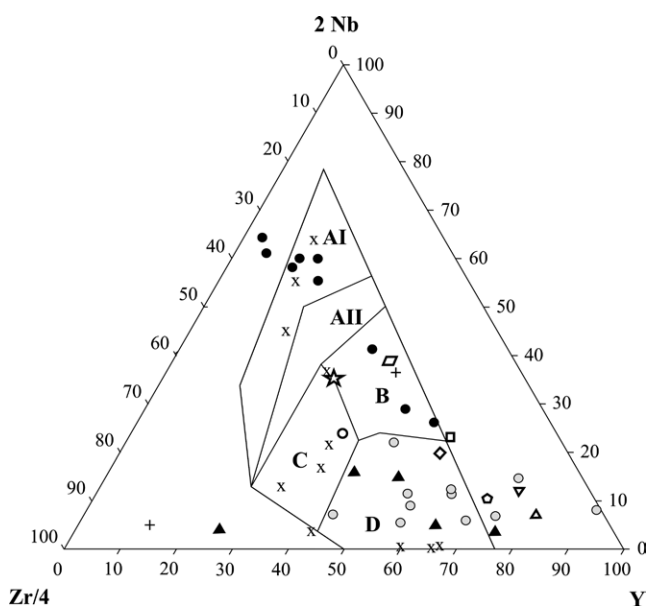


Рис. 2. Положение скарнов и металлоносных пород Сихотэ-Алиня, пород офиолитовых комплексов Урала и Тибета, а также пород палеозойских и мезозойских гайотов Сихотэ-Алиня и Сахалина по [5] на диаграмме Meschede [7]. Поля по [7]: AI – континентально-щелочные базальты; AII – континентально-щелочные + континентально-толеитовые базальты; B – обогащенные элементами примесей базальты срединно-океанических хребтов; C, D – островодужные базальты. Прочие условные обозначения см. на рис. 1.

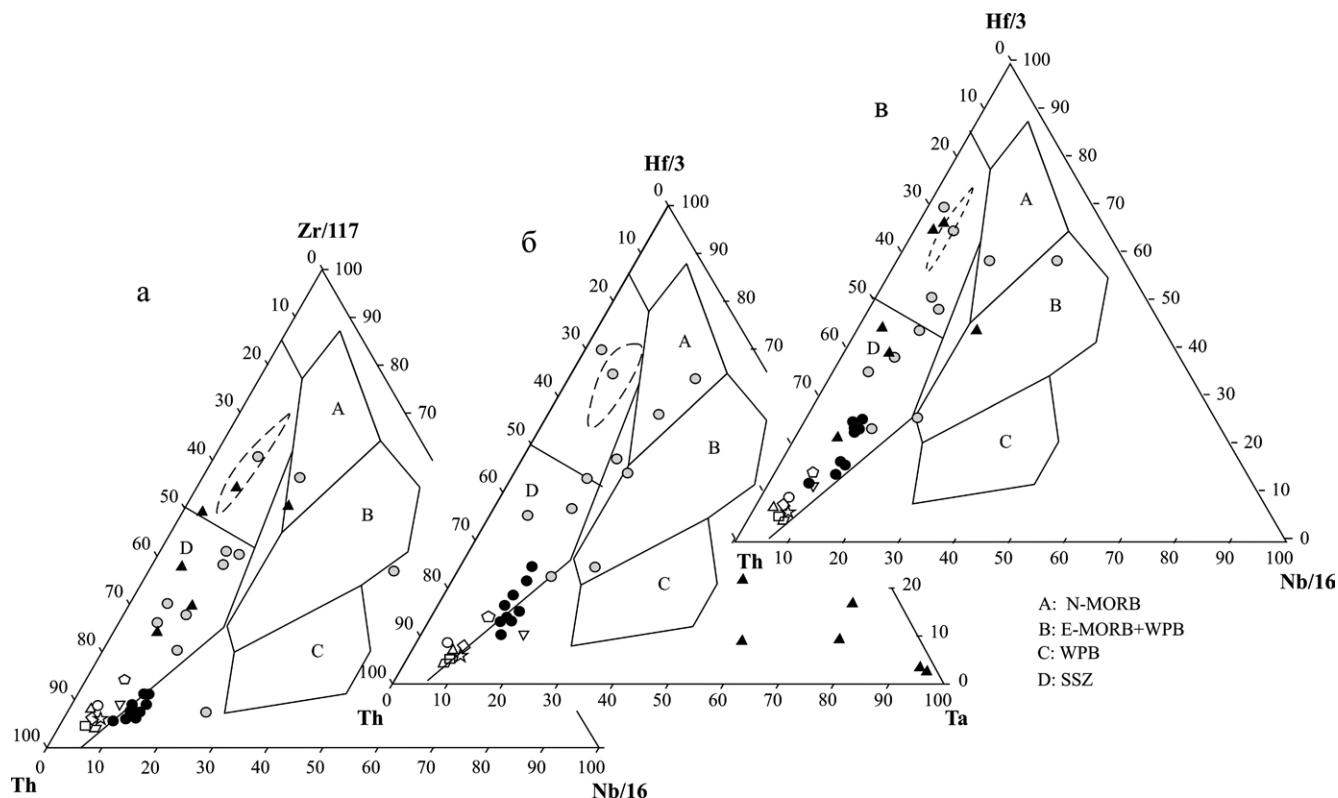


Рис. 3. Положение скарнов и металлоносных пород Сихотэ-Алиня, а также пород офиолитовых комплексов Урала [3, 6] и Южного Тибета [8] на диаграммах Wood [7]. Поля по [7]: N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты; SSZ – базальты супрасубдукционной зоны, предостроводужные и задуговые. Пунктирной линией показаны поля базальтов и диабазов офиолитового комплекса Южного Тибета. Прочие условные обозначения см. на рис. 1.

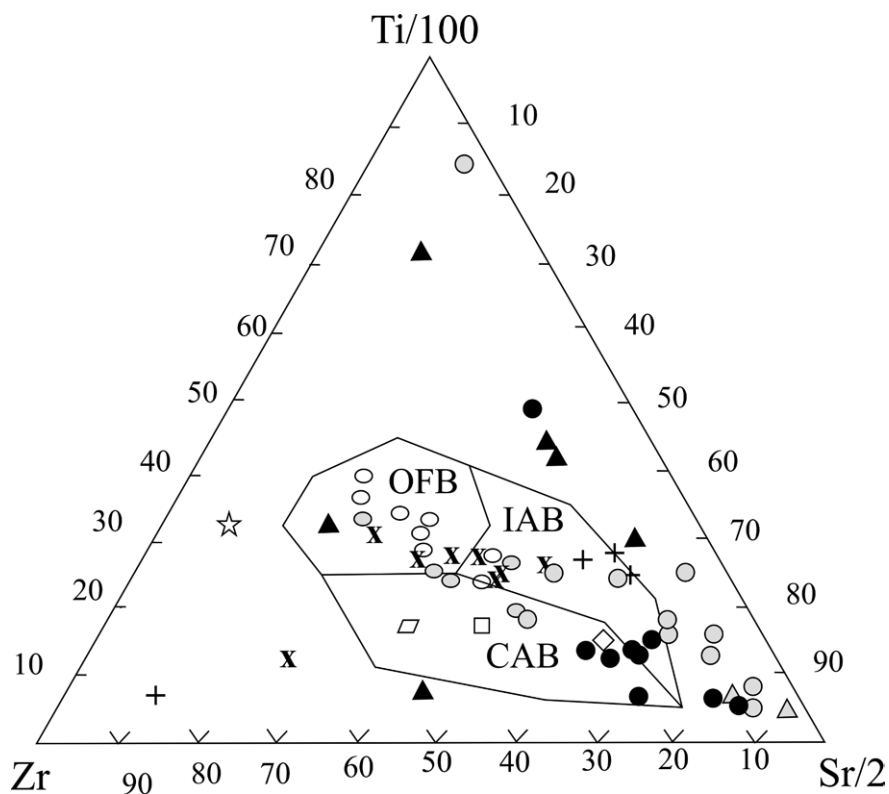


Рис. 4. Положение скарнов и металлоносных пород Сихотэ-Алиня, а также пород офиолитовых комплексов Урала [3, 6] и Тибета [8] на диаграмме Pearce and Cann [7]. 1-3 – базальты (1), диабазы (2) и габбро (3) Тибета. Поля по [7]: OFB – базальты MORB; IAB – островодужные базальты; CAB – известково-щелочные базальты. Прочие условные обозначения см. на рис. 1.

После полного погружения (начало карния) из-за исчезновения области питания резко сменился характер осадконакопления (верхняя, карнийско-норийская часть триасового разреза сложена плитчатыми кремнями, бедными глинистым и органическим материалом). В это же время начали формироваться рифовые массивы Дальнегорского района. Сейчас крупные блоки пород претерпевшего аккрецию офиолитового комплекса, представляющие собой фрагменты бывших островов, фиксируются, главным образом, вблизи окраины Ханкайского массива, в Самаркинском террейне. В Таухинском террейне породы офиолитового комплекса погребены под вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.** Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. **Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А.** Приморье – новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа. ДАН, 2009. Т. 425. № 5. С. 651-655.
3. **Салихов Д.Н., Беликова Г.И.** Габброиды зоны меланжа Главного Уральского разлома. Геологический сборник № 6, 2007. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 106-125.
4. **Триас и юра Сихотэ-Алиня.** Книга 2. Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиогеография. Отв. ред. П.В. Маркевич, Ю.Д. Захаров. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 307.
5. **Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В.** Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина. ДАН, 1989. Т. 307. № 1. С. 186-190.
6. **Шмелев В.Р.** Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных. Литосфера, 2005. № 2. С. 41-59.
7. **Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1995. 352 p.
8. **Xia B., Yu H.-X., Chen G.-W., Qi L., Zao T.-P., Zhou M.-F.** Geochemistry and tectonic environment of the Dagzhuka ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet. Geochemical Journal, 2003. V. 37. P. 311-324.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТО-ВИСМУТ-ТЕЛЛУРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛОТИСТОГО (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Лотина А.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, anylotina@mail.ru*

При изучении генезиса, установлении основных закономерностей размещения и особенностей геологического строения рудных месторождений учитываются многие факторы: геодинамическая обстановка, геологическое окружение, тектонические и геологические границы, магматические ассоциации.

Как известно из литературных данных [1], в мезо-кайнозое на востоке Азии наблюдалось чередование геодинамических режимов от субдукционных к скольжению литосферных плит. В условиях этих масштабных геологических процессов здесь происходило многоэтапное формирование месторождений золота, локализованных в различных ареалах, поясах и зонах. Один из них – Хасано-Амурский ареал палеоцен-эоценовых вулканических пород «трансформного» этапа, в пространственно-временной связи с которыми находятся эпитермальные золото-серебряные и серебро-полиметаллические месторождения [1, 3]. К данному ареалу принадлежит и Право-Соолийский рудно-россыпной узел, в состав которого входит несколько золоторудных объектов (Джулии, Кварцевый и Болотистый). Наиболее перспективным из них является месторождение Болотистое. Важная особенность этого месторождения - наличие коренного оруденения и богатых промышленных россыпей золота. Вследствие этого, данный объект представляет интерес для выявления условий формирования крупных золото-висмут-теллурических месторождений.

Право-Соолийский рудно-россыпной узел, расположен на юге Сооли-Тормасинского рудного района (юг Хабаровского края). Площадь узла делится Центральным Сихотэ-Алинским разломом

на две части. Западная сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами Журавлевско-Амурского, а восточная – осадочными и вулканическими породами Самаркинского террейнов.

Вулканогенные породы представлены триасовыми спилитами и диабазами, эоценовыми андезитами и андезитобазальтами, а также миоценовыми базальтами; интрузивные – триасовыми диабазами, раннемеловыми гранитами, позднемеловыми диоритами и гранитами, эоценовыми гранитами и миоценовыми габбро-долеритами (Дымович, 1987 г.).

Месторождение Болотистое локализовано в «эрозионном окне» среди покровов миоценовых базальтов кизинской свиты, где обнажаются бериасс-валанжинские терригенные отложения, прорванные эоценовым интрузивным телом сложного состава (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты) и частично перекрытые андезитами кузнецовской свиты. Дайковый комплекс состоит из тел эоценовых габбро-диоритовых порфиритов, гранодиоритов, а также дацитов.

Магматические образования месторождения относятся к многофазному эоценовому комплексу (Дымович, 1979). Первая фаза комплекса – мелкие субвулканические тела дацитов (эоцен), дайки гранодиоритов и покровные андезиты кузнецовской свиты. Вторая – состоит из габбро-диабазов, диабазов и метагаббро, которыми сложена большая часть интрузивного массива и даек габбро-диорит-порфиритов. Породы третьей фазы представлены кварцевыми диоритами, которыми сложен изометричный в плане шток в центральной части интрузивного массива. К четвертой фазе относятся диоритовые порфириты, слагающие серию силлов и даек в массиве, а также покровные андезиты кузнецовской свиты.

Разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального направления, выраженные зонами интенсивной трещиноватости и гидротермально измененными породами, контролируют размещение даек. Для месторождения характерна раздробленность пород и широкое развитие кор выветривания (до 25 м) [4].

Оруденение локализовано в крупном штокверковом теле, контролирующемся контурами центральной интрузии габбро-диоритов и лишь в незначительной мере, на отдельных участках, выходящем за ее пределы во вмещающие терригенно-осадочные породы нижнемелового возраста. Штокверковое тело представлено сложной системой разноориентированных маломощных кварцевых или кварц-турмалиновых жил и прожилков, иногда сопровождающихся метасоматическими зонами кварц-турмалинового состава. Жилы и прожилки, мощностью от нитевидных до 20 см, и протяженностью 10-15 м, имеют северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное или субширотное простирание и характеризуются неравномерным распределением в объеме вмещающих их пород. На отдельных участках они сближаются друг с другом, образуя протяженные жильно-прожилковые зоны мощностью до нескольких м. В интрузиве большинство рудных тел сгруппированы в рудоносную зону шириной от 120 до 250 м и протяженностью более 800 м. Наиболее мощные и богатые рудные тела этой зоны имеют, как правило, северо-западное или близмеридиональное простирание (Дымович, 1979 г.). В местах пересечения рудных тел отмечены раздувы (бонанцы) с очень высокими или ураганскими концентрациями золота. За пределами интрузивного тела оруденение контролируется, главным образом, зонами гидротермально измененных магматических и осадочных пород, в пределах которых распространены золотоносные кварцевые и кварц-турмалиновые жилы и прожилки. Наибольшие концентрации золота отмечены в кварц-турмалиновых и кварцевых прожилках, секущих метасоматически измененные породы. Содержания золота в руде обычно не превышают первых г/т, но в отдельных штучных пробах достигают нескольких десятков г/т. Промышленные концентрации золота в коренном залегании установлены в кварц-турмалиновых метасоматитах (1.4 г/т), в алевролитах и окварцованных кварцевых диоритах (от 1 г/т и выше). Наиболее широко во вмещающих породах проявлены процессы низкотемпературной аргиллизации. Другие изменения, такие как пропилизация, серицитизация, альбитизация, окварцевание и турмалинизация, проявлены локально.

На месторождении Болотистом коренное оруденение представлено двумя разновременными

ми продуктивными минеральными комплексами. Они различаются по минеральному составу и пробности самородного золота. Оба комплекса – ранний кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый и поздний кварц-арсенидно-сульфидный, содержат в своем составе теллуриды и сульфотеллуриды висмута.

Кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый комплекс. Минералами этого комплекса сложены турмалин-кварцевые прожилки, секущие дайки среднего и кислого состава, эоценовые дациты, и вмещающие их меловые осадочные породы. Основными нерудными минералами являются кварц и турмалин. Рудные минералы представлены, в основном, тетрадимитом, теллуровисмутитом, цумоитом и самородным золотом с пробностью 925-985‰ [2].

Кварц-арсенидно-сульфидный комплекс. Минералами этого комплекса сложены золотоносные кварцевые, карбонат-кварцевые и карбонатные жилы и прожилки штокверка, секущие эоценовые габбро-диориты, диабазы и кварцевые диориты в пределах многофазного интрузива габбро-диоритов. Главным нерудным минералом этого комплекса является кварц, редким – кальцит. Рудные минералы, в основном, представлены сульфидами реже – глаукодотом, данитом, аллоклазитом, ульманитом, герсдорфитом. Широко распространены минералы висмута и теллура, такие как соединение $PbBiS_2$, тетрадимит, цумоит, протожозеит и самородный висмут. Самородное золото имеет пробность 740-800‰ [2].

На основании выше изложенного можно предположить, что формирование первого (кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый) комплекса связано с постмагматической деятельностью первой фазы (эоценовые дациты, дайки гранодиоритов). Второй комплекс (кварц-арсенидно-сульфидный), локализованный в многофазном интрузивном теле, связан с постмагматическими гидротермальными процессами второй и третьей фаз (габбро-диабаз, дайки габбро-диорит порфиров, кварцевый диорит). В четвертой фазе оруденение отсутствует. С другой стороны, различия в пробности золота и в минеральном составе первого и второго комплексов могут быть обусловлены разным уровнем эрозионного среза, влиянием состава вмещающих пород.

Таким, образом, фактором контроля оруденения в пределах площади месторождения является многофазное эоценовое интрузивное тело габбро-диоритового состава. В пределах штокверка, характеризующегося неравномерным распределением золота, максимальные концентрации этого металла контролируются трещинными структурами северо-западного и субмеридионального простирания, образующими в совокупности мощную и протяженную зону северо-западного направления.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 11-III-B-08-186.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России** / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. **Лотина А.А.** Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2011. № 1. С. 97-107.
3. **Попов В.К.** Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 156 с.
4. **Сушкин Л.Б.** Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) / Эндеогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы международной науч. конференции. Екатеринбург: ИГиГ Уро РАН, 2007. С. 176-180.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-КИНОВАРНОЙ АССОЦИАЦИИ ФАДЕЕВСКОГО УЗЛА (ПРИМОРЬЕ)

КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ЕЁ ОБРАЗОВАНИЯ

Молчанов В.П., Кемкин И.В., Медведев Е.И.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

Фадеевский рудно-россыпной узел расположен на границе Лаоелин-Гродековского и Ханкайского террейнов. В низах стратифицированного разреза изученной площади развиты базальто-кремнисто-туфогенные, кремнисто-глинистые, аргиллитовые и туфогенно-песчаниковые отложения (S_{1-2}). Их перекрывают вулканогенно-осадочные толщи пермского возраста (P_{1-2}) и эффузивы кислого состава (P_2). Породы вулканогенно-терригенного комплекса, включающего черные сланцы, прорваны на юге крупными массивами гранитоидов (P_2), а на севере небольшими телами габброидов и сиенитов. В гранитах отмечены многочисленные мелкие интрузивные тела и ксенолиты кортландитов и амфиболлизированных габбро. В южной части узла один из интрузивов обладает чертами концентрически-зонального строения: дунит-верлит-пироксенит-габбро. Здесь известны многочисленные аллювиальные россыпи золота, а также золото-кварцевые жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Среди минералов тяжелой фракции шлихов рыхлых отложений р.р. Фадеевка (система водосбора р. Раздольная) и Золотая, с притоками р.р. Толстокулачиха, Поликарпиха, Байкал, Незаметка, М. Нестеровка (бассейн р. Нестеровка), дренирующих гранитоиды и черносланцевую толщу соответственно на юге и севере площади, известны две продуктивные ассоциации: минералы металлов платиновой группы (сплавы Pt-Fe и Os-Ir-Ru при преобладающей роли первых) и хромиты – генетически связанные с базит-гипербазитовым комплексом. Вторая ассоциация, включающая серебристое золото, сульфиды и кварц, является производной гранитоидного магматизма [1].

Нами впервые выделена уникальная ассоциация природной амальгамы золота и платины, киновари, самородных цинка, свинца, железа и меди, карбидов Si и Fe минералого-геохимические черты, которой мы связываем с особенностями геодинамического режима ее образования.

В площадном распределении благородных металлов золото-платиноидно-киноварной ассоциации в пределах узла в направлении с юга на север просматриваются элементы зональности. Так, в аллювиальных отложениях р. Золотая (северная оконечность узла) золото представлено сфероидальными образованиями и примазками на ильменитах. Визуально первые из них представлены шаровидными обособлениями, покрытыми плотной оболочкой темного цвета. Поверхности фрагментов золота, свободных от пленки, характеризуются хорошей сохранностью. Создается впечатление, что эти частицы амальгамы осуществляли миграцию в водных потоках внутри механически прочных «контейнеров». Незначительные нарушения материала контейнеров указывают на относительную близость коренного источника. Химический состав природной амальгамы, варьирует в следующих пределах (масс. %): Au – 82-84; Hg – 6-9; C – 4-7. Особый интерес вызывают высокие концентрации N (до 22 ат. %). С поверхности золотины, как уже отмечалось, покрыты микро-наноразмерной пленкой толщиной не более 1-1.5 мкм, состоящей из O (до 50 масс. %); Mn (до 30 масс. %); Fe (до 20 масс. %); Si, Al, (до 10 масс. %); Ca, Cl, K (до 1 масс. %). При этом концентрации C, Hg достигают 10 масс. %. На поверхности оболочек были обнаружены микро-наночастицы киновари, самородных свинца и меди. В сущности, состав материала оболочек аурамальгамы отвечает составу сухих металлоносных флюидов глубинного происхождения [1].

В ассоциации с «контейнерным» золотом были обнаружены мелкие сфероидальные частицы железистой платины, обогащенной примесью Cu до 4.0 масс. %, частично покрытые микро-наноразмерной пленкой. По составу она близка материалу «контейнеров» аурамальгамы: O (до 47 масс. %); Si (до 25 масс. %); Al (до 15 масс. %); C (до 10 масс. %); K, Cl, Ca (до 2 масс. %).

Сохранился довольно высокий уровень концентраций Hg (до 5 масс. %).

Другая разновидность золота представлена примазками, фрагментарно покрывающими поверхность отдельных кристаллов ильменита. Размеры фрагментов достигают 60-80 мкм при толщине 100-200 нм. Элементный состав пленочных наноматериалов довольно типичен: помимо Au (85-95 масс. %) и Hg (0-5 масс. %), определяющих видовой состав индивидов, в них присутствует N, C, O, Ti и Fe в количествах, не превышающих первые масс. %. При детальном изучении поверхности металлических пленок на их поверхности фиксируется три типа наночастиц: трубки, спирали и сфероиды [2]. Наиболее широкое развитие получили трубчатые формы, длина их достигает 6-7 мкм при внешнем диаметре до 0.8-1.0 мкм. Толщина стенок трубчатых образований не превышает 100 нм. Главным компонентом нанотрубок является Au (80-89 масс. %), в гораздо меньших количествах присутствует Hg (2-5 масс. %). Набор основных примесей нанотрубок тот же, что и у нанопленок: C, O, N, Ti, и Fe (0.5-2.0 масс. %). Реже встречаются Al, Rb, Br (до 2 масс. %). Примечателен факт снижения содержаний Ti и Fe в нанотрубках по мере удаления от минеральной матрицы – ильменита (FeTiO_3). Это вероятно, можно объяснить особенностями их сингенетического происхождения. Нанотрубкам, кроме того, свойственна обратная зависимость между содержаниями N и O. Образование наноспиралей увязывается, с процессом геликоидизации нанотрубок (формирование микроскопических спиралей), берущим свое начало из строения атома. Эволюция химического состава наноспиралей, в направлении от основания к краю, прямо противоположна трубчатым аналогам: концентрации золота падают до 83 масс. %. В верхних частях появляются Hg, Fe в количествах соответственно 7 и 1 масс. %. Налицо их вынос из матрицы, т.е. пленки. Возможно это явление в числе прочих (наличие винтовых осей в кристаллизующимся веществе структурных дефектов и т.д.), и послужило причиной закручивания нанотрубок в спирали. Третий тип наноиндивидов – сфероиды – отвечает первоначальной форме нанокристалла с малыми размерами, диаметром менее 200 нм. Их элементный состав аналогичен рассмотренным выше разновидностям, что свидетельствует об общности рудоносных флюидов, из которых они образовались. Обеднение сфероидов Au (до 65 масс. %) и обогащение примесями (O – 13 масс. %, C – 7 масс. %, Si – 3.2 масс. %), по-видимому, является отражением общих тенденций в формировании различных типов наноиндивидов, обусловленных в том числе и влиянием температуры кристаллизации.

Согласно диаграмме состояния Au–Hg [3] переход паров золота и ртути в жидкую фазу наступает при температуре ниже 420°C . Другие переходные максимумы (402° и 310°) отвечают точкам роста концентраций ртути по мере остывания расплава, что мы и наблюдаем в изученных наноструктурах. Приведенные материалы позволяют выстроить следующий иерархический ряд самоорганизации природной амальгамы золота на наноуровне: сфероиды, трубки, спирали. Эти переходы наноструктурированного вещества в другое состояние легко объясняются с позиций кватерной концепции [6].

Среди минералов-спутников ильменита с примазками золота нельзя не отметить амальгаму платины. Основными ее микропримесями являются Fe (до 7 масс. %), Hg (до 5.5 масс. %), Cu (до 3.4 масс. %) и P (до 2.0 масс. %). Изредка в изоферроплатине отмечаются мелкие включения куперита.

Для объяснения причин появления «контейнерного» золота, амальгамы платины, необычных микро-наноструктур золота предлагается рассмотреть модель, основанную на предположении об эндогенной ассоциации природных амальгам золота и платины, киновари, ильменита, пространственно сопряженными с глубинными рудоподводящими каналами, по которым осуществлялась дегазация внутреннего вещества земли. Известно, что мантийный флюид весьма насыщен летучими углеродистыми соединениями, азотом, что и наблюдается в нашем случае. Качественный состав компонентов свидетельствует о восстановительной среде минералообразования.

Состав гравитационных концентратов крупнообъемных проб аллювиальных отложений рр. Поликарпиха и Толстокулачиха (центральная часть северного сегмента узла), претерпевает значительные изменения: здесь появляются лидамальгама (HgPb_2), польчемусит (HgZnS), самородные Fe, Pb, Cu интерметаллические соединения систем Pb-Sb-Sn, Fe-Cr. Уникальность ассоциации подчеркивается появлением микро-наноформной ассоциации золота, платины с карбидом вольфрама, самородными вольфрамом и свинцом, вольфрамитом, касситеритом и киноварью.

Морфологически золото представлено агрегатами микропризматических кристаллов с угловатыми скульптурными ограничениями. Состав аурамальгамы золота довольно однообразен и колеблется в узких пределах Au – (77.7-88.2 ат. %), Ag (0-1.2 ат. %) Hg (11.72-20.22 ат. %). Структура металла представлена разнообразно ориентированными кристаллами с закругленными полусферами на верхних гранях роста. Обращает внимание отсутствие матрицы и ярко выраженная фрактальность кристаллов золота с развитием пор в межзерновом пространстве. Пористая микроструктура свидетельствует о кристаллизации золота из металлоносного газового флюида путем постепенного захвата свободного пространства. Местами золотины покрыты тонкой прерывистой пленкой (толщиной 400-500 нм), состоящей из Fe (до 40 масс. %); Al, Si (до 10 масс. %); O (до 50 масс. %). Эта пленка является матрицей, связующей наночастицы киновари и наносфероиды ртутистого золота. Состав фаз киновари в разных точках замера одного зерна колеблется: Hg (72.22-80.06 ат. %); S (12.94-16.36 ат. %). Привлекает внимание необычный факт присутствия в составе киновари Ru (2.19-3.58 ат. %). Не менее интересен и состав сфероидальных наночастиц, где помимо Au (до 70.1 масс. %); Hg (7.3 масс. %); Ag (2.0 масс. %), присутствуют C, N, и O в количествах от 3.0 до 3.7 масс. % [1].

Железистая платина, типоморфной примесью которой является Rh (до 3 масс. %), представлена шаровидными выделениями, фрагментарно покрытыми пленками двух видов: Pt-Rh-Hg и Au-Ag-Hg, размерами от нескольких до сотен микрон. Наиболее распространена аурамальгама, где концентрации Ag достигают 2 масс. %, Hg – 16 масс. %. В сплаве Pt-Rh-Hg содержание Hg уменьшается до 6 масс. %, а примесь Rh достигает 1,6 масс. %.

Микровыделения природной аурамальгамы часто фиксируются в ассоциации с микроструктурами карбида вольфрама, представляющие собой тот же иерархический ряд организации нановещества: сфероид-спираль. При этом состав сфероидов характеризуется присутствием (масс. %): W в количестве от 84.5 до 92.1; C от 4.6 до 7.6; O от 5.5 до 10.0. По мере удаления от сфероида среди компонентов наноспиралей растет роль C до 24.4 масс. % и падает – W (до 77 масс. %). Поверхность наноспиралей усеяна зернами самородного вольфрама и свинца, Re-содержащего (до 3 масс. %) вольфрамита, киновари.

В южных притоках р. Золотая (прежде всего р. М. Нестеровка) заметно возрастает роль самородных металлов Cu, Fe, Pb, появляются пластинки Zn в сростках с карбидами Fe и Si. Самородный свинец представлен мелкими кристаллами высокой химической чистоты со сглаженными углами и гранями. Из других самородных металлов отмечены сфероиды (диаметром до 10 мкм) самородного железа и меди, практически не содержащие микропримесей других элементов. Самородный цинк образует мелкие уплощенные сростки с самородным железом либо мономинеральные агрегаты идиоморфных тонкопластинчатых кристаллов, наслаивающихся друг на друга. Отмечаются также микропарагенезисы цинка с муассанитом и когенимом. Химический состав цинка следующий (масс. %): Zn – 99.66 масс. %; Al – 0.66; S – 0.33; Fe – 0.68; Cu – 0.67 масс. %. Особый интерес вызывают наноразмерные сферы и полусферы углеродистого вещества (C – 90.64 масс. %; Si – 0.27; S – 0.53; Fe – 0.3; Zn – 8.19 масс. %), которые нарастают на поверхности отдельных пластинок цинка. Совместное осаждение углерода и металлов происходит, по всей вероятности, в результате каталитического разложения металлоорганических комплексов на поверхности катализатора, в данном случае цинка. Совместное осаждение углерода и металлов происходит по всей вероятности в результате каталитического разложения металлоорганических комплексов на поверхности катализатора, в данном случае цинка. Наличие углерода в рудообразу-

ющей системе подтверждается также присутствием микрокристаллов карбида кремния и железа. Муассанит встречается в виде уплощенных микрокристаллов размером 0.1-0.3 мм. По данным микронзондового анализа в нем присутствует примесь Fe до 4 масс. %. В когените количество углерода варьирует от 40 до 70 масс. % при содержании примеси Si и Al до 3-4 масс. % каждого.

Эволюция минералов золото-платиноидно-киноварной ассоциации связывается с приуроченностью изученного узла к зоне активного взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит с преобладающим режимом их латерального скольжения. Общими признаками месторождений, приуроченных к границам зон скольжения литосферных плит, является активность эндогенного углерода, присутствие металлов платиновой группы, ртутистых минералов [5], что отмечается и в нашем случае. Геодинамический режим скольжения литосферных плит нередко сопровождается формированием, так называемых «slab window», т.е. проницаемых зон по которым глубинное вещество земли достигает верхних слоев литосферы. Такая модель хорошо согласуется с геологическими и радиологическими данными. В частности U/Pb датировки самородного свинца показывают возраст минерализации 148 млн. лет. [4]. На этот временной отрезок для восточной окраины палеоазиатского континента фиксируется смена геодинамического режима субдукции палеотихоокеанской плиты на режим ее трансформного скольжения. Геодинамическая история развития тихоокеанской окраины в мезозое находит свое отражение в металлогении благородных металлов. При этом ряд элементов, включающий Hg, Au, Pt, W, трассирует флюидопроводящие системы, «корни» которых связаны с мантией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // Доклады АН, 2008. Т. 422. № 4. С. 536-538.
2. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Находки наноструктур природного ртутистого золота на поверхности кристаллов ильменита Фадеевского рудно-россыпного узла (Приморье) // Доклады АН, 2009. Т. 428. № 5. С. 659-662.
3. Пляксин И.Н. Система золото-ртуть // Изв. СФХА, 1938. № 10. С. 129-159.
4. Рассказов С.В., Иванов В.В., Ханчук А.И., Чашин А.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Изотопная гетерогенность свинца галенитов из рудных месторождений Приморья // Доклады АН, 2002. Т. 387. № 5. С. 685-689.
5. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения зон перехода континент-океан // Новые горизонты изучения процессов магмо- и рудообразования М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 169-170.
6. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсного состояния минерального вещества // Под ред. Н.П. Юшкина, А.М. Асхабова, В.И. Ракина. СПб.: Наука. 2005. 581 с.

БОР-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ И ОЛОВЯННЫЕ РУДЫ СУБДУКЦИОННОГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА:

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Раткин В.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

Восточно-Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс (ВСАВП) – основной элемент мезокайнозойской континентальной окраины Азии. Сеноман – раннепалеоценовый этап формирования пояса интерпретируется как проявление надсубдукционного магматизма [2]. Вблизи побережья Японского моря расположена главная вулканическая зона, где вулканиды практически полностью перекрывают складчатые раннемеловые комплексы, а западнее, в 20-25 км от побережья, вулканиды развиты спорадически в виде локальных вулcano-тектонических депрессий и формируют тыловую зону, где широко проявлены комагматичные вулканидам интрузивные комплексы. По данным петрологических работ [1, 2], слагающие указанные зоны вулканические породы формировались в аэральной и субаэральной обстановке, сходно эволюционировали

во времени, но петрохимически отчетливо различаются. Среди вулканитов главной вулканической зоны преобладают породы известково-щелочных серий. Тыловую зону пояса слагают преимущественно субщелочные породы.

Поперечная зональность пояса отчетливо проявлена в магнитной восприимчивости слагающих его магматических пород [5]. Гранитоиды главной зоны соответствуют магнетитовой (выше 1000 ед. SI) и магнетит – ильменитовой (300-1000 ед. SI) серии. Интрузивы тыловой зоны сложены преимущественно гранитоидами промежуточной (300-1000 ед. SI) и ильменитовой (< 300 ед. SI) серии. Аналогичную зональность демонстрируют вулканиты.

Месторождения олова, свинца, цинка и бора, пространственно ассоциированные с вулкано-плутоническими комплексами ВСАВП, объединяются в состав Таухинской и Лужкинской металлогенических зон.

Таухинская зона полиметаллических и борных месторождений охватывает центральную и восточную часть одноименного террейна в главной вулканической зоне ВСАВП, где доминируют вулкано-плутонические комплексы известково-щелочных серий. По данным геохимической съемки, выполненной А.И. Бураго, осадочные комплексы аккреционной призмы аномально обогащены по сравнению с кларками свинцом (1.7), бором (2.44), серебром (4.38) и висмутом (1.65). Промышленно значимые месторождения Таухинской зоны связаны с двумя этапами формирования толщи субдукционных вулканитов.

Турон-сантонские вулканические толщи, сформированные в палеокальдерах в условиях пресноводных локальных бассейнов, вмещают крупнообъемные зоны прожилково-вкрапленных касситерит-пирит-галенит-сфалеритовых руд в турмалинизированных туфах с горизонтами слоистых серноколчеданных руд и туффилов с рудокластами и обломками турмалинитов [4]. С этим же этапом (приморская серия) связывается формирование данбуритовых руд в палеогидротермальных полостях олистолита триасовых известняков (Дальнегорское боросиликатное месторождение). Как финал эндогенной активности в сохранившиеся полости гидротермального карста инжецируется расплав субщелочных базальтов, облекающих друзы данбурита. Эти же базальты в форме субмеридианальных даек пересекают толщу приморских вулканитов, но отсутствуют в разрезе маастрихт-палеоценовых (дальнегорских) вулканитов. В силу этого их возраст оценивается интервалом 70-75 млн. лет. В отличие от олово-полиметаллических руд боросиликатное месторождение приурочено к купольной палеовулканической структуре, где толща приморских вулканитов, сложенная исключительно игнимбритами, имеет минимальную мощность.

Со вторым – маастрихт-палеоценовым (дальнегорским) этапом вулканизма связано образование свинцово-цинковых месторождений, включая скарновые и жильные объекты. Все скарновые месторождения тесно ассоциированы с телами (олистолитами) триасовых известняков и локализируются в позитивных структурах в прибортовых частях вулканических кальдер. Рудные тела сформированы на контакте известняков с песчаниками матрикса и перекрывающими олистолистами вулканитами. Часть рудных тел расположена в основании разреза вулканической толщи, где приурочена к глыбам известняков – отторженцев мезозойского складчатого фундамента, перемещенных при обрушении бортов палеокальдеры.

По данным Ar-Ar датирования ортоклаза, скарновые процессы проявились в палеоцене (около 60 млн. лет), в финальную стадию формирования толщи дальнегорских вулканитов.

На участках, где вулканические толщи маастрихт-палеоценового возраста формировались в водной среде в кальдерных озерах вулканов центрального типа, уровень локализации руд, одновозрастных свинцово-цинковым скарнам, продвинут в толщу вулканитов. Здесь присутствуют гнездово-вкрапленные руды, ассоциированные с маастрихт-палеоценовыми жерловыми аппаратами, и полиметаллические жильные тела в обрамлении жерловин.

Лужкинская металлогеническая зона оловорудных месторождений непосредственно примыкает к Таухинской с запада. В структуре вулкано-плутонического пояса она соответствует его тыло-

вой части. Основанием зоны служат породные комплексы раннемеловой аккреционной призмы и раннемелового турбидитового бассейна, сложенные преимущественно толщами аркозовых песчаников и алевролитов. По данным А.И. Бураго, турбидиты аномально обогащены относительно кларка оловом (3.45), висмутом (2.83), бором (2.33), серебром (2.13), вольфрамом (1.94), мышьяком (3.32) и барием (1.56).

В формировании металлогенической зоны проявились два значительных этапа рудообразования. Для раннего этапа, отчетливо фиксируемого на Арсеньевском месторождении, характерны сульфидные жильные тела с касситеритом в зонах турмалинизации. Возраст касситерит-сульфидного оруденения оценивается (Финашин, 1986) как кампан-маастрихтский. То есть формирование руд синхронизируется с периодом накопления толщи приморских вулкаников и соответствует возрасту скарновых боросиликатных и жильных олово-полиметаллических (сопровождаемых турмалинитами) руд Таухинской металлогенической зоны.

В Лужкинской зоне синхронно образованию маастрихт-палеоценовых полиметаллических руд Таухинской зоны формируются многочисленные жильные месторождения касситерит-силикатно-сульфидных руд. Значительная их часть, представленная жилами и зонами прожилково-вкрапленных руд, тесно пространственно и во времени ассоциирована с жерловыми и дайковыми образованиями кислого состава маастрихт-палеоценового возраста. По данным датирования рудоносных жерловых образований и «внутрирудных» даек [3, 6] возраст месторождений оценивается интервалом 60-65 млн. лет.

Лужкинская и Таухинская металлогенические зоны не только близки в возрастном и геохимическом плане, но весьма сходны и изотопно-геохимически. По значениям изотопных отношений свинца оловорудных месторождений Лужкинской зоны и свинцово-цинковых месторождений Таухинской зоны аналогичны. Природа свинца тех и других месторождений может интерпретироваться как смесь свинцов из субдуцирующихся океанических базальтов и терригенных пород верхней коры.

Отчетливо проявлена серо-изотопная зональность пояса, отражающая его петрохимическую зональность. Изотопная облегченность серы оловорудных месторождений Лужкинской металлогенической зоны (-2.0 ± 1.0)‰ по сравнению с полиметаллическими объектами Таухинской зоны ($+0.5 \pm 0.5$)‰ отражает генетическое родство оловорудных месторождений с более глубинными и более восстановленными магмами тыловой зоны ВСАВП.

По данным исследования изотопного состава кислорода и углерода минералов полиметаллических, борных и оловянных руд, все месторождения формировались при участии первично ювенильных растворов, но в приповерхностных условиях, обеспечивающих масштабное участие в процессе рудообразования воды метеорного происхождения.

Полиметаллические, борные и оловорудные месторождения субдукционного этапа формирования ВСАВП представляют единую пространственно-временную общность и связаны с унифицированным источником рудного вещества. Поперечная металлогеническая зональность пояса обусловлена сочетанием двух факторов. Во-первых, она связана со спецификой условий генерации и эволюции рудоносных магматических комплексов главной и тыловой зон вулканического пояса. И, во-вторых, - с геохимической специализацией пород фундамента, активно участвовавшего в формировании колонны магматических пород над зоной субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
- Гединамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1/2. 982 с.
- Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского оловорудного месторождения // Докл. АН СССР, 1990. Т. 315. № 6. С. 1437-1442.
- Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Сапин В.И. О возрасте олово-полиметаллических руд Дальнегорского района (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) // Докл. АН СССР, 1990. Т. 310. № 5. С. 1198-1200.

Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса//Докл. РАН, 1997. Т. 356. № 3. С. 367-370.

Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.

Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья: (Геология и генезис) Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 176 с.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ТУФЫ КАЙНОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ВПАДИН ПРИМОРЬЯ, СФОРМИРОВАННЫХ В ОБСТАНОВКЕ СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Середин В.В.¹, Чекрыжов И.Ю.², Попов В.К.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, Старомонетный пер., 35

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

В настоящее время редкоземельные элементы (РЗЭ) относятся к особенно дефицитному минеральному сырью. В этой связи, изучение новых источников этих металлов, играющих ключевую роль в развитии высоких технологий, представляет собой важнейшую в научном и практическом отношении задачу. Одним из новых типов РЗЭ-руд, пока неосвоенных промышленностью, могут считаться металлоносные туфогенные горизонты – производные взрывного кислого субщелочного и щелочного калиевого вулканизма, обогащенные РЗЭ, а также часто Zr, Hf, Nb, Ta [6]. Такие металлоносные горизонты известны во многих регионах мира в отложениях различного (от PZ до KZ) возраста. Они выполняют депрессионные структуры, сформированные при тектонической деструкции верхней части коры, сопровождающейся взрывным вулканизмом.

Согласно последним геотектоническим представлениям проявление кайнозойского магматизма на территории Приморья связано с геодинамической обстановкой скольжения литосферных плит окраинноконтинентального типа [5]. Его особенностью является высокая вулканическая активность, сопровождаемая (наряду с базальтовыми извержениями) мощными вспышками взрывного кислого вулканизма и формированием в депрессионных структурах (тектонических впадинах) вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, как правило, ассоциирующих с угленосными отложениями. Широкое развитие в разрезах позднего кайнозоя Южного Приморья продуктов кислого взрывного вулканизма было впервые установлено Е.Ф. Малеевым [1]. Во многих из них фиксируются горизонты туфитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, витрокластических туфов с прослоями вулканических пеплов и песков, мощность которых варьирует от нескольких см до первых десятков метров. Современные исследования [2, 3] свидетельствуют о более широком распространении таких горизонтов, чем это ранее предполагалось, и формировании их во время как минимум шести вспышек взрывного вулканизма, которые датируются палеоценом – ранним эоценом, средним эоценом, поздним олигоценом, нижним, средним и поздним миоценом. Формирование мощных толщ пирокластических отложений продолжалось даже в плейстоцене-голоцене в областях проявления внутриплитного щелочного базальт-трахит-пантеллерит-комендитового вулканизма. Примером таких образований являются пеплово-пемзовые отложения и лавы щелочных трахитов и риолитов вулкана Пектусан содержащие 0.08-0.12% РЗЭ, 0.17-0.24% Zr и 0.015-0.03% Nb [4].

В Южном Приморье, как показывает таблица, редкими металлами аномально обогащены туфогенные отложения как палеоцен-эоценовых слабоугленосных вулcano-тектонических структур (Ванчинская и Фурмановская), так и позднеолигоценовых с промышленной угленосностью (Пушкинская впадина).

Соотношение редких металлов в разновозрастных породах заметно отличается. В эоценовых отложениях основной вклад в их суммарное содержание вносят РЗЭ, в то время как в позднеолигоценовых – Zr и Nb. РЗЭ-спектры разновозрастных туфов идентичны (рисунок) и харак-

Таблица. Содержание редких металлов (г/т) в металлоносных туфогенных горизонтах Приморья.

Впадина Проба	Фурмановская		Ванчинская	Пушкинская	
	22-8А	22-8Б	В-10/89	Р-518/1	968
REE+Y	1077.3	1696.2	928.1	625.0	712.5
Zr	160.9	187.4	166.5	1160.3	1543.7
Nb	38.5	27.9	29.5	144.9	233.7
Hf	5.4	6.3	5.0	30.2	40.2
Ta	3.8	2.7	1.6	21.3	34.3
Сумма	1286.0	1920.4	1130.7	1981.6	2564.4

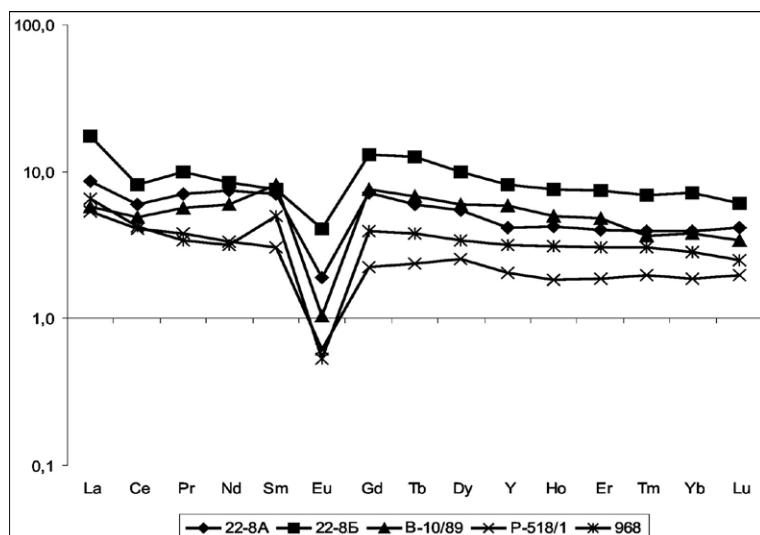


Рис. РЗЭ-спектры кайнозойских редкометалльных туфов Ю. Приморья. Нормировано на содержание РЗЭ в верхней части земной коры по (Taylor, Mc Lennan, 1985).

теризуются всеми теми особенностями, которые типичны для кислых магматических пород (относительное обогащение легкими лантаноидами, четко выраженный европиевый минимум). Минералами-носителями РЗЭ в этих породах являются тонкодисперсные фосфаты и фторкарбонаты, диагностированные с помощью электронной микроскопии.

Все опробованные металлоносные туфогенные горизонты сильно аргиллизированы, что затрудняет визуальную диагностику этих пород, часто описываемых как обычные терригенные глины. Аргиллизация туфогенных горизонтов вызывается различными причинами. Она может быть связанной: 1) с воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов; 2) с растворением галогенидов, обогащающих щелочные туфы (содержания суммы F и Cl в редкометалльных пеплах вулкана Пектусан составляют 0.33–0.46% [4]); 3) с агрессивным воздействием органических кислот, насыщающих подземные воды угленосных структур. Во всех случаях аргиллизация металлоносных горизонтов приводит к деструкции не только их алюмосиликатного каркаса, но и ряда наименее устойчивых первично магматических минералов-носителей редких металлов.

Исследования металлоносных (РЗЭ – 0.12-0.13, Zr – 0.37-0.83, Nb – 0.03-0.06%) туфогенных горизонтов в угленосных отложениях провинции Юнань, Ю. Китай [7] показали, что в этих условиях могут образовываться глинистые породы с преимущественно ион-сорбционной формой нахождения РЗЭ. Если это так, то аргиллизированные туфогенные горизонты в угленосных структурах представляют собой новый тип РЗЭ-сырья, особенно перспективный для промышленного освоения, поскольку концентрации в нем РЗЭ вполне сравнимы с их содержаниями в ион-сорбционных рудах южнокитайских месторождений кор выветривания (РЗЭ – 0.05-0.15%) – практически единственном сейчас источнике иттрия и тяжелых лантаноидов.

Таким образом, с эксплозивным кислым вулканизмом зон скольжения литосферных плит могут быть связаны проявления редкометалльной минерализации промышленного типа. Полученные результаты свидетельствует о возможности открытия в кайнозойских угленосных отложениях Ю. Приморья туфогенных горизонтов, обогащенных РЗЭ и содержащих их не только в минеральной, но и в сорбированной форме. В условиях острого дефицита на эти металлы дальнейшее изучение этих рудоносных образований и, в частности, форм нахождения РЗЭ представляет исключительный интерес.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект №10–05–91160–ГФЕН), Программы Президиума РАН № 23 (проект 1.1.1) и проекта ДВО РАН № 09-III-A-08-407.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малеев Е.Ф. Пепловые туфы Суйфунского бассейна // Вестник ДВ Филиала АН СССР, 1938. № 28(1). С. 37-47.
2. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 164 с.
3. Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чекрызов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Геохимия поздней-кайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // «Вулканизм и геодинамика»: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. С. 273-276.
4. Попов В.К., Сандиминова В.К., Веливецкая Т.А. Вариации изотопов стронция, неодима и кислорода в породах щелочной базальт-трахит-пантеллерит-комендитовой серии вулкана Пектусан // Докл. РАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 112-117.
5. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 22-27 сентября 2009 года. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 32-37.
6. Seredin V.V., Finkelman R.B. Metalliferous coals: A review of the main genetic and geochemical types // Int. J. Coal Geology, 2008. V. 76. P. 253-289.
7. Shifeng Dai, Yiping Zhou, Mingquan Zhang et al. A new type of Nb (Ta)–Zr(Hf)–REE–Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: Possible economic significance and genetic implications // International Journal of Coal Geology, 2010. V. 83. P. 56-63.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ)

Сорокин А.П.¹, Рождествина В.И.², Кузьминых В.М.¹, Артеменко Т.В.²,
Сорокина А.Т.², Леусова Н.Ю.², Киселева А.А.²

¹Амурский научный центр ДВО РАН
г. Благовещенск, пер. Релочный, 1

²Институт геологии и природопользования ДВО РАН
г. Благовещенск, пер. Релочный, 1

Восточная окраина Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представлена сочетанием микроконтинентов (композитных массивов, террейнов) и орогенных (складчатых) поясов. Микроконтиненты слагают центральную часть пояса, образуя протяженные системы северо-восточного (Аргуно-Мамынский, Дегдачинский) и меридионального (Цзямусы-Буреинский и Хинганский) простирания. Складчатые пояса занимают промежуточное положение между микроконтинентами (Северо-Хинганский и Луныцзян-Селемджинский) или обрамляют (Монголо-Охотский, Солонерский, Северо-Азиатский и Сино-Корейский) кратоны [1, 2].

Мезозойская и кайнозойская история развития этой территории была связана с событиями глобального масштаба. В течение средней и поздней юры, в результате левосторонних раздвиговых движений, обусловленных коллизией Северо-Азиатского кратона со складчатыми поясами и микроконтинентами ЦАСП, в пределах его вдоль разломов север-северо-восточного,

север-северо-западного и близмеридионального направлений произошло образование целого ряда рифтогенных прогибов, сформировавших систему Восточно-Азиатского внутриконтинентального рифтогенного пояса (ВАВРП). В составе пояса была локализована серия мезозойско-кайнозойских молодых платформ, среди которых наиболее крупные представлены Зейско-Буреинским бассейном и впадиной Сунляо. Формирование их проходило в три этапа: рифтогенный (J_3 - K_1), платформенный (иммерсионный) (K_1 (апт-альб)- K_2 (сеноман-коньяк) и неотектонический (инверсионный) (K_2 (кампан-маастрихт)- Q) [5].

В результате этих процессов произошли значительные структурные и палеогеографические преобразования Восточной окраины ЦАСП:

- существенно изменился тектонический каркас этого региона: от близмеридионального (в рифтогенный этап) до северо-западного и близширотного (в платформенный и неотектонический этапы);

- со средней юры сформировался устойчивый прерывисто-нисходящий режим Зейско-Буреинского бассейна и Сунляо и пульсационно-восходящий – обрамляющих их Янкано-Тукурингро-Джагдинского, Цзямусы-Туранского, Малохинганского и других горноскладчатых сооружений;

- начиная с раннего мела, возникла мощная магистральная гидросеть, близкая к современной, создавшая высокую обводненность озерно-аллювиальной равнины; четко обозначились парагенезисы процессов аккумуляции, выравнивания и химического выветривания.

Преобразования, связанные с внешними коллизионными и аккреционными процессами и взаимодействием внутренних микроконтинетов и поясов, обусловили масштабность экзогенных процессов на бывшей окраине ЦАСП. Основная роль переходит от металлических к горючим, неметаллическим, золотороссыпным полезным ископаемым, подземным пресным и минеральным водам. Среди них важнейшие – горючие полезные ископаемые и прежде всего – нефть и газ во впадине Сунляо и бурые угли Зейско-Буреинского бассейна. При этом угли рассматриваются не только как энергетическое сырье и продукты глубокой переработки с получением мазута, синтезгаза, полукокса, бензина, гуматов, горного воска и кормовых дрожжей, но служат также индикаторными маркерами, отражающими условия осадконакопления и трансформации осадочного палеобассейна во времени.

Видовое разнообразие растений углеобразователей свидетельствует о существенной роли динамических процессов в формировании угольных месторождений Зейско-Буреинского бассейна. Среди месторождений палеоген-неогеновых углей установлены разновидности, сложенные преимущественно высшими хвойными растениями (Райчихинское, Ерковецкое), водорослями теплых, слабосоленых вод (Сергеевское), а также со сложным внутренним полициклическим строением и смешанным набором растений углеобразователей (Кивдинское). Эти данные свидетельствуют о существовании разнонаправленных вертикальных движений в пределах Зейско-Буреинского бассейна с периодическим затоплением и осушением угленосных площадей и областей торфонакопления. Существенно изменяющиеся условия осадконакопления обеспечивали обогащение углей широким спектром химических элементов, накопление которых связано как с концентрационной функцией растений-углеобразователей, так и с барьерной сорбционной способностью торфяного и буроугольного органического вещества.

Существует и еще один аспект, связанный с золотоносностью бурых углей. Уже более 100 лет дискутируется вопрос о благороднометалльном оруденении в угленосных структурах и возможности утилизации золота и платиноидов в процессе сжигания угля. Авторами в течение последнего десятилетия получены новые данные по указанной проблеме на территории Зейско-Буреинского бассейна [4]. В частности, установлено, что в пределах последнего площади палеоген-неогеновых буроугольных месторождений, практически по периметру депрессии сопряжены с золотороссыпными поясами, включающими разновозрастные россыпи, а местами даже вмещающие отдельные

пласты и линзы угля. Именно на этих участках происходили наиболее масштабные процессы взаимодействия по схеме: высвобождение золота из коренных источников, транспортировка и накопление их в россыпях и торфяниках. Экспериментальные исследования по миграции и локализации этого металла в пограничных структурах региона, выполненные авторами, свидетельствует о том, что золото довольно быстро переходит в раствор в виде коллоидов и ионов и в дальнейшем образует с органическими веществами устойчивые комплексные соединения.

С помощью разработанного в АмурНЦ ДВО РАН способа определения золота, авторам удалось установить золотоносность целого ряда Забайкальских, Приамурских и Приморских бурогольных месторождений [4]. Веским доказательством наличия золота в углях служат результаты электронно-микроскопических и рентгеноспектральных исследований их, проведенных по разрезам Ерквецкого бурогольного месторождения. На микроуровне угли характеризуются широким минеральным разнообразием. В них в виде микро- и наночастиц обнаружены самородное высокопробное золото и твердые растворы Au-Ag, Au-Ag-Cu, Au-Cu(Ni,Zn). В углях также обнаружены самородные минералы: Pt, Pd, Ag, Pb, Cu, Zn, Bi, Fe, Cr, Ni, W, Al, Se; твердые растворы: Ag-Sn, Cu-Zn, Pb-Cu, Fe-Ti, Fe-Cr, Cr-Ti, Ti-Ca (Fe,K,Si); сульфиды: FeS₂, FeCuS₂, ZnS, PbS, BaS, Ag₂S; сульфо-селениды и селениды: Ag₂(S,Se), Pb(Se,S), PbSe; сульфаты: BaSO₄, SrSO₄, (Ba,Sr)SO₄; карбонаты: CaCO₃, BaCO₃; окислы: Fe₃O₄, FeTiO₃, TiO₂, FeCr₂O₃; силикаты: SiO₂, ZrSiO₄; алюмосиликатные минералы с широким вариационным рядом элементов (Fe, Ti, K, Ca, Na, Mg); хлориды: NaCl, KCl; фосфаты и оксиды редкоземельных элементов (Ce, La, Nd) [4-6].

Мезозойские и кайнозойские геологические процессы на Восточной окраине ЦАСП стали решающими в формировании нового структурного плана территории и размещении целого ряда полезных ископаемых (неметаллических, подземных, поверхностных и минеральных вод и др.), имеющих важное народно-хозяйственное значение для социально-экономического развития Дальнего Востока [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 24 (Президиума РАН (09-И-П14-01), РФФИ (09-05-00703-а) и инициативного проекта ДВО РАН (09-111-А-08-436).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:250 000. Объяснительная записка под ред. Л.И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Сорокин А.П., Межаков В.З., Римкевич В.С, Савченко И.Ф., Кичанов В.Д., Артеменко Т.В. / Направления формирования горно-промышленного комплекса Амурской области // Вестник ДВО РАН, 2006. № 6. С. 41-51.
4. Сорокин А.П., Кузьминых В.М., Рождествина В.И. /Золото в бурых углях: условия локализации, формы нахождения, методы извлечения // ДАН, 2009. Т. 424. № 2. С. 239-243.
5. Ge RongFeng, Zhang Qinglong, Wang Liangshu, Xie Guo, Xu Shiyin, Chenjuan, Wang Xiyong. Tectonic evolution of Songliao basin and prominent tectonic regime transition in Eastern China // Geological review, 2010. V. 56. N. 2. P. 180-195.
6. Рождествина В.И., Сорокин А.П. Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ерквецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 6. С. 26-38.

**ЗОЛОТОНОСНЫЕ РАЙОНЫ ТЕРРИГЕННО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ
ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА
(ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ)**

Фатьянов И.И., Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

Южное обрамление Северо-Азиатского кратона обладает высоким уровнем золотоносности. Его рудно-россыпные районы характеризуются разными геолого-генетическими типами месторождений. В последние десятилетия все большее внимание привлекают площади, вмещающие черносланцевые толщи. В этой связи представляется интересным рассмотреть особенности строения двух таких районов, формировавшихся в разных геодинамических обстановках и обладающих разным металлогеническим потенциалом.

Бодайбинский район (Байкало-Патомское нагорье) в геодинамическом отношении принадлежит к перикратонной пассивной континентальной окраине с пониженной (35-37 км) мощностью земной коры и крупным (в 7-10 км) флюидонасыщенным мантийным выступом [4]. Район приурочен к сопряжению Байкало-Элькон-Улканской субширотной градиентной зоны поля силы тяжести I-ого порядка с Вилюйско-Бодайбинской субмеридиональной градиентной зоной II-ого порядка [7]. На его площади распространены метаморфизованные в различной степени углеродистые рифейско-вендские карбонатно-терригенные отложения, прорванные позднепалеозойскими гранитоидами мамского и конкудеро-мамаканского комплексов краевой части Ангаро-Витимского «ареал-плутона», а также дайками кислого и «пестрого» составов агланьского и кадали-бутуинского комплексов [3].

В истории концентрирования Au выделяют синседиментационный, синскладчатый, синметаморфический рудоподготовительные периоды и рудогенерирующий (сингранитный) этап, охватывающие время от палеопротерозоя (900-700 млн. лет) до позднего карбона (320-290 млн. лет) [2, 3]. Рудный этап связан с позднепалеозойской тектоно-магматической активностью, обусловившей внедрение конкудеро-мамаканских гранитоидов, в надинтрузивных ореолах которых размещены золотоносные минерализованные зоны [2].

Э.Н. Лишневский и В.В. Дистлер [4] отводят решающую роль в формировании благороднометального оруденения района Угаханскому гранитному криптобатолиту, кровля которого находится на глубине 3-3.2 км от современной поверхности. При этом мелкие массивы порфировидных адаметлитов, обнажающиеся на периферии некоторых рудных полей, рассматриваются в качестве производных упомянутого криптобатолита. Последний, в свою очередь, является сателлитом Ангаро-Витимского «ареал-плутона», образование которого соотносят с деятельностью мантийного плюма [3], обусловившего в позднем палеозое масштабные анатектические и рудогенерирующие процессы, в том числе перераспределение и концентрирование Au.

В районе выявлено более 10 золоторудных месторождений и большое число недостаточно оцененных ореолов рассеяния As, Bi, Au [2]. Они сосредоточены в 4-ех золоторудных узлах: Кропоткинском, Мараканском, Тунгусском и Хомолхинском. Жильное, гнездово-прожилковое и вкрапленное оруденение узлов относят к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-черносланцевой формациям [1, 2]. Благороднометальная минерализация самого крупного месторождения – Сухой Лог является золото-платиновой [4, 5]. На месторождении установлено более 75 рудных минералов. На их долю приходится 3-5% рудной массы. Преобладает пирит. Постоянно встречаются галенит, сфалерит, минералы системы Fe-Ni-S; более редки молибденит, вольфрамит, шеелит, арсенопирит, тетраэдрит, кубанит; теллуриды и селениды представлены единичными находками. Оруденение приурочено к зонам смятия, фиксируемым в геофизических и геохимических полях в виде аномальных зон протяженностью в несколько

километров и мощностью в десятки, иногда сотни метров [2]. Минерализация сопровождается серицитизацией, мусковитизацией, карбонатизацией, окварцеванием и сульфидизацией пород.

Селемджинский золотоносный район (Приамурье) также приурочен к участку сопряжения градиентных зон поля силы тяжести I и II порядков: Монголо-Охотской субширотной и Западно-Туранской субмеридиональной [7]. Он расположен в пределах Тукурингра-Джагдинского (ТД) террейна, представляющего в геодинамическом отношении один из фрагментов палеозойской аккреционной призмы Монголо-Охотья. Район находится между субширотными глубинными разломами – Южно-Тукурингским (Ланским) и Пауканским, отделяющими его соответственно от Тугурского и Буреинского террейнов. В восточном направлении золотоносность района ограничена системой субмеридиональных разломов, которая отчленяет палеозоиды ТД террейна от мезозоид Ульбанского, вероятно трассируя фланг Западно-Туранской градиентной зоны.

Площадь района сложена мощной толщей терригенных осадков карбона, содержащей пачки вулканогенных и кремнистых пород, блоки известняков. Характерно присутствие горизонтов с повышенным содержанием углеродистого вещества: в слабо метаморфизованных осадках – черносланцевых флишоидов, в метаосадках – графитизированных зеленых сланцев. Толща, ориентировочной мощностью 7-14 км, подразделена на несколько свит. Присутствие в ее составе разнотипных по происхождению пачек свидетельствует о тектоническом пакетировании (торошении) надвиговых пластин при формировании аккреционной призмы. Перекрывают призму триасовые, юрские, меловые молассоидные осадки и вулканиты, выполняющие узкие линейные грабенообразные структуры, «сшивают» – разнообразные по составу интрузивы позднего палеозоя и мезозоя.

Осадочные накопления района интенсивно дислоцированы с образованием линейных чешуйчато-надвиговых и куполовидных структур. Складчатость линейного типа осложнена развитием сжатых и опрокинутых складок. В сводах куполов левобережья р. Селемджи обнажаются наиболее метаморфизованные (вплоть до эпидот-амфиболитовой фации) породы, в межкупольных погружениях и линейных складках преобразования осадков достигают уровня зеленосланцевой фации. На большей же части правобережья осадки остаются на уровне самой низкой, филлитовой, ступени метаморфизма.

В истории формирования Селемджинского района также выделяются рудоподготовительные – синседиментационный, синскладчатый, синметаморфический периоды, обеспечившие накопление благородных металлов в промежуточных коллекторах. Рудогенерирующим был этап поздне-мезозойской тектоно-магматической активности (ТМА), обусловленной коллизионно-сдвиговым взаимодействием литосферных плит – Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента. С ТМА связано образование специализированного на Au, Ag, Cu, Bi, W, Mo, Sn вулканоплутонического Умлекано-Огоджинского пояса, восточное звено которого сложено магматитами. Формирование в районе мелового вулканоплутонического комплекса (ВПК) происходило в условиях синсдвигового растяжения в геодинамической обстановке трансформной континентальной окраины. Комплекс объединяет андезитоиды вулканических покровов, гранитоиды разноглубинных массивов, диоритоиды малых интрузий [6].

Оруденение района, относящееся к золото-кварцевому малосульфидному и черносланцевому типам, парагенетически связано с меловым ВПК. Месторождения располагаются как в слабо метаморфизованных породах токурской и экимчанской (Токур, Иннокентьевское, Тарнах и др.), так и в метаосадках сагурской, талыминской и афанасьевской свит (Харга, Албын, Сагур, Маломыр и др.). Известны проявления в позднепалеозойских гранитоидах (Ингагли и др.). Выделяются жилы, прожилково-вкрапленные ореолы, метасоматические зоны окварцевания и сульфидизации. Основной жильный минерал - кварц. Подчиненное значение имеют серицит, адуляр, анкерит, кальцит. На ряде месторождений в заметных количествах присутствует шеелит (Унгличкан, Харга, Токур). Из сульфидов наиболее распространены арсенопирит и пирит. Отме-

чаются также халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, блеклая руда, антимонит.

Сравнительный анализ позиции, условий формирования, строения Бодайбинского и Селемджинского золотоносных районов указывает на определенное их сходство. Оно проявляется в: – приуроченности их к сопряжению разноориентированных градиентных зон поля силы тяжести I и II порядка; – складчато-надвиговой структуре рудовмещающих отложений; – присутствию углеродистых терригенных накоплений; – метаморфизме осадков разной интенсивности (от эпидот-амфиболитовой до филлитовой фации) с преобладающим развитием фации зеленых сланцев; – разновозрастном магматизме пестрого состава; – сценариях образования рудно-россыпных концентраций (наличие рудоподготовительных периодов, обусловивших накопление благородных металлов в промежуточных коллекторах; смена рудоподготовительных периодов рудогенерирующими этапами, завершившимися перераспределением благороднометалльной минерализации с концентрированием Au; проявление россыпеобразующих этапов, обусловивших накопление золота в рыхлых отложениях).

При наличии общих черт в формировании и строении, районы значительно разнятся по металлогеническому потенциалу. В этой связи важно отметить индивидуальные особенности геологического развития районов, отличающие их друг от друга. К таковым относятся: – геодинамические обстановки накопления осадочных толщ (в рифтогенной прогибе в Бодайбинском, субдукционном желобе в Селемджинском); – периоды седиментации и их продолжительность (протерозой – палеозой в прогибе и палеозой в желобе); – литологический состав осадков (карбонатно-терригенные в прогибе и вулканогенно-терригенные в аккреционной призме); – время рудогенерации (поздний палеозой в Бодайбинском и поздний мезозой в Селемджинском); – геодинамические условия рудогенерации (в обстановке пассивной окраины в Бодайбинском и трансформной окраины в Селемджинском); – петрохимический состав рудогенерирующих магматических комплексов (преимущественно гранитоидный в Бодайбинском и существенно андезитовидный в Селемджинском).

К особо важным отличительным чертам, кардинально повлиявшим на формирование металлогенического потенциала сопоставляемых районов, по нашему мнению, следует отнести геодинамические обстановки седиментации и рудогенеза. Фактор геодинамики необходимо учитывать при прогнозной оценке золотоносных территорий всего обрамления Северо-Азиатского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
2. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы, 2008. № 3. С. 43-61.
3. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады АН, 2006. Т. 407. № 6. С. 793-797.
4. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 1. С. 88-104.
5. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. Платиноносность позднедокембрийских углеродистых формаций Байкало-Пагомского нагорья // Платина России. Проблемы развития минеральной сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 150-154.
6. Фатьянов И.И. Распределение золота в магматических породах и генетические черты золотого оруденения Селемджинского района (Приамурье) / Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 26 с.
7. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.

**РОЛЬ И ВЛИЯНИЕ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ, РЕЖИМА ФЛЮИДОВ
НА СОСТАВ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ СПЕЦИАЛИЗАЦИЮ (Au, W, Bi, Mo и др.)
ДЛИТЕЛЬНО ФОРМИРУЮЩИХСЯ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ
СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА**

Холоднов В.В., Шагалов Е.С.

*Институт геологии и геохимии . академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

На геологической карте Среднего и Южного Урала, наряду с крупными позднепалеозойскими коллизионными гранитными батолитами (Джабыкским, Мурзинским и др.), крупными размерами выделяются, предшествующие им во времени, позднеорогенные (габбро)-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) плутоны окраинно-континентального типа. Характерной особенностью последних является не только более сложный состав составляющих их серий и комплексов, но и чрезвычайно длительный период формирования, достигающий в некоторых случаях 60-100 и более миллионов лет (Верхисетский, Пластовский, Челябинский и др. массивы). В металлогеническом плане важна специализация отдельных массивов этого типа на золото-сульфидно-кварцевое оруденение (Березовское, Кочкарское и другие месторождения).

В последние годы на примере Верхисетского, Сыростанского, Каменского и некоторых других массивов разработана модель формирования золотоносных плутонов ГТГГ-типа [4]. Согласно этой модели, подобные плутоны представляют собой надсубдукционные образования активной континентальной окраины Урала [3]. Все они по генезису – мантийно-коровые. Толчком к их формированию послужил водный базитовый мантийный магматизм. Продукты последнего (роговообманковое и биотит-роговообманковое габбро) наращивали снизу кору по механизму андерплейтинга [7], а затем в условиях нижней коры (при 6-10 кбар) подвергались частичному плавлению (водному анатексису) с образованием ранних анатектических тоналит-гранодиоритовых серий. Последующий коровый анатексис тоналитов и гранодиоритов приводил к образованию поздних адаметлит-гранитных разностей, с которыми непосредственно и связано гидротермальное золотое и золото-шеелитовое оруденение.

Всем таким плутонам свойственна большая вертикальная протяженность. Расстояние от корневых зон частичного плавления роговообманковых базитов ($P_{H_2O} = 0.7-0.8 P_{общ} = 6-10$ кбар) до верхних, сохранившихся от эрозии частей массивов ($P_{H_2O} = P_{общ} = 2-4$ кбар), составляет 20 км и более. В пределах этой магматической колонны базиты концентрируются преимущественно в ее нижней, а граниты в верхней части. Тоналиты и гранодиориты слагают наиболее крупную промежуточную зону. Многоступенчатый длительный анатексис является здесь главным петрогенетическим процессом, ответственным, как за состав длительно формирующихся ГТГГ плутонов, так и за их специализацию и продуктивность на золото-сульфидно-кварцевое (с шеелитом) оруденение. В ходе эволюции такого длительного (до 60-100 млн. лет) многоступенчатого корового анатексиса в условиях высокой водонасыщенности происходит многократное перераспределение золота из субстрата и пород в слабо хлороносный флюид, обогащенный серой и углекислотой. Роль фтора усиливается от ранних анатектических выплавов к поздним при обратной тенденции для хлора.

Наиболее важная черта таких породообразующих флюидов – низкая хлороносность [5]. На это указывает низкое содержание Cl в апатите, амфиболе и биотите не превышающее 0.1-0.2%, даже в породах габбро-диоритового состава. Потоки таких флюидов – один из главных факторов, определяющих многоступенчатый анатексис, вначале самих исходных мантийных габброидов, первоначальных носителей тепла и флюидов, а затем и более поздних продуктов анатексиса, включая в некоторых случаях и окружающий субстрат – древние блоки и новообразованную кору. Первоначальный источник таких флюидов – процессы дегидратации в зоне субдукции.

Представляемый доклад направлен на постановку и решение ряда вопросов, которые возникают по мере совершенствования указанной модели, и в связи с накоплением новых данных по составу, возрасту и условиям формирования золотоносных плутонов окраинно-континентального типа. К числу таких вопросов относится, например, интерпретация данных по возрастному датированию массивов, полученных различными изотопными методами, в т.ч. и U-Pb датированием цирконов.

По данным U-Pb изотопного датирования цирконов плутоны ГТГГ типа образуют три возрастные группы: 410-380, 365-355 и 330-290 млн. лет [4 и др.]. Эти группы массивов в геологической структуре Уральского эпиокеанического орогена образуют обособленные ареалы, которые иногда группируются в крупные субмеридиональные пояса. Сочетание ареального и поясового распределения характерная особенность для гранитоидов рассматриваемого типа. Объединение массивов в ареалы и пояса происходит в разновозрастных окраинно-континентальных структурах. Для одних из них возраст начального заложения – ранний девон (410 млн. лет), для других – поздний (365 млн. лет), для третьих ранний-поздний карбон 330-300 млн. лет.

Ранне-среднедевонские ареалы (Пластовский и др. массивы) развиты только на востоке Ю. Урала, где они находятся в западной краевой части Восточно-Уральского вулканогенного прогиба вблизи его границы с одноименным поднятием (микроконтинентом). Здесь наблюдаются наиболее древние популяции циркона с реликтовыми возрастными 530-520 млн. лет, а главная магматическая генерация циркона датируется возрастом 410 млн. лет. Ранее эти массивы были выделены в пластовский комплекс [1].

Позднедевонские ареалы распространены более широко. На Южном Урале это ряд крупных плутонов в краевых частях Восточно-Уральского поднятия (Челябинский, Суондукский и др. массивы), т.е. здесь этот ареал развит к западу от раннедевонского ареала. На Среднем Урале – это самый крупный на Урале полихронный Верхисетский плутон, с окаймляющими его с востока мелкими золотоносными интрузиями (Шарташской, Середовинской, Пановская Ляга и др.), с крупным дайковым полем Березовского золотого месторождения, расположенного в надинтрузивной зоне Шарташского массива. Здесь же с запада на восток формируется эволюционный ряд интрузий, это Верхисетский – Шарташский – Каменский массивы, отражающих восточное падение зоны палеосубдукции.

Наиболее поздние каменноугольные ареалы развиты в самой западной части Уральского орогена, примыкающей на Ю. Урале к границе с Восточно-Европейской платформой (ВЕР). Развиты они и в самой зоне Главного Уральского Разлома (ГУР), разделяющего ВЕР и Уральский ороген. Массивы этого этапа формируют и субмеридиональный пояс мелких интрузий, формирующийся в ближайшей к ГУРу краевой части ВЕР. На севере Магнитогорской островодужной зоны, примыкающей к ВЕР – это ахуново-карагайско-петропавловский ареал, в зоне ГУР – крупный сыростанско-тургорский ареал и Суховязовский массив, в краю платформы находятся Киалимский, Нижне-Уфалейский и другие мелкие массивы, детально изучаемые Г.Ю. Шардаковой и Е.С. Шагаловым [6 и др.].

По-видимому, эти три возрастные группы окраинно-континентальных плутонов связаны с различными последовательно формирующимися субдукционными системами, отражающими общее разрастание активной континентальной окраины (АКО) Урала с востока (по-видимому, от Казахстанского палеоконтинента) на запад к ВЕР. На завершающем этапе эта разросшаяся АКО включала в свою структуру и девонскую Магнитогорскую палеодугу, на фундаменте которой формировались самые поздние каменноугольные ареалы (ахуново-карагайский, сыростанско-тургорский и др.) окраинно-континентального магматизма, а гетерогенные комплексы в зоне ГУР, на Ю. Урале, по-видимому, трассируют след такой наиболее поздней (каменноугольной) окраинно-континентальной субдукционной системы, запечатанной здесь массивами сыростанско-тургорской группы.

Установленная этапность окраинно-континентального гранитоидного магматизма определяет и этапность в формировании крупного золото-сульфидно-кварцевого оруденения. На Ю. Урале формирование крупного Кочкарского месторождения датируется возрастом 360-350 млн. лет [4], а на Среднем Урале начальный этап формирования крупного Березовского месторождения может датироваться возрастом рудоносного Шарташского массива – 305 млн. лет (по циркону [4]). С учетом общей длительности окраинно-континентального гранитоидного магматизма для формирования наиболее крупных месторождений золота требуется период в эволюции рудоносных плутонов в течение 60 млн. лет, тогда как более мелкие месторождения золота начинают формироваться на этапе эволюции плутонов в 40-50 млн. лет (Пановская Ляга, Невьянская Середовина и др.).

Ряд важных вопросов возникает и в связи с анализом факторов и причин, которыми определяется такой концентрированный в пространстве (в виде довольно компактных ареалов) и в то же время очень длительный (до 100 млн. лет) гранитоидный магматизм. Ответ на некоторые из таких вопросов может быть получен при дальнейшем изучении структурно-тектонических условий, определяющих состав и размещение окраинно-континентальных плутонов, а также при анализе изотопно-геохимических данных (Sr, Nd) – по [2 и др.], позволяющих определить природу магматических источников, состав и природу субстрата в зонах магмогенерации, при изучении состава, природы и роли флюидов в процессах многоступенчатого надсубдукционного анатексиса. Эти положения в докладе будут рассмотрены более детально на примере характеристики состава и условий формирования отдельных плутонов, расположенных в разновозрастных окраинно-континентальных структурах Среднего и Южного Урала.

Важнейшая особенность Верхисетского плутона, например, в том, что он наименее гетерогенен по составу. В то же время – это один из наиболее длительно формирующихся плутонов на Урале (от 367 до 280 млн. лет). Этот массив формируется на мантийном субстрате, о чем свидетельствует величина первичных отношений изотопов Sr и Nd ($I_{Sr} = 0.70406-0.70437$, ϵNd до +4...+5 и более [2 и др.]), роль корового материала здесь минимальна. В геохимическом плане все его магматические серии образуют единый последовательный гомодромный эволюционный ряд, хотя и резко дискретный по их возрасту. Здесь наблюдается также четкая унаследованность в составе РЗЭ, Sr и других индикаторных элементов, с тенденцией накопления калия в поздних сериях и фазах. Мантийная природа субстрата определила специализацию этого плутона и его сателлитов (Шарташский, Середовинский массивы и др.) на крупное золотое оруденение кварц-жильного типа (Березовское мест.). К золотоносным плутонам, формирующимся на мантийном субстрате, принадлежит, по-видимому, и раннедевонский Пластовский массив. Связь этих массивов с шовными структурами, разграничивающими гетерогенные блоки, благоприятными для длительной циркуляции рудообразующих флюидов, является другим определяющим фактором формирования крупных золоторудных объектов.

Челябинский плутон, датируемый возрастными формированиями его отдельных серий от 367 до 180 млн. лет (по данным Т.А. Осиповой и Г.А. Каллистова), был сформирован уже на гетерогенном субстрате, по-видимому, с участием пород древней континентальной коры, что определило специализацию поздних богатых калием серий гранитоидов – на фтор и молибден (Кременкульское мест.), при незначительном развитии здесь, в целом, золоторудной минерализации. И только на раннем этапе развития массива, который связан с обстановкой АКО, наблюдаются мелкие золотые рудопоявления.

Ареальный характер расположения наиболее молодых (каменноугольных) магматических центров окраинно-континентального типа на севере Магнитогорской островодужной мегазоны, связан с тем, что на глубине здесь длительное время функционировала субмеридиональная магмопроводящая зона, которая контролировала, в условиях блокового строения данной территории, дискретно-очаговое размещение магматических центров разного состава сначала

в девоне, а затем и в карбоне. В раннем карбоне эта магмопроводящая структура южнее была максимально активизирована и переросла в систему рифтогенных разломов, а затем и в грабен Магнитогорского рифта. Поэтому все массивы окраинно-континентального типа, как на севере Магнитогорской мегазоны (ахуново-карагайско-петропавловский ареал), так и в зоне ГУРа (сыростанско-тургорякский комплекс) и в краевой части ВЕП (Киалимский, Нижнеуфалейский массивы и др.), имеют как надсубдукционные, так и некоторые внутриплитные геохимические метки. По данным Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем все эти массивы укладываются в общую мантийную последовательность с крайне низким количеством корового материала. Это наблюдается даже в том случае, когда такие массивы как Киалимский или Нижнеуфалейский формируются среди древних рифейских метаморфических толщ краевой зоны ВЕП. Возможно, это стало результатом многоэтапной деятельности здесь мантийных диапиров, связанных с процессами рифтогенеза – сначала на границе раннего и среднего рифея, затем в позднерифейско-вендский этап и при раскрытии уральского океана в кембрийско-ордовикский период, а затем и в раннем карбоне при формировании Магнитогорской надсубдукционной рифтовой структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ ОНЗ РАН №2, №8 и №10 (проект 09-Т-5-1019) и гранта РФФИ 08-05-00018-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Львов Б.К.** Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

2. **Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З.** Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология, 2002. Т. 10. № 4. С. 389-410.

3. **Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Монтеро П., Шагалов Е.С.** Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.

4. **Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В.** Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: Возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // ГРМ, 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84.

5. **Холоднов В.В., Бушляков И.Н.** Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2002. 394 с.

6. **Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д.** Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Ю. Урал) // Литосфера, 2006. № 3. С. 1-21.

7. **Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al.** Generation and evolution of subduction-related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen // Tectonophysics, 1997. V. 276. N. 1-4. P. 103-116.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ ЮГО-ВОСТОКА РОССИИ

Хомич В.Г., Борискина Н.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159*

Юго-Востоком России (ЮВР) авторы называют часть территории РФ, ограниченную на севере Сибирской платформой, на западе – Байкальской рифтовой системой, на востоке – побережьем Охотского и Японского морей. В геодинамическом отношении ЮВР представляет коллаж супертеррейнов различного возраста, в котором объединены: Алдано-Становой щит (докембрий), восточная часть Центрально-Азиатского мегапояса (палеозой), Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинский (поздний мезозой) орогенные пояса. Гетерогенность каждого из перечисленных супертеррейнов продемонстрирована сотрудниками СО и ДВО РАН в известных монографиях (под редакцией М.И. Кузьмина, Л.М. Парфенова, А.И. Ханчука) [1, 3] и подтверждена комплексными геолого-геофизическими исследованиями специалистов МПР РФ [4]. Последние выделили в регионе несколько крупных линейных тектонических систем разного масштаба, самые значительные из которых фиксируются градиентными зонами поля силы тяжести. С некоторыми из подобных зон ассоциируют вулcano-плутонические пояса. Важно отметить, что на площади ЮВР, характеризующейся в целом повышенной золотоносностью, значительная часть рудно-россыпных районов пространственно сопряжена с упомянутыми градиентными зонами, а наиболее крупные золоторудные районы, во многом определяющие металлогенический облик региона, размещены у сопряжений зон разной ориентации (рис.). Здесь в пределах кратонов, орогенных поясов и магматических дуг выявлены десятки золоторудных и золотосодержащих месторождений.

Благороднометальное оруденение региона (промышленных масштабов) формировалось преимущественно в позднем палеозое и мезозое в разнотипных рудогенетических системах, возникших под влиянием магматических и термофлюидных производных Северо-Азиатского суперплюма [7]. В отмеченный период здесь функционировали магматогенные, магматогенно-гидротермальные, метаморфогенно-гидротермальные, гидротермально-осадочно-метаморфогенные и гидрогенные рудогенетические системы. Разнотипные проявления Au, рассматриваются или в качестве разновременных производных нескольких рудогенерирующих систем, или в качестве фациальных разностей единой длительно эволюционировавшей рудно-магматической мегасистемы. Реальность существования нескольких вариантов возможного развития рудообразующих процессов иллюстрируются примерами таких известных рудных районов как Бодайбинский, Балейский, Алданский и Гонжинский. В первом из них продолжительность многоэтапного формирования группы однотипных месторождений оценивается примерно в 500 млн. лет: от среднего рифея до позднего палеозоя [2]. Важнейшим из этапов считается позднепалеозойский (315 млн. лет), когда проявились магмо- и рудогенерирующие процессы, связанные со становлением Ангаро-Витимского батолита и его производных (конкудеро-мамаканский и др. комплексы). Считается, что основной причиной образования рудоносных гидротерм в приграничной зоне батолита было термальное и вещественное (в виде флюидов) влияние мантийного плюма, воздействовавшего на мощную литосферу. В Алданском, Балейском, Гонжинском районах изотопно-геохимические и термобарометрические исследования пород и руд свидетельствуют о формировании флюидно-магматических систем в позднем мезозое (175-100 млн. лет), что соответствует одновозрастному максимуму интенсивности магматической активности, связанной с деятельностью суперплюма [7].

В наиболее изученных районах фиксируется явная пространственная кластеризация проявлений Au и частая приуроченность рудных полей к периферическим частям интрузивных массивов [5]. Последние, по геофизическим данным, ярусно размещены выше поверхности Мохо. Таким образом, сочетанием геодинамических, тектонических, магматических и термофлю-

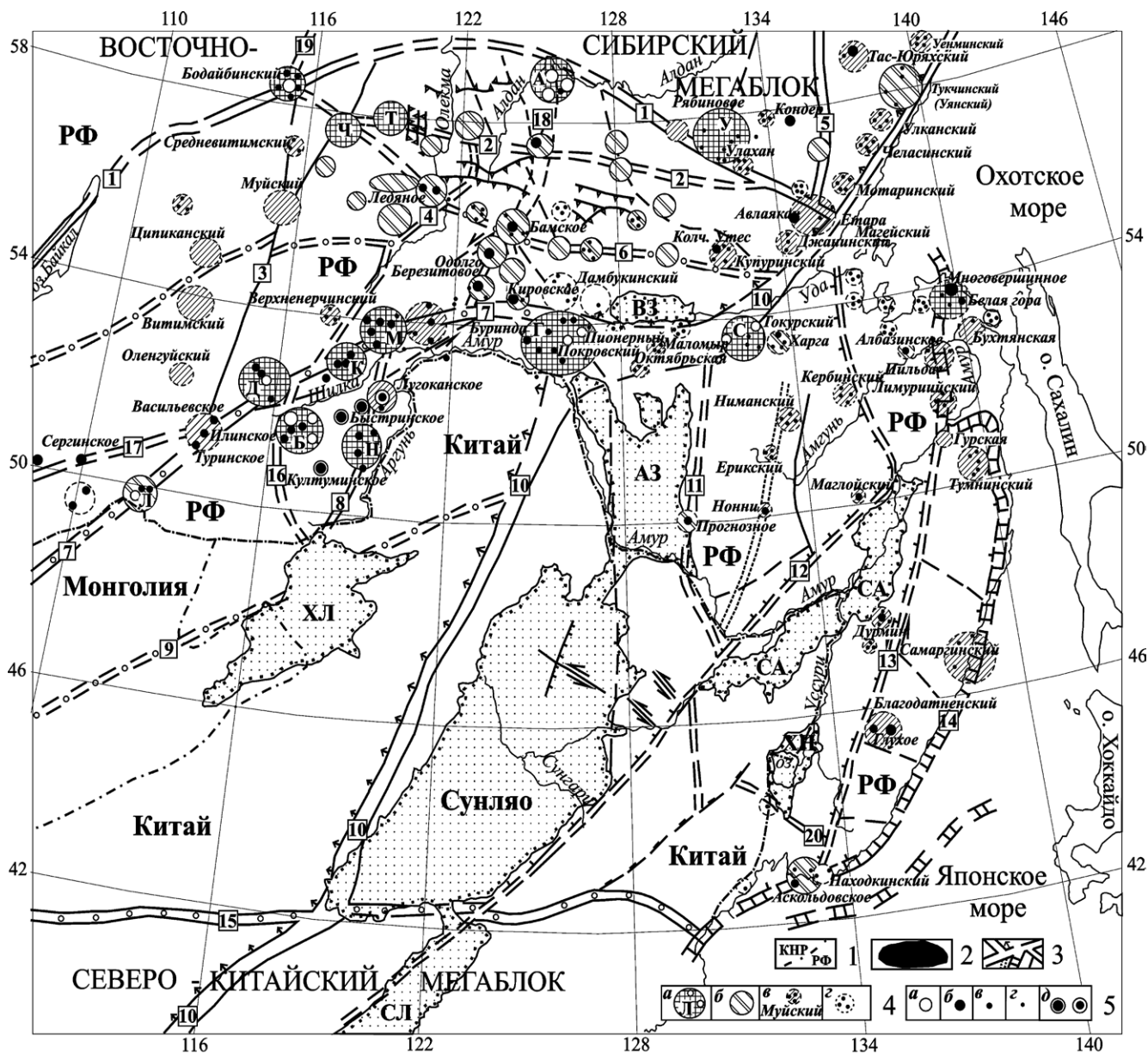


Рис. Схема размещения золоторудных районов и узлов на Юго-Востоке России. Составлена авторами с использованием материалов [4-6].

1 – государственные границы; 2 – позднемезозойско-кайнозойские эпирифтогенные бассейны, депрессии, впадины; 3 – гравитационные ступени и зоны нарушения поля силы тяжести разного масштаба. Цифрами в квадратах обозначены гравитационные ступени (1-11, 14-18) и крупные сдвиговые (12, 13) зоны: 1 – Байкало-Элькон-Улканская, 2 – Южно-Алданская, 3 – Патомско-Жуинская, 4 – Олекминская, 5 – Нелькано-Бурхалинская, 6 – Каларо-Становая, 7 – Монголо-Охотская, 8 – Северо-Аргунская, 9 – Синлунгоу, 10 – Хингано-Охотская (главная), 11 – Западно-Туранская, 12 – Танлу-Дунми-Нижнеамурская, 13 – Центрально-Сихотэ-Алинская, 14 – Прибрежная пограничная, 15 – Северо-Китайская, 16 – Борзя-Балейская, 17 – Чикойская, 18 – Селигдар-Верхнетимптонская, 19 – Виллойско-Бодайбинская, 20 – Южно-Ханкайская, 21 – Сейсмогенная; 4 – золоторудные площади: а – известные золоторудные районы, в т.ч. крупные; б-в – прочие рудно-россыпные районы: б – с одним или несколькими средними или мелкими коренными месторождениями, в – с мелкими и недостаточно изученными месторождениями и рудопроявлениями; г – районы преимущественно россыпной золоторудности с редкими рудопроявлениями. Буквами в кружках обозначены золоторудные районы: А – Алданский, Б – Балецкий, Г – Гонжинский, Д – Дарасунский, К – Карийский, Л – Любавинский, М – Могочинский, Н – Нер-Заводской, С – Селемджинский, Т – Токкинский, У – Учурский, Ч – Чарский; 5 – золоторудные узлы (а), известные средние (б) и мелкие (в) месторождения, рудопроявления (г), а также крупные комплексные золотосодержащие (медно-молибден-порфировые, скарновые) месторождения (д).

идных факторов предопределены условия благороднометального рудогенеза. Существование общих признаков в позиции крупных рудных районов, узлов и полей открывает пути выявления дополнительных закономерностей в размещении золотого оруденения региона и целенаправленного поиска новых месторождений Au.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН и ДВО РАН (проект 09-И-П14-06).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 4-572. Кн. 2. Стр. 573-981.
2. **Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.М. и др.** Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады академии наук, 2006. Т. 407. № 6. С. 793-797.
3. **Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия)** / Под ред. Парфенова Л.М., Кузьмина М.И. (отв. ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
4. **Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий** // Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
5. **Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 53-65.
6. **Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.
7. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. № 5. С. 3-29.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗОНЕ СУБДУКЦИИ АНДИЙСКОГО ТИПА УКРАИНСКОГО ЩИТА (ПРИАЗОВСКИЙ МЕГАБЛОК)

Шеремет Е.М.

УкрНИМИ НАН Украины, EvgSheremet@yandex.ru

Палеогеодинамическая позиция исследуемого региона определяется его положением по отношению к коллизионному шву – Орехово-Павлоградской шовной зоне (ОПШЗ). ОПШЗ (сутура) разделяет Среднеприднепровский мегаблок, являющийся типичной архейской гранит-зеленокаменной областью, почти не затронутой протерозойской гранитизацией, и Приазовский мегаблок, представляющий собой архейскую гранит-зеленокаменную область, сильно переработанную в протерозое, со значительным площадным ареалом развития гранитоидов восточно-приазовского субщелочного протерозойского комплекса [1].

Восточная часть украинского щита (УЩ) имеет следующие структурно-тектонические элементы: ОПШЗ и примыкающие к ней с востока интенсивно нарушенные в процессе коллизии участки смежного Приазовского мегаблока – Западное Приазовье; области растяжения Приазовского мегаблока и соответственно зоны повышенной проницаемости его коры – Центральное Приазовье; тыловая часть восточной части УЩ – Восточное Приазовье, интенсивно переработанная в протерозое, с ареалом развития субщелочного и щелочного магматизма.

Металлогеническая и магматическая зональность в Восточной части УЩ определяется степенью подвига океанической плиты под Приазовский мегаблок [1]. В ОПШЗ, прилегающей к ней части Среднеприднепровского мегаблока и в Западном Приазовье (начало подвига) – I группа металлогенической зональности по [2] – наиболее распространены многочисленные месторождения осадочного генезиса (железистые кварциты). Западное и часть Центрального Приазовья – II и III группа металлогенической зональности по [2] – характеризуются интенсивным проявлением известково-щелочного магматизма и содержат в себе высокоперспективные рудопроявления золота, по-видимому, архейского возраста в зеленокаменных поясах (Гайчурское, Гуляйполь-

ское, Сурожское и др.), с сопровождающей их сульфидизацией; месторождения графита (седиментогенного, эпигенетического генезиса) и лития в пегматитах (Балка Крутая, Шевченковское), месторождения богатых железных руд саксаганского типа (Северо- и Южнобелозерское, Переверзевское) и апатита карбонатитового типа (Новополтавское), сформировавшиеся в обстановке столкновения. В Центральном и Восточном Приазовье – IV группе металлогенической зональности по [2], развиты гранитоиды субщелочного и щелочного ряда, к ним приурочены цирконий-редкоземельные месторождения, а также месторождения железа (Мариупольская группа) и проявления золота. В Центрально-Приазовской и Малоянисольской разломных зонах добавляются несколько месторождений графита на крыльях Мангушского синклиория.

В целом, металлогеническая зональность определяется глубиной зоны подвига – зоны Заварицкого-Беньоффа (в нашем случае это сутура ОПШЗ), приводящей к возмущению мантии на разных глубинах. Активизированная мантия инициировала подъем мантийных флюидов, несущих тепло и рудные компоненты; внедрение базальтовых магм, палингенез и анатексис верхних частей земной коры. По мере погружения зоны Заварицкого-Беньоффа состав магм менялся в сторону увеличения их щелочности а характер рудной нагрузки – от полиметаллических проявлений к редкометалльно-редкоземельным, связанным с субщелочным и щелочным гранитоидным магматизмом.

Субдцированные участки океанической коры распространены в пределах рассматриваемого региона в виде месторождений железистых кварцитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шеремет Е.М. и др. // Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Київ: «Наукова Думка», 2005. 190 с.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. Москва: Недра, 1976. 231 с.

COMPARISON OF HYDROTHERMAL PROCESSES IN THE FORMATION OF VOSTOK-2 SKARN SCHEELITE DEPOSIT, PRIMORSKY KRAI, RUSSIA AND BELKAPAHAR SKARN WOLLASTONITE DEPOSIT, RAJASTHAN, INDIA: FLUID INCLUSION EVIDENCE

Pandian M.S.¹, Gonevchuk V.G.², Gvozdev V.I.²,
Orekhov A.A.², Semenyak B.I.², Jyothykrishna R.S.¹

¹*Department of Earth Sciences, Pondicherry University, Puducherry-605014, India*

²*Far East Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok-690022, Russia*

The Sikhote Alin accretionary fold system in the Far East Russia evolved from Cretaceous to Paleogene through repeated alternation of suprasubduction (Andean) and transform (Californian) continental margin settings, which produced diverse magmatic rocks associated with several tin and tungsten deposits (Khanchuk, 2000). The large skarn scheelite deposit at Vostok-2 is associated with a ~ 110 Ma old granodiorite (Central Stock) emplaced within Upper Permian terrigenous sediments and limestone of Samarska terrane. In the first stage, the sandstone, cherty slate, siltstone were transformed to hornfels and limestone recrystallized into marble. Skarn zones comprised of clinopyroxene, grossular and wollastonite were formed at contacts between marble and aluminosilicate rocks (granite and hornfels). Orebodies with economic tungsten mineralization were formed in the third stage as metasomatic layers, lenses, and pockets hosted in skarn, as well as in greisens and quartz veins superimposed thereon (Gvozdev, 2010). Scheelite is the major ore mineral, while pyrrhotite and chalcopyrite dominate among sulphides.

The Aravalli craton constitutes an important segment of the Precambrian metallogenic province in the northwestern part of Indian shield. It consists of Mid- to Late Archean basement represented by Banded Gneissic Complex, which is successively overlain from east to west by rocks of Early Proterozoic Aravalli fold belt and Mid Proterozoic Delhi fold belt. The Aravalli fold belt hosts several Pb-Zn deposits, including a world class deposit at Agucha (120 Mt ore having 13% Zn, 1.5% Pb, 50 g/t Ag, 200 g/t Cd),

large deposits of stromatolytic phosphorite and world class marble deposits. The volcano-sedimentary sequence of Delhi fold belt hosts several Cu deposits. During Late Proterozoic period (900-700 Ma) the Aravalli craton witnessed several episodes of granite magmatism. Some of these Late Proterozoic granites emplaced along the western margin of Delhi fold belt are associated with world class skarn wollastonite deposit at Belka Pahar, greisen tungsten deposits at Degana, Balda and Sewariya areas (Pandian, 1999), and in many instances these granites themselves qualify as valuable deposits of building stone (Fig. 2). In Belka Pahar area, the Mid-Proterozoic limestone of Sirohi Group is intruded by a Late Proterozoic granite (Erinpura granite) and related pegmatite dykes, due to which the impure carbonate is transformed into a skarn comprising of clinopyroxene, grossular-andradite, vesuvianite, wollastonite and calcite. Subsequently, veins consisting of wollastonite \pm calcite \pm quartz developed within the skarn, and these veins constitute a world class wollastonite deposit associated with high purity calcite deposit. The wollastonite is often pure white in colour, occurring as acicular crystals measuring few cm to few m in size, and has formed during multiple stages of fracturing and vein development within skarn.

Both Vostok-2 scheelite deposit and Belka Pahar wollastonite deposit show ample evidence of a post-skarn hydrothermal stage during which scheelite (in Vostok-2) and wollastonite (in Belka Pahar) mineralization took place. At Vostok-2, bulk of the tungsten mineralization is hosted by perfectly tabular quartz veins of several generations occurring in greisens, hornfels and skarn (Fig. 3). At Belka Pahar, veins of wollastonite \pm calcite \pm quartz occur within skarn, at the contact zone between granite and skarn or within older veins of wollastonite (Fig. 4). In the present work we report the result of fluid inclusion study on quartz and scheelite from the mineralized veins of Vostok-2 and wollastonite and quartz from the vein deposit of Belka Pahar. The mineral assemblage of quartz and scheelite from Vostok-2 contains

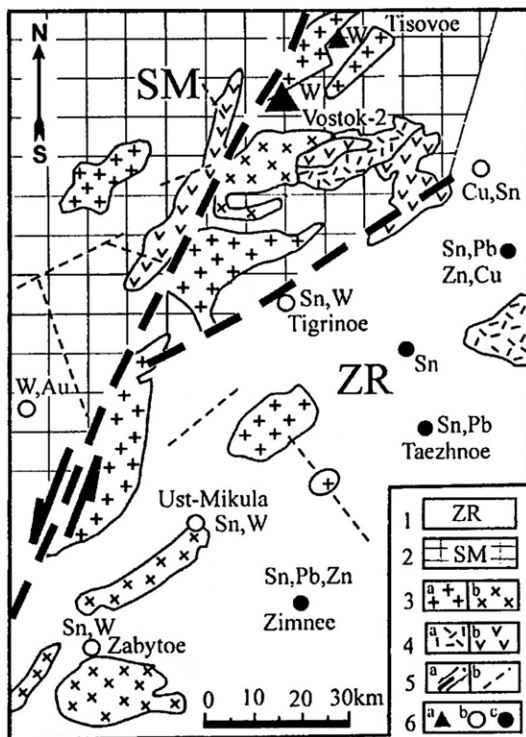


Fig. 1. Geological map of Arminsky ore district (from Gvozdev, 2000).

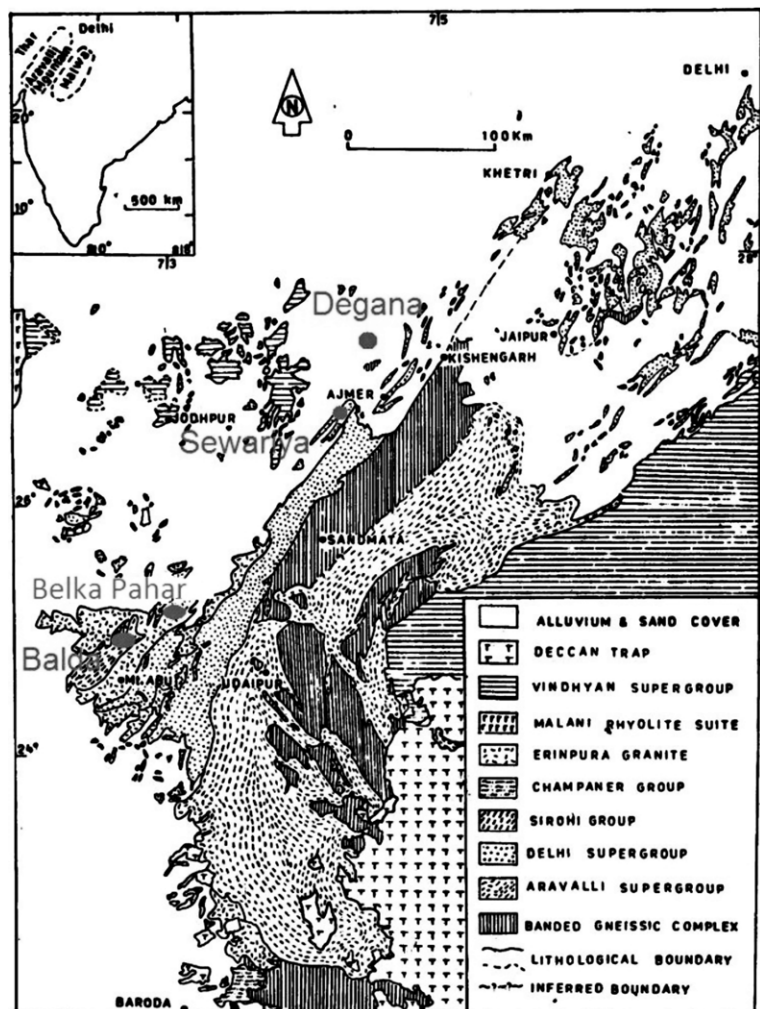


Fig. 2. Geological map of Aravalli craton (from Roy, 1988).

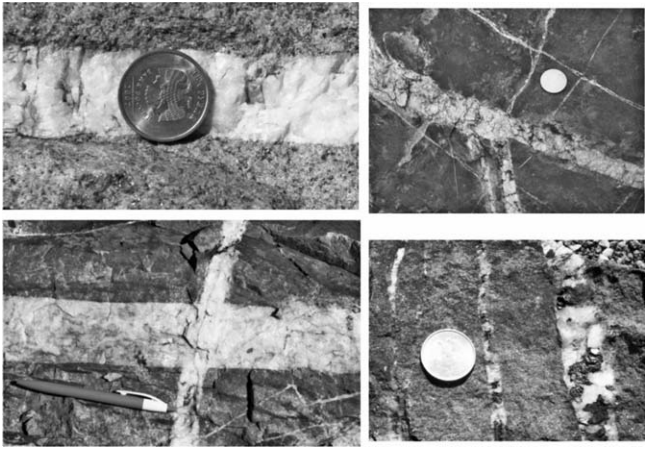


Fig. 3. (clockwise from top) Quartz-scheelite vein in greisen, hornfels; quartz-sulphide vein in skarn; quartz veins in hornfels. Vostok-2.

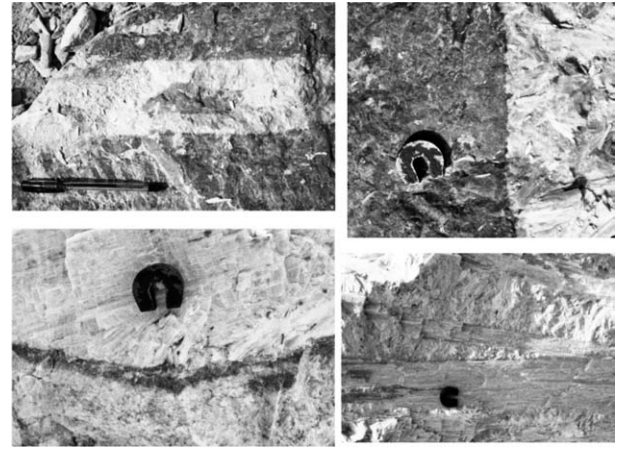


Fig. 4. Wollastonite vein in skarn; contact between wollastonite vein and skarn; veins of wollastonite; contact between wollastonite vein and granite. Belka Pahar.



Quartz

Scheelite

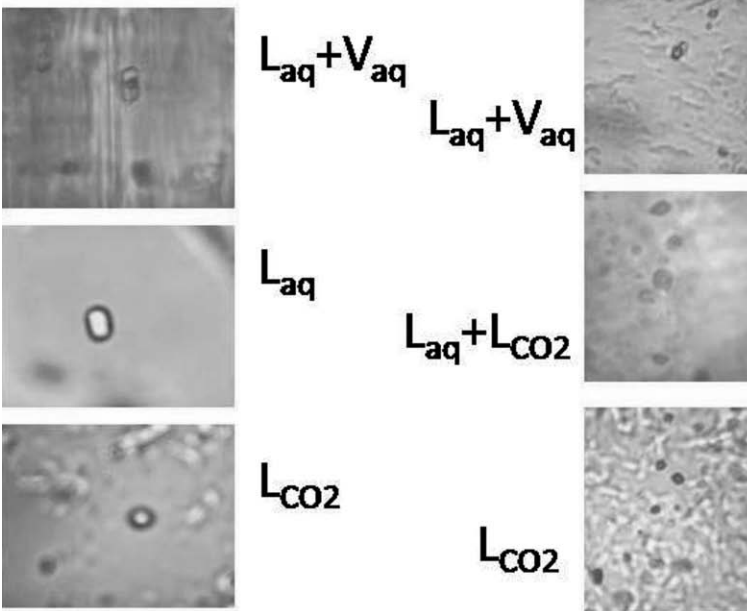
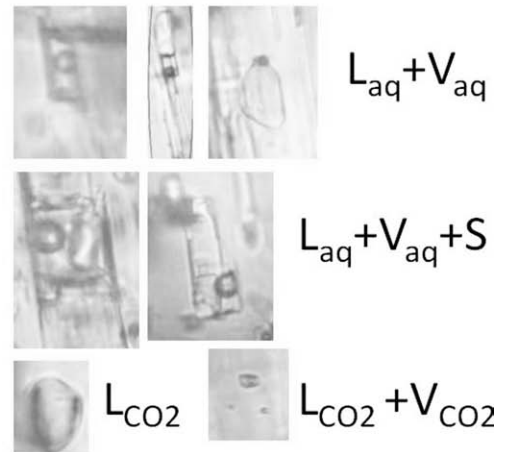


Fig. 5. Fluid inclusions in quartz and scheelite from Vostok-2.



Wollastonite



Quartz

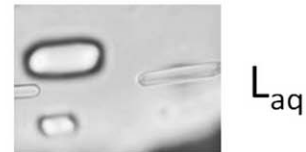


Fig. 6. Fluid inclusions in wollastonite and quartz from Belka Pahar.

4 types of inclusions, namely low salinity aqueous bi-phase inclusion, carbonic inclusion, hyper-saline aqueous inclusion and aqueous-carbonic liquid inclusion (Fig. 5). Wollastonite and quartz from the veins of Belka Pahar contain 5 types of inclusions, namely low salinity aqueous bi-phase inclusion, hyper-saline aqueous inclusion, carbonic inclusion, low salinity aqueous monophase inclusion and aqueous-carbonic liquid inclusion (Fig. 6).

P-T-X properties of these fluid inclusions have been inferred from microthermometry and used to place constraints on the hydrothermal process responsible for the genesis of these mineral deposits.

REFERENCES

1. **A.I. Khanchuk.** «Paleogeodynamic Analysis of Ore Deposits of in the Far East» in Ore Deposits of Continental Margins (Dal'nauka, Vladivostok). 2000. P. 5-34.
2. **V.I. Gvozdev.** «The Arminsky ore district» in Smolkin V.F. (Ed.), 2006. Field Trip Guidebook, 12th Quadrennial IAGOD Symposium, Moscow. 2006. P. 87-96.
3. **Pandian M.S.** Late Proterozoic acid magmatism and associated tungsten mineralization in NW India. Gondwana Research. 1999. V. 2. P. 79-87.
4. **Roy A.B.** Stratigraphic and tectonic framework of the Aravalli mountain range. In: A.B. Roy (Ed.) Precambrian of the Aravalli mountain, Rajasthan, India. Memoir Geol. Soc. India. 1988. V. 7. P. 3-31.

RARE METAL MINERALIZATION STAGES IN THE ERZGEBIRGE METALLOGENIC PROVINCE AND THEIR LINK TO MANTLE-DERIVED MAGMATIC PULSES

Thomas Seifert

*TU Bergakademie Freiberg, Division of Economic Geology and Petrology
Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg, Germany*

This study investigated the association of late- to post-collisional lamprophyre dike intrusions for late-Variscan ore mineralization in the Erzgebirge (Germany, Czech Republic), one of the most important silver, tin, tungsten, lithium, uranium, lead, zinc, copper, indium, bismuth, cobalt, and nickel ore provinces in Europe with a mining history of more than 800 years. The most mineral deposits occur in areas of crosscutting deep fault zones which acted as pathways for post-collisional lamprophyric and rhyolitic intrusions and associated postmagmatic W-Mo(-Cu-Zn-In-Au), Sn-W-Mo-Li-Rb-Cs-In-Sc-Au, Zn-Sn-In, Ag-rich As-Zn-Cu-Sn-In-Pb-Au, and U deposits.

The Erzgebirge is part of the metamorphic basement of the internal Mid-European Variscides (Saxo-Thuringian belt) on the Northwestern border of the Bohemian Massif (Germany and Czech Republic; Fig. 1). The age of the peak metamorphism of the Gneiss-Eclogite Unit in the Erzgebirge metamorphic core complex was dated between 340 and 350 Ma (cf. Willner et al., 1997). A fast tectonic exhumation of the Erzgebirge metamorphic core complex at about 340 to 325 Ma is postulated (cf. Willner et al., 1997). The deepest structural level of the Saxo-Thuringian belt is exposed in the Saxonian Granulite Antiform and in the Erzgebirge.

At the end of the Variscan Orogeny the regional tectonic regime in Central Europe changed, indicating the beginning of the break-up of the supercontinent. The Late Carboniferous-Early Permian in Europe was a period of widespread basin formation that was associated in many areas with mantle-derived magmatic activity (cf. Wilson et al., 2004). Ernst and Buchan (1997) proposed that the c. 300 Ma-old dike swarms in NE England and the Scottish Midland Valley, the Oslo Graben and Scania, radiate from a triple junction in the northernmost part of Jutland, and that this triple junction marked the axis of a deep-mantle plume centered in this area. In this context it is important to note that the mantle plume center is surrounded by significant lamprophyre intrusions which show in some districts spatial-time relationships to Sn-W-Polymetallic, Ag-base metal, and U mineralization (cf. Seifert, 2009). During the Late Carboniferous and Early Permian an extensive magmatic province developed within the present northern and central Europe, intimately with extensional tectonics, in an area stretching from southern Scandinavia, through the North Sea, into Northern Germany (cf. Wilson et al., 2004). Peak magmatic activity was

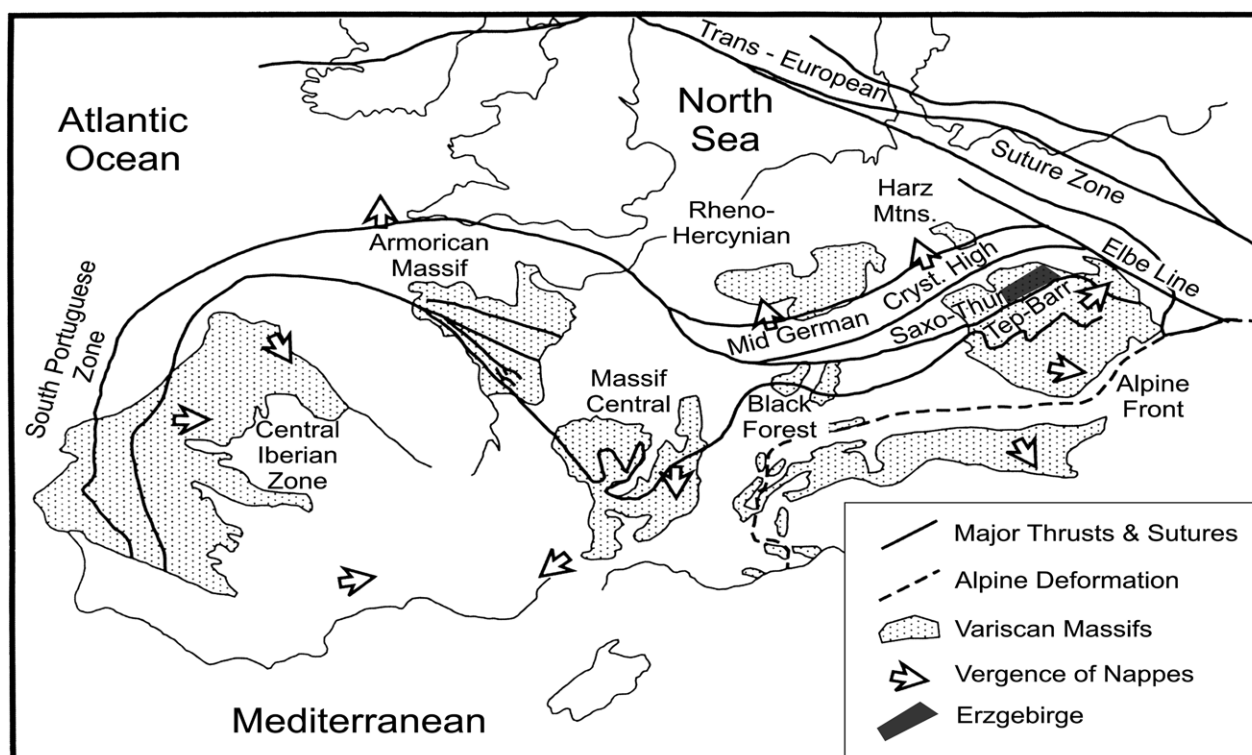


Fig. 1.

concentrated in a narrow time-span from 300 to 280 Ma. Simultaneously in Stephanian-Early Permian an intensive bimodal magmatism associated with intra-continental extensional setting occurs in the European Variscides. Permo-Carboniferous volcanism in the Spanish Central System, Iberian Ranges, Cantabrian Chain, Pyrenees and the French Massif Central includes a range of mafic calc-alkaline and shoshonitic rock types, and lamprophyres (spessartites and camptonites) with age data between 295-270 Ma (cf. Seifert, 2008, 2009). The Mid-European Variscides show a large number of Permo-Carboniferous magmatic complexes with similar ages (Halle Volcanic Complex, Saar-Nahe Basin, Thuringian Forest, Harz Mts., Northwest-Saxonian Volcanic Complexes, bimodal volcanic rocks of the Sub-Erzgebirge basin (SEB) and the Rhyolite Complex of Tharandt as well as Li-F small intrusion granites ('Sn-granites') and lamprophyric intrusions in the Erzgebirge (cf. Seifert, 2008, 2009).

It is important to note that the late-Variscan W-Mo, Sn-W-Mo, Ag-bearing Sn-In-base metal, Ag-Sb-base metal, and U mineralizations in the Erzgebirge (Fig. 2) are spatially and temporal associated with intrusion centers of Permo-Carboniferous post-collisional mafic and rhyolitic (sub)volcanic bimodal magmatism along deep-rooted NW-SE fault zones, especially at the intersections with NE-SW and E-W major structural zones (Seifert, 2008). The bimodal lamprophyre - rhyolite assemblage in the Erzgebirge – Sub-Erzgebirge basin area was formed during intracontinental rifting in a 'Fast Extension' setting by melting of a metasomatic enriched mantle source. The emplacement of fluid-enriched lamprophyres and F-rich rhyolitic intrusions at the same time is probably associated with decompression melting of updoming asthenosphere (Seifert 2008).

The following rare metal resources are associated with these late-Variscan magmatic events in the Erzgebirge and surrounded areas (compiled after Lehman 2010, Baumann et al. 2000 and own data): Sn (794,000 t), W (228,000 t), Mo (4,300 t), Nb (7,000 t), Ta (1,000 t), Li (100,000 t), Rb (108,000 t), Cs (1,220 t), In (1000 t), Ge (230 t), Sc (325 t), Sb (14,000 t), Bi (16,200 t), and Ag (2,700 t).

A rift-related Cretaceous carbonatitic/ultramafic lamprophyric intrusion complex in NW Saxony is associated with REE-enriched mineralization (37,000 t REE total).

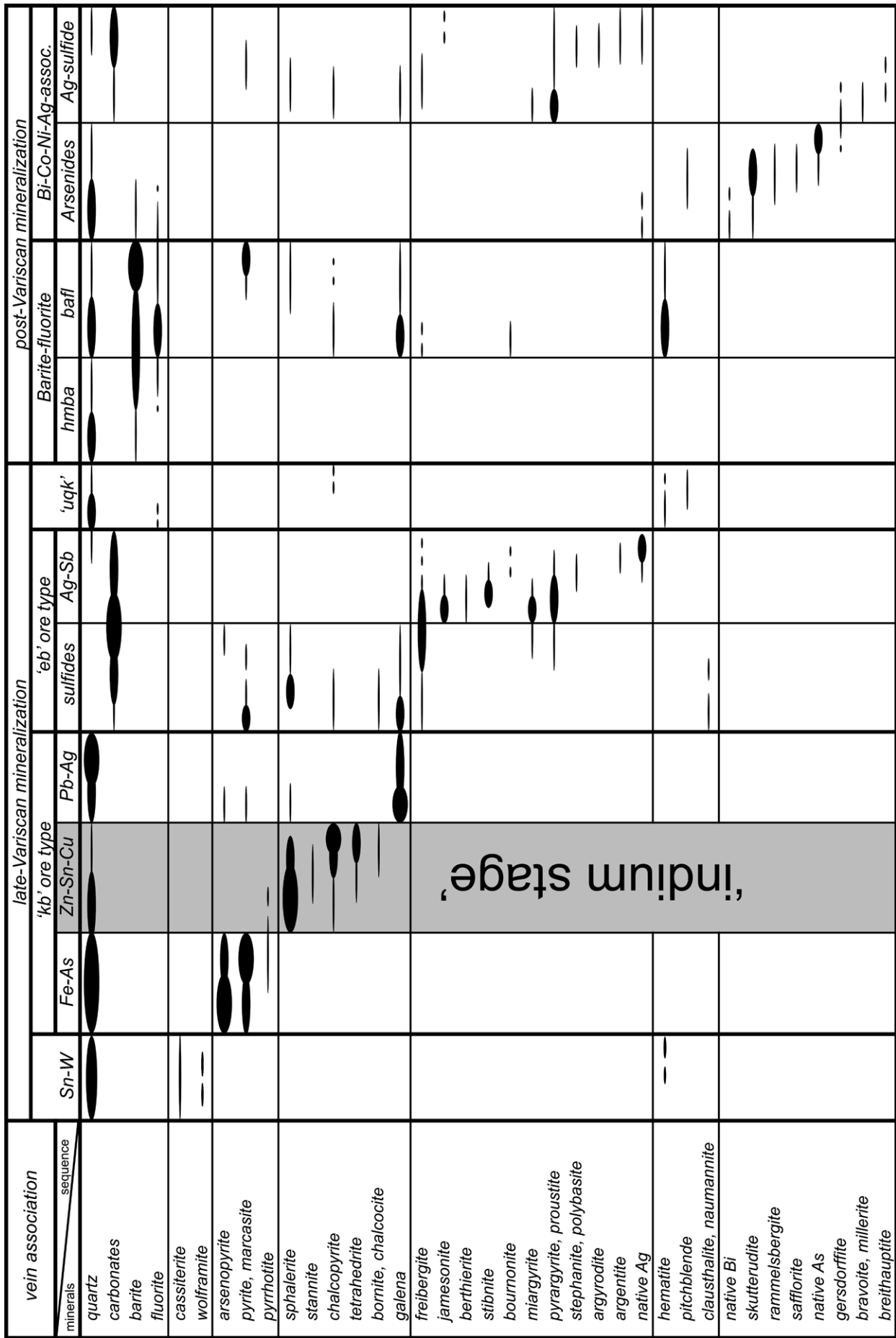


Fig. 2.

REFERENCES

1. **Baumann L., Kuschka E., Seifert Th.**, 2000. Lagerstätten des Erzgebirges. Enke im George Thieme Verlag, Stuttgart, New York. 300 p.
2. **Ernst R.E., Buchan K.L.**, 1997. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and mantle plumes. In: Mahoney J.J. & Coffin M.F. (eds.) Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 100. P. 297-333.
3. **Lehmann U.**, 2010. Reserves and resources of niobes and fluorite/barite in Saxony. World of Mining, 62. P. 38-47.
4. **Seifert Th.**, 2008. Metallogeny and Petrogenesis of Lamprophyres in the Mid-European Variscides – Post-Collisional Magmatism and Its Relationship to Late-Variscan Ore Forming Processes (Bohemian Massif). IOS Press BV, Amsterdam, Netherlands: 1-303.
5. **Seifert Th.**, 2009. Late-Variscan Polymetallic Ore Deposits in Central Europe and Their Relationships to Large Igneous Provinces (LIP) and Mantle Plume Magmatism. <http://www.largeigneousprovinces.org/LOM.html> LIP of the month / October 2009 – web page of the Large Igneous Provinces Commission in IAVCEI (editor: Richard E. Ernst, Ottawa).
6. **Seifert Th.**, 2010. Contributions to the metallogenetic importance of lamprophyres – examples from polymetallic Au-, Sn-W-Mo-Li-In-, As-Zn-Sn-Cu-In-Pb-Ag- / Ag-Sb-, and U- ore clusters. MINERALOGIA – SPECIAL PAPERS, 37: 55-58.
7. **Willner A.P., Rötzler K., Maresch W.V.**, 1997. Pressure-Temperature and Fluid Evolution of Quartzo-Feldspathic Metamorphic Rocks with a Relic High-Pressure, Granulite-Facies History from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). Journal of Petrology 38: 307-336.
8. **Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmermann M.J., Heeremans M., Larsen B.T.**, 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. In: Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmermann M.J., Heeremans M., Larsen B.T. (Eds.), Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe. Geological Society Special Publications 223, London. P. 1-10.