

ĐÀÇÄÅË III

Í ÅÒÐÎ ËÎ ÄÎ -ÅÄÎ ÕÈÌ È×ÅÑÊÈÅ È
Ì ÈÍ ÅÐÄÅÄÅÍ È×ÅÑÊÈÅ ÄÑÍ ÅÊØÔ
ØÅÊØÎ Í È×ÅÑÊÈÖ ÈÑÑËÅÄÎ ÂÀÍ ÈÉ

Н.В. Бердников, В.Г. Невструев**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ С БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ В
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО МАССИВА***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Комплексные аналитические исследования углеродистых терригенно-осадочных толщ на Дальнем Востоке России [1, 2] показали, что с ними связан новый тип благороднометалльной минерализации. Эти породы требуют тщательного изучения с целью разработки способов выявления и локализации в них минерализации, которая в будущем может стать одним из новых природных источников золота и платиноидов.

Для выяснения природы благороднометалльной минерализации в углеродистых толщах важно иметь представление об условиях их формирования, которые отражены в их geoхимической характеристике. Платиноносные и золоторудные с попутной платиной объекты в углеродистых сланцах существенно различаются по сумме и соотношению щелочных металлов [3]. Относительное обогащение сланцев платиноидами коррелируется с уменьшением общей щелочности пород ($K_2O + Na_2O$ менее 4 %) и увеличением отношения K_2O/Na_2O (от 5 до 50). В данной работе рассмотрены geoхимические характеристики углеродистых пород кимканской и сутырской толщ на востоке Буреинского массива с целью выяснения условий их образования.

Буреинский массив является частью раннепалеозойского орогенного пояса [4]. В его восточной части выделяется Цзямузи-Буреинский микроконтинент. По данным гравиметрии и сейсмометрии в южной части района исследования фиксируется пограничная ступень, разделяющая два суперблока – континентальный, характеризующийся земной корой нормальной мощности (35–40 км) и скоростью сейсмических волн (6.5 км/с), и переходный, с более тонкой земной корой (25–35 км) и скоростью сейсмических волн 6.2–6.3 км/с [5]. В соответствии с этими данными сутырская толща вместе с образованиями Туранского блока и Мельгинского прогиба относится к континентальному, а кимканская толща в составе отложений хинганской серии Кимканского прогиба – к переходному суперблоку земной коры.

Сутырская толща слагает протяженный (до 75 км) и узкий (до 5 км) тектонический блок в зоне Хинганского разлома. Возраст толщи неясен и по мнению некоторых исследователей сопоставим с кимканской толщой, в которой установлена нижнекембрийская фауна. В составе толщи ведущая роль принадлежит серicit-кварц-графитовыми сланцам среди которых встречаются филлиты и метаалевролиты повышенной углеродистости, мраморы и кварциты, а также пласто- и линзообразные тела «черных» сланцев мощностью от 4 до 150 м и протяженностью до 900 м с содержанием углеродистого материала на отдельных участках до 80 %. Общая мощность толщи оценена в 1500 метров.

Локально породы подверглись гидротермальному воздействию, проявленному в развитии тонкопрожилкового окварцевания и незначительной сульфидизации.

Кимканская толща завершает разрез венд-нижнекембрийской хинганской серии Кимканского прогиба. В ее составе распространены рассланцованные песчаники, алевролиты, углеродистые глинистые сланцы, местами превращенные в углеродистые филлиты; встречаются слюдяно-кварцевые сланцы, мраморы, кварциты и пачки высокоуг-

леродистых сланцев ($2.8\text{--}25.7\%$ $C_{\text{опр}}$) мощностью от 30 до 100 м и протяжённостью до 2500 м. В связи с формированием ордовикских интрузий гранитов породы толщи контактово метаморфизованы в условиях амфибол- и мусковит-роговиковой фаций, суммарная мощность нижней подтолщи достигает 1000 метров.

Электронно-микроскопические исследования показали, что в сланцах сутырской толщи редкие микровключения платины и золота встречаются с примерно равной частотой, независимо от степени измененности пород. В породах нижней части разреза кимканской толщи микровключения платиноидов существенно доминируют, особенно в гидротермально измененных и металлоносных (железорудных) разностях. Геохимическая характеристика изученных толщ построена на средних содержаниях элементов в выборках, сформированных как из проб по практически неизмененным породам, так и из пород, подвергшихся гидротермальным изменениям. Для кимканской толщи также составлена выборка из металлоносных разностей углеродистых сланцев.

Неизмененные углеродистые сланцы сутырской и кимканской толщ отличаются от NASC пониженными концентрациями железа, марганца, магния, фосфора и, особенно, кальция. В сланцах сутырской толщи содержание натрия соответствует NASC, а калия несколько ниже стандартного. В породах кимканской толщи наблюдается резкий дефицит натрия и незначительный избыток калия. Отрицательная аномалия CaO в химических составах толщ может свидетельствовать о том, что формирование осадков происходило ниже глубины карбонатоотложения. Отношение Ni/Co в сутырской толще (19.9) существенно превышает таковое в кимканской (1.8). Почти семикратное расхождение наблюдается и для отношения Ba/Sr , которое обусловлено высокой концентрацией бария в сланцах сутырской толщи.

Измененные сланцы обеих толщ отличаются от неизмененных повышенным (до уровня NASC) содержанием железа и марганца при сохраняющемся дефиците кальция. Поведение щелочей в них, как и в неизмененных, различно. Породы сутырской толщи, подвергшиеся гидротермальному воздействию, характеризуются выносом более 46 % натрия и привносом 54 % калия относительно неизмененных пород. Для измененных пород кимканской толщи наблюдается существенное обогащение натрием (около 57 %) и вынос калия (35 %). Измененные сланцы сутырской толщи содержат пониженные, а кимканской – повышенные относительно NASC концентрации фосфора.

Гидротермальные изменения сланцев сутырской толщи сопровождались выносом большинства микроэлементов с уменьшением их концентраций до 10 раз. Повышенные концентрации относительно исходных пород установлены только для Co в 2.5, Ni и Sr – в 4.7 раза. Привнос Sr происходил, видимо, одновременно с привносом Ca в процессе гидротермальной проработки. Уменьшение почти на порядок концентраций Ba при увеличении содержаний Sr привело к уменьшению их отношения до 0.41. Соотношения прочих микроэлементов изменилось незначительно. Концентрации микроэлементов в измененных породах кимканской толщи имеют иной диапазон колебаний. Повышение концентраций относительно неизмененных пород наблюдается для Co , Ni (ближко к порядку), для Y – двукратное превышение, для Sr и Nb – в 3.5 раза.

Металлоносные сланцы кимканской толщи обогащены железом, марганцем и магнием. Содержания кальция близки к NASC, но относительно повышены на фоне резкой отрицательной аномалии этого элемента в неметаллоносных разностях. По содержанию кремнезема и фосфора они практически идентичны вмещающим сланцам и NASC, но резко обеднены титаном, глиноземом, натрием и калием.

Для железорудных разностей кимканской толщи, по сравнению с неизмененными, установлено пятикратное повышение концентраций Co, Ni и Cs и незначительно (1,37) Y. В то же время содержания Sc, V, Cr, Rb, Zr, Sr, Th, U, в них понижены, максимально в 8 раз для рубидия.

Как в сутырской, так и в кимканской толще неизмененные углеродистые сланцы характеризуются пониженным относительно NASC содержанием РЗЭ с некоторым обогащением их тяжелыми компонентами и слабой отрицательной аномалией Eu.

Измененные сланцы сутырской толщи, по сравнению с неизмененными разностями, содержат повышенные количества легких и средних РЗЭ, что приводит к увеличению общей суммы до 232,17 г/т при $LREE_n/HREE_n = 2,56$. Отношение La/Yb увеличено в 7,5, а Gd/Yb – в 5 раз, что свидетельствует о том, что гидротермальные изменения сопровождались привносом преимущественно легких и средних лантаноидов. Наблюдается отчетливая отрицательная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 0,8$), при слабой отрицательной аномалии церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0,89$).

Неизмененные углеродистые сланцы кимканской толщи имеют низкую сумму лантаноидов (“РЗЭ=87,3 г/т) при небольшом положительном наклоне графика распределения ($LREE_n/HREE_n = 0,82$). Отмечается слабая отрицательная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 0,87$) и отсутствие аномалии церия. Фиксируются повышенные концентрации гадолиния и пониженные диспрозия и эрбия.

Измененные углеродистые сланцы кимканской толщи отличаются пониженными относительно NASC концентрациями тяжелых, близкими к стандарту – легких и повышенными – средних РЗЭ при общей сумме 202,43 г/т, что существенно выше значения NASC. Соотношения $LREE_n/HREE_n = 1,8$, La/Yb=19,16 и Gd/Yb=2,36. Европий имеет положительную аномалию ($Eu_n/Eu_n^* = 1,22$) при отрицательной аномалии церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0,74$).

В металлоносных разностях кимканской толщи сумма РЗЭ составляет 32,19 г/т при $LREE_n/HREE_n = 0,53$, La/Yb=6,87 и Gd/Yb=1,34. Отмечается отчетливая положительная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 1,33$) и отсутствие аномалии церия ($Ce_n/Ce_n^* = 1,04$). Образование положительной аномалии европия в морских глубоководных отложениях интерпретируется как привнос РЗЭ в осадки с гидротермальным флюидом [6].

Углерод изученных пород имеет различный изотопный состав. Для сланцев сутырской толщи характерны значения $\delta^{13}C_{VPDB}$ от -20,7 до -23,7 ‰, типичные для углерода биогенного происхождения. Сланцы кимканской толщи, за исключением одной пробы, имеют утяжеленный изотопный состав углерода ($\delta^{13}C_{VPDB} = -16,5 \pm 19,1$ ‰). При этом наблюдается последовательное утяжеление углерода от неизмененных сланцев к измененным и металлоносным. В последних зафиксировано наиболее низкое значение $\delta^{13}C_{VPDB} = -9,5$ ‰). Утяжеленный изотопный состав углерода в породах кимканской толщи может быть обусловлен его образованием либо вследствие декарбонатизации в присутствии железа, либо за счет привноса тяжелого изотопа мантийного углерода из пород океанической коры в процессе ее гидротермального преобразования с формированием металлоносных осадков.

Для оценки условий формирования осадков использованы дискриминационные диаграммы. Фигуративные точки неизмененных и измененных пород сутырской и кимканской толщ на дискриминационных диаграммах $La_n/Ce_n - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3_{общ.})$ и $log(K_2O/Na_2O) - SiO_2$ расположены в поле активных континентальных окраин.

В металлоносных осадках кимканской толщи наблюдается отрицательная аномалия алюминия, что повлекло за собой изменение абсциссы выборки 5 на диаграмме $\text{La}_n/\text{Ce}_n - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{\text{общ}})$ до 0,08. В рудных интервалах Кимканского железорудного месторождения содержания алюминия всегда меньше содержаний железа независимо от концентраций последнего, в том числе и сланцах безрудных интервалов. В пробах железистых кварцитов содержания алюминия снижаются до значений менее 1%. Подобные низкие значения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{\text{общ}})$ имеют рудоносные интервалы Тим-Ястребовской рифтогенной структуры с установленной высокой платиноносностью, а также никель-молибденовые с благородными металлами месторождения КНР в углеродистых сланцах. Аналогичные характеристики типичны для подавляющего большинства металлоносных осадков современных срединно-океанических хребтов и зон субдукции. По-видимому, на окраине континента в зоне кимканского прогиба существовали специфические условия формирования металлоносных осадков, сопоставимые с месторождениями рифтовых структур.

Для оценки источников сноса при формировании осадков, в том числе углеродистых сланцев докембрия, используется отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$. В выборках как неизмененных, так и измененных неметаллоносных сланцев рассматриваемых толщ это отношение варьирует от 17,5 до 24,4, что свидетельствуют о том, что для них наиболее вероятным источником были породы от среднего до кислого состава. В металлоносных разностях величина этого отношения равна 9. При среднем содержании SiO_2 в «металлоносной» выборке 60,71% такое значение тяготеет к тренду изверженных пород мафического состава.

Таким образом, формирование осадков сутырской и кимканской толщ происходило в условиях активной континентальной окраины при субдукции океанической коры Палеоазиатского океана под Сибирскую платформу, частью которой является Буреинский массив. В образовании металлоносных осадков кимканской толщи принимали участие породы основного или ультраосновного состава. Процесс седиментации сопровождался гидротермальной деятельностью. Эти особенности, в отличие от сутырской толщи, обусловили формирование в зоне кимканского прогиба металлоносных магнезиальных, железорудных и железо-марганцевых осадков с рядом из которых связана преимущественно платиноидная благороднометалльная минерализация.

Литература

- Бердников Н.В. Тонкодисперсное золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометалльного оруденения на Дальнем Востоке России// Вестник ОНЗ РАН. 2010. т. 2, NZ100004, doi:10.2205/2010NZ000051.
- Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю. и др. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России// Вестник ДВО. 2010. № 3. С. 3-12.
- Невстроев В.Г., Бердников Н.В. Петрохимические критерии благороднометалльной минерализации углеродистых сланцев восточной части Буреинского массива// Проблемы комплексного освоения георесурсов. Материалы всероссийской научной конференции. Хабаровск. 2011. т. 2. С. 228-232.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии// Тихоокеанская геология. 2003. т. 22. № 6. С. 7-41.
- Глубинное строение и металлогенез Восточной Азии / Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
- Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир. 1998. 340 с.

И.П. Войнова, С.В. Зябрев

**ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО
ТЕРРЕЙНА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск

Киселевско-Маноминский террейн является составной частью мезозойской Сихотэ-Алинской аккреционной системы, сформированной в ходе субдукционных процессов в юрско-меловое время на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеопацифики, причем его образования являются наиболее молодыми в аккреционной системе. Возраст образований аккреционного комплекса обычно определяется на основе биостратиграфических исследований как средняя юра – апт. Изначально единая Киселевско-Маноминская аккреционная призма в результате постаккреционных тектонических процессов была расчленена и ее части смещены левосторонними сдвигами и частично скрыты под перекрывающими более молодыми отложениями. В результате в современном виде образования террейна обнажаются в виде разобщенных сегментов, трассирующих узкую полосу северо-восточного простирания (с ЮЗ на СВ): Вяземский, включающий 3 блока - района п. Снарского, г. Придорожной и г. Известковой, Маноминский, Киселевский, Удильский. Литолого-стратиграфическая последовательность отложений Киселевско-Маноминского террейна изучена и описана в ряде публикаций [1-6], но в статьях описания в основном приводятся по отдельным сегментам, а в монографиях, где сведения собраны воедино, к сожалению, петрогохимическая характеристика вулканитов либо вообще отсутствует, либо дана очень кратко.

Наше исследование и ставит целью дать петрогохимическую характеристику вулканитов различных сегментов и определить геодинамические условия их формирования, что послужит дополнительным свидетельством тектонической природы этих образований. Исследование основывалось как на собственных материалах, частично опубликованных ранее [1] и новых, так и на заимствованных из [4, 6].

Вулканиты террейна представлены базальтами, их гиалокластитами, ассоциирующими с океаническими пелагическими и гемипелагическими отложениями. В составе киселевско-маноминского комплекса преобладают базальты с содержаниями SiO_2 от 47 до 50 %, реже встречаются пикробазальты с $\text{SiO}_2 = 44\text{-}45 \%$ и андезибазальты с $\text{SiO}_2 = 52\text{-}55 \%$. Согласно классификационной диаграмме TAS, они соответствуют сериям пород нормальной щелочности и субщелочной ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3\text{-}8 \%$), реже – щелочной. Наименьшей щелочностью обладают базальты р-она п. Снарский ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < 4 \%$), наибольшей щелочностью обладают базальты г. Придорожной ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ в отдельных образцах достигает 9 %). Все базальты характеризуются преобладанием Na_2O над K_2O и относятся к натровой серии. Очень низкие содержания $\text{K}_2\text{O} (< 1.5 \%)$ в базальтах районов Снарском, Киселевском и Известковом, для Маноминского обычны содержания K_2O в интервале 1.5-4 %, среди базальтов Придорожного и Удильского районов имеют место обе разновидности. Соответственно доля K_2O в сумме щелочей в базальтах Снарского и Известкового р-онов < 0.1, Киселевского - < 0.25, Маноминского – 0.2-0.45, Придорожного и Удильского – 0.1 и 0.4 (два типа). Низкие содержания K_2O обусловливают сходство соответствующих групп базальтов с известково-щелочными и даже толеитовыми сериями. Базальты имеют ферро-титановую спе-

циализацию: содержание $TiO_2 = 1.5-3 \%$, FeO^* - от 9 до 17.5 % (в гематитовых разновидностях). Лишь базальты г. Известковой отличаются низкими содержаниями титана и железа ($TiO_2 = 0.5 \%$, $FeO^* = 9 \%$). Содержания других элементов нестабильны и изменяются в интервалах: Al_2O_3 - 11-19 %, MgO = 2-9 %, CaO = 3-13 %).

Распределение составов РЗЭ в базальтах имеет характер, соответствующий распределению в океанических вулканитах. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов REE (рис. а) и редких элементов (рис. б) графики показывают в целом незначительное обогащение LREE и распределяются следующим образом. Наименьшим обогащением по La от 20 до 50 раз характеризуются базальты Снарского блока – их графики располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, но наиболее близки базальтам типа EMORB, а по виду кривой они конформны графику типа NMORB. Для киселевских базальтов характерно обогащение La порядка 60-100 раз, в единичном случае – 200 раз, их кривые в основном располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, имея наибольшее сходство с OIB, располагаются между эталонными графиками базальтов типа OIB и EMORB, маноминские базальты обогащены La в среднем чуть выше 100 раз и их график наиболее близок эталонному для OIB. Наибольшее обогащение (по La- 100-350 раз) характерно для придорожных базальтов. На спайдер-диаграммах средних хондрит-нормированных составов редких элементов (рис. б) проявлена та же закономерность по характеру обогащения и сходства с типовыми базальтами. Для большинства базальтов выявляются характерные для океанических базальтов Ta-Nb максимумы, лишь образец с г. Известковой выделяется Ta-Nb минимумом, что характерно для островодужных базальтов.

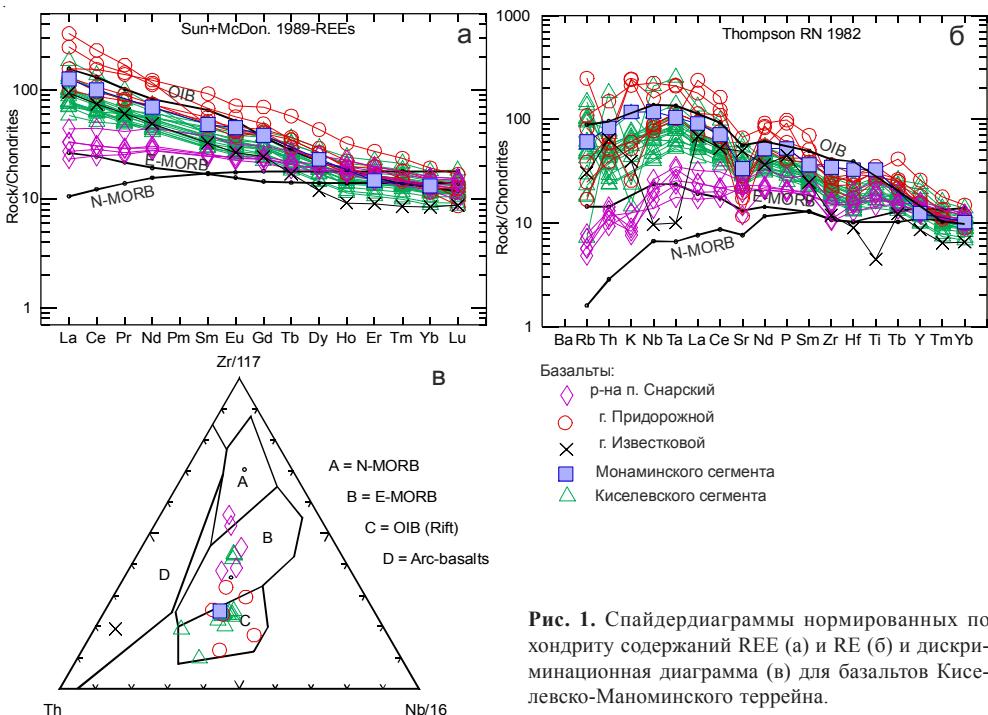


Рис. 1. Спайдердиаграммы нормированных по хондриту содержаний REE (а) и RE (б) и дискриминационная диаграмма (в) для базальтов Киселевско-Маноминского террейна.

Дискриминационные петрогоеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов, свидетельствуют об океанической внутриплитной обстановке их формирования ($Zr - Ti / 100 - 3Y$, $Zr - Zr/Y$). Судя по положению фигуративных точек на диаграмме $Th - Zr/117 - Nb/16$ (рис. в) и подобных диаграммах $Th - Hf/3 - Nb/16$ и $Th - Hf/3 - Ta$, фигуративные точки снарских базальтов располагаются в полях составов базальтов COX, преимущественно типа E-MORB, но есть точки, располагающиеся близ границы E-MORB/N-MORB в поле N-MORB. Точки базальтов Киселевского и Маноминского сегментов и Придорожного блока располагаются преимущественно в поле внутриплитных базальтов, но небольшое количество – также в поле E-MORB. Базальты же г. Известковой соответствуют на этих диаграммах известково-щелочным базальтам вулканических дуг. Судя по диаграммам $Zr/4 - 2Nb - Y, Mn^{*}10 - TiO_2 - P_2O_5 * 10$, позволяющим, кроме выделения основных типов базальтов, разделить внутриплитные базальты на толеитовые и щелочные, в Придорожном блоке и Маноминском террейне внутриплитные базальты имеют щелочной характер, среди киселевских базальтов имеют место и щелочные, и толеитовые, а среди снарских базальтов щелочных разновидностей нет, лишь к базальтам типа MORB добавляется небольшое количество толеитовых внутриплитных.

Соотношения $Nb-Zr-Y$ свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах, причем точки базальтов Снарского блока располагаются в поле внутриплитных базальтов, точки базальтов Придорожного блока – в поле базальтов океанических островов, а точки киселевских, маноминских и удыльских базальтов – и там, и там, но преимущественно все-таки в поле океанических островов. Геохимические типы источников, судя по соотношениям $Th-Ta-Yb$, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер: снарские базальты отличаются наименьшей обогащенностью и близки E-MORB, остальные базальты имеют большую степень обогащенности, доходящую до уровня в базальтах типа OIB. Здесь так же выделяется образец базальта г. Известковой, состав которого соответствует составам известково-щелочных базальтов вулканических дуг.

Подводя итог, можно констатировать, что в Киселевско-Маноминском террейне присутствуют базальты, сформированные из плюмовых, обогащенных в различной степени источников. В разных сегментах аккрециированы и сохранились базальты различных типов: MORB (E-MORB и даже менее обогащенных, приближающихся по петрохимическим характеристикам к N-MORB), OIB (толеитовые и щелочные), VAB (известково-щелочные). Большинство базальтов формировалось на океанических островах во внутриплитной обстановке, они ассоциируют с кремнистыми пелагическими отложениями. Эти базальты имеют место во всех сегментах террейна. В Снарском блоке преобладают базальты с характеристиками MORB, преимущественно E-MORB – они, видимо, сформированы над плюмом либо в спрединговом хребте, либо близ него. Базальты г. Придорожной имеют наиболее щелочной и обогащенный характер, они ассоциируют с гемипелагическими отложениями и формировались вероятно в области, приближенной к зоне субдукции. Для г. Известковой из этого же сегмента имеется лишь один анализ (единственный для всего Киселевско-Маноминского террейна), но отличается от всех других и свидетельствует, что этот базальт сформировался в вулканической дуге (это единственное геохимическое свидетельство ее существования). Различия в петрохимических составах базальтов возможно является следствием раз-

личной мощности коры. Так, соотнеся геохимические метки изученных базальтов с графиком «[SM/Yb]CN – мощность литосферы», по [7], можно предполагать мощность литосферы при формировании снарских базальтов минимальную, киселевских – порядка 10–25 км, маноминских – 25–45 км, придорожных – 50–70 км. Характер распределения базальтов различных типов по сегментам возможно объясняется направлением движения океанической плиты относительно конвергентной границы и постаккреционной сложной тектонической перестройкой.

Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т.13. № 6. С. 83-96.
2. Зябрев С.В., Мартынук М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т.24, №1. С. 45-58.
3. Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. Геология. Т.32, № 3. С. 74-83.
4. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
5. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, № 1. С. 25-38.
6. Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чашин А.А., Пунина Т.А. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. Геология. 2010. Т.29, № 4. С. 19-33.
7. Humphreys E. R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. Lithos, 112 (2009) 118–136.

А.В. Волков¹, Т. Серафимовский², Г. Тасев², А.А. Сидоров¹**ПЕРЕОТЛОЖЕННОЕ FE-NI МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЖАНОВО В ВАРДАРСКОЙ
ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЕ**

¹ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

²Университет им. «Госе Делчева», г. Штип, Республика Македония

Месторождение Ржаново (Республика Македония) – типичный представитель уникальных переотложенных латеритных Fe-Ni-месторождений в знаменитом балканском офиолитовом поясе Вардар (рис.1). Рудник Ржаново работает с небольшими перерывами вот уже более 30 лет. С 1980 г. до наших дней было добыто около 11.2 млн. т руды со средним содержанием никеля 0.92–0.94%. В последние 2 года была проведена детальная разведка, запасов руды на глубоких горизонтах месторождения. Эти работы сопровождались научными исследованиями, позволившими детально проанализировать новые геологические данные, изучить минералого-геохимические особенности руд месторождения при помощи современных аналитических методов, и на этой основе уточнить модель его формирования.

Геотектоническая позиция. Македонский офиолитовый комплекс – неотъемлемая часть Восточного Средиземноморья – региона, обладающего одной из крупнейших в мире концентраций офиолитов. Большинство юрских офиолитов этого региона принадлежат к Оманскому надсубдукционному типу [4]. Следует подчеркнуть, что для возникновения и пространственного перемещения юрских офиолитовых комплексов и связанных с ними Fe-Ni месторождений в южной части Балканского полуострова, наиболее важную роль играла Вардарская зона – сложный тектонический блок между сербско-македонским массивом на востоке и Динаридами и Геленидами на западе. Это более чем 1000 км длины и 60–80 км ширины пояса, протягивающийся в СЗ-ЮВ направлении, к северу от Белграда через Сербию и Македонию до Эгейского моря в северной части Греции, где он погружается и поворачивает на восток, как часть Измир-Анкаринской зоны (рис. 1).

В течение верхней юры процесс открытия сменился на процесс закрытия Вардарского океана, усложнившийся на востоке коротким периодом субдукции, в результате чего был сформирован пелагический уровень океанической коры, сопровождавшийся развитием гранитоидного магматизма. Этот этап закончился молодым киммерийским орогеном (коллизией в конце верхней юры и в основном в нижнем мелу) и созданием континентальных условий развития в Вардарской зоне [5].

Месторождение Ржаново расположено в пределах Козуфского рудного района недалеко от македонско-греческой границы (рис. 1). Это одно из крупнейших Fe-Ni месторождений в Вардарской зоне. В геологическом строение района принимают участие: известняки (альб-сеноман), переотложенные латеритные Fe-Ni-руды (мел), различные сланцы (вероятно, мел), ультраосновной комплекс (серпентиниты) с габбро пегматитами и родингитами, а также третичные вулканиты.

Геология месторождения Ржаново представляет собой нескольких параллельных надвигов измененных серпентинитов, сланцев и мраморов. Более поздние тектонические движения (постнадвиговые) образуют радиальную структуру. Главные породы, затронутые процессами выветривания, представлены перidotитами, габбро-диа-

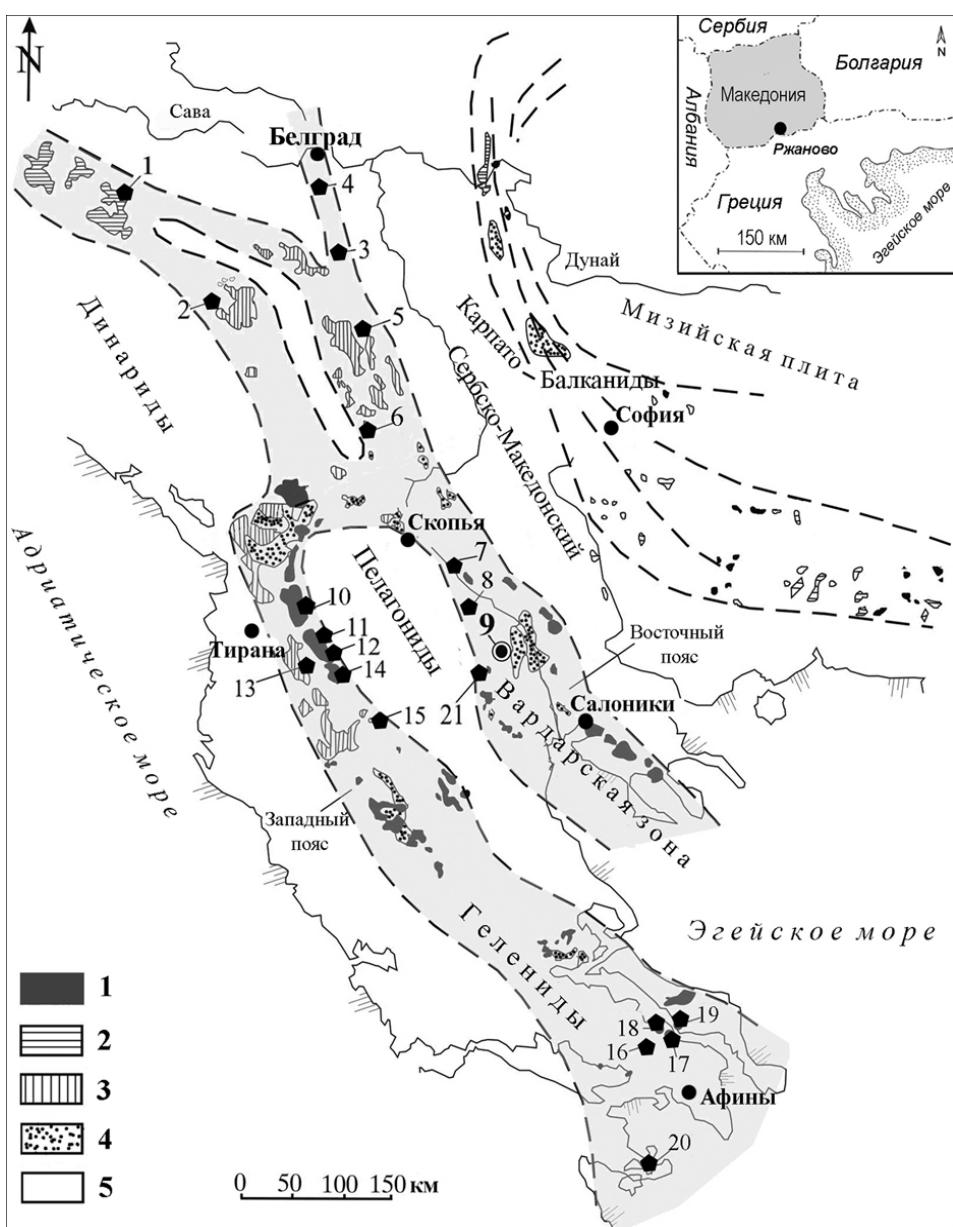


Рис. 1. Положение основных месторождений и рудопроявлений силикатного никеля и никель-содержащих железных руд на западе и востоке оphiолитового пояса Юго-Восточной Европы.

1 – Дуниты и гарцбургиты; 2 – Гарцбургиты (преобладают); 3 – Лерцолиты; 4 – осадки ассоциирующие с подушечными лавами; 5 – Другие породы. 1–21 – Ni-силикатные и Fe-Ni-месторождения и рудопроявления: 1 – Конжух (Co, Ni, Fe), 2 – Мокра Гора (Fe-Ni), 3 – Липовак (Fe-Ni), 4 – Ба (Ni-силикатное), 5 – Велоч (Ni), 6 – Глоговач (Ni), 7 – Главница (Ni), 8 – Велес-Клер (Fe-Ni), 9 – Ржаново (Fe-Ni), 10 – Кукес (Fe-Ni), 11 – Пишкаш (Fe-Ni), 12 – Буштрак (Fe-Ni), 13 – Гумаж (Fe-Ni), 14 – Гурии Кук (Fe-Ni), 15 – Билич (Fe-Ni), 16 – Герония (Fe-Ni), 17 – Беотия (Fe-Ni), 18 – Ларумна (Fe-Ni), 19 – Централ Ебоя (Fe-Ni), 20 – Арголис (Fe-Ni), 21 – Альмопилас (Fe-Ni).

базами или серпентинитами. Химический состав оливина и Ni-Fe, Fe-Mn и Ca-Fe корреляционные диаграммы позволяют отнести ультраосновные породы к “ультраметаморфитам” альпийского типа, ничем не отличающихся от других гипербазитов на Балканском полуострове [3].

Морфология рудного тела месторождения Ржаново непосредственно зависит от условий образования этого типа минерализации. В процессе образования месторождения Fe-Ni-минерализация локализовалась на контакте между юрскими серпентинитами и сланцами в лежачем боку и меловыми известняками в висячем боку рудного тела. Однако сегодня рудное тело имеет типичную инверсионную позицию в результате интенсивных тектонических движений в конце юрского периода: меловые отложения в настоящее время слагают лежачий бок рудного тела, в то время как юрские серпентиниты находятся в висячем боку рудного тела. На поверхности последнее прослеживается в длину около 4 км со средней мощностью 30-50 м. Местами рудное тело перекрыто надвигом, а на юге – туфами неогеновых андезитов. Следует отметить, что рудное тело в интервале абсолютных отметок 955–470 м (примерно 500 м по вертикали) залегает без признаков выклинивания и выглядит в разрезе как слегка изогнутая пластина. Рудное тело имеет непрерывный характер, хотя тектоника в районе была весьма интенсивной. Рудное тело месторождения Ржаново сложено: массивными и рассланцованными магнетитовыми рудами, оолитовыми, рассланцованными и массивными гематитовыми рудами, рибекитовыми, стильпномелановыми и доломит-тальковыми сланцами, серпентинитами.

Геолого-генетическая модель. Формирование Fe-Ni руд месторождения Ржаново находится в прямой связи с эрозией латеритных кор по юрским ультраосновным породам. Из тех, латеритов, сегодня сохраняются только реликты в серпентинитах. Детальное изучение латеритных кор и сравнение с другими переотложенными железо-никелевыми месторождениями в зоне Вардар, показывают, что на месторождении Ржаново отсутствуют обломочные отложения, которые обычны для латеритных месторождений. Следовательно, отложение материала на месторождении Ржаново и его ближайшем окружении происходило в стабильных условиях, без привноса грубого обломочного материала, в связи с этим первоначально образованные латериты не были разубожены в течение переотложения (при помощи механического и химического процессов).

Процесс латеритизации и формирование типичных латеритных кор нонtronитового типа имел место в течение нижнего мела до альба. Эрозия нонtronитовой коры и транспортировка материала в осадочные бассейны произошла до отложения альб-сеноманских известняков. Следует отметить, что привнос материала из первичных латеритных кор не был постоянным. Существовали периоды, когда из окружающих пород в бассейн поступало большое количество не латеритного материала. Поэтому, мы иногда находим образцы с повышенным содержанием микроэлементов, которые не имеют ультраосновного происхождения. Из-за этого разубоживания снижалось содержание никеля в отдельных частях рудоносных отложений.

В течении альб-сеномана произошло отложение карбонатных осадков и диагенез всего переотложенного материала. Во время этих диагенетических и эпигенетических процессов произошли следующие изменения первичных минералов и образование новых минералов (например, гематита, магнетита, миллерита, пирита и хлорита, а также смешанных слоистых минералов, образованных вместо глинистых минералов). Вмещающая среда была обогащена никелем, который поступал из коры выветривания, как гидрокарбонат никеля.

Месторождение Ржаново испытalo динамо-метаморфизм в конце мела и эоцене или позднее. Осадочные породы были преобразованы в результате этого процесса в низкотемпературные метаморфические породы, включающие следующую минеральную ассоциацию: магнетит, гематит, стильпномелан, хлорит, тальк, магнезиорибекит, альбит, кальцит и доломит [2].

Заключение. Результаты изучения месторождения Ржаново показывают, что в минерально-сырьевой базе никеля, наряду с эндогенными Cu-Ni месторождениями, связанными с глубинными ультраосновными и основными породами и экзогенными Ni-силикатные месторождениями, развитыми в корах выветривания по серпентинитовым породам, можно выделить третью самостоятельную группу – метаморфизованных Fe-Ni переотложенных латеритных месторождений. Предложенная геолого-генетическая модель позволяет предполагать возможность формирования в связи с переотложением и последующим метаморфизмом обогащенных Ni, Cr и Co участков рудных залежей в месторождениях этого типа. В дальнейшем представляет практический интерес изучение распределения в переотложенных Fe-Ni месторождениях элементов платиновой группы (ЭПГ), золота и серебра, сведения о повышенных содержаниях которых в силикатных месторождениях неоднократно появлялись в отечественной и зарубежной литературе в последние 15 лет [1].

В оphiолитовых поясах на территории России и странах СНГ к настоящему времени аналогов месторождения Ржаново не выявлено. Вместе с тем подобная Балканам геодинамическая и металлогеническая обстановка существовала на Южном Урале, Центральном Казахстане, востоке Евроазиатского континента, Кавказе.

Рассмотренные материалы, позволяют сделать вывод, что Fe-Ni переотложенные латеритные месторождения, несомненно, контролируются оphiолитовыми поясами. Следовательно, известные в России оphiолитовые комплексы (Уральский, Восточно-Саянский, Кавказский, Корякско-Камчатский и др.) заслуживают прогнозной оценки перспектив выявления месторождений этого типа.

Конъюнктура мирового рынка никеля в перспективе представляется весьма благоприятной, в основном вследствие большого роста потребления металла в странах АТР и, прежде всего, в Китае, Индии, Европе и странах СНГ. Поэтому промышленный интерес к месторождениям никеля разных типов, несомненно, будет только возрастать.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00443-а).

Литература

1. Таловина И.В. Геохимия уральских оксидно-силикатных никелевых месторождений. СПб.: Изд-во НМСУ «Горный», 2012.
2. Boev B., Jankovic S. Nickel and nickeliferous iron deposits of the Vardar Zone (SE Europe) wi-th particular reference to the R•anovo-Studena Voda ore-bearing series // University “St. Cyril and Methodius”Skopje, Faculty of Mining and Geology-Stip, 1996. Special Issue No.3. P. 270"278.
3. Maksimovic Z. Types of the fossil weathering of ultramafic rocks in SE Europe Bull. LXXV. Serb. Acad.Sci. Nat. Math. Belgrade.1981. №. 21. P. 13–26.
4. Robertson H. F. Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region // Geological Society, London. Memoirs January 1. 2006. V. 32. P. 235–261.
5. Robertson A., Karamata S., Јьариж К. Overview of ophiolites and related units in the Late Palaeozoic-Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. Ophiolites and related geology of the Balkan region // The Mesozoic ophiolite belts of the northern part of the Balkan Peninsula. Lithos, 2009. V. 108. №1–4. P. 1–36.

Ю.Г. Волохин

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ ТРИАСА СИХОТЭ-АЛИНЯ

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В отложениях триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, силициты с максимальным содержанием органического углерода (0,3-8,5%) (фтаниты и глинистые фтаниты) концентрируются в позднеоленекско-среднеанизийский пачке (4-20 м) вблизи основания формации (рис. 1). Содержание углеродистых силицитов составляет 15-30, местами до 50% об. [1]. Они представляют радиоляриевые и спикулево-радиоляриевые кремни с варьирующим содержанием (50-92%) аутигенного кремнезема микропосиций и халцедон-кварцевого цемента породы, силикатной примеси, и дисперсно-рассеянного органического вещества (РОВ).

Минеральный состав. Кластогенная примесь в углеродистых силицитах представлена кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, фрагментами пород: кремней, фтанитов и алевроаргиллитов, реже, базальтоидов. В глинистой фракции доминирует аллотигенный диоктаэдрический иллит ($b=9.04E$) политипа $2M_1$, при подчиненном количестве иллита политипа $1M$ [1]. Микрозондовым анализом (JXA 8100), выявлено более 60 минералов, относящихся: к самородным элементам (Au, Ag, Cu, Fe, W, Ni и

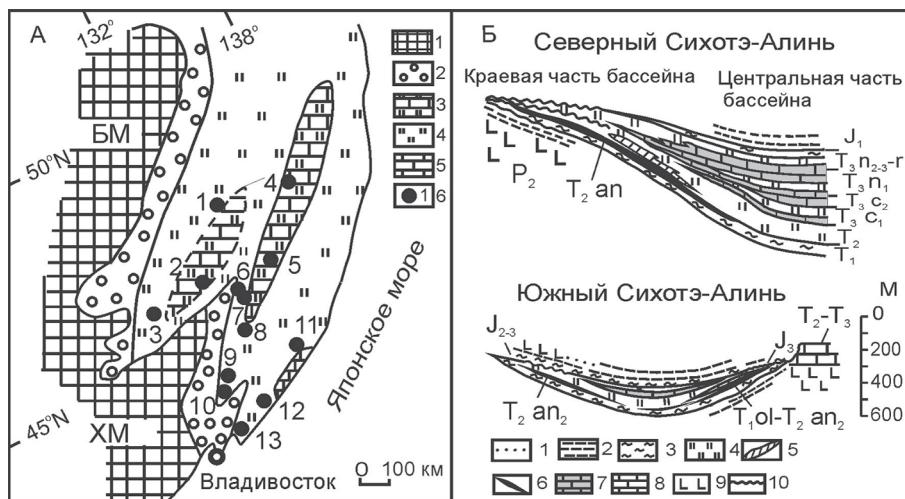


Рис.1. Выходы пачки углеродистых силицитов на схеме фаций триаса (А) и их положение в разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (Б).

А. 1 – области размыва, 2 – терригенные шельфовые отложения. Фации триасовой формации:

3 – карбонатно-кремневая, 4 – кремневая, 5 – известняковая рифовая. 6 – выходы «фтанитовой» пачки: 1 – г. Хабаровск, 2 – г. Бикин, 3 – с. Шичанг (КНР), 4 – р. Анюй, 5 – р. Дальняя, 6 – р. Магай, 7 – р. Катэн, 8 – р. Горная, 9 – р. Огородная, 10 – с. Бреевка, 11 – Дальнегорск, 12 – руч. Широкая падь, 13 – р. Корейская.
 Б. 1 – песчаники, 2 – алевроаргиллиты, 3 – глинистые кремни и кремневые аргиллиты, 4 – кремни, 5 – яшмы, 6 – фтаниты, 7 – известняки бассейновые, 8 – известняки рифовые, 9 – базальты и туфы, 10 – стратиграфические перерывы.

Se), интерметаллидам (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn , $\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.), сульфидам, арсенидам, вольфраматам, сульфатам, галоидам, йодатам, окислам и гидроокислам, карбонатам, силикатам, боросиликатам и фосфатам. В бассейне р. Уссури (р. Огородная) и р. Бол. Улитка, кроме Au, присутствуют аурикуприд, медистый палладий, Au- и Pd-содержащая медь. Среди сульфидов преобладает пирит, в т.ч. Mn-, Cu-, Zn-, и As-содержащие пириты; распространены сфалерит, галенит, халькопирит, присутствуют аргентит, пирротин, борнит, ковеллин, пентландинт, арсенопирит, антимонит, бравоит, кобальтин, глаукодот, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена, и селениды (клаусталит – PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из вольфраматов распространены шеелит, встречается вольфрамит. Наиболее распространенными сульфатами являются ярозит и барит, в отдельных разрезах встречаются целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды, установленные в углеродистых прожилках и порах, представлены сильвином, галитом и K-Na-хлоридами. В разрезе р. Корейской, глинистые фтаниты содержат йодаты вида $[\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr}]_3[\text{S}, \text{I}]_4$. Окислы представлены магнетитом, гематитом, ильменитом и рутилом (либо другими модификациями TiO_2). Гётит, гидрогётит, либо их полиморфы, распространены в реликтовых порах и в трещинах в породах. В бас. р. Бол. Улитка фтанито-кварциты содержат редкоземельные окислы (цирианит?), уранинит и окислы висмута – бисмит или силленит. Среди силикатов, наиболее распространены циркон, тюрингит и шамозит, встречаются ферросилит и сfen. В бас. р. Дальней, в глинистых фтанитах были установлены датолит и данбурит, законсервированные в кварцевом цементе пород. Фтаниты, подвергшиеся контактовому метаморфизму, также содержатся родонит и спессартин. Фосфаты представлены карбонат-фторапатитом конодонтов, монацитом и ксенотитом. Местами присутствует гояцит ($[\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd}] \text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot [\text{OH}]_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Локализация минералов в силицитах несет информацию об их происхождении. В кварцевый цемент силицитов заключены обычно устойчивые в переносе, аллотигенные минералы: монацит, рутил, циркон, ксенотит, значительная часть магнетита, апатит биогенных фрагментов и, вероятно, часть кассiterита. Законсервированный в кварцевом цементе (возникший до литификации кремневых породослоев) микрокристаллический, микроглобулярный и фрамбоидальный пирит, а также пирит, замещающий радиолярии и известковые нанофоссилии образовались на стадии диагенеза кремнистого ила. Диагенетическое происхождение также предполагается для части сфалерита и халькопирита, замещающих растительные остатки и скелетные фрагменты нанопланктонных организмов.

Более разнообразны минералы, возникшие на стадии катагенеза, уже после цементации и микробрекчирования кремневых слоев, и локализующиеся в прожилках и порах. К ним относится большинство сульфидов, барит, шеелит, интерметаллиды Cu, Zn, Ni, самородные Fe, Ni, W, Au, Pd, Cu, значительная часть оксидов и гидрооксидов железа. Источником металлов этих минералов предполагаются битумоидные фракции, содержащие их повышенные концентрации [2], и хлоридные растворы, циркулировавшие в микробрекчированных породослоях. Гидроокислы ($\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.) и сульфаты железа (ярозит), замещающие пирит и заполняющие поры выщелачивания, по-видимому, являются гипергенными.

Состав органического вещества (OB). Основные коллекторские свойства углеродистых силицитов связаны с порами и трещиноватостью (0,1-0,5 мм, редко до 2 мм),

предопределенной хрупкостью слоев кремней и фтанитов, и достигающей 7-10%. Большинство пор и трещин (80-90%) заполнены ОВ, дегритом кварца, глинистыми минералами, окислами и гидроокислами железа (гетитом и гидрогетитом). Содержание C_{opr} варьирует в пределах 0,3-8,5, в среднем, 1,06-1,09 % во фтанитах, и 2,26-2,29% – в глинистых фтанитах. Вне зон контактового метаморфизма ОВ представлено рентгеноаморфным керогеном и битумоидами [2]. Количество нейтральных и кислых битумоидов в углеродистых кремнях составляет 0,0n-0,n%, а в составе РОВ – 1,2-6,3% (максимально до 27%), что, по-видимому, представляет заниженную оценку. Содержание хлороформенного битумоида (ХБА) в углеродистых силициатах варьирует от очень низкого до повышенного, но чаще среднее – 0,015-0,044%. В групповом составе битумоидов преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). Содержание гуминовой фракции варьирует от 0% до 0,28% [2]. По данным УФ- и ИКС-спектрометрии гуминовое вещество углеродистых силициатов отличается низкой степенью окисленности, содержат хиноны, метильные, метиленовые, эфирные группировки и органические сульфиды (сульфоновые кислоты, тиофенолы и т.п.) [2, 3]. Фракционный и изотопный ($\delta^{13}C = -30,2\%$ до $-27,3\%$ PDB) составы свидетельствуют в пользу морской сапропелевой природы ОВ и преобразованности пород на стадии не выше середины мезокатагенеза в большинстве разрезов [2, 3].

Распределение металлов во фракциях РОВ. В ОВ углеродистых силициатов основная часть металлов (Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, As) концентрируется в битумоидах, а некоторые обогащают гуминовую фракцию (V, Sn, Cr и Mo) [2]. Содержания металлов в свободных спиртобензольных битумоидах достигают: Pb – 0,02%, Zn и Ni – 0,3%, а Cu – 1-3%. Не проявляют предпочтительных связей с битумоидными фракциями V, Cr, Mo и Ag. Гуминовая фракция иногда содержит аномально высокое количество Sn (до 600 г/т), а также V, Cr и Mo. Содержание Au в битумоидных фракциях достигает 40 г/т, а в керогене – 10 г/т [2]. Содержание Au повышено в спиртовых и спиртобензольных экстрактах ХБА.

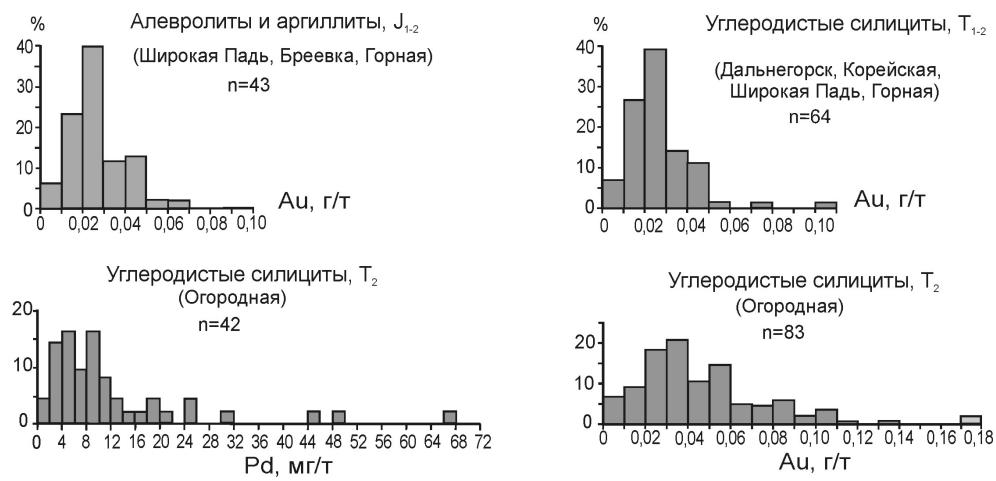


Рис. 2. Гистограммы распределения Au и Pd в углеродистых силициатах Сихотэ- Алиня.

Золото и платиноиды в углеродистых силицатах. Распределение Au в среднетриасовых углеродистых силицатах в большинстве разрезов практически не отличается от такового в нижне-среднеюрских черных алевролитах [2].

Модальные значения Au в первых и во вторых находятся в пределах 0,02-0,03 г/т. В углеродистых силицатах разреза р. Огородной (приток р. Уссури) содержание Au в 1,5 раза выше, а мода составляет 0,035 г/т. Здесь Au установлено (ICP-MS) в 50% углеродистых и 60% неуглеродистых слоев пачки. По данным пробирного анализа максимальное содержание Au в породах составляет 7,5 г/т, а по данным ICP-MS – 18 г/т. В неуглеродистых кремнях и глинистых кремнях содержание Au достигает 0,68 г/т. Значимая корреляция Au с C_{opr} и S отсутствует, но в силицатах содержащих $C_{opr} > 0,5\%$ отмечена положительная корреляция Au и C_{opr} [2, 3]. Содержание Pt и Pd во фтанитах из разреза в устье р. Огородной также повышено и достигает: Pt – 0,13 г/т, а Pd – 0,014 г/т (пробирно-атомно-абсорбционный анализ), или, 3,3 и 8,3 г/т (ICP-MS), соответственно.

В углеродистых силицатах триаса Сихотэ-Алиня золото и платиноиды находятся в различных минеральных формах [4]. С органической частью породы связаны около 70% Au, 60% Pt и 46% Pd, а около половины или менее этих металлов, находится в самородной форме или связаны с интерметаллидами. Аномально высокие содержания Au в низкоуглеродистых силицатах «фтанитовой пачки» (р. Огородная), вероятно, связаны с его перераспределением в катагенезе и переносом в битумоидных фракциях. Вторым резервом Au являлся аутигенный пирит, разложение которого в гипергенезе способствовало выделению Au в самородные частицы [4]. Содержания золота в породах «фтанитовой пачки» местами (р. Огородная, р. Корейская) достигает аномальных значений [5], приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях.

Литература

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю. Г., Иванов В. В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.
3. Volokhin Y.G, Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Kazachenko V.T., Sattarova V.V. Geochemistry and gold content of the Triassic carbonaceous cherts of the Sikhote-Alin Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge (Proc. 8th Biennial SGA Meteng). Beijing, China. Springer: 2005, v. 1, p. 187-190.
4. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Благородные металлы в углеродистых силицатах триаса Сихотэ-Алиня // ДАН, 2009. Т. 426. № 1. С. 84-89.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: «Наука», 1994. 304 с.

А.А. Гаврилов**ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДИКИ МОРФОСТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ***ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

Решение вопросов поиска, прогноза оруденения определенного генотипа и возраста, проведение металлогенического районирования на морфоструктурной основе требует исследований, направленных на выявление конкретных типов рудоконтролирующих структур, анализа факторов и механизмов эндогенного морфогенеза, истории развития рельефа и других данных, которые могут быть получены только при широком привлечении геологических и геофизических данных. Эффективность морфоструктурно-металлогенических исследований максимальна при наличии историко-генетических связей между процессами образования оруденения, рудоконтролирующих структур и форм рельефа. Чем больше разница между временем образования рудной минерализации, рудоконтролирующих структур и эндогенных форм рельефа, тем сложнее решение геолого-геоморфологическими методами задач металлогении, так как в этом случае необходимо восстановление морфоструктурного плана эпохи рудообразования и анализ его последующих трансформаций.

Переход от кларковых содержаний элементов к промышленно значимым концентрациям реализуется только в условиях мобилизации, транспортировки, дифференциации и концентрации вещества. Все эти процессы требуют больших затрат энергии недр и осуществляются только при наличии в среде необходимых энергетических потенциалов и градиентов (понятие энергии рудообразования по [1]). Подобные условия возникают как в эндогенной, так и экзогенной сферах морфо-, петро-, литогенеза и рудообразования. Поэтому формирование наиболее богатых месторождений полезных ископаемых может быть связано с переработкой и эндогенным обогащением первичных экзогенных литогеохимических аномалий, т.е. осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, имеющих повышенные содержания рудных компонентов. Многие исследователи отмечают пространственное совпадение терригенно-минералогических, геохимических и металлогенических провинций, металлогеническую специализацию структурно-формационных зон.

Рассмотрение существующих моделей эндогенного рудообразования [2, 3] показывает, что их объединяют общие представления об источниках энергии и полезных компонентов, геохимической дифференциации, миграции, агентах, формах переноса при реализации явлений тепло-массопереноса в недрах Земли. Поэтому проявления и месторождения полезных ископаемых необходимо рассматривать не только как геохимические, но и как палеоэнергетические аномалии соответствующего уровня и возраста, тесно связанные с эндогенным режимом территории и структурами, опосредующими тепло- и массоперенос между недрами и земной поверхностью [4, 5]. В этом случае главная цель морфоструктурно-металлогенического анализа – выявление и изучение энергонесущих структур земной коры и мантии, играющих определяющую роль в создании условий для образования аномальных концентраций широкого ряда химических элементов, природные соединения которых используются человечеством в качестве минерального сырья. Общая направленность морфоструктурных исследований на выявление глубинных факторов и механизмов тектоморфогенеза

требует такой формулировки **предмета** исследований, которая позволяла бы охватывать всю последовательность и целостность рельефообразующих процессов от возникновения глубинных энергетических импульсов и слабо структурированных движений масс до формирования эндогенных геоморфологических форм. Перемещения рудного вещества в недрах и на поверхности Земли представляют часть планетарного круговорота потоков энерго-массопереноса, следовательно, предметом морфоструктурно-металлогенических исследований должен служить весь комплекс моделей, связанный с изучением энерго-, магмогенерирующих систем, а также глубинных и поверхностных факторов, путей миграции, условий мобилизации и концентрации мантийных и коровых групп рудных элементов [5, 6].

С теоретических позиций **объектами** морфоструктурных исследований для целей металлогении могут быть все известные типы рудоконтролирующих и рудолокализующих дислокаций, однако и энергетическая подоплека процессов рудогенеза, и многочисленные данные изучения рудных полей и районов (работы В.А. Невского, А.А.Фролова, И.Н. Томсона, Г.И.Туговика, Г.Ф. Яковлева, И.К. Волчанской, В.В. Соловьева, В.В. Середина и др.) подтверждают тот факт, что на всех уровнях организации рудных систем (тело, зона, месторождение, поле, узел и т. д.) главная роль в создании условий для генерации и концентрации полезных компонентов принадлежит очаговым системам (эксплозивные, интрузивные и др.), их рядам и рудоконтролирующим зонам разломов.. Существование сложного комплекса факторов (структурный, энергетический, магматический, геохимический, хронологический и др.), лежащего в основе образования различных месторождений, предполагает необходимость анализа и синтеза разнородной информации, проведение междисциплинарных изысканий (геолого-геоморфологических, геолого-геофизических и др.), которые являются характерной чертой морфоструктурно-металлогенических исследований.

Реализация лишь двух принципиально возможных способов передачи энергии в пространстве – объемного и канального – лежит в основе доминирования двух основных типов энергонесущих систем и структур. В геологической среде это – формирования с радиально-концентрической инфраструктурой и элементами симметрии $\infty L_\infty C \infty P \rightarrow n L_n nP$, связанные с энергогенерирующими центрами (плюмы, магматические камеры и др.), и линейные образования с элементами симметрии $\infty L_\infty \infty P \rightarrow L_2 P$, обусловленные наличием энергетических каналов, зон (рифты, разломы, контролирующие поступление и распределение магм, терм, флюидов, газов и др.), где L – оси, а P – плоскости симметрии. Переходной является линейно-узловая форма организации подобных систем разного порядка, совмещающая черты двух основных типов и образующая ряды энергетических точек или центров (цепи вулканов, интрузий, магматических сводов, мантийных диапиров и др.) с характерными элементами трансляционной симметрии. С этих позиций, любой магмоконтролирующий разлом можно рассматривать как потенциальную линейную систему магматических центров [6]. Энергогенерирующие центры, их пространственные группировки и каналы (зоны) соответствующих параметров и рангов определяют общий силовой каркас геологической среды в пределах каждой исследуемой территории. Предлагаемая концепция структурообразующих энергетических центров и зон органично включает многие положения концепций очагового тектогенеза [7, 8], мантийных диапиров, астенолитов [9], плюмовой тектоники и горячих точек, пятен [10, 11], интрателлурических потоков,

струй – с одной стороны, и линеаментной тектоники, сквозных рудоконцентрирующих линеаментов, структурно-энергетического каркаса планеты (труды В.Х. Хобса, Г.Н. Каттерфельда, И.Н. Томсона, И.К. Волчанской, А.И. Полетаева, А.Е. Федорова и др.) – с другой. В то же время, в нее входят и компоненты теории центральных мест, используемой географами при анализе закономерностей структурирования географической среды (работы В. Кристаллера, А. Леша, А.Д. Армандя, А.Ю. Ретеюма и др.), представления об ячеистой организации географической среды, геопатогенных зонах и др.

В качестве опорных построений при морфоструктурно-металлогенических исследованиях могут быть использованы модели очаговых и разломных систем, разработанные при изучении районов современного вулканизма [12, 13] и рудообразования как на суше, так и на дне морей и океанов; структурные и геодинамические модели гранитосводового тектогенеза орогенных областей [14, 15], а также другие результаты изучения взаимосвязей структурно-вещественных следов потоков тепло-массопереноса и форм их отражения в рельфе [4, 5]. Важным достоинством использования представлений о потоках для изучения явлений эндогенного морфогенеза и рудообразования является возможность использования формализованных структурно-геометрических, структурно-вещественных, морфологических и энергетических их характеристик в очаговых системах и, соответственно, в морфоструктурах центрального типа (МЦТ). Это относится к морфологии геологических тел и тектонических дислокаций в пределах очаговых морфоструктур, оценкам пространственной однородности и анизотропии геологической среды, симметрии распределения магматических потоков и размещения месторождений полезных ископаемых, пространственной организации структурных элементов, количественному выражению площадей, объемов магматических и метаморфических пород и другим параметрам.

Для исследования морфоструктурного строения, особенностей формирования и развития рельефа орогенных областей целесообразно привлекать следующие основные методы: 1) геологическое дешифрирование аэрофото- и космоснимков разных масштабов и диапазонов спектра; 2) морфометрические оценки вертикальной, горизонтальной расчлененности, уклонов поверхности, реконструкции тектонического рельефа, базисных, вершинных поверхностей и др. [16, 17 и др.]; 3) морфографический анализ рельефа [18, 19 и др.]; 4) метод дирекционных аномалий [7]; 5) составление продольных и поперечных геолого-геоморфологических профилей горных хребтов и водораздельных узлов; 6) анализ плотности тектонической трещиноватости; 7) идентификации геологических и геоморфологических признаков следов палеопотоков тепло-массопереноса [4, 5]; 8) морфоструктурное картографирование эталонных территорий; 9) фациальный анализ, изучение структурных, стратиграфических несогласий; 10) оценка мощностей, объемов и составов геологических комплексов; 11) структурно-геометрический и генетический анализ дислокаций; 12) структурно-формационный анализ.

Предлагаемая модельно-целевая установка морфоструктурных исследований, адаптированная к решению задач металлогенеза орогенных областей, включает несколько положений. 1) Использование в качестве методологической основы представлений о взаимосвязи структуро-, породо-, рудо- и рельефообразующих потоков вещества и энергии недр, существовании универсальных форм реализации процессов тепло-массопереноса и структурирования в геологической среде. 2) Выбор в качестве главных объектов исследования энергонесущих типов морфоструктур. 3) Максималь-

но широкая исходная база данных, переход к синтезу геолого-геоморфологической, геофизической, космогеологической и другой информации в рамках морфоструктурных моделей описания рельефа на основе принципа конформности. 4) Использование формализуемых и количественных характеристик МЦТ (морфологических, структурных и вещественных признаков, следов явлений тепло-массопереноса) для оценки энергетики очаговых процессов. 5) Подход к МЦТ как системным объектам анализа, выявление элементарных очаговых форм и всего комплекса иерархических, пространственных, функциональных связей проекций магматических центров разной глубины заложения и пространственной организации с рельефом. 6) Установление пространственно-временных и иерархических соотношений категорий морфоструктурного и металлогенического видов районирования. 7). Использование положений теории симметрии для анализа закономерностей пространственного размещения оруденения в очаговых структурах и морфоструктурах (явления металлогенической асимметрии). 8). Разработка схем унифицированного описания инфраструктур СЦТ и МЦТ, проведение их паспортизации, формирование на этой основе в перспективе баз данных и аналитически обоснованных поисковых и прогнозных признаков.

Литература

1. Сафонов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1978. – 215 с.
2. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогенез и глубины Земли. – М.: Наука, 1985. – 325 с.
3. Металлогенез Дальнего Востока России / В.И. Сухов, Ю.И. Бакулин, Н.П. Лошак и др. – Хабаровск, 2000. – 217 с.
4. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. I. – Владивосток: Дальнаука, 1992. – 138 с.
5. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. II. Владивосток: Дальнаука, 1993 141- 326 с.
6. Гаврилов А.А. Основные категории морфоструктурно-металлогенического районирования // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 154-162.
7. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа // Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, М 1:10 000 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1978. – 110 с..
8. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа (новая глобальная концепция). – Владивосток, 1984. – 128 с.
9. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. – М.: Недра, 1978. – 232 с.
10. Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42-45.
11. Грачев А.Ф. Мантийные плумы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3-37.
12. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. – М.: Наука, 1979. – 219 с.
13. Василевский М.М. Структуры разрушения и прогноз рудоносности. – М.: Наука, 1982. – 152 с.
14. Байкальский мегасвод (структура,магматизм,металлогенез) / Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов, А.А. Белоголовкин и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.
15. Середин В.В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. – М.: Недра, 1987. – 181 с.
16. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов.: Изд-во Сарат. ун-та, 1975. 232 с.
17. Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС, 1999. 263 с.
18. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. – М.: Наука, 1975. – 322 с.
19. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. – М.: Наука, 1981. – 240 с.

В.Е. Глотов, Л.П. Глотова

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕРРЕЙНОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

В рамках господствующей в гидрогеологии парадигмы подземные воды формируются в природных емкостях верхней части земной коры. Различают два этажа: фундамент, в котором распространены трещинные и трещинно-жильные воды, и чехол с пластовыми, поровыми, трещинными, каверно-карстовыми коллекторами и пластовыми флюидоупорами. Внештажное положение занимают вулканогенные образования, залегающие и на осадочном чехле, и на выступах фундамента. Сверху залегает покров рыхлых четвертичных отложений. Соответственно, выделяют артезианские бассейны, состоящие из чехла и фундамента; гидрогеологические массивы, представленные образованиями фундамента; вулканогенные супербассейны; потоки грунтовых вод [6]. Как промежуточные выделяют адмассивы и адбассейны.

При таком подходе к выделению гидрогеологических структур (ГГС) геодинамическая история и особенности строения блоков литосферы, слагающих изученную территорию, остаются за пределами внимания исследователей-гидрогеологов. Следует отметить, что в последние годы были предприняты попытки увязать существующие классификации ГГС с основными понятиями тектоники плит [5]. Предложено, например, выделять ГГС платформенные и шельфовые; горноскладчатые (коллизионные внутренеконтинентальные, островодужные, окраинно-континентальные); субдукционные субаквальные; срединно-океанические субаквальные; ГГС океанических трансформных разломов с трещинно-жильными водами [4]. Тем не менее, особенности формирования подземных вод в горноскладчатых областях, прежде всего, стока, большая часть исследователей увязывает с неотектоническими субвертикальными движениями и эрозионной расчлененностью горных сооружений [5].

Цель доклада – на примере Северо-Востока России показать, что в горных районах криолитозоны не только современные тектонические подвижки, но и геодинамическая природа террейнов отражается в формировании ресурсов подземных вод в зоне активного водообмена.

Для достижения этой цели авторы использовали собственный фактический материал, а также результаты исследований предшественников, прежде всего, данные гидрологических постов Колымского территориального управления гидрометеослужбы (КУГМС).

В докладе обобщены материалы по рассматриваемой проблеме, приведены новые данные по гидрогеологии районов развития вулканогенных покровов. При этом обращено внимание на районы с весьма суровыми условиями, которые не благоприятны для формирования стока подземных вод. Такие условия в настоящее время существует в Циркумарктической мерзлотно-гидрогеологической области (ЦАО), которая включает в себя водосборные площади рек, впадающих в Восточно-Сибирское и Чукотское моря [1]. Вместе с тем, эта часть ЦАО наиболее изучена в геологическом, гидрогеологическом и геокриологическом отношении. В ее пределах на протяжении всего четвертичного периода господствовал холодный климат, приведший к формированию

криолитозоны, которая в современный период имеет сплошное распространение, в том числе и на прилегающем шельфе. Повсеместно среднегодовые температуры воздуха не поднимаются выше $-9,5^{\circ}\text{C}$, опускаясь в отдельных пунктах до $-17,1^{\circ}\text{C}$. Величина атмосферных осадков не более 500 мм, минимальные составляют 129–150 мм на побережье Восточно-Сибирского моря.

Мощность многолетнемерзлых пород (ММП) достигает 450 м на водоразделах и не более 150–180 м в широких речных долинах и в межгорных впадинах. Вне зон сквозных подрусловых и подозерных таликов регионально-трещинные воды (водоносные зоны гипергенной трещиноватости – ВЗГТ) проморожены. Традиционно, по отношению к толще ММП, подземные воды разделены на над- и подмерзлотные, взаимодействующие по системе сквозных таликов. Внутри- и межмерзлотные воды мы не рассматриваем ввиду их малой ресурсоформирующей значимости [1]. Основную роль в формировании ресурсов подземных вод играют воды зоны активного водообмена, которые включают в себя потоки надмерзлотных грунтовых подземных вод в четвертичных аллювиальных отложениях подрусловых надмерзлотных таликов (Qal), надмерзлотные воды сезонно-талого слоя (СТС) в рыхлых элювиальных, элювиально-делювиальных и делювиальных образованиях на водоразделах, склонах речных долин, речных террасах и в днищах водотоков, в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Эти потоки функционируют в теплое время года как в пределах СТС, так и в таликах. В это время питание подземных вод осуществляется за счет дождей, воды от таяния снега и льда, конденсации атмосферных водных паров. К концу летней межени (вторая половина августа-сентября) питание надмерзлотных вод резко сокращается за счет охлаждения атмосферы в ночные часы до 0°C , прекращения таяния наледей и снежников. Срабатываются статические запасы в СТС, накопленные в июне-июле. Подземные воды становятся основным источником питания рек. С началом холодного периода года после выпадения снега водоносный СТС или осушается, или интенсивно перемерзает. К концу декабря в реки поступают только воды таликов. Следовательно, сток рек криолитозоны в конце летней и в продолжении зимней межени полностью отражает обеспеченность подземными водами дренируемых ими территории. Показателем ресурсов подземных вод в это время является модуль поверхностного стока ($\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$). Изучая площадные закономерности его изменения в бассейне р. Колыма и на арктическом побережье Чукотки, мы установили, что величина модуля стока связана с геодинамической историей дренируемых террейнов [2, 3].

Результаты по наиболее представительным водотокам приведены в таблице 1.

Из приведенных данных видно, что наименьшими ресурсами пресных подземных вод обладает Иньяли-Дебинский синклиниорий, в геодинамическом отношении являющийся сложной структурой аккреционно-коллизионной природы [7]. Малыми водными ресурсами в зимнее время отличается и группа террейнов в бассейне р. Анюй. Следует добавить, что на площади Иньяли-Дебинского синклиниория и площади Анюйских террейнов за все годы не выявлено ни единого водотока с водосбором до 30 тыс. км^2 , который функционировал бы во вторую половину зимней межени. Как видно из таблицы 1, такие водотоки на площади террейнов иной природы имеются.

Наибольшие ресурсы пресных подземных вод свойственны Аян-Юряхскому субтеррейну, террейнам палеозойской пассивной континентальной окраины и Омолонскому кратону.

Таблица 1. Средние многолетние показатели ресурсов подземных вод по площадям бассейнов рек ЦАО (по материалам КУГМС)

№ п/п	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора - F, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	мин за 30-сут. зимнего стока
Иньяли-Дебинский субтеррейн					
1	Руч. Дальний, устье; F=316; 1947-1974 гг.				стока нет с XII по IV
2	Берелех, пос. Переправа; F=4980; 1956-1980 гг.	1200	8.6		стока нет с XII по IV
Аян-Юряхский субтеррейн					
3	Нерючи, 3,4 км ниже устья р. Хениканджа; F=825; 1942-1956 гг.	1180	11.2	0.2	0.053
4	Кулу, пост Кулу; F=10300; 1942-1980 гг.	1120	12.6	0.27	0.09
Омулевский и Приколымский терреины; палеозойская пассивная окраина					
5	Верина, устье руч. Холодный; F=322; 1944-1969 гг.	1090	14,4	0,5	0,174
6	Ясачная – с. Нелемное; F=32000; 1972-1988 гг.	950	471	25,6	21,8
Омолонский кратонный террейн					
7	Руч. Туфовый; F=151; 1976-1988 гг.	960	10,13	нет стока	нет стока
8	Олой; F=15700; 1975-1988 гг.	850	11,08	0,59	0,06
Ануйская группа терреинов зоны субдукции и островных дуг					
9	Нутесын; F=1020; 1959-1980 гг.	720	5,65	0,051	нет стока
10	Березовка; F=15460; 1965-1997 гг.	320	4,01	0,0025	нет стока
Чукотский террейн пассивной окраины					
11	Иультиканья; F=55,4; 1950-1988	460	11,6	нет стока	нет стока
12	Амгуэма; F=26700; 1944-1980 гг.	н.с.	6,4	0,05	0,0004

Примечание: н.с. – нет сведений.

Различия в формировании ресурсов подземных вод зоны активного водообмена, определяющих меженный речной сток в горных районах криолитозоны, мы объясняем разной интенсивностью процессов гипергенеза, прежде всего, образование глинистых частиц при гидролизе алюмосиликатов в составе пород, слагающих терреины.. Полагаем, что при межблоковых субгоризонтальных взаимодействиях (коллизиях, субдукции и т.д.) происходит деформация кристаллов горных пород, увеличивается несовершенство кристаллической решетки минералов (плахиоклазов, пироксенов и др.). По этой причине они становятся геохимически более активными, что проявляется в боль-

шом количестве тонкозернистых и глинистых частиц в коре выветривания, в водоносных трещинах. Это отражается на различиях емкостных свойств пород и их водопроницаемости.

С изложенных позиций интересны результаты изучения эфузивных покровов на площади террейнов разной геологической истории. Оказалось, что реки, питаемые подземными водами зоны активного водообмена на площадях эфузивных покровов в пределах активных континентальных окраин, имеют наименьшие значения показателей водных ресурсов. В сентябре модуль стока здесь меняется от 1,03 до 3,1 л/с·км², к началу января сток в реках практически отсутствует. Вместе с тем, на площадях эфузивных покровов в пределах Омолонского кратона модуль стока в сентябре от 3,48 до 5,29 л/с·км², поверхностный сток зафиксирован практически на многих водотоках с площадью водосбора более 300-400 км² (рр. Кубака, Мал. Авлондя и др.). Этот факт можно объяснить тем, что в эфузивных покровах значительную роль играют палингенные магматические породы. Видимо, при плавлении седиментитов их деформированное каолиновое ядро было унаследовано алюмосиликатами эфузивных толщ. Возможно, этим объясняется разная скорость протекания реакций гидролиза в приповерхностных слоях эфузивных покровов которая возрастает по мере увеличения степени деформации кристаллической решетки плагиоклазов и пироксенов.

Нам представляется, что уже на данной стадии исследования выявленный факт связи водоносности террейнов с разной их геодинамической природой может получить развития в других направлениях, например, при инженерно-геологических изысканиях, в сравнительном минералого-geoхимическом изучении террейнов и субтеррейнов, металлогении.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 12-III-A-09-196.

Литература

- Глотов В.Е. Мерзлотно-гидрогеологические области Северо-Востока Евразии // Мат-лы Всеросс. со-вещ. по подземным водам Востока России. Иркутск: ИрГТУ, 2003. С. 102–104.
- Глотов В.Е., Глотова Л.П. Особенности питания рек подземными водами на арктическом склоне Чу-котки: теоретические и практические аспекты // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 89–98.
- Глотов В.Е., Глотова Л.П. Роль террейновой тектоники в формировании подземного стока зоны активного водообмена в долинах горных рек криолитозоны // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 5. С. 93–104.
- Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли // Типизация, картографирование и вертикальные ряды гидрогеологических систем. Препринт. Вып. 3. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2002. 161 с.
- Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологические системы земного шара и подземные воды Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 6. С. 17–30.
- Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск: СО «Наука», 1980. 232 с.
- Чехов А.Д., Прусс Ю.В. Почему Иньяли-Дебинский синклиниорий является главным вместилищем колымского золота // Золото северного обрамления Пацифики: тез. докл. Междунар. горно-геол. форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 221–222.

Е.М. Голубева¹, Л.М. Кондратьева²**СОДЕРЖАНИЕ ТОКСИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ЛЬДАХ Р. АМУР**

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

Лед как компонент гидросферы, выступает промежуточным звеном в гляциогенной миграции веществ, и играет роль биогеохимического барьера между атмосферой и водой в период ледостава и фактором формирования экологической ситуации в водных экосистемах. При взаимодействии с двумя средами (водной и воздушной) он выступает мощным аккумулятором токсичных веществ [2, 4].

Криогенная метаморфизация химического состава природных вод – чрезвычайно важный процесс, происходящий в водных системах в зимний период. При образовании и таянии льдов осуществляется крупномасштабный газообмен в системе атмосфера–гидросфера–криосфера [1].

Исследование льдов позволяет установить закономерности формирования качества воды при совместном воздействии природных и антропогенных факторов в период ледостава; представить понимание современной системы нормирования сброса сточных вод в зимний период и оценивать степень риска при техногенных авариях [3].

Лед называют «архивом» химических соединений, мигрирующих в атмосфере в течение нескольких веков [5]. Вынос льдов с речным стоком определяет температурный режим и биопродуктивность Охотского и Японского морей [6]. При доминировании северо-восточных ветров токсичные вещества, поступающие в период ледостава из р. Амур, при медленной трансформации мигрируют вдоль восточного побережья Сахалина по направлению к о. Хоккайдо (Япония) [7].

Принимая во внимание сезонное изменение качества воды, становится очевидной целесообразность изучения льда как важного компонента водной экосистемы. В работе представлены материалы послойного исследования кернов льда, отобранных в марте 2006, 2011 и 2012 гг. в реках Сунгари и Амур. Исследование химического состава льда позволило оценить характер загрязнения воды токсичными элементами во время техногенной аварии, их миграцию и аккумуляцию в разные периоды формирования ледового покрова.

Аккумуляция токсичных элементов во льдах рек Сунгари и Амур

В результате аварии в 2005 г. на химическом заводе в г. Цзилинь (КНР) в воды р. Сунгари (правый приток р. Амур) поступило порядка 100 т нитробензола. Вместе с загрязнением органическими соединениями после аварии ожидалось многокомпонентное загрязнение экосистем рек Сунгари и Амур тяжелыми металлами и токсичными элементами.

Проведенные исследования показали, что содержание ТЭ во льдах р. Сунгари существенно изменилось на всем протяжении от г. Цзямысы до г. Тунцзян. Это свидетельствует о непостоянстве качества воды в период формирования льда. Самый загрязненный лед был выявлен в районе г. Харбин, особенно по содержанию кадмия. Его высокие концентрации были зарегистрированы у левого берега в слое 20 – 40 см (7,381 мкг/л) и у правого берега в слое 40 – 60 см (7,592 мкг/л). Однако следует учесть, что во время прохождения загрязненных водных масс у г. Харбин ледовое покрытие на реке

отсутствовало. Поэтому можно предположить, что загрязнение р. Сунгари этим элементом не связано с аварией в г. Цзилинь. Лед начал формироваться на ниже расположенных участках между городами Цзямысы и Тунцзян. Содержание токсичных элементов во льдах, отобранных в низовье р. Сунгари было очень близким к их содержанию в воде р. Сунгари в момент прохождения загрязненных водных масс у г. Мулань (1 декабря 2005 г.). Можно отметить, что суммарное содержание металлов в загрязненных водных массах было более чем в 200 раз выше их содержания в поверхностных и придонных слоях в р. Амур, отобранных выше устья р. Сунгари.

Превышение ПДК по ртути было отмечено у левого берега в следующих слоях льда: 60 – 80 см выше г. Цзямысы (5 ПДК) и 20 – 40 см выше г. Харбин (4 ПДК).

Анализ керна льда, отобранного в р. Амур в районе с. Нижнеспасское показал неравномерное распределение токсичных элементов по слоям. Это также может свидетельствовать об изменяющемся качестве воды р. Амур во время формирования ледового покрова.

В период прохождения загрязненных водных масс, поступивших со стоком р. Сунгари, толщина льда в р. Амур составляла 40 – 50 см. Поэтому аккумуляция токсичных веществ, в том числе тяжелых металлов происходила при формировании нижних слоев ледового покрова. Особенно это прослеживается для таких элементов как медь, свинец и кадмий. По сравнению с пробами воды, отобранными у правого берега в районе с. Нижнеспасское концентрация этих элементов увеличивалась в разных слоях льда. В слоях льда 30 – 40 см было установлено превышение содержания меди и свинца в 4 и 30 раз соответственно, а в слое 10 – 20 см зафиксировано увеличение концентрации кадмия в 10 раз, по сравнению с содержанием этих элементов в воде.

Однако, учитывая выше сказанное о толщине льда в р. Амур, эти концентрации не были связаны с техногенной аварией.

Максимальная концентрация ртути составляла 0,038 мкг/л в слое льда 20 – 30 см, что было приблизительно в 6,8 раз меньше содержания ее в воде, во время прохождения загрязнения. Похожая тенденция установлена для мышьяка. Максимальное содержание этого элемента составило 0,702 мкг/л в верхнем 10 см слое керна льда, что было почти в два раза ниже его концентрации в воде во время прохождения загрязненных водных масс.

Исследование ледового покрова позволяет оценить глобальное, региональное и локальное влияние загрязнения поверхности гидросферы на биоту в целом, включая человека; установить закономерности формирования качества воды при совместном воздействии природных и антропогенных факторов в период ледостава; представить естественнонаучное обоснование современной системы нормирования сброса с точных вод в зимний период и оценить степень риска при техногенных авариях.

Исследование содержания токсичных элементов во льдах р. Амур в 2011–2012 гг.

В марте 2011 были отобраны кернов льда в основном течении р. Амур, вдоль правого берега около г. Хабаровск и его главных притоках (Амурская и Пемзенская). Самые высокие концентрации кадмия (0,269 мкг/л), мышьяка (3,218 мкг/л) и свинца (13,841 мкг/л) были обнаружены в верхнем слое льда, отобранным в основном течении р. Амур (рис. 1). В то же время в нижних слоях льда установлены высокие концентрации цинка (70,3 мкг/л) и меди (25,473 мкг/л). Загрязнение верхних и нижних слоев

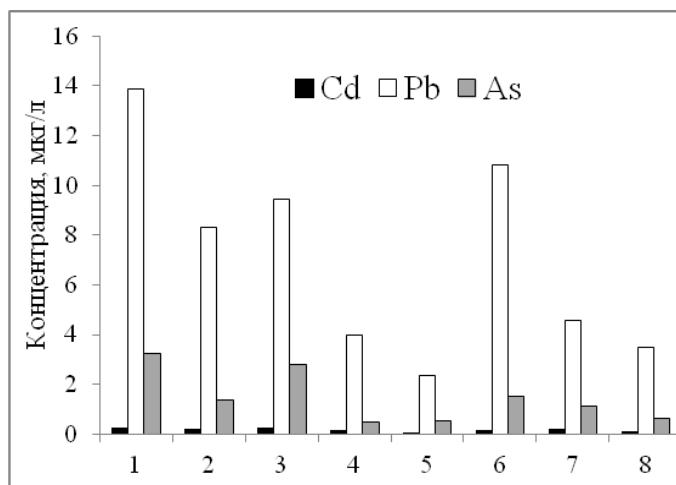


Рис. 1. Содержание тяжелых металлов во льду р. Амур (март, 2011 г.) вдоль правого берега у г. Хабаровск: нечетные – верхние слои льда; четные – нижние слои льда.

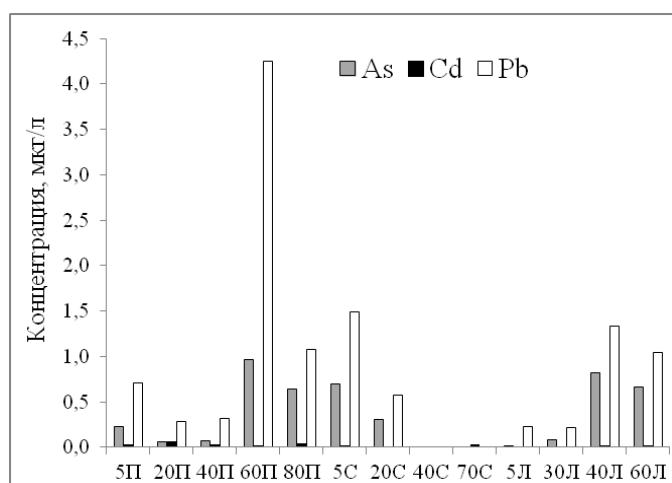


Рис. 2. Содержание тяжелых металлов во льду р. Амур (март, 2012 г.). Цифры – слои керна; П – правый берег; С – середина реки; Л – левый берег.

льда ртутью значительно различалось. Содержание этого элемента в верхнем слое не было значительным и было близко к ПДК (0,468 мкг/л). Вниз по течению отмечено снижение содержания ртути в 16 раз.

Дальнейшие исследования в марте 2012 г. показали снижение содержания Cd, Pb и As в 4, 3 и 15 раз соответственно в верхних слоях льда в основном течении р. Амур (рис. 2). Наибольшая концентрация ртути была в верхнем слое льда и составляла 0,13 мкг/л. В 2012 г. содержание ртути в нижних слоях льда снизилось в 11 раз по сравнению с ее содержанием в 2011 г.

Однако содержание Hg в верхних слоях льда возросло в 3 раза, в Амурской протоке и в 5 в Пемзенской протоке.

Таким образом, исследования показали, что содержание ТМ во льду значительно изменяется по годам. Максимальные концентрации Hg, Cd, Pb установлены во льдах, отобранных в 2006, 2011 и 2012 гг. вблизи правого берега в зоне влияния р. Сунгари. Это зависит от различных уровней антропогенного влияния на водные объекты в течение периода ледостава и сброса сточных вод. Анализ содержания тяжелых металлов в различных слоях льда позволяет выявить экстремальные ситуации при отсутствии экологического мониторинга в зимний период.

Принимая во внимание зависимость миграции ТМ от наличия в водной среде органических веществ, можно предполагать, что во льдах в зимнее время происходит переход токсичных элементов в восстановленное состояние. Эти процессы ведут к накоплению свободных ионов токсичных металлов и элементов в подледной воде. Эти процессы выступают экологическим фактором, влияющим на бентосные организмы, которые в зимнее время отличаются низкой активностью.

Литература

1. Иванов А.В. Гляциогенный круговорот веществ. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН. 1993. 94 с.
2. Кондратьева Л.М. Лед как компонент мониторинга загрязнения поверхностных вод // Измерения, моделирование и информационные системы как средства снижения загрязнений на городском и региональном уровне. ENVIRONIS – 2002. Тр. междунар. конф.: Т. 1. Россия: Томск, 2002. С. 174–179.
3. Кондратьева Л.М. Геоэкологические исследования речного льда // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 6. С. 511 – 520.
4. Немировская И.А. Углеводороды во внешних сферах Мирового океана // Новые идеи в океанологии. Т.1. М.: Наука, 2004. С. 190–236.
5. Matoba S., Sasaki H., Shiraiwa T. Iron flux over the subarctic pacific estimated by an ice-core record from Mount Wrangell, Alaska // Report on Amur – Okhotsk Projekt: Research Institute for Humanity and Nature/ Ed. bay T. Shiraiwa. September 2008. № 5. P. 183–187.
6. Mitsudera H., Matsuda J., Nakamura T., Uchimoto K., Shamov V. Wind- and buoyancy-driven intermediate layer circulation in the Sea of Okhotsk // Report on Amur – Okhotsk Projekt: Research Institute for Humanity and Nature/ Ed. bay T. Shiraiwa. September. 2008. № 5. P. 189–198.
7. Ohshima K. I., Simizu D. Particle tracking experiment on model of the Okhotsk sea: spreading of the Amur origin water // Report on Amur – Okhotsk Projekt: Research Institute for Humanity and Nature/ Ed. bay T. Shiraiwa. February 2007. № 4. P. 7–13.

**Н.А. Горячев¹, А.С. Вах², А.М. Спиридовон³, В.И. Гвоздев²,
А.Е. Будяк³**

**МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС И СВЯЗАННОЕ С НИМ ЗОЛОТОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ.**

¹*ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

²*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

³*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

Под Монголо-Охотским орогенным поясом (МОП) авторами понимаются структуры, включающиеся в состав одноименного складчатого пояса (Парфенов и др., 1999), а также прилегающие деформированные окраины Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Аргунского (Амурского, Монголо-Амурского) супертеррейна. Структурный каркас этого пояса составляют разломы первого порядка, или системы разломов (Амантов и др., 1986), среди которых нами выделены три основных: (1) Становая (или Южно-Якутская) и ее западное продолжение Уда-Витимская, формирующие северо-северо-западный фланг МОП; (2) собственно Монголо-Охотская со всеми своими ветвями в монгольской и верхнеамурской частях – осевая часть МОП и (3) Керулено-Аргунская (или Верхне-Амурская) – юго-юго-восточный фланг МОП. Эти сопряженные системы генерального северо-восточного простирания (в современных координатах) возникли в результате взаимодействия Сибирского кратона с Аргунским супертеррейном в мезозое (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999, 2003). Для них характерна устойчивая левосдвиговая кинематика, обусловленная, как показывают современные палеомагнитные данные (Тимофеев и др., 2011; Метелкин и др., 2004, 2007), разворотом Сибирского кратона по часовой стрелке. Этот разворот происходил в течение всего мезозоя, а, возможно, и начиная с позднего палеозоя, одновременно с движением на этом фоне к северу (в современных координатах) Аргунского супертеррейна. Такое взаимодействие крупных тектонических структур и привело к формированию Монголо-Охотского орогенного пояса трансформной природы (или границ скольжения плит) (Ханчук, 2006).

Главной особенностью МОП является скольжение в северо-восточном направлении времени проявления орогенических движений, магматизма, метаморфизма и рудообразования от позднего триаса – ранней юры Хентейской части (западный сектор МОП) до поздней юры – раннего мела в Верхнем Приамурье (восточный сектор). На этом фоне проявляются и другие специфические черты, а именно: (1) широкое распространение мезозойских интрузивных комплексов щелочно-земельного и щелочного ряда; (2) развитие позднемезозойских гранитно-метаморфических куполов и линейных приразломных зон метаморфизма зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации по всему протяжению пояса; (3) существование металлогенической зональности, выразившейся в локализации олово-редкометалльного оруденения только в центральной части МОП (Восточный Хентей – Даурия), при распространении золотой минерализации в ассоциации с молибденовой, вдоль всего протяжения пояса.

Для МОП характерно разнообразное золотое оруденение, контролирующееся зонами основных продольных и диагональных разломов с локальной позицией в оперяющих структурах. Структурно оно, как и редкометалльное, сформировано в сдвиговых условиях (Ершов и др., 1988; Шевчук, 1988). В распределении разных типов золотой минерализации в пределах МОП наблюдается как продольная, так и поперечная зональность.

Продольная зональность выражена в распространении мезотермальных орогенных месторождений золото-кварцевых и золото-сульфидно-прожилковых руд в западном (Бороо, Гаатсуурт, Любовь) и восточном (Токур, Токоланское и др.) секторах пояса, где максимально были проявлены коллизионные события. В то же время, его центральная часть характеризуется преобладанием мезотермальных орогенных месторождений комплексных золото-мышьяковых и золото-висмутовых руд (Дарасун, Средне-Голготайское, Амурская дайка, Березитовое и пр.), наряду с типично золото-висмутовыми или золото-редкометалльными (Ключи, Кировское, Ушумунское и пр.) или золото-кварцевыми (Казаковское). Данный ареал совпадает с участком максимального пережима структур МОП и максимального проявления сдвигов, вплоть до формирования знаменитой забайкальской сигмоиды, т.е. такие комплексные месторождения формировались в условиях глубинного трансформного сдвига. Кстати, в этом же секторе пояса наблюдаются и золотоносные зоны смятия с золото-мышьяк-углеродистым типом оруденения (Гладков, 2007) и «нетрадиционные» месторождения (Погромное). Вероятно, этим же можно объяснить и максимальное совпадение близкоодновозрастных ареалов распространения орогенных золотых руд и специфического латитового магматизма.

Поперечная зональность выражается в смене по направлению с севера на юг золото-теллуридной эпитетермальной минерализацией (Куранах, Лебединое – Алданский щит) мезотермальным золотым оруденением в осевой части пояса (Березитовое, Кировское и др.) и затем опять эпитетермальным оруденением на южном фланге МОП (Покровское – Аргунский супертеррейн). Аналогичная смена характерна для центрального и для западного сегментов пояса, где на Аргунском фланге также известно эпитетермальное оруденение (Балей-Тасеевское, Дуч Гол), равно как и на западе Алданского шита в Пристановой зоне (Надвиговая площадь, Таборное – Седенко, 2001). Признаки эпитетермального оруденения известны и в зоне Уда-Витимского разлома (Гильберинское, Торымское, Петропавловское рудопроявления – Золото Бурятии, 2000).

Относительно небольшой разрыв во времени между формированием типично орогенных и эпитетермальных месторождений золота, приуроченность последних к грабенообразным приразломным впадинам, позволяют предполагать их формирование в условиях действия глубинных сдвигов в завершающую фазу тектогенеза трансформного типа (подобно кайнозойской ситуации плато Колорадо).

В северо-восточном направлении возраст золотой минерализации изменяется от 190–170 млн лет в западном сегменте (Cluer et al., 2005), через 165–155 млн лет в центральном сегменте (Борисенко и др., 2010) до 135–125 млн лет в восточном (Вах и др., 2013; Сорокин и др., 2009; Степанов и др., 2008). Любопытно, что возраст эпитетермальной минерализации также меняется в этом направлении от 150 млн лет для Балея (Борисенко и др., 2010) до 122 млн лет для Покровского (Сорокин и

др., 2011), оставаясь все же немного моложе чем мезотермальное оруденение. Связи золотого оруденения с магматизмом максимально проявлены в центральном секторе (Спиридовон и др., 2006), где одним из золотоносных комплексов является амуджикано-средненский комплекс крупно-порфировых малых интрузий, прослеживающийся на восток до Березитового месторождения. Для западного и восточного секторов такая связь нами предполагается, но неочевидна.

Таким образом, при формировании Монголо-Охотского орогенного пояса, в единых структурах возникли месторождения золота разных минералого-геохимических типов. Определяющим фактором их появления являлись преобладающие в западном и восточном секторах МОП коллизионные, а в центральном секторе и на флангах – трансформные геодинамические обстановки, что нашло отражение в минералого-геохимических особенностях золотой минерализации (Горячев, 2010).

Исследования выполнены в рамках Интеграционного проекта ДВО-СО РАН 12-II-08-СО-030.

**В.А. Гурьянов, В.С. Приходько, А.Н. Пересторонин, Л.Л. Петухова,
А.Ю. Песков, А.В. Косынкин**

**ПЛАТИНОНОСНОСТЬ НИКЕЛЕНОСНЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ
ПРИСТАНОВОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На юго-востоке Сибирской платформы в процессе изучения древних глубокометаморфизованных комплексов многими исследователями отмечалось присутствие маломощных будинированных линз и пластин мафит-ультрамафитовых пород, а также массивов габбро и ультрабазитов среди древних гранулитовых комплексов, указывавшее на наличие пластиообразных тел и даек амфиболизированных габброидов и пироксенитов в разрезах разных серий архейского возраста. Описывались они обычно в составе свит, метаморфических комплексов и часто трактовались как изначально вулканические или осадочные. Во многих из них, несущих сульфидную минерализацию, были установлены повышенные содержания никеля, меди, кобальта, платиноидов и золота. Все разнообразие подобных тел мафитов и ультрамафитов сосредоточено вдоль относительно узкой полосы, протягивающейся в субширотном направлении от Кодаро-Уданского перикратонного прогиба на западе до побережья Охотского моря на востоке. Пространственно они расположены в пределах Пристанового коллизионного пояса (зоны). Этот коллизионный пояс объединяет две крупные тектонические области: Алданскую гранулито-гнейсовую и Становую гранит-зеленокаменную [2]. В его строении принимают участие гранито-гнейсы, среди которых блоки архейских мафических пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и разные по составу магматические породы, эклогиты. Одна из характерных особенностей этого пояса – присутствие анортозитов, которые в виде пластин и пластиообразных тел полого погружаются в северном направлении к центру Сибирской платформы. Их контакты с вмещающими породами тектонические. Поясу свойственны интенсивные поясовые гравитационные и магнитные аномалии. Выявлено, что в целом для него характерно шарьяжно-надвиговое строение. Но этот тектонический стиль часто нарушается последующими тектоническими движениями вдоль пологих сдвигов. Возраст коллизионных процессов, спаявших Становую и Алданскую области, оценивается большинством исследователей около 1.9 млрд лет [2]. На востоке Пристановой пояс пересекается образованиями улканской вулкано-плутонической ассоциации с возрастом 1.77–1.70 млрд лет, ограничивая, таким образом, время его становления.

Все известные в мире крупные месторождения шести глобальных возрастных никеленосных эпох сопряжены, как правило, с зонами континентального рифтогенеза [3]. В таких зонах появляются своеобразные интрузии мафит-ультрамафитового глубинного (мантийного) магматизма, который является поставщиком сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд. Как и установлено в последние десятилетия, такие континентальные рифтовые структуры присутствуют и в Пристановой коллизионной зоне. С зеленокаменными трогами, поясами и их фрагментами здесь ассоциируются ареалы и скопления тел никеленосных мафит-ультрамафитов. На картах гравитационного поля эти скопления и ареалы характеризуются наиболее высокими значениями по сравнению с более низким полем гранулитов Пристанового пояса. Всего в пределах

этой коллизионной зоны известно около 20 областей скоплений древнейших мафит-ультрамафитовых ассоциаций подобного рода, которые обособляются в три формационных типа: верлит-клинопироксенит-габбровый (Бурпалинский), габбронорит-вебстерит-гарцбургитовый (Сутамский), габбронорит-вебстерит-лерцолитовый (Кун-Маньенский) [1, 4]. Кроме того, на ее флангах присутствуют массивы и мелкие тела базитов пироксенит-габбро-анортозитовой формационной принадлежности [5].

На западном фланге Пристановой коллизионной зоны среди ряда известных ультрамафит-мафитовых массивов (Чинейский, Луктурский и др.), приуроченных к рифтогенным структурам Кодаро-Удоканского перикратонного прогиба, минерализация МПГ установлена пока лишь в Чинейском массиве [5]. Fe-Ti-V руды его характеризуются высокими содержаниями Ti и V, а суммарные концентрации в них платины и палладия не превышают 2 г/т. Сульфидная минерализация установлена во всех породах массива, но наиболее высокие содержания сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит) характерны для нижнего его контакта с песчаниками удоканской серии, где суммарные содержания Pt и Pd в рудах достигают 20 г/т. В рудах установлены титаномагнетит, магнетит, ильменит, кубанит, кобальтин, никелин, виоларит и минералы МПГ (котульскит, майгенерит, палладоарсенид, паоловит, сперрилит, садберийит и др.). Ar/Ar возраст для биотитов Чинейского и Луктурского массивов – 1880 ± 16 и 1890 ± 5 млн лет соответственно (данные Н.Д. Толстых и др., 2008), а U-Pb возраст (по цирконам) прорывающих их постколлизионных гранитов кодарского комплекса – $1876 \pm 2 - 1873 \pm 2,5$ млн лет (данные А.Н. Ларин и др., 2000) [5].

К массивам верлит-клинопироксенит-габбрового формационного типа относятся Бурпалинский, Авгенткурский, Холодниканский, Тангракский, Джеландинский, Дауркачанский и Ундытканский [1]. Для них свойственны крупные размеры, преобладание пород основного состава и сопутствующая сульфидная платиноидно-медно-никелевая минерализация. Характерным представителем массивов этого типа является Бурпалинский, где известно одноименное месторождение платиноидно-медно-никелевых руд. В богатых сульфидных рудах средние содержания Ni – 0.7%, Cu – 0.06%, Co – 0.04%; концентрации платиноидов варьируются от 0.1 до 2.19 г/т, редко до 7.83 г/т. Среди платиноидов определены Pt, Pd, Ru, Rh. Платиноносность вышеупомянутых массивов обосновывается также присутствием в золотоносных россыпях сперрилита, поликсена, ферроплатины, соединений из группы рустенбургита – атакита с содержаниями Pt (58%) и палладия (28%), арсенидов платины, бреггита и лаурита.

Сутамская область скопления мафит-ультрамафитов находится в центральной части Пристановой коллизионной зоны, занимая водораздел рек Сутам и Гонам. Ультрамафитовые тела имеют линзовидную форму и залегают согласно гнейсовидности вмещающих архейских толщ. Мощность их колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров, протяженность – до нескольких сотен метров. В составе сутамских массивов доминируют гарцбургиты и дуниты, редки – лерцолиты, пироксениты и габбронориты. Для этой ассоциации характерна вкрашенная хромит-магнетитовая минерализация. В массивах также наблюдается прожилково-вкрашенная сульфидная Cu-Ni минерализация, в протолочках и шлихах из аллювия ручьев отмечены спиррилит, осмистый иридий и самородная платина.

На границе Амурской области, Хабаровского края и республики Саха (Якутия) в бассейне рек Кун-Манье и Мая выделен по результатам поисковых работ последнего десятилетия Кун-Маньенский медно-никелевый с платиноидами рудный район [4]. В

его пределах откартировано около 10 линейно вытянутых в северо-западном направлении ареалов малых интрузий мафит-ультрамафитов габбронорит-вебстерит-лерцолитовой формационной принадлежности. В структурном отношении эти ареалы ассоциируются с Майской зоной шовных дислокаций, заложившейся на границе разнородных блоков кристаллического фундамента и являющейся по своему строению зеленокаменной троговой (рифтогенной) структурой. Никеленосные мафит-ультрамафиты отнесены к кун-маньенскому комплексу; в его составе доминируют роговообманковые, плагиоклазовые и оливиновые вебстериты, реже встречаются лерцолиты и габбронориты. Возраст этих пород: Sm-Nd изохронный – 1812 ± 66 и 1960 ± 160 млн лет, U-Pb цирконов из рудных тел – 1690–1700 млн лет (данные В.А. Гурьянов и др., 2012). Наиболее перспективным на платиноидное медно-никелевое оруденение является Курумканское рудное поле протяженностью 31 км при ширине 1–3 км. В его пределах располагаются два крупных месторождения Кун-Маньё и Малый Курумкан и около 10rudopроявлений. Мафит-ультрамафиты образуют полого наклонные на северо-восток пластиобразные и линзовидные тела мощностью от 1 до 80 м и протяженностью от 150 до 3000 м, редко крутонаклонные жилы и дайки. Основные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит, пирит. Средние содержания полезных компонентов в рудах Курумканского рудного поля (в %): Ni от 0.46 до 1.43, Cu от 0.13 до 0.73, Co от 0.006 до 0.14, Pt и Pd до 1.5 г/т; максимальные содержания в сплошных и брекчиях рудах (%) – Ni до 18.47, Cu до 1.1, Co до 0.64, Pt и Pd до 12.78 г/т. В целом для руд характерно присутствие (в г/т) Au до 1.3, Ru до 0.15, Rh до 0.08 и Ir до 1.16.

На юге Геранского габбро-анортозитового массива выходы небольших многочисленных тел мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (Кэндээ, Богидэ, Колболок, Ампардак и др.) развиты в приконтактовой части анортозитов с архейскими метаморфитами и метагабброидами. Связанная с ними сульфидная минерализация представлена вкрашенными, массивными и брекчиями пирротин-халькопирит-пирит-пентландитовыми рудами. Содержания Ni, Cu и Co в них соответственно варьируются в пределах (в %): 0.52–0.97, 0.29–1.57, 0.095–0.24; концентрации Pt и Pd достигают – 0.2–0.4 г/т.

На восточном фланге Пристановой коллизионной зоны в северо-восточной части Лантарского габбро-анортозитового массива встречаются небольшие тела плагиопериодитов, оливиновых пироксенитов и других разновидностей мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (Няндоми, Авланджинское, Одоринское и др.). Здесь выявлены вкрашенные, прожилково-вкрашенные и массивные пирротин-халькопирит-пентландитовые типы руд. Содержания полезных компонентов в массивных рудах (в %): Ni – 0.31–0.95, Cu – 0.1–1.2, Co – 0.07–0.24, Pt – 0.02–2.1 г/т, Pd – 0.02–8.1 г/т, Rh до 0.85 г/т, Ir до 0.48 г/т. Наиболее богатые руды установлены на месторождении Няндоми, где сумма МПГ составляет в среднем 3.68–4.35 г/т (зона Пирротиновая).

В заключении необходимо отметить, что все выявленные в Пристановой коллизионной зоне тела мафит-ультрамафитов несут сульфидную минерализацию и сопровождаются характерными литогеохимическими ореолами и потоками Ni, Cu, Co, Cr, Pt, Pd, V. Эта территория относится к числу наиболее перспективных регионов России для поисков месторождений МПГ, Ni, Cu и Co. Вышеприведенные данные и открытие крупных месторождений Cu-Ni с платиноидами руд (Кун-Маньё, Малый Курумкан) и новых рудных объектов Ni, Cu, Pt и Pd в различных рудно-формационных комплексах палеопротерозойского возраста позволили впервые выделить территорию Пристано-

вой зоны в ранге самостоятельного металлогенического подразделения – Северостановой платиноносной и медь-cobальт-никеленоносной провинции, пояса протяженностью около 1300 км.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-000882, 12-05-98541 р–восток–а), интеграционного проекта ДВО РАН № 12-11-0-08-025 и программы ОНЗ РАН №2 «Хром-платиновые и ЭПГ-медно-никелевые сульфидные месторождения восточного края Восточно-Сибирской металлогенической провинции: возрастные рубежи, условия образования, эволюция рудно-магматических систем, оценка перспектив».

Литература

1. Габышев В.Д. Перспективы платинометалльного оруденения в расслоенных массивах и комплексах юга Якутии в связи с новыми геолого-экономическими условиями / Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха в современных условиях: материалы республик. научн.-произв. геол. конф. Якутск: Госкомгеологии РС (Я), 2002. С. 80–86.
2. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно- geoхимических данных // Геотектоника, 2008, №1, с. 12–26.
3. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПБГУ, 2003, 487 с.
4. Пересторонин А.Н., Гурьянов В.А., Приходько В.С. и др. Палеопротерозойские мафит-ультрамафиты Кун-Маньенского района и их рудоносность (Джугджуро-Становая зона) // Региональные проблемы, 2011, т. 14, №1, с. 17–21.
5. Поляков Г.В., Изох Д.Э. О перспективах расширения докембрийской платиноносной провинции на юге Сибирской платформы / Платина России. Сб. научн. тр. Т. VII, Красноярск. 2011. С. 264–274.

С.В. Дюжев

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ФЛАНГАХ ПОКРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПРИАМУРЬЕ)

*ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск
Научно-производственная геологическая фирма "Регис", г. Благовещенск*

Геолого-структурная позиция Покровского рудного поля, составной частью которого является участок Покровка-II, определяется его расположением в пределах наиболее тектонически нарушенной части Сергеевского массива гранитоидов, обнажающегося в краевой части одноименного блока Агорта-Улагачинского вулкано-тектонического грабена. Месторождение приурочено к области пересечения региональных разломов различной ориентировки. На сопряжении северо-западной Сергеевской и северо-восточной Рудной (Покровской) сдвиговых зон, ограничивающих с юго-востока плитообразный гранитоидный массив расположена вулканоструктура центрального типа (Покровский палеовулкан), сформировавшаяся в позднемеловое время. Основные участки месторождения, вмещающие промышленное оруденение (Покровка-I, -II, -III), расположены секторами в непосредственной близости от некка одноименного палеовулкана среди позднеюрско-раннемеловых гранитоидов и нижнемеловых эфузивно-пирокластических накоплений умеренно-кислого состава.

Геологические образования площади принадлежат трем структурным этажам, структурно-вещественные комплексы, которых различаются по возрасту, составу и степени деформированности пород.

Среднеюрский структурно-вещественный комплекс Ушумунского остаточно-геосинклинального прогиба, представлен глинисто-полимиктово-песчаными толщами, смятыми в брахиформные куполовидные поднятия и мульдообразные синклинали и подчиненные линейные складки общей близширотной – северо-восточной ориентировки. В центральной части поднятий часто локализуются интрузивные тела верхнеамурского комплекса. Фрагментом крупной положительной структуры субширотного простириания является Сергеевское поднятие, занимающее западную половину площади и выполненное гранитоидами одноименного массива. Наличие мульдообразной синклинали предполагается в восточной части под нижнемеловыми вулканитами. Углы наклона крыльев складок варьируют от 10–30° до 40–45°.

Нижнемеловой структурно-вещественный комплекс объединяет вулканические образования, слагающие крупную Улунгинскую вулканотектоническую депрессию центрального типа и ряд, входящих в нее линейных прогибов-грабенов (Агорта-Улагачинский, Тыгдинский и др.), а так же нижнемеловые фангломераты – обломочные породы, слагающие особый ярус комплекса.

Кайнозойский структурно-вещественный комплекс сложен горизонтально залегающими песчано-глинистыми, глинисто-песчаными отложениями озерно-болотно-речного происхождения. Ими выполнены, как правило, унаследованные отрицательные структуры типа грабеноподобных и кальдерообразных впадин мелового возраста, террасы древних водотоков и современные водоразделы.

Золотое оруденение представлено двумя типами – оруденение в породах фундамента и оруденение в фангломератах.

Важную роль в геологическом строении района играет дизъюнктивная тектоника. Наиболее древние основные блокоограничивающие разломы СВ и СЗ простирания контролируют и трассируют границы вулканоструктур и Сергеевского гранитоидного массива.

Вблизи Покровского месторождения они сопровождаются полями дайковых пород и интрузиями субвулканических дацитов.

Поствулканические разрывные структуры выделяются в районе наиболее четко, так как не затушеваны вулканогенными отложениями. В этой группе преобладают северо-восточные и северо-западные разломы. Менее выражены близширотные и близмеридиональные нарушения.

Характерной чертой геологического строения рудного поля, как и всего Приамурья, является широкое распространение надвиговых структур [1]. Движение тектонических покровов сопровождалось формированием в их фронтальных зонах многочисленных более мелких тектонических чешуй. Швы надвигов мощностью от десятков сантиметров до первых метров представлены тектоническими глинами трения, милонитами и меланжем. Обычно швы сопровождаются гораздо более мощными (до 10–30 м) пологими зонами катаклазитов, тектонических брекчий, будинажа, смятия, рассланцевания и повышенной трещиноватости. Именно пологие зоны динамокластитов, образовавшиеся при длительной эволюции сдвиговых зон [3], послужили плоскостями внедрения для силлов Керакского комплекса (в т. ч. для «Основного» силла), что привело в итоге к формированию инъективных рудовмещающих структур на Покровском месторождении и его флангах. Обилие надвигов, их долгоживущий характер, обусловили широкое распространение продуктов динамометаморфизма. Этими процессами широко затронуты все породы, участвующие в геологическом строении рудного поля. Полевыми наблюдениями в керне и канавах установлено, что практически все границы структурных этажей и контакты субвулканических тел сопровождаются пологими, нередко минерализованными тектоническими зонами. Внутри Сергеевского массива субгоризонтальный вектор движения гранитных пластин сформировал пологую тектоническую зону, позднее заполненную дацитовой магмой «Основного» силла. Последующие горизонтальные подвижки, проявленные, в основном, над силлом, предопределили положение мощных кварцевых линз, сопровождаемых штокверковыми зонами прожилково-сетчатого окварцевания. Продолжались они и на пострудном этапе, что подтверждается смещениями рудных тел, зафиксированными в карьерах Покровского месторождения, наличием многочисленных полихронных брекчий и обломков кварца в шовных зонах, частыми микросмещениями прожилков в керне, присутствием в фангломератах сколовых трещин и маломощных швов тектонических глин. Последнее обстоятельство указывает на достаточно высокую тектоническую активность территории на поствулканическом этапе геологического развития. Формирование фангломератов происходило в пределах обширного аллохтона, при этом первоначальная монолитность пород фундамента в бортах впадин так или иначе была существенно нарушена, как вертикальными сбросо-сдвигами грабенов, так и надвиговыми структурами, что способствовало активному формированию отложений тектонических обвалов, а затем и конусов выноса.

Все разрывные нарушения относительно возраста рудообразования можно разделить на до-, син- и пострудные. Дорудный возраст нарушений обосновывается при-

уроченностью к ним интрузивных и субвулканических тел и изменением их морфологии, отсутствием золотосодержащих интервалов в слагающих их тектонитах.

Унаследованный характер тектонических движений этапа рудообразования обусловил исключительно широкое проявление внутрирудных нарушений, что доказывается наличием полихронных брекчий, взаимопересечениями кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-гематитовых, кварц-сульфидных и др. прожилков, слагаемых разновозрастными минеральными ассоциациями. В отдельных рудных телах или их протяженных интервалах зоны брекчий играют определяющую роль.

Пострудные движения устанавливаются по смещению прожилковых зон и наличию обломков жильных образований в зонах дробления и катаклаза. Амплитуда перемещения крыльев таких нарушений от первых сантиметров, что видно при документации керна, до десятков метров в зонах надвигов. Крупные смеcстители представляют собой мощные (до нескольких метров) зоны, состоящие из швов миленитов, меланжа, участков тектонических глин и прилегающих к ним зон дробления и катаклаза. На поверхности смеcстителей часто фиксируются зеркала и борозды скольжения. По восстановлению и простирации внутреннее строение смеcстителей часто меняется. Практически все дорудные крутопадающие и, в значительной степени, пологопадающие нарушения в пострудное время были подновлены, с формированием мощных зон трещиноватости и дробления.

Анализируя особенности размещения золотого оруденения в породах фундамента на флангах Покровского поля на примере участка Покровка-2 можно утверждать, что все залежи имеют четкий структурный контроль. [2] В большинстве случаев подошва (реже кровля) рудных тел фундамента контролируется элементами пологой тектоники (милениты, тектонические глины швовых зон, тектонизированные зальбаны силлов), местами рудный контур может выходить на несколько проб за зону контакта. На Покровке-II роль рудоконтролирующей структуры играет обширное пологое нарушение («Основной» шов), разделяющее Сергеевские граниты на две четко выраженные пластины – верхнюю вмещающую рудоносные метасоматиты и нижнюю, с пострудной калишпатизацией (за редким исключением безрудную). В целом рудные тела фундамента локализованы в отдельных тектонических блоках, внутри которых они дополнительно контролируются более мелкими литолого-структурными элементами. На участке Покровка-II, подобно основному месторождению, оруденение и вулканиты находятся в различных взаимоотношениях. Тектонические швы надвигов и сопровождающие их мощные зоны катаклаза и брекчий, вмещающие золотое оруденение, зачастую секут как граниты, так и грабены, заполненные туфами дацитов.

Фангломераты можно рассматривать, как неоавтохтон. В толще фангломератов распределение рудных обломков во многом зависит от особенностей палеорельефа, который в свою очередь, определяется блоковым строением фундамента. Основными источниками материала для формирования данной толщи послужили тектонически переработанные коренные породы бортов впадины и обширные чешуйчато-надвиговые структуры. Локальный характер размещения фангломератов в пределах рудного поля в виде полосы северо-восточного простирания протяженностью около 5 км и шириной от 0,4 до 1,0 км, может указывать на условия их формирования в пределах межгорной раздвинговой впадины, сформированной мощными зонами сдвигов на стыке гранитной плиты и вулканической депрессии. Данная полоса состоит из отдельных впадин, разделенных выступами пород фундамента. Следует отметить, что палеорель-

еф площади, где формировались фангломераты, был резко расчлененным с перепадом высот до 100 м и более, древние выступы и ложбины местами имеют весьма крутые борта, что обусловлено блоковой тектонической структурой фундамента. Повсюду области распространения фангломератов наследуют вулканические депрессии, при этом в плане они могут иметь более обширную площадь за счет древнего эрозионного вреза (вплоть до полного «размыва» толщи пирокластических пород на отдельных участках).

Таким образом, рудные тела в пределах фангломератовых впадин расположены в структурных ловушках древнего рельефа, сформированных блоковыми тектоническими подвижками вблизи значимых коренных источников золотосодержащих пород.

Подводя итог, можно сказать, что тектонические структуры играют важную роль в формировании и локализации золотого оруденения флангов Покровского рудного поля, и их дальнейшее изучение позволит прогнозировать площади, перспективные на проведение поисковых работ в будущем.

Литература

1. Власов Н.Г. и др. Проблема надвигов Приамурья. // Рудоносность Приамурья. Владивосток: Амур КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. С.36–38.
2. Малышев А.А., Казанцев А.Е. и др. Отчет о результатах работ по разведке и оценке рудного золота на флангах Покровского месторождения в пределах рудного поля за 2004–2009 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.06.2009г.» (Фланговый объект). Благовещенск. 2009.
3. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъектические структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. т. 45. №1. С. 24–43.

К.Н. Егоров, А.И. Мельников**ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАЗ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ В ПРОЦЕССЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ЯКУТИИ***ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

В рудной структуре одного из крупнейших в мире по запасам и размеру коренного месторождения алмазов Якутии – трубки «Удачная» расположены две сдвоенные многофазные трубы «Удачная-Восточная», «Удачная-Западная», четыре структурно сопряженных сателлитных «слепых» кимберлитовых тела и шесть кимберлитовых жил. Погоризонтное изучение структурно-тектонического плана карьерного поля с параллельным картированием геологического строения кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки «Удачная», начиная с 1976 по 2008 гг., позволило выделить три основных этапа формирования разрывных нарушений и всего рудного узла в целом.

Первый этап проявления кимберлитового магматизма в районе трубы «Удачная» связан с формированием мощной северо-восточной системы разрывных нарушений, пространственно контролирующей большинство дотрубочных кимберлитовых жил и сталлитные «слепые» кимберлитовые тела. Система прослеживается в бортах карьера на всех горизонтах и выражена зонами дробления, сетью мелких параллельных разрывов или крупных трещин, на плоскостях которых наблюдается развитие глиники трения с крутыми, достаточно протяженными зеркалами скольжения. В осевых частях крупных разломов северо-восточного направления часто наблюдаются зоны сплошного дробления и катаклаза пород. Основные плоскости трещин и зон повышенной трещиноватости практически всегда крутые (угол падения 70–85°). Судя по ориентировке штрихов скольжения на плоскостях разрывных нарушений и по скульптурам роста самих трещин северо-восточную зону разломов по кинематическому типу можно отнести к правому сдвигу с небольшой сбросовой компонентой смещения. Сдвиговые перемещения происходили импульсно, в несколько стадий, о чем свидетельствуют, в частности, структуры роста кристаллов гипса в гидротермальных жилах.

На втором этапе структурно-тектонической эволюции месторождения происходило внедрение основного объема кимберлитовых фаз трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» в условиях растяжения на фоне пульсационного развития сдвиговых смещений по северо-восточной системе разломов. Учитывая данные по ориентировке и взаимоотношению штрихов скольжения можно предположить, что по северо-восточной зоне смещения стали сбросовыми и сбросо-сдвиговыми. Смена полей напряжений, связанная с формированием дизъюнктивных нарушений северо-западного направления, способствовала активизации северо-восточной системы разрывных нарушений. Совместное развитие разломов северо-восточной и северо-западной систем привело к образованию глубоких трубочных пространств, в которые проваливались крупные блоки вулканогенно-осадочных пород и рифоподобные ксенолиты осадочных пород, насыщенных нижнесибирской фауной, с верхних горизонтов месторождения на глубину от 160 до 500 м [5]. Примечательно, что на горизонте – 155 абс. м осадочные породы перемычки между трубками «Удачная-Западная» и Удачная-Восточная» залегают не горизонтально, а имеют грабенообразное строение, со ступенча-

тым опусканием блоков и максимальной амплитудой смещения в центральной части до 140 м.

С третьим этапом становления структурно-тектонического поля месторождения алмазов трубы «Удачная» связана активизация северо-западной системы разломов. Система разрывных нарушений северо-западного направления, связанная с мезозойской активизацией базитового магматизма, преимущественно выражена зонами повышенной или интенсивной трещиноватости, дробления и катаклаза пород. Трешины в зонах северо-западной системы, как правило, крупные, прямолинейные с крутыми углами падения. На их плоскостях часто наблюдаются зеркала и штрихи скольжения, особенно в зонах контакта вмещающих пород с кимберлитами. Судя по штрихам скольжения, смещения по северо-западным системам были сдвиговыми, в контактовых зонах трубы «Удачная-Восточная» преимущественно сбросовые или взбросовые.

Структурно-тектоническая эволюция месторождения тесно связана с формированием различных петролого-геохимических фаз алмазоносных кимберлитов и проявлением мезозойского базитового магматизма.

Так, с первым этапом образования мощной северо-восточной зоны разломов связано внедрение кимберлитовых жил, выполненных карбонатизированными крупнопорфировыми кимберлитами с переменным (5–7%) количеством флогопита. Основная масса жильных кимберлитов характеризуется кальцитовыми псевдоморфозами по оливину, лейстами флогопита, микролитами кальцита, зернами перовскита и апатита. Для жильных кимберлитов характерны самые высокие концентрации всех элементов (LILE, HFSE и REE) в сравнении с кимберлитами других фаз внедрения. Кимберлиты жил отличаются отрицательными аномалиями U, Zr, Hf и слабо дифференцированным, пологим наклоном спектра распределения средних и тяжелых REE. Судя по изотопному составу кимберлита ($\epsilon_{Nd} = 4.2$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7050$) его мантийный источник соответствует умеренно деплетированной мантии. Модельный возраст $T_{Nd}(\text{DM})$ обогащения мантийного источника кимберлита равен 651 млн лет.

Кимберлитовые жилы прорываются «слепыми» сателлитными кимберлитовыми телами, структурно связанных с северо-восточной, реже субширотной системой разрывных нарушений. Они вскрыты на глубинах 5–20 м от современной поверхности. Тела сложены карбонатизированной кимберлитовой брекчии, содержащей автолитовые обособления, обломки жильного кимберлита и ксеногенного материала.

К наиболее ранним фазам внедрения первого этапа относятся штокобразные и жильные тела, сложенные слюдистыми и слюдяными кимберлитами [2]. Слюдяные кимберлиты с пироксеновой основной массой (трубка «Удачная-Восточная») и с повышенным содержанием сфена (трубка «Удачная-Западная») отмечаются в виде обломков в кимберлитовых брекчиях расщепления. Слюдяные кимберлиты характеризуются более дифференцированным характером спектра распределения редких несовместимых элементов. Они выделяются резкими положительными аномалиями Nb и Ta, а также отрицательными аномалиями Th и U. Отличительной особенностью для них является слабые положительные аномалии Zr, Hf и поэтому прямой с наклоном характер спектра от Nd до тяжелых REE. Согласно полученным изотопным данным ($\epsilon_{Nd} = 0.2$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7078$) мантийный источник слюдяного кимберлита соответствует обогащенной мантии EM11-типа. Модельный возраст $T_{Nd}(\text{DM})$ обогащения мантийного источника слюдяного кимберлита более древний и равен 924 млн лет.

На этом же этапе сформировались массивные порфировые кимберлиты, слагающие преимущественно периферийные зоны трубы «Удачная-Восточная» и крупные блоки в центральной части трубы «Удачная-Западная» [4]. На глубоких горизонтах трубы «Удачная-Восточная» неизмененные порфировые кимберлиты представлены монтичеллит-оливиновыми разновидностями с содержанием монтичеллита от 10 до 45–50%.

Особенности механизма формирования интрузивных тел кимберлитов и внутреннее строение трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» свидетельствуют о том, что многие кимберлитовые жилы, штоки являлись «слепыми» и образовались на значительных глубинах от дневной поверхности [2, 4, 5]. Широкое проявление интрузивных тел кимберлитов на нижних горизонтах месторождения обусловлено пассивным заполнением кимберлитовым расплавом свободных полостей в дизьюнктивных зонах вмещающих пород. Так, например, вторая фаза внедрения в трубке «Удачная-Западная», представленная слюдистым мелкопорфировым кимберлитом с флогопит-карбонатной основной массой, на верхних горизонтах (+295 – +190 абс. м) встречается только в виде обломков и небольших блоков в кимберлитовой брекчии расщепления в северной и северо-западной частях трубы. Начиная с горизонта +115 абс. м и глубже, слюдистый кимберлит уже образует коренные выходы с меняющейся мощностью.

На момент образования преимущественно интрузивных тел кимберлитов верхняя часть геологического разреза осадочных толщ в районе рудного узла трубы «Удачная» была сложена отложениями каларгонской свиты позднедевонского (фаменского) возраста [1]. После формирования комплекса ранних фаз кимберлитов верхние части трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» представляли собой одну околосубстратную мульду оседания, заполненную озерными осадочными отложениями с кимберлитовым материалом мощностью 150–300 м. Данное предположение основывается на обнаружении крупных (более 6–8 м³) блоков вулканогенно-осадочных пород в юго-западной части трубы «Удачная-Западная» на глубине 165 м от современной поверхности [5]. Надтрубочный бассейн осадконакопления имел периодически изменяющуюся конфигурацию акватории водоема, о чем можно судить по сантиметровым прослойям плохо отсортированных гравийно-песчаных прослоев в ксеногенных блоках вулканогенно-осадочных пород.

Временной промежуток между возрастом кратерных вулканогенно-осадочных отложений и временем внедрения кимберлитов может составлять более десятки миллионов лет. Так, в кратере трубы Касама (Мали) вулканогенно-осадочные породы по данным определения флоры и фауны имеют третичный возраст, а время внедрения кимберлитов меловой [7]. Учитывая длительное время формирования вулканогенно-осадочных пород сдвоенной трубы «Удачная», а также возможную скорость денудации в Далдынском кимберлитовом поле [1], есть основание считать, что к моменту второго этапа формирования структурно-тектонического околосубстратного пространства трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» палеоповерхность района была уже сложена нижнесилурскими, преимущественно лландоверийскими осадками. То есть, за промежуток между первым и вторым этапом проявления кимберлитового магматизма процессами эрозии были денудированы девонские и значительная часть силурских отложений общей мощностью 300–400 м.

Во второй этап структурно-тектонической перестройки месторождения проявился основной объем кимберлитового материала в виде (согласно последовательности

внедрения фаз) брекчиевидного овоидового кимберлита, брекции расщепления в трубке «Удачная-Западная» и протокластического и дейтеропорфирового кимберлитов, брекции расщепления в трубке «Удачная-Восточная». Заключительные фазы внедрения кимберлитов обладали огромной проникающей способностью и чаще достигали верхних уровней трубок. Во время подъема они дезинтегрировали и частично ассимилировали встречающиеся на пути небольшие по объему ранние фазы массивных порфировых кимберлитов. Среди наиболее поздних фаз внедрения кимберлитов в трубке «Удачная-Восточная» отмечаются также маломощные посттрубочные дайковые и жильные образования, сложенные массивными оливин-монтанеллитовыми кимберлитами [4, 6].

Между кимберлитами первого этапа формирования месторождения алмазов сдвоенной трубы «Удачная» и кимберлитами заключительного этапа, в том числе связанного с образованием внутритрубочных инъекционных тел, существуют достаточно значимые изотопно-геохимические различия [2, 4, 6]. Геохимический состав монтанеллитовых кимберлитов поздних фаз внедрения характеризуются наиболее низкими значениями концентраций LILE, HFSE и REE. Они имеют отчетливые отрицательные аномалии Zr и Hf.

С третьим этапом становления структурно-тектонического поля месторождения алмазов трубы «Удачная» связана активизация северо-западной системы разломов и внедрение позднепалеозойских-раннемезозойских даек долеритов и в последующем жилы (Ж-5) калиевого трахита мелового возраста [3]. Эти породы образуют петрохимический ряд: долериты-трахидолериты-трахиты, в котором постепенно изменяются минералого-петрографические и петрохимические особенности от начальных к более поздним членам. Трахидолериты и трахиты характеризуются резко выраженной калиевой специализацией [3].

Литература

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО РАН, 1984. 128 с.
2. Егоров К.Н., Корнилова В.П., Сафонов А.Ф. и др. Слюдянской кимберлит из трубы Удачная-Восточная // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 1. С. 199–202.
3. Егоров К.Н., Владимиров Б.М., Заборовский В.В. и др. Мезозойская щелочно-базальтовая субинтрузивная серия бассейна р. Далдын (Якутия) // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1989. № 7. С. 32–42.
4. Егоров К.Н., Богданов Г.В. Монтанеллит из кимберлитов Якутии // Записки ВМО. 1991. Вып. 2. С. 78–87.
5. Егоров К.Н., Мазилов В.Н., Безбородов С.М. Нахodka ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в кимберлитовой трубке «Удачная» // Докл. РАН. 1993. Т. 328. №3. С. 376–378.
6. Корнилова В.П., Егоров К.Н., Сафонов А.Ф. и др. Монтанеллитовый кимберлит из трубы «Удачная» и некоторые аспекты эволюции кимберлитовых расплавов // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 48–51.
7. Харькив А.Д. Особенности строения и состава слабоэродированных кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1990. № 1. С. 78–90.

В.В. Ершов**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА***ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Грязевой вулканизм – это довольно распространенное природное явление, которое обусловлено процессами дефлюидизации Земли в разломных зонах земной коры [12, 19]. Несмотря на достаточно длительный период изучения этого явления, который составляет более 150 лет, его связь с другими природными процессами и явлениями, а также строение и механизм деятельности грязевых вулканов до сих пор не получили исчерпывающего объяснения.

Одно из традиционных направлений исследования грязевого вулканизма – это геохимия твердых, жидких и газообразных продуктов деятельности грязевых вулканов. Эти исследования включают в себя несколько важных аспектов. Решение проблем генезиса грязевых вулканов, подтверждение той или иной теории их образования, напрямую связаны с результатами изучения источников грязевулканического вещества, а также физико-химических условий его образования и миграции. Изучение пространственной изменчивости в изотопно-геохимических параметрах продуктов деятельности грязевых вулканов дает возможность понять связь грязевого вулканизма с геологическим строением региона. Изучение изменчивости геохимических параметров во времени дает возможность понять особенности связи грязевого вулканизма с различными эндогенными процессами, а также позволяет оценить вклад деятельности грязевых вулканов в общий бюджет парниковых газов в атмосфере Земли. Отметим, что вещественный состав продуктов деятельности различных грязевых вулканов изучался в разное время многими исследователями, однако работ обобщающего характера существует крайне мало, что говорит о недостаточной изученности вопроса и необходимости продолжения здесь дальнейших исследований.

На Дальнем Востоке России о-в Сахалин является единственным регионом, где известны наземные грязевые вулканы. Здесь традиционно выделяют четыре участка проявления грязевого вулканизма [7]. Наиболее крупным и активным здесь является Южно-Сахалинский грязевой вулкан. Вулкан приурочен к Тымь-Поронайскому (Центрально-Сахалинскому) взбросо-надвигу, который является одной из самых крупных и известных дизьюнктивных дислокаций о-ва Сахалин [6]. Разлом имеет общее меридиональное простиранье, протягиваясь практически вдоль всего о-ва Сахалин. По взбросо-надвигу с запада на восток меловые отложения взброшены или надвинуты на палеоген-неогеновые отложения. Амплитуда взбросо-надвига достигает многих сотен метров. Плоскость смесятеля наклонена на запад под разными углами – от 20° до 80°. С глубиной предполагается выполаживание наклона поверхности смесятеля. О генетической связи Южно-Сахалинского грязевого вулкана с Центрально-Сахалинским разломом свидетельствует и закономерное расположение всех грифонов по простираннию разлома в окрестностях этого вулкана. Южно-Сахалинский вулкан расположен в поле распространения мощной (до 3 км) высокопластичной алевролито-аргиллитовой верхнемеловой толщи – быковской свиты [6].

Вещественный состав продуктов деятельности грязевых вулканов о-ва Сахалин вообще, и Южно-Сахалинского грязевого вулкана в частности, пока недостаточно изучен. Для сопочной брекции вулкана из литературных данных известно всего 15 определений химического состава, выполненных в разные годы разными исследователями [3, 10, 15]. Гидрохимические исследования Южно-Сахалинского грязевого вулкана проводились только в 50-х и 70-х гг. прошлого века, из литературных данных известно всего 5 определений химического состава грязевулканических вод [5, 13, 15]. Было установлено, что воды Южно-Сахалинского вулкана относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу. Изотопный состав кислорода и водорода этих вод не исследовался. Наиболее хорошо изучен химический состав газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, которые состоят в основном из CH_4 и CO_2 [1-3, 5, 9, 10, 15]. Однако даже этого количества данных недостаточно для того, чтобы определить какие-либо закономерности изменения химического состава грязевулканических газов во времени. Отметим здесь также, что изотопный состав этих газов изучен очень слабо. В работе [1] указано, что для газов Южно-Сахалинского вулкана значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ составляют от -29.7 до -24.2 ‰, значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ составляют от -4.1 до -3.8 ‰ (по 3 опробованиям). В работе [10] указано, что для этого же вулкана значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ составляет -27.1 ‰, значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ составляют от -4.4 до -2.7 ‰. Изотопный состав углерода газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана указывает на образование этих газов в результате глубинного термогенного преобразования органического вещества.

В настоящей работе рассматриваются полученные нами результаты химико-аналитических исследований твердых, жидких и газообразных продуктов деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Элементный состав твердой и жидкой фазы определялся методами рентгенофлуоресцентного анализа, масс-спектрометрии и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Химический состав газовой фазы определялся методом газовой хроматографии. Изотопный состав углерода CH_4 и CO_2 в газовой фазе определялся масс-спектрометрическим методом. Содержание ряда ионов в жидкой фазе определялось методами потенциометрического титрования и капиллярного электрофореза. Содержание углерода в твердой и жидкой фазе определялось термокаталитическим методом.

Проведенные исследования показывают, что минерализация вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана составляет от 17 до 24 г/л. Это позволяет отнести их по классификации С.Л. Шварцева к слабосоленым водам [14]. Среди катионов преобладает Na^+ , среди анионов – Cl^- и HCO_3^- . Отметим, что воды гидрокарбонатно-натриевого типа характерны для большинства грязевых вулканов [5, 17]. Известно, что грифоны в пределах одного и того же вулкана могут выносить на поверхность воды различного состава [16, 17]. Это принято объяснять залеганием корней грифонов на разных глубинах в нижних структурных этажах, то есть наличием нескольких подводящих каналов и нескольких питающих резервуаров в пределах одного грязевого вулкана. Пробы воды, взятые из различных грифонов Южно-Сахалинского вулкана, схожи по химическому составу. Это позволяет говорить о том, что воды исследуемого вулкана выносятся из одного источника.

Для оценки температуры формирования грязевулканических вод нами использованы гидрохимические геотермометры – зависимости, которые связывают концентрации некоторых компонентов химического состава ($\text{Na}, \text{K}, \text{Mg}, \text{Li}, \text{Ca}, \text{SiO}_2$) и температуру подземных вод [20]. Применение того или иного геотермометра имеет свою спе-

цифику и зависит от состава водовмещающих пород. Поэтому результаты расчетов по разным гидрохимическим геотермометрам различаются. Полученные оценки температуры находятся в основном в диапазоне от 60 до 120 °С. Зная геотермический градиент, полученные температурные оценки можно пересчитать в глубину.

Впервые получены данные об изотопном составе вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Фигуративные точки на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ - dD лежат далеко в стороне от линии метеорных вод Крейга. Это позволяет отнести воды Южно-Сахалинского грязевого вулкана к подземным седиментационным водам [11]. Другими словами, поверхностные и метеорные воды в питании данного вулкана какого-либо существенного участия не принимают.

Получены большие массивы данных об изотопном составе углерода CH_4 и CO_2 . Пробы газа из всех грифонов имеют схожий изотопный состав. Соответственно данные по каждому грифону можно объединить в одну общую выборку. По этой выборке вычислены точечные и интервальные оценки для средних значений $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, которые для доверительной вероятности 0.99 составляют $(-28.7 \pm 0.35)\text{‰}$ и $(-6.3 \pm 0.26)\text{‰}$. Эти данные позволили нам оценить температуру образования газов. Согласно известным изотопным геотермометрам [8, 18] значения температуры газогенерации находятся в диапазоне от 320 до 350 °С.

Таким образом, генерация жидкой и газообразной фаз грязевулканического вещества происходит для Южно-Сахалинского вулкана в различных термодинамических условиях и, соответственно, на разных глубинах. Отметим, что для грязевых вулканов Тамани и Грузии по совокупности изотопно-геохимических данных полагается, что формирование всех фаз продуктов грязевулканической деятельности происходит в сходных температурных условиях, то есть в едином резервуаре [4].

Проведены исследования элементного состава сопочной брекции из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Статистический анализ полученных данных показал, что элементный состав сопочной брекции из разных грифонов статистически достоверно различается. Установлено также, что содержание некоторых элементов в сопочной брекции могут сильно отличаться от кларкового содержания этих же элементов в горных породах верхней части континентальной коры. Содержание неорганического углерода в пробах сопочной брекции, взятых из 6 грифонов с разной степенью активности, варьировало в диапазоне от 0.19 до 0.55 масс. %. Очевидно, что в сопочной брекции неорганический углерод связан, прежде всего, с карбонатными минералами. Следовательно, эти данные позволяют оценить содержание в сопочной брекции карбонатов, которые согласно работе [10] являются для брекции основными аутогенными минералами.

Результаты, полученные в рамках настоящих исследований, являются основой для решения вопроса о физико-химических условиях образования и миграции грязевулканических флюидов в подводящих каналах грязевых вулканов и позволяют уточнить и дополнить существующие модели грязевулканической деятельности.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-31043_мол_a, ДВО РАН №№ 12-III-B-08-181, 13-III-B-08-009.

Литература

1. Валеев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е. и др. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.

2. Гемп Г.Д., Лагунова И.А., Несмелова З.Н. Особенности формирования газового состава грязевых вулканов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1859–1867.
3. Заников В.Н., Мельников О.А., Федорченко В.И. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 127–130.
4. Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
5. Лагунова И.А., Гемп С.Д. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов // Советская геология. 1978. № 8. С. 108–124.
6. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
7. Мельников О.А.. Ершов В.В. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 87–93.
8. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
9. Сирый И.М. Нефтегазонность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968. 248 с.
10. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. и др. Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 58–65.
11. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983. 200 с.
12. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.
13. Чернышевская З.А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина // Труды СахКНИИ СО АН СССР. 1958. Вып. 6. С. 118–130.
14. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
15. Шилов В.Н., Захарова М.А.. Ильев А.Я., Подзоров А.В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. // Труды СахКНИИ. 1961. Вып. 10. С. 83–99.
16. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Кубаньгеология, 2006. 176 с.
17. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазонностью. Баку: Элм, 1980. 167 с.
18. Horita J. Carbon isotope exchange in the system $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ at elevated temperatures // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. Vol. 65. P. 1907–1919.
19. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Reviews of Geophysics. 2002. Vol. 40. P. 1–52.
20. Verma S.P., Pandarinath K., Santoyo E. SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields // Geothermics. 2008. Vol. 37. P. 597–621.

В.В. Иванов¹, В.В. Кононов¹, Е.К. Игнатьев²

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МЕТАСОМАТИТАХ ЗОЛОТОМЕДНОГО РУДНОГО ПОЛЯ
МАЛМЫЖ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ООО Амур Минералс, г. Хабаровск

Приведены результаты инструментального изучения рудной минерализации гидротермальных золотомедных Малмыжского рудного поля (Нанайский район Хабаровского края), приуроченного к грандиорит-диоритовым неоднородным массивам, которые интрудировали и контактово метаморфизовали смятые в складки существенно песчаниковые морские отложения верхнего мела в перивулканической зоне позднемелового-палеоценового Нижне-Амурского металлогенического пояса.

Интрузивные и субвулканические породы в пределах рудного поля в разной степени гидротермально-метасоматически преобразованы – от слабо измененных роговообманковых и биотитизированных кварцевых диорит-порфириров до более интенсивно измененных актинолит-хлорит-кварц-плагиоклазовых, кальцит-хлорит-кварц-плагиоклазовых эпипород и полнопроявленных метасоматитов карбонат-хлорит-эпидот-кварцевого, (хлорит)-серицит-карбонат-кварцевого, карбонат-серицит-кварц-калишпатового и другого состава.

В рядовых золотомеднорифтовых рудах среднее содержание полезных компонентов обычно находится на уровне: медь 0.3–0.6%, золото 0.1–0.5 г/т. На участках богатых руд содержание меди достигает 1.5%, золота – 1–3 г/т (редко первых десятков г/т). Между Cu и Au в пробах с повышенной их концентрацией наблюдается в целом прямая корреляция. По рудным пересечениям Au/Cu варьирует от 0.1 до 1.3, редко достигая 2.8.

Содержание серебра в рудах обычно низкое (до 1 г/т), и лишь в богатых рудах достигает 15–70 г/т, в единичных случаях – до 150–200 г/т. Au/Ag колеблется в диапазоне 0.001–0.3, т.е. по соотношению данных металлов руды имеют золотой с серебром геохимический профиль.

Из других благородных металлов в рудах установлено также наличие Pt (до 0.18 г/т) и Pd (до 0.20 г/т). Для этих элементов, также как и для золота и серебра, установлено сложное распределение их концентраций. Наряду с обнаруженными нами минералами палладия в рудах могут быть встречены минералы платины.

Данные руды относятся к средне- и высокосернистому типу и убогомышьяковистому и теллур-селеновому подтипу. Содержание As и Se в них в целом низкое, достигая в сильно сульфидизированных пробах 1–2% и 160 г/т, соответственно.

Среди других металлов, которые иногда локально дают сравнительно повышенные концентрации, отметим Co (до 46 г/т), Ni (до 55 г/т), Sn (до 135 г/т), W (до 406 г/т), Bi (редко до 1%) и Pb (редко до 0.5%).

Вкрашенная, гнездово-вкрашенная, тонкопрожилковая и редко встречающаяся прожилково-жильная благороднометалльно-оксидно-сульфидная рудная минерализация хронологически, пространственно и генетически тесно связана со скоплениями силикатов, алюмосиликатов и карбонатов (в первую очередь, актинолита, эпидота, хлори-

тов, карбонатов и цеолитов) в эпипородах. Матричный состав тонких прожилков (до 2–3 мм) корреспондирует с характером ассоциаций минералов (в том числе пятнисто и гнездообразно развитых) тех пород, которые они секут “субщелочных железомагний-кальциевых гидротермалитов (пропилитов) и локализованных в зонах кислотного выщелачивания серицит-калишпатовых метасоматитов. Образующие разнообразные штокверки сульфиноносные прожилки (мощностью от долей мм до 10–20 мм) и, менее характерные для данного объекты, жилы разнообразны по составу, строению и морфологии, а также по генезису и характеру взаимных пересечений.

Оксиды в гидротермалитах представлены главным образом магнетитом, который наблюдается в виде различной по типу распределения вкрапленности разноразмерных зерен (0.01–3 мм), а также в виде гнезд, просечек и прожилков. В метасоматитах с гнездовыми выделениями этого сложного оксида железа его содержание достигает 15%. Наиболее ранний магнетит выделялся как акцессорный минерал после кристаллизации главных породообразующих силикатов магматитов. Следующая генерация магнетита принадлежит к начальной стадии эпигенетических изменений магматических пород. Корродированные зерна этого сравнительно высокотемпературного магнетита содержат пластинчатые выделения продуктов распада твёрдых растворов – пластинчатых фаз Mn-(Mg)-Ti-Fe-O состава в виде ильменита (FeTiO_3)-пирофанита (MnTiO_3) с незначительной долей гейкилита ($\text{Mg, Fe} \text{TiO}_3$). В более позднем магнетите содержание Ti, Mg и Mn низкое. Среди других типов неоднородного строения зерен магнетита отметим, в частности, наблюдаемые в них фрагментарные псевдоморфозы гематита (мартизация). Кроме титаномагнетита к минералам титана, регулярно встречающимся в изученных метасоматитах, относятся самостоятельные тонкие зерна ильменита, рутила и сфена. С ними ассоциирует более крупный (0.2–0.3 мм) апатит, как хлористый, так и фтористый.

Доминирующие среди рудных минералов сульфиды наблюдаются в виде тонко-дисперсных вкрапленников, крупнозернистых выделений, гнездовых обособлений, прожилков и значительных скоплений в редких жилах (в том числе стволовых), представлены пиритом и халькопиритом. Местами их дополняют борнит и реже арсенопирит. Второстепенные компоненты – сульфиды Pb, Zn и Ag.

Пирит широко и многообразно встречается в количестве до 3%, местами до 10 % объема эпипород. Среди внеструктурных его элементов-примесей зафиксированы Ag, Pb, Zn и частично Cu, а среди конституционных примесей – As, Ni, Co и некоторая доля Cu. Это отражает характер микропарагенезисов пирита с другими халькогенидами. Пирит различных рудных зон неодинаков по соотношению содержаний в нем никеля и кобальта.

Халькопирит, основной минерал меди изученных руд, встречается, также как и пирит, в виде нескольких генераций. В метасоматитах халькопирит часто приурочен в матриксе пород к сосредоточению разных комбинаций новообразованных хлорита, эпидота, серицита, карбоната и кварца. К таким зонам минеральной неоднородности метасоматитов также тяготеют апатит, сфен и рутил. Нередко халькопирит развит в срастаниях с пиритом и магнетитом, цельные и катаклазированные зерна которых он обрастают, замещают или цементируют. По отношению к редким и второстепенным для данных руд минералов золота, серебра, свинца, цинка, теллура, селена, редкоземельных и других химических элементов халькопирит является более ранним или сравнительно синхронным с ними. В микротрешинах и на поверхности халькопиритовых

выделений такие минералы представлены весьма тонкими фазами. Кроме примесей As, Ni, Co, Au, Ag, Pb и Zn в монофракциях халькопирита с частотой встречаемости 11–16% эмиссионной спектрометрией фиксируются также Sb, Bi и Sn.

Борнит в ассоциации с халькопиритом представлен крупными вкрапленниками (в том числе в срастаниях с эпидотом) и встречаются в виде прожилков борнита с характерной для него яркой побежалостью. В частности, борнит развит в сульфидизированных эпидот-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитах с пирит-халькопирит-хлорит-кварцевыми микропрожилками, содержащими минералы титана, бария и других химических элементов. При залечивании микрополостей в магнетите халькопиритом на их контакте угнетенно развивается реакционный борнит. Борниты содержащие руды содержат тонкую вкрапленность минералов свинца, цинка и благородных металлов, в том числе медистое золото. Помимо халькопирита и борнита в таких случаях встречен ряд соединений, принадлежащих к Cu-Fe-S, Cu-S, Cu-Zn-As-S(?), Cu-Zn-O(?) и Cu-Zn(?) системам. Для некоторых из них необходимы дополнительные специализированные исследования.

Арсенопирит и другие минералы мышьяка (богатая мышьяком Fe-As-S фаза, самородный мышьяк) встречены в западной части рудного поля.

Галенит имеет сквозной характер встречаемости (в 85% проб), как правило, весьма тонких фаз в метасоматитах разного типа. Преобладает Se-содержащий галенит (иногда и Ag-содержащий). Он принадлежит к изоморфному ряду галенит-клаусталит.

В единичных случаях нами зафиксированы также минеральные фазы, в состав которых вместе со свинцом входят мышьяк, олово и другие элементы.

Сфалерит, как и галенит, принадлежит к минералам, представленным в незначительных количествах. Выявлено три разновидности сфалерита: 1) без кадмия; 2) кадмийный и 3) с эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита. Содержание Cd в сфалерите достигает 1 масс. %. Встречен также Ag-содержащий сфалерит. Содержания Fe в сфалерите не превышают 8.5 масс. %. В редких случаях в нем устанавливается примесь Cu и Mn. Отложения галенита и сфалерита были синхронны с образованием зерен с взаимными прорастаниями. Они ассоциируют с минералами кальция, фосфора, бария, редких земель, урана и др.

Сульфид кадмия, гринокит, встречен в метасоматите с магнетит-халькопирит-борнитовой основной рудной ассоциацией и рассеянным развитием микронных фаз сфена, сульфосолей, клаусталита-галенита, акантита-агвиларита-науманнита, теллуридов серебра, золота и серебра, палладия, сплавов серебро-золото и др.

Среди сложных сульфидов установлены редко встречающиеся в данных рудах сульфосоли, в частности, теннантит и пирагирит (с примесью As).

Золото в характеризуемых золотомедных рудах присутствует в ультрадисперсной и тонковкрапленной самородной и теллуридной минеральных формах в составе разнообразных орто- и парагенетических ассоциаций минералов. Тонкое серебросодержащее и медистое золото в виде фаз Au-Ag-(Cu) и Au-Cu систем инструментально нами установлено во многих случаях. Наблюдается приуроченность таких фаз к границам различных по размеру зерен халькопирита и пирита, к местам карбонатных выделений среди окварцованный породы и т.д. Кроме субмикронных частиц природных Au-содержащих сплавов, визуализированных нами под электронным микроскопом, следует ожидать в сульфидной и силикатной матрице данных руд и «невидимого» золота в качестве наноразмерных частиц и кластеров.

Серебро установлено в качестве примеси в сульфидах и в виде собственных соединений с золотом, теллуром, селеном и серой. Встречены также Ag-содержащие фазы с мышьяком и другими элементами в тонких минеральных смесях, требующие дальнейшего детального изучения. В данных рудах частицы селениды, сульфоселениды и сульфиды серебра. Теллуриды серебра и другие халькогениды серебра встречаются реже. Редко встречаются чисто серебряные фазы, в том числе дендритоидные. Аканитит совместно с науманнитом и агвиларитом, твердым раствором переменного состава в ряду $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Ag}_2\text{Se}$, встречены под аналитическим сканирующим электронным микроскопом в большом числе проб.

Теллур относится к сквозным химическим элементам данных руд. Установленные в рудах соединения теллура с серебром, золотом и серебром (петцит) и палладием, а также со свинцом (клаусталит) имеют микронные размеры зерен. В некоторых рудных зонах примесь теллура фиксируется в галените и в селенидах серебра.

Селен присутствует в виде клаусталита, науманнита, агвиларита и самородного селена, но преимущественно в виде примеси в простых и сложных сульфидах. Регулярно встречается селенсодержащий и селенистый галенит (член изоморфного ряда галенит-клаусталит). Обнаруженные фазы с селеном, как и фазы AgTe , Au-Ag-Te , Ag-Pd-Te и Pd-Te систем, развиты в трещинах и на поверхности зерен сульфидов. К их микропарагенезисам принадлежит и сплавы золота с серебром и медью.

При исследовании большого числа препаратов в некоторых случаях нам попались субмикронные минеральные фазы, которые относятся для изученных образцов керна к разряду редких компонентов. Так, дополнительной диагностики требуют фазы с такими химическими элементами, как хром, молибден, олово, висмут (Bi-Pb-Te-Se-S , Bi-Cl и других систем), фосфор, различные редкие земли, цирконий, уран и торий.

Полученные материалы являются первым опытом углубленного изучения минералогии продуктивных образований крупной Au-Cu-порфировой системы, которая после завершения на указанном рудном поле геологоразведочных работ имеет перспективы быть типовой для Дальнего Востока России.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта ОНЗ № 12-1-О-ОНЗ-ОЗ.

А.С. Каретников**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВОВ КОНДЕР И ЧАД**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск

В настоящей работе приводятся результаты сравнительного анализа палеомагнитных характеристик наиболее древних – ультрамафитовых – пород массивов Кондер и Чад, которые позволяют не только оценить их возраст, но и проследить эволюцию самих массивов и эволюцию района их размещения.

Массивы Кондер и Чад располагаются в юго-восточной части Сибирской платформы (первый из них находится в бассейне р. Мая, в междуречье ее левых притоков Омня и Маймакан, на северной окраине Омнинско-Батомского поднятия; второй – на левобережье р. Маймакан, крупного левого притока р. Мая, в ее среднем течении, на юго-восточной периферии того же Омнинско-Батомского блока). Породы этих массивов обнажаются среди архейских метаморфических пород фундамента и перекрывающих их терригенных отложений верхнепротерозойского комплекса. Строение массивов концентрически-зональное, характеризующееся наличием центральных ядер и окружающих их концентрически-замкнутых колец, сформированных породами разного состава. Центральные ядерные части массивов сложены наиболее древними – ультрамафитовыми – породами: дунитами и клинопироксенитами (в случае массива Кондер в строении его центральной части принимают участие еще и косьвиты). Дуниты этих двух массивов образуют изометричные в плане штокообразные тела, отличающиеся диаметрами: 6.5 км в случае массива Кондер и 2.5 км в случае массива Чад. Клинопироксениты и габброиды нормального ряда щелочности образуют кольцевые зоны мощностью от 700 до 500 м вокруг дунитовых ядер.

Все попытки установления возраста наиболее древних пород этих массивов разными изотопными методами до настоящего времени не привели к успеху [1].

В результате проведенного детального, по сути первого, палеомагнитного исследования всех трех разновидностей (дунитов, клинопироксенитов, косьвитов) кондерских ультрамафитов [3] были выделены для них характеристические направления (или компоненты) намагниченности (NRM) прямой полярности и получены для некоторых из них данные, с одной стороны, косвенно указывающие на термическую природу их образования. Это повышенные (>0.24) величины температурно-чувствительного параметра N_T [7], отражающего температуру окончательного фазового состава образцов, содержащих преимущественно многодоменные ферромагнетики, что свидетельствовало о воздействии на ферромагнитные компоненты образцов температур выше их точек Кюри на стадии кристаллизации. С другой стороны, был установлен факт, косвенно свидетельствующий о первичности образования этих намагниченностей (это близость направлений NRM, выделенных для образцов дунитов, содержащих разные магнитные минералы, а также близость к ним характеристических направлений NRM, выделенных для клинопироксенитов). Все это позволило рассматривать подобные намагниченности (или компоненты) как древние.

Сопоставление рассчитанных по характеристическим направлениям NRM, выделенным для каждой разновидности кондерских ультрамафитов, виртуальных па-

Таблица. Палеомагнитные характеристики ультрамафитов массивов Кондер и Чад.

Порода	Группа	Кол-во- определений	Способ определения	Полярн ость	$D^{\circ}_{\text{ср}}$	$I^{\circ}_{\text{ср}}$	К	α_{95}°	Plong°	Plat°	d_p°	d_m°
КОНДЕР												
Дуниты	1	24	Т-раз- магни- чивание	N	133	36	18	7	178	-4	5	8
	2	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	4	5
	3	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11
Клинопиро- ксениты	4	11	-«-	N	129	35	24	8	181	-2	6	10
	5	16	-«-	N	27	73	223	2	204	75	4	4
	6	3	-«-	N	125	77	62	10	161	39	18	19
Косьвиты	7	16	-«-	N	35	73	102	3	206	71	5	6
ЧАД												
Дуниты	8	70	Н-раз- магни- чивание	N^*	43.6	73.3	102.1	1.7	200.4	67	3.0	2.7
Клинопиро- ксениты	9	71	-«-	N^*	41.9	72.4	84.8	1.9	204.5	67.5	3.4	3.0

Примечание. Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 650°C; Н-размагничивание – размагничивание переменным магнитным полем до 60 мТл; N – прямонамагниченные образцы; $D^{\circ}_{\text{ср}}, I^{\circ}_{\text{ср}}$ – склонение и наклонение среднего вектора NRM в современной системе координат; К – кучность распределения (разброс направлений NRM); α_{95}° – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong° , Plat° – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования NRM пород (относительно современной градусной сетки); d_p° и d_m° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 95. * – направление характеристической намагниченности после процедуры обращения.

леополюсов (табл.) с известными фрагментами траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) Сибирской платформы (а именно: с фрагментами сибирской кривой КДП в интервалах поздний рифей–средний кембрий [4], поздний кембрий–средний триас [6], а также с траекторией КДП для Евразии за 200 млн лет [8]) позволило сделать выводы: (1) об одновременности кристаллизации дунитов и клинопироксенитов массива, (2) об их позднепротерозойском (поздний рифей) возрасте, (3) о позднемезозойском (ранний мел) возрасте косьвитов. Возраст массива в целом был оценен как позднепротерозойский. Кроме того, материалы палеомагнитного изучения кондерских ультрамафитов позволили выделить в истории становления массива, кроме позднепротерозойского этапа, еще два – позднепалеозойский (поздняя пермь) и позднемезозойский (ранний мел).

Результатом выполненного в последние годы палеомагнитного исследования чадских ультрамафитов (дунитов и клинопироксенитов) [2] явилось выделение для каждой разновидности двух характеристических направлений (или компонент) NRM обратной полярности.

Для того чтобы иметь возможность сопоставить характеристические намагниченности, полученные для дунитовых и клинопироксенитовых разновидностей кондерских и чадских ультрамафитов, была выполнена во втором случае процеду-

ра обращения выделенных направлений NRM. Оказалось, что одно из двух направлений, установленное и для дунитов, и для клинопироксенитов, после выполненной процедуры обращения близко к направлению современного магнитного поля. Кроме того, в процессе исследования было установлено, что намагниченности подобных образцов вторичны (имеют нетермоостаточную природу образования). Об этом свидетельствовали величины параметра N_T (< 0.24), установленные для образцов, содержащих преимущественно многодоменный ферромагнетик. Такие образцы при вычислении координат палеополюса не учитывались. Координаты палеополюсов были вычислены лишь для вторых характеристических направлений NRM, выделенных как для дунитов, так и для клинопироксенитов, после процедуры их обращения.

При проведении сравнительного анализа палеомагнитных характеристик, полученных для кондерских и чадских ультрамафитов, в качестве референтных (ряду с перечисленными выше фрагментами сибирской кривой КДП) были использованы: еще одна версия траектории КДП для Евразии за 200 млн лет [9], а также фрагмент ТКДП Сибирского региона для позднего мезозоя [5].

Сопоставление палеополюсов, вычисленных для чадских дунитов и клинопироксенитов (для групп 8 и 9 в табл.), друг с другом подтверждает результат, установленный для аналогичных разновидностей кондерских ультрамафитов, указывавший на одновременность их кристаллизации. При этом, чадские палеополюсы располагаются вблизи от раннемеловых палеополюсов всех использованных в работе референтных мезозойских фрагментов ТКДП. Это позволило сделать вывод о том, что одновременная кристаллизация дунитов и клинопироксенитов на Чадском массиве происходила в раннемеловое время. Отсюда возраст массива в целом не может быть древнее раннемелового. Кроме того, при сравнении чадских и кондерских полюсов обращает на себя внимание факт близости координат палеополюсов, вычисленных для обоих разновидностей чадских ультрамафитов (для групп 8, 9, табл.), с одной стороны, к координатам, установленным для кондерских косьвитов (группа 7, табл.), секущих дуниты центральной части Кондерского массива и слагающих дуговые тела вокруг него, а с другой стороны, к координатам палеополюсов, вычисленным по характеристическим компонентам, выделенным для одной из кондерских групп дунитов и клинопироксенитов (группы 2 и 5, табл.), непосредственно контактирующих, соответственно, с косьвитами и щелочными сиенитами.

Подобное расположение некоторых из полученных кондерских, а также чадских, палеополюсов свидетельствует об одновременности (или, по крайней мере, о близости по времени) формирования в мезозое (ранний мел), с одной стороны, многочисленных жильных, дайковых и дуговых тел косьвитов и щелочных сиенитов на массиве Кондер, а с другой стороны, центральной части Чадского комплекса, сложенной дунитами и клинопироксенитами.

Литература

1. Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 76–83.
2. Каретников А.С. Оценка возраста Чадского массива (по палеомагнитным данным его ультрамафитов) // Тектоника,магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск. 2011. С. 558–561.
3. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–12.

4. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
5. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г. и др. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 21–31.
6. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИИГРИ. 1991. С. 154–176.
7. Шолло Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток, 1974. С. 71–78.
8. Besse J., Courtillot V. Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3. P. 4029–4050.
9. Trond H. Torsvik, R. Dietmar Muller, Rob Van der Voo, Bernhard Steinberger and Carmen Gaina. Global Plate Motion Frames: Toward A United Model // Reviews of Geophysics, 46, RG 3004/2008. 1 of 44.

В.С. Комарова, Л.Л. Петухова**ПЛАТИНОИДЫ В СУЛЬФИДНЫХ CU-NI РУДАХ КУРУМКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Большинство платиновых минералов генетически связаны с магнетит-ультрамагнетитовыми комплексами. В последние годы в юго-восточной части Алдано-Станового щита был выявлен новый тип Cu-Ni рудопроявлений, представленный пластообразными телами магнетит-ультрамагнетитов, с которыми связана медно-никелевая с платиноидами сульфидная минерализация – месторождение Кун-Манье. Во вкрапленных сульфидных рудах сумма МПГ приближается к 1 г/т, а в сплошных и брекчиивидных достигает 4 г/т.

Концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) определялись пробирно-атомно-абсорбционным методом на плазменно-эмиссионном спектрометре «Ортима» 4300. Минералы платиновой группы (МПГ) были изучены методом сканирующей электронной микроскопии в полированных аншлифах. Исследования образцов проводились на растровом электронном микроскопе (EVO-40HV, Zeiss). Применяемое ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~150 пА. Определение элементного состава выполнялось при использовании кремний-дрейфовым рентгеновским детектором X-MAX 80мм². Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «MAC» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу INCA. Анализы ЭПГ были выполнены в лаборатории физико-химических методов исследований Итиг ДВО РАН.

Изучены платиноиды в керне ряда скважин, пробуренных на трех рудных участках (Шляпа, Икэн, Курумкан) месторождения Кун-Манье. Несмотря на близкий состав вмещающих пород и сходство сульфидной минерализацией на этих участках были обнаружены определенные различия в распределении и составах минералов платиновой группы. Суммы ЭПГ в изученных рудных пробах невысоки, их содержание редко превышают 1 г/т; самые низкие содержания отмечены на уч. Курумкан (средняя величина составляет 0,33 г/т), а самые высокие средние содержания (0,57 г/т) на уч. Икэн. На участках Курумкан и Икэн в проанализированных пробах наблюдается преобладание Pt над Pd при средней величине Pt/Pd=1,2, обратную картину установлена на уч. Шляпа, где отношение значительно ниже (Pt/Pd =0,9). Установлена высокая положительная корреляция содержаний Pt, Pd между собой, а также с Ni и S, несколько в меньшей степени с Cu. На участке Шляпа установлено увеличение суммарной концентрации платиноидов вниз по разрезу, особенно Pd.

Платинометальная минерализация характеризуется широким разнообразием минеральных фаз и парагенезисов. Раннее были установлены и описаны [1] такие минералы как меренскит, ирасит, Pd-мелонит, теллуриды серебра. В результате наших исследований помимо главных минералов, таких как теллуриды Pt, Pd, были обнаружены также арсениды платиноидов и минеральные фазы твердых растворов Os-Ru-Rh.

На уч. Курумкан в исследованных пробах установлен довольно однообразный состав МПГ – теллуриды палладия типа котульскита и Pd-мелонит, в которых вариации составов незначительны (в частности, в мелоните концентрации Pd от 7,8% до 9,73%).

На уч. Шляпа было обнаружены сперрилиты, теллуриды золота с довольно высокой примесью палладия до 8,85%. и зерно герсдорфита. Кроме того в этом разрезе присутствуют меренскиты и Pd-мелониты, в которых отмечен изоморфизм Te и Bi. В мелонитах содержания Te колеблется от 61,44% до 75,99%, Pd варьирует в пределах 4,98%–8,22%, примесь Bi – 4,03–7,18%.

Наиболее разнообразные и сложные по составу МПГ установлены на участке Икэн, где наряду с теллуридами Pt, Pd выделяются сульфоарсениды платиноидов: иарсит, в котором концентрации Pt варьируют в пределах 11,21–14,54%, Ir от 47,31% до 35,69%, As от 25,87% до 24,1%, S от 12,52% до 15,34%. Кроме них обнаружены сперрилит с примесью Cu до 0,79%, холлингвортит (содержание Rh 9,93%, Pt – 11,02%), а также твердые растворы на основе Os-Ru, в одном случае с примесью Rh до 8,4%, в другом случае с примесью Pt до 3,65%. Но преобладающими минеральными фазами здесь также, как и на других участках, являются меренскиты и в меньшей степени Pd-мелониты, а также теллуриды палладия, типа котульского.

Необходимо отметить Au-Ag минерализацию, которая повсеместно развита в сульфидных рудах всех участках. Это очень мелкие зерна самородных Ag и Au, теллуридов серебра, купроаурита, кюстенита и др. фазы.

Литература

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

М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова**УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОМ ПОЯСЕ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ***Открытое акционерное общество «Дальгеофизика», г. Хабаровск*

В пределах Дальневосточного габбро-анортозитового пояса известно несколько проявлений медно-никелевой минерализации в Лантарском, Баладекском, Иманагитском массивах и ряд мелких и средних месторождений в пределах массива Кун-Маньё. Далее на запад в пределах Читинской области медно-никелевое месторождения Чинского массива. Проявления медно-никелевой минерализации изучено слабо в связи с этим, основная информация об особенностях геологического строения и рудоносности излагается по материалам массивов Кун-Маньё, Чинского и Лантарского изученного с поверхности канавами, на глубину скважинами, геофизическими исследованиями и данными бороздового и кернового опробования.

Лантарский габбро-анортозитовый массив является крайним с востока в полосе базит-ультрабазитовых массивов, окаймляющих с юга древнейшие кристаллические образования Алданского щита Сибирской платформы. Площадь Лантарского массива 2700 кв.км. Форма вытянута $170 \times 5 - 34$ км. ЮВ контакт прямолинейный тектонический, СЗ – неровный [2].

По результатам проведенных поисковых работ ФГУП «Дальгеофизика» в качестве первоочередной перспективной площади принят северо-восточная периферическая зона Лантарского массива, где выявлена протяженная (более 20 км) аэромагнитная аномалия ДФ. На рудопроявлении Няндоми установлены платина и палладий, в рудах Авланджинского и Одоринского определена платина. Кроме пирротина руды содержат 3–5% халькопирита, пентландит, пирит, марказит, висмутин, магнетит, титаномагнетит, ильменит, гидроокислы железа. Рудные интервалы имеют видимую мощность от 0,5 до 25 м со средним содержанием меди 0,22–1,01%, никеля 0,17–0,54%, кобальта 0,022–0,13%. Кроме того, в рудных интервалах установлено наличие платины до 4,94 г/т, палладия до 2,6 г/т, золота до 1,78 г/т. Наиболее представительные результаты получены в центральной части, где в расчистке 7 выявлен рудный интервал мощностью 25 м со средним содержанием меди 0,94%, никеля 0,3% и кобальта 0,07%. Как правило, наиболее высокие концентрации рудных элементов приурочиваются к массивным пирротиновым рудам, хотя и в оруденелых пироксенитах, в сульфидизированных габбро-анортозитах и габбро-норитах отмечаются высокие содержания этих элементов. Максимальные содержания меди до 2,19% приходится на интервал интенсивно сульфидизированных габбро-анортозитов на контакте с дайкой диабазов, где суммарное содержание платины и палладия составляет 2,45 г/т на мощность 5,0 м. Максимальные содержания золота 1,78 г/т приурочиваются также к сульфидизированному габбро-норитам [2].

Массив Кунь-Маньё располагается на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Здесь в последние годы поисковыми и поисково-оценочными работами силами ФГУПП «Дальгеофизика» была выявлена серия рудоносных структур и рудопроявлений с медно-никелевой минерализацией промышленного типа.

Рудные и рудоносные тела мафит-ультрамафитов следятся в виде роя в полосе шириной 1–2 км, протягивающегося в северо-западном направлении на 14 км. Фраг-

ментарно эта рудная зона прослежена поисковыми маршрутами к северо-западу за пределы участка Кун-Маньё на 40 км. В пределах рудного поля Кун-Маньё выявлено около 30 крупных и десятки мелких интрузий мафит-ультрамафитов, расположенных группами, часто в несколько ярусов (по вертикали), реже отмечаются одиночные разрозненные тела. Породы этого рудоносного комплекса представлены вебстеритами, плагиовебстеритами (габбро-норитами), гарцбургитами, лерцолитами, клино- и ортопироксенитами, горнблендитами, верлитами.

Рудопроявление Икэнское объединяет тела ультрабазитов одноименной интрузии распространенных на площади около 3 кв. км. Мощность рудоносных ультрамафитов меняется от 30–40 метров в центральной донной части и до 6–8 метров на флангах. Ультрамафиты и связанные с ними рудные тела имеют дифференцированный состав, который меняется как по мощности, так и по латерали.

Рудная залежь Соболевская, приурочена к западному флангу Икэнского рудного поля. В субмеридиональном направлении рудная зона прослежена на расстояние около 1000 м, а в субширотном – 450 м, занимая площадь около 0,45 кв. км. Морфология рудной залежи определяется характером залегания материнской интрузии мафитов-ультрамафитов, несущих сульфидную медно-никелевую минерализацию. По материалам горно-буровых работ установлено, что она залегает субгоризонтально под мощной до (130 м) толщей архейских метагаббро и гнейсов и только вблизи западного окончания вздымается под углом 30–40°.

Рудная залежь № 1 (Шляпа), сложена рудоносными вебстеритами, занимает фрагмент возвышенности на водоразделе грибы между ручьями Большой и Малый Курумкан. Кровля рудного тела выходит на дневную поверхность в виде железной шляпы оранжево-бурого цвета за счет окисления сульфидных минералов.

Рудная залежь № 4 (Фалкон-Нижняя), морфология которой определяется характером залегания рудоносной интрузии ультрамафитов, вскрыта буровыми скважинами. Содержание никеля в штуфных пробах достигает 1%. Участок Водораздельный-II пространственно охватывает площадь интрузии вебстеритов, расположенное на горном отроге между руч. Сокол и безымянным распадком – правыми притоками руч. Бол. Курумкан. Рудоносная интрузия вебстеритов изучена семью буровыми скважинами [2].

Кроме крупных габбро-анортозитовых и базит-гипербазитовых массивов несущих медно-никелевую минерализацию в промышленных масштабах в пределах восточной и западной частей Дальневосточного пояса в его центральной части существует ряд более мелких массивов (Лучанский, Лукиндинский, Ильдеусский, Гетканский, Уркиминский, Хорогочинский, Брянтинский, Ильдеусский, Маристый, Кенгуракский и др) перспективных на выявление медно-никелевой минерализации с повышенным содержанием платиноидов и золота [3]. В Становой области ультраосновные массивы (Ларбинский, Гетканский, Веселкинский, Верхнетыгдинский и др) относятся к нескольким возрастным уровням: раннее и позднеархейским, раннепротерозойскому.

Хорогочинский массив представлен габбро, габбро-амфиболитами, олигоклазитами, андезенитами, габбро-норитами. По результатам геологической съемки масштаба 1:50000 большая часть массива “стратифицирована” в нижнеархейские метаморфиты. В штуфных пробах отобранных из ультрамафитов содержание Ni – 0,1–0,2%, Co – до 0,05%, Cu – до 0,1%, Pt – до 0,3 г/т, Pd – до 0,08 г/т [3].

Уркиминский массив площадью 35 кв.км. расположен в верхнем течении р.Уркима. Он представлен роговообманковыми габбро, габбро-норитами, габбро-пироксе-

нитами, пироксенитами и горнблендитами. По данным штрафного опробования отобранных из основных и ультраосновных пород установлена рассеянная вкрапленность пирротина, пирита, халькопирита и магнетита. По данным спектрального анализа бороздовых проб из канав по зонам сульфидной минерализации выявлено повышенные содержание Ni – до 0,03%, Co – до 0,02%, Cu – 0,02%, Ti – до 5,0% [3].

Лукиндинский массив (площадь 70 км²) расположен в верховьях р. Ольдой и представляет в плане линзовидное тело, вытянутое на 16 км при максимальной ширине 3,5 км. Интрузия имеет форму полого залегающей пластины с отчетливо выраженной вертикальной дифференциацией. В придонной его части располагаются мономинеральные дуниты с хромитом, сменяющиеся вверх по разрезу переслаивающимися трактолитами и плагиоклазовыми дунитами. В целом массив представлен разнообразными породами от дунитов, трактолитов и пироксенитов до габбро и аортозитов. Возрастное положение лукиндинского комплекса достаточно жестко определяется – между джелтулакской серией и тукуингрским комплексом в интервале 2,45–2,2 (2,3) млрд. лет. Поскольку современные выходы ультраосновных пород, вероятно, являются останцами, реликтами значительно более крупных массивов, то в каждом из них можно ожидать выявление медно-никелевой и платинометальной минерализации [1,3].

Весёлкинский массив расположен в верховьях р. Средний Уркан и представлен дунит-клинопироксенит-габбровым составом. Массив вытянут в субширотном направлении на протяжении 8 км при ширине 3 км и имеет зональное строение, расслоен. Краевые части массива подверглись интенсивному метаморфизму в амфиболовой фации, вероятно под воздействием древнестановой гранитизации. Содержание сульфидов на некоторых участках массива достигает 2,0%, редко 5–15% [1]. Рудная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, магнетитом, ильменитом, пентландитом, хромитом. В таких участках установлены высокие содержания хрома (до 4,31%, хим. анализ), никеля (до 0,7%), кобальта (до 0,2%), меди (до 0,2%), титана (>1,0%).

Гетканский массив (площадь выхода массива около 60 км²) имеет овальную форму и . вытянут СЗ направления на протяжении около 15 км при максимальной ширине 5 км (в среднем 2 км). В составе массива отмечаются пироксениты, троктолиты, габбро-нориты и аортозиты. Спектральным анализом из пород с сульфидной вкрапленностью установлены содержания Ni – до 0,01%, Co – до 0,01%, Cu – 0,002%, Ti – до 2,0% и платины в габбро – 0,03–0,07 г/т.

Кенгуракский массив площадью более 100 кв.км. находится в междуречье рек Большой Ольдой и Урши. Массив сложен габброидами, габбро-аортозитами с подчиненным количеством клинопироксенитов. Породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и более поздние гидротермально-метасоматические преобразования, включающие амфиболизацию, биотизацию, микроклинизацию и пропилитизацию. По цирконам из аортозитов произведено U/Pb определение возраста пород массива абсолютный возраст интрузии в 1866±6 млн. лет [1]. В разных частях массива выявлены зоны с пирит-пирротиновой минерализацией. Содержание никеля в них Ni – до 0,2%, Cu – 0,1%.

Брянтинский массив расположен в долине р. Брянта. Массив сложен рассланцованными габбро, с жильными телами пироксенитов и перидотитов. В пределах массива выявлено более 20 жил ультрабазитов мощностью 19–50 м и протяженностью около 60 метров. Простижение их северо-восточное, падение юго-западное 70–80°. Рудные минералы представлены пентландитом, пиритом, халькопиритом, марказитом [3]. В

бороздовых и штуфных пробах спектральным анализом установлено содержание Ni – 0,07–0,2%, Co – 0,006%, Cu – 0,03–0,45%.

Лучанский массив имеет площадь более 100 км² (21×12 км). При общем СЗ простирации вмещающих его амфиболитов, биотит-роговообманковых гнейсов, массивных амфиболовых габбро, габбро-норитов и апатитсодержащих метапироксенитов, Массив отнесен к лукиндинскому комплексу раннепротерозойского возраста дунит-троктолит-габбровой формации.

Усть-Депский массив в геологическом отношении выглядит экзотично в свете существующих представлений. С позиции тектоники плит – это ксенолит оphiолитового комплекса, часть сутуры. К краевым частям массивов преимущественно приурочены многочисленные объекты титана, железа, апатита. Из сульфидов отмечается пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит и сфалерит. В штуфных пробах спектральным анализом установлены содержание Ni – 0,08–0,1%, Co – 0,008–0,01%. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – 0,3 г/т, Pd – 0,006–0,1 г/т, Ru – до 0,025 г/т [3].

Усть-Нюкжинский массив расположен в пределах устья р. Нюкжа и залегает среди сланцев.. В пределах массива выявлены три широтные минерализованные зоны с пирротин-халькопиритовым оруденением. Содержание в них никеля составляет 0,05–0,4% (среднее – 0,1%), кобальта 0,007–0,04% (среднее – 0,01%). Сульфидные медно-никелевого руды перетерпели интенсивный метаморфизм.

Пространственно Чинейский массив расположен на западе Дальневосточного габбро-анортозитового пояса, вблизи южного краевого шва Сибирской платформы. Основу докембрийского структурного плана образуют Чарская и Каларская глыбы архея, разделенные раннепротеразойским Кодаро-Удоканским прогибом. Рудный район представляет рифтогенную горсто-грабеновую систему хребтов (Кодар, Удокан, Каларский) и глубоких впадин (Верхнечарская и др.), являющуюся северо-восточной частью Байкальского рифта.

С массивом связаны два геолого-промышленных типа оруденения: комплексное медно-никелевое и титаномагнетитовое (железо-титан-ванадиевое). Каждый из этих месторождений Рудное (медно-никелевые с платиноидами) и Магнитное (железо-титан-ванадиевое) разобщены и занимают разные структурно-геологические позиции и могут рассматриваться в качестве самостоятельных, которые роднят только их принадлежность к Чинейскому габброидному массиву. В донной части Чинейского массива локализуется медно-сульфидное оруденение (с попутным никелем, кобальтом, платиноидами и др.).

С сульфидами по данным технологического опробования связано более 90% платины и золота. Только 5% платины и 10,7% палладия образуют свободные зерна собственных минералов. Значительная часть (25%) палладия заключена в силикатах.

Литература

1. Бучко И.В. Распределение элементов платиновой группы в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях Становой складчатой системы (на примере Весёлкинского массива). // Тихоокеанская геология, 2000. Т.19, №2. С.91–100.
2. Копылов М.И. Прогнозно-поисковые признаки и критерии титановых и медноникелевых месторождений в пределах Дальневосточного габбро-анортозитового пояса. // Руды и металлы, 2009 №4, С.45–56.
3. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. Владивосток. Дальнаука, 2010. С.46–98.

В.Г. Крюков

МОДЕЛИ ПОРФИРОВЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИАМУРЬЯ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск

Крупнообъемные месторождения цветных металлов, включающие порфировые объекты, в последние годы стали наиболее привлекательными для горного комплекса [1, 2, 3, 7]. Тем не менее их поиски в Приамурье и последующее изучение не получили должного признания. Это объясняется тем, что на стадии поисков и оценки ни на одном проявлении не были получены существенные результаты.

Цель настоящего исследования заключается в разработке моделей порфирового оруденения на основе исследованных автором объектов южной части Дальнего Востока, а также обобщения первичных результатов разномасштабного изучения проявлений другими геологами для более достоверной их оценки.

Для анализа выбраны объекты, находящиеся в различных рудных районах Приамурья. По составу ведущих полезных компонентов отмечается достаточно широкий их спектр: золоторудные, золото-вольфрамовые, золото-вольфрам-оловянные, золото-медно-молибденовые, медно-молибденовые медно-молибден-оловянные, оловянные проявления. При этом сопоставлялись различные признаки, в том числе, геологическая обстановка нахождения, метасоматиты, типоморфные минералы и их парагенезисы, типохимические элементы, отражающие глубинность процесса рудоотложения [5].

Фациальные условия рудообразования, наряду с другими факторами, сказываются на особенностях состава, строения и вертикального размаха оруденения. Учитывая представления Г.М. Власова, Н.И. Говорова, Д.С. Коржинского, В. Линдгрена, Н.И. Наковника, Д.В. Рундквиста и других исследователей, применительно к рассматриваемой группе объектов возможно выделение близповерхностных (0–600 м), субвулканических (200–1500 м), гипабиссальных (600–2500 м) месторождений.

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

Существенную роль в определении типа объекта играют метасоматиты. В исследовании использовались подходы, сформированные автором при изучении вулкано-плутонических структур различных регионов [4]. Особенно важно подчеркнуть рольrudовмещающих метасоматитов, сформированных в результате действия ранней щелочной, кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадий. При этом на стадии кислотного выщелачивания формируются кварц-серicitовые или кварц-серцит-гидрослюдистые с пиритом или марказитом породы, а на стадии поздней щелочной – собственно оклорудные гидротермалиты.

Близповерхностные месторождения порфирового типа представлены Белой Горой, Бухтянским, рудопроявлениями Мангулийским, Маяком и другими. В качестве

эталона рассматривается Белая Гора. Месторождение находится в 60 км к запад-северо-западу от г. Николаевска-на-Амуре. Основным полезным компонентом является золото, по запасам которого месторождение относится к категории средних объектов. Площадь его сложена палеогеновыми базальтами и их туфами. Они интрудированы агломератовыми туфами и автомагматическими брекчиями трахидацитов, а также тонкофлюидальными, сферолоидными и мелкокорнистыми риолитами. Эруптивные брекции завершают интрузивный процесс вулканической постройки.

Оруденение локализуется в пределах вулкана, размером 8×9 километров, приуроченного к узлу пересечения субширотной и субмеридиональной тектонических зон. Жерло его заполнено различными по генезису брекчиями и сферолоидными риолитами. Породы в той или иной мере преобразованы во вторичные кварциты. Обломки их фиксируются в эруптивных брекчиях. Внешняя граница вулкана подчёркивается дайками риолитов, дацитов и долеритов. Дайки основного состава имеют также субширотную и северо-восточную ориентировку. В восточной части вулкана картируются фельдшпатофирсы (эффузивовидные метасоматиты), или псевдоморфные калишпатиты по Л.Ф. Мишину [6]. На все породы накладывается низкотемпературный метасоматоз, приводящий к формированию кварц-серицит-гидрослюдистых и кварц-адуляр-гидрослюдистых околоврудных гидротермальных с золото-сульфидной минерализацией.

В целом этот тип оруденения характеризуется рядом особенностей. Установлена последовательность образования магматитов и метасоматитов (от ранних к завершающим): базальт-трахибазальтовая серия эффузивов, риолиты кольцевых структур, эффузивовидные метасоматиты, сферолоидные и тонкофлюидальные риолиты, вторичные кварциты, долериты, пропилитизация, эруптивные брекции, локальный гидротермальный метасоматоз и золотое оруденение. Специфично наличие на глубине около 120 м субгоризонтального уровня концентрации мельниковит-пириита и марказита в рудовмещающем ореоле кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов, подчеркивающего уровень водозависимых вод. Очень характерны значительный объём рудно-метасоматических образований, и многообразие морфологии рудных тел: штокверк, залежь, линзо- и жилообразные тела. Перспективность рудного поля связывается с кольцевыми и радиальными структурами вулкана к северу от его жерловины.

Субвулканический уровень представлен проявлениями Широкое (Sn, Au), Лошадина Грива (Sn), Таракановское (Au, Mo), Маяк (Au, Mo), Болотное (Au). В качестве модельного рассматривается рудопроявление Широкое.

Рудопроявление Широкое комплексное оловянное с золотом располагается в бассейне р. Правый Деримикан в её верхнем течении (правый приток в верховье р. Селемджа), в северо-восточной части Амурской области. В пределах рудного поля устанавливаются юрские терригенные и меловые вулканогенные образования, интрудированные гранитоидами различного фациального облика. В структурном плане рудопроявление представляет периферию крупного вулкано-плутона, осложнённую значительным количеством боковых аппаратов.

Оруденение локализуется в бокках, два из которых сложены риолитами, четыре – андезитами. Следует подчеркнуть сложность строения и состава этих построек. Как правило, вокруг жерл развиваются штоки автомагматических, эруптивных брекций и туффизитов, а также дайки гранитоидов. Последовательность формирования интрузивных пород (от ранних к завершающим): андезиты, андезидиациты, риолиты, микродиориты, диоритовые порфиры, гранодиориты, автомагматические брекции, гра-

ниты, аплиты, лейкократовые субщелочные граниты, гранит-порфиры, микрополосчатые метаграниты, эруптивные брекчии. Метасоматиты расчленяются на две группы: площадные безрудные (биотититы, фельшпатофиры, пропилиты, кварц-гидрослюдистые образования, вторичные кварциты) и рудовмещающие кварц-серицит-гидрослюдистые с пиритом образования, включая околоврудные грейзены, актинолититы, турмалиниты, кварц-серицит-хлоритовые, березиты, аргиллизиты.

Характерной особенностью этого типа объектов являются пространственное и временное совмещение оловянной и золоторудной минерализации. Всем проявлениям присущ сложный характер вулканических, интрузивных и метасоматических процессов. Для субвулканического уровня отмечается появление метамагматических пород. Процессы гидротермального метаморфизма находят выражение в существенном объеме кварц-серицит-гидрослюдистых с пиритом метасоматитов, предваряющими рудоотложение. Разнообразие морфологии рудных тел, более значимое в сравнении с близповерхностными объектами, свойственно практически всем объектам, исключая рудопроявление Лошадина Грива. Вкрапленность халькопирита, молибденита в площадных метасоматитах, в метамагматических породах отражает изначальную специализацию растворов. Перспективы связываются с золотым оруденением.

В целом, на субвулканическом уровне продукты гидротермального метаморфизма выражаются рядом комплементарных пар: ортоклазиты – актинолитовые метасоматиты, березиты – пропилиты, кварц-серицитовые породы – хлорититы и доломититы. Характерно золотое, оловянное, медное, молибденовое, оруденение с преимущественной концентрацией в березитах и кварц-серицитовых породах.

Гипабиссальный уровень свойствен месторождению Зимовье, рудопроявлению Баранджа, Золотая Гора, Кантагор, Тырское и другие. Наиболее изученным является месторождение Зимовье.

Месторождение Зимовье находится в верхнем течении р. Тумнин, в центральной части Хабаровского края. Зимовинская интрузивно-купольная структура – это кольцевая структура, слегка вытянутой в субширотном направлении формы, размерами около 14×14,8 километров. Купол сформирован в результате становления массивов позднемеловых гранитоидов на участке пересечения субширотных и субмеридиональных разломов. При этом субмеридиональные разрывы подчёркиваются дайковым поясом риолитов, диорит-порфиритов, монzonитоидов и микрогаббро. Ассоциации интрузивных пород, метамагматических образований, площадных и рудовмещающих метасоматитов, минеральная зональность и состав рудных и рудоносных зон отражают достаточно сложный процесс формирования Зимовинской интрузивно-купольной структуры. Достаточно четко обособляется центральная часть купола (диаметр около 5 километров), в пределах которой располагаются проявления (с севера на юг): Пёстрое, Цокольное, Таймень, Золотоносный.

Специфика Зимовинского месторождения заключается, как в структурных, так и в вещественных особенностях объекта. В отличие от предыдущих объектов в палеовулканах, оруденение локализуется в интрузивно-купольных структурах. Соответственно увеличиваются размеры и морфология интрузивных тел, проявляющихся в форме массивов, штоков, даек. Большая масштабность проявления отмечается для кварц-серийцит-гидрослюдистых с пиритом предрудных метасоматитов, «надстраивающих» массив гранодиоритов. Гипабиссальный уровень находит отражение в формировании ряда: альбититов или альбит-калишпатовых метасоматитов с биотитом, скарноидов или ак-

тинолитовых метасоматитов нередко со щелочными роговыми обманками, березитов, турмалинитов. Медно-оловянное, медное, медно-молибденовое оруденение практически всегда сопровождается золотой и серебряной минерализацией. Этот тип максимально соответствует классическим моделям порфировых объектов [1, 2, 3, 7].

Таким образом, юг Дальнего Востока представляется перспективной площадью на выявление порфирового оруденения с золотой, медной, молибденовой, вольфрамовой, оловянной минерализацией. Не всегда обоснованно к этому типу относят любые проявлений с повышенным содержанием меди или меди и молибдена. Этим определяется необходимость создания модели порфирового месторождения региона.

Наборы магматитов, метасоматитов и руд, определяющие особенности моделей порфировых объектов зависят от глубины становления интрузивных пород и уровня минералообразования. На данной стадии изученности объектов возможно выделение трёх уровней: близповерхностного, субвулканического и гипабиссального. Для них рассматриваются геолого-генетические модели порфировых объектов на примере эталонных объектов.

Помимо постинтрузивных гидротермально измененных пород, для порфировых проявлений Приамурья характерны сининтрузивные метасоматиты. В их составе отмечаются гранито- и монцонитоподобные образования, гидротермально-эксплозивные брекции. Типичны жилы, дайко- и трубообразные формы тел метасоматитов. Они «надстраивают» основной шток гранитов и гранитоидов, характеризуя ранние стадии процесса и определенное положение в моделях.

Максимальные концентрации рудных компонентов свойственны кварц-серицитовым и кварц-серицитовым с хлоритом либо турмалином породам. Вместе с тем примечателен факт наличия вкрапленности рудных минералов (магнетит, халькопирит, молибденит, кассiterит, вольфрамит) иногда совместно с апатитом, сфеном в кварцевых обособлениях, своеобразных пегматитоподобных шлирах, сининтрузивных метасоматитах, в дайках аplitов.

Литература

1. Евстрахин В.А. Порфировые месторождения – генетический и промышленный тип//Сов. Геология, 1988. №3. С. 9–18.
2. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
3. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.Б. Медно-порфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под ред. А.И. Кривцова. М.: Цнигри, 2001. 232 с.
4. Крюков В.Г. О систематике метасоматитов./ Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток. 1978. С. 43–53.
5. Крюков В.Г., Невструев В.Г. О моделях порфировых объектов Приамурья//Руды и металлы. Спец. вып. Тезисы докладов научно-практической конференции: Научно-методические основы прогноза поисков и оценки месторождений твёрдых полезных ископаемых – состояние и перспективы. Май 2011. г. Москва. М. 2011. №3–4, с. 99–100.
6. Мишин Л.Ф. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с.
7. Пучков Е.В. Модель формирования порфировых месторождений//Отечеств. геология, 2010. №2, с. 53–57

В.Г. Крюков

МЕЗОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАЛОГО ХИНГАНА

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск

Малый Хинган выделяется наличием разнообразного комплекса полезных ископаемых. Особое место занимают проявления олова, золота, урана и сурьмы, связанные с меловой интрузивной серией [1, 7]. Промышленные концентрации свойственны олову, в меньшей мере – урану. Группировки оловорудных проявлений формируют Хингано-Олонойскую и Биджано-Самарскую зоны.

Биджано-Самарская зона (выделялась С.Ф. Усенко [1] как Сутарский узел), находящаяся в бассейне рек Сутара и Самара, включает два мелких месторождения Верхнебиджанско и Кабалинское кассiterит-силикатной формации, пегматиты и альбититы с касситеритом в бассейне р. Самары (нижнее течение) и р. Фэона (называлась Мало-Хинганским, Хингано-Олонойским оловорудным районом, Хингано-Олонойским оловянным узлом) располагается в бассейне рек Мутная, Хинган, Джалинда, Кульдур, Каменушка. В основном это левобережная часть р. Бира (истоки и среднее течение), левого притока р. Амур. Ориентирована она в субширотном направлении и имеет площадь около 5200 кв. километров (40×130 км). В пределах зоны выявлены многочисленные проявления олова, а также урана и золота. В пространственном распределении рудных объектов намечаются определенные закономерности. Более высокотемпературные месторождения и рудопроявления олова занимают центральную часть рудной зоны. К периферии они уступают место комплексной оловянной с полиметаллами, оловянной с золотом, урановой и сурьмяной минерализации.

Территория рудной зоны сложена стратифицированными образованиями неогенового, палеогенового, мелового возраста верхнего структурного яруса, а также осадочно-метаморфическими образованиями (рифей-кембрийской и архейской систем) основания. Магматические комплексы основания представлены палеозойскими гранитоидами. Меловой магматизм характеризуется достаточно широким набором покровных и субвуликанических пород, мелких интрузивных тел и даек.

Стратифицируемые образования мезозойского возраста слагают три толщи.

Нижняя толща представлена туфогенно-осадочными и туфогенными породами с прослойями конгломератов, песчаников и маломощными покровами андезитов и дацитов, андезибазальтами, андезитами, дакитами, риолитами. Отмеченные породы составляют не более 7–10% объема меловых эфузивов. Средняя толща по распространённости занимает примерно такие же объемы, как и нижняя толща. В её составе преобладают туфы кислых вулканитов с покровами риолитов, дакитов и андезидакитов. Весьма характерны тонкофлюидальные («ленточные») риолиты. Этим эфузивам соответствуют субвуликанические риолиты, нередко имеющие сферолитовую текстуру. По времени нижней и средней толщам соответствуют в интрузивной фации – массивы плагиогранитов, мелкозернистых диоритов с дайковым комплексом – гранодиоритов, диоритов, габбро-диоритов. Интрузивные породы М.В. Мартынюк с соавторами [5] относят к раннемеловому кульдурскому комплексу. Считается, что с ним ассоциируют проявления золота и ртути.

Верхняя толща сложена не только весьма разнообразными по составу покровными эфузивами, но и специфичными субвуликаническими породами. Нижняя часть тол-

щи представлена андезидицитами, дацитами, риолитами с горизонтами туфов. Им соответствуют субвулканические риолиты с вкрапленниками кварца, санидина, реже кислых плагиоклазов. В верхней части разрез более монотонный – покровы риолитов, отличающиеся составом, размерами и количеством вкрапленников кварца, полевых шпатов, изредка биотита и роговой обманки. Им синхронны субвулканические риолиты, нередко с брекчиевой текстурой, риолиты крупнопорфировые, агломератовые туфы и туффизиты. На долю верхней толщи приходится основной объём вулканитов, более 80%.

В возрастном отношении к эфузивам верхней толщи близки крупно-гиганто-порфировые гранит-порфиры, слагающие массивы, штоки, силлообразные тела и дайки. Они выделяются [2, 5, 6] как Хингано-Олонойский интрузивный комплекс. К этому же комплексу указанные исследователи относят субщелочные гранит-порфиры. С комплексом связываются месторождения олова.

Штоки субщелочных гранитов, а также рибекитовых гранит-порфиров, совместно с дайками полосчатых микрогранитов, гранит-порфиров, монцогранитов и монцогранодиоритовых порфиритов, автором выделяются в качестве самостоятельного комплекса, завершающего мезозойский магматизм в этой структуре и ответственного за гидротермальное оруденение на этой площади.

Практически все отмеченные породы подвержены метасоматическим преобразованиям. По отношению к вулканитам и интрузивным породам выделяются синвулканические (фельдшпатофиры и вторичные кварциты), синмагматические (монцонитоиды и гранит-порфиры) и постмагматические метасоматиты (альбититы, сидерофиллитовые грейзены, актинолитовые метасоматиты, кварц-турмалиновые, кварц-серицит-хлоритовые образования, березиты, аргиллизиты). Рудовмещающими являются постмагматические гидротермалиты. Они формируют зонально построенные рудные узлы. В их числе необходимо отметить Хинганский, Джалиндинский, Канхойский и Удурчуканский рудные узлы. Они имеют овальную в плане форму и отличаются друг от друга морфологией, составом интрузивных пород и рудной минерализации, параметрами оруденения.

Джалиндинский узел, расположенный в истоках р. Джалинды, в поле развития риолитов, имеет размеры: 8×25 км, проявленность интрузий в форме даек, субширотную ориентировку, простую зональность рудно-метасоматических образований. В пределах узла насчитывается три мелких месторождения олова и около 10 зон минерализации. Их положение контролируется тектонической структурой субширотного простирания. В центральной его части фиксируются кварц-мусковитовые и кварц-мусковит-сидерофиллитовые грейзены. На некоторых локальных участках в них отмечается редкая вкрапленность кассiterита, арсенопирита, халькопирита. Грейзены окаймляются кварц-серицитовыми метасоматитами. По периферии наблюдается ареал аргиллизитов. Зональность асимметричная, с более широкими зонами южной половины узла. Непосредственно в аргиллизитах локализуется месторождение олова Джалиндинское. К границе ареалов кварц-серицитовых метасоматитов и аргиллизитов приурочиваются месторождения Таежное и Граничное, а также ряд зон с оловянно-полиметаллической минерализацией. Оруденение в этом узле представлено кассiterитом, сульфидами и сульфосолями меди, свинца, цинка, олова, висмута и сурьмы. Рудные тела, как правило, небольшие по размерам, имеют линзовидную, гнездовую форму. Вертикальный размах рудных тел колеблется от 15–30 м до 60–110 и более метров.

Хинганский рудный узел, занимающий бассейн рек Хинган и Олоно, характеризуется размерами 20×40 км и более сложным строением. Вмещающие породы представлены различными риолитами, игнимбритами, прорванными гранит-порфирами, эруптивными брекчиями, туффизитами, а также полосчатыми микрогранитами, лейкократовыми мелкозернистыми субщелочными гранитами, гранитами с четкой монцонитоидностью, монцогранодиоритами, сиенит-порфирами. В размещении гранитоидов наблюдаются два ареала: Хинганский (гранит-порфиры) и Карадубский (сложный комплекс интрузивных образований). Оба блока развивались как интрузивно-купольная структура с четко проявленной площадной биотитизацией. Постинтрузивные метасоматиты представлены альбититами, субвулканическими грейзенами, актинолитовыми, кварц-турмалиновыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами и аргиллизитами [3]. Высокотемпературные гидротермалиты (альбититы, грейзены, актинолититы) концентрируются преимущественно в пределах Карадубского блока [4], среднетемпературные – в рамках Хинганского ареала. Зональность рудного узла асимметричная с расширением зон в западном и южном направлениях. Контролируется оруденение региональными структурами субширотного и субмеридионального простирания.

Месторождения олова, по три в каждом блоке, характеризуются большими параметрами в сравнении с объектами Джалиндинского узла. Наиболее крупные месторождения (Хингансое и Карадубское) приурочиваются к узлам пересечения разломов. Размах оруденения колеблется в пределах от 40–60 м до 300–450 м и в одном случае превышает 1200 метров. Это уникальное по морфологии и структуре Хингансое месторождение, по запасам относимое к категории крупных объектов.

Канхойский узел, располагающийся в бассейне среднего течения рр. Кульдур и Каменушка, имеет размеры 15×45 км и довольно сложную структуру. Большая часть площади – это породы основания, преимущественно палеозойские гранитоиды, в меньшей мере – меловые эффузивы нижней толщи. Также как и для Карадубского блока, отмечаются мелкие тела и дайки меловых интрузивных пород – рибекитовые граниты, субщелочные лейкократовые граниты, монцонитоиды, автомагматические брекчии. Центр узла приурочен к узлу пересечения разломов субширотной и субмеридиональной ориентировки. Он характеризуется проявленностью грейзенов, скарноидов. В промежуточной зоне развиваются актинолитовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты. По периферии отмечаются кварц-серицитовые метасоматиты. Зональность узла асимметричная с более широкими зонами в юго-западной его части. Положение ареала метасоматитов в целом контролируется структурами северо-восточной ориентировки. В пределах узла не выявлено сколь-либо значимых объектов.

Удурчуканский узел, находится в западной части Хингано-Олонойской зоны в бассейне рр. Удурчукан и Мутная. Размеры его составляют 30×35 километров. Вмещающие породы представлены архейскими сланцами, гнейсами, а также меловыми вулканитами. Интрузивные гранитоиды пользуются ограниченным распространением. Отмеченные породы перекрываются на значительной территории палеогеновыми базальтами. Для бассейна р. Мутной характерны высокотемпературные метасоматиты (пегматитоподобные образования, альбититы, грейзены, актинолититы, березиты). В бассейне р. Удурчукан отмечаются актинолититы, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые гидротермалиты и аргиллизиты. В аллювии и делювии в значительных количествах выявлены кассiterит, золото. Существенных концентраций металлов в

коренном залегании не обнаружено. Исследователи считают, что бассейн р. Удурчукан перспективен на выявление месторождения олова.

Выделяются три типа руд, оловянная минерализация которых относится к касситерит-силикатной формации. Преобладает хлоритовый тип – месторождения Хинганское, Березовое, Центральное, проявления Кимканское, кл. Синицкого, ряд проявлений в бассейне рек Кульдур и Каменушка (Восточное, Совхозное, Конторское, Канхойское). Меньшей распространённостью пользуются объекты в субвулканических грейзенах – Каменистое, Карадубское, Олонойское. По периферии зоны отмечается аргиллизитовый тип, представленный месторождениями Джалиндinskим, Таежным.

Таким образом, магматиты и гидротермальная минерализация контролируется, как уже отмечалось, разломами субширотной и субмеридиональной ориентировки, а также интрузивно-купольными структурами. Основными являются Хингано-Олонойский полигенный стратовулкан (северная половина Хингано-Олонойской вулканической зоны) и Канхойская интрузивно-тектоническая постройка. Рудные узлы приурочиваются к сводовым частям куполов.

По особенностям вещественного состава оруденения выделяются рудные узлы с преобладающим аргиллизитовым (Джалиндinskий узел), кварц-серicit-хлоритовым (Канхойский узлы) и кварц-серicit-хлоритовым с грейзенами (Хинганский и Удурчуканский узлы) типами минерализации. Вертикальный размах оруденения колеблется от 50–150 м до 350–500 м и в одном случае достигает 1000–1300 м (Хинганское месторождение).

Перспективы Хингано-Олонойской зоны связываются с её западным флангом, в частности, с бассейнами рр. Удурчукан-Мутная.

Литература

1. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть II. Полезные ископаемые. Ред. В.В. Онухимовский. Хабаровск. 1973. 416 с.
2. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П.. Хингано-Олонойский оловорудный район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252 с.
3. Крюков В.Г. Метасоматиты в металлогеническом анализе Приамурья. В сб. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Наука, 1990. С. 184–199
4. Крюков В.Г. , Никулин Н.Н., Грушкин Г.Г. Состав и зональность окорудных метасоматитов Карадубского рудного поля. В кн. Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР. 1988. С. 28–40.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. (Отчёт по теме №330 за 1987–1990 гг.). Хабаровск. 215 с.
6. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Геология, вещественный состав, генезис. Г.В. Ициксон, Д.В. Рундквист, И.Г. Павлова, В.А. Козлов, И.С. Щербинин, Н.В. Огнянов, Р.П. Феклович, О.Ф. Шишканова, М.И. Попкова. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 27. Л.: 1959. 344 с.
7. Саксин Б.Г. Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Сов. геология. 1987. №1. С. 60–64

В.В. Куликова¹, В.С. Куликов¹, Я.В. Бычкова²

ПЛУТОНЫ И МАСШТАБНЫЕ МАССИВЫ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ КАК СТРАННЫЕ АТТРАКТОРЫ В ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

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

Анализ тектонического строения Карело-Кольского региона с позиции геометрии фракталов свидетельствует о двух(много-)уровневой структуре: 1) n-линейные фракталы – мезоархейских ЗП и 2) n-площадные – типа Водлозерского блока – «снежинок Коха»; 3) n-1-линейные – палеопротерозойских (сумийских) рифтов; 4) n-1 - площадные – центральных (ядерных) зон блоков (магматических plutонов Бураковского типа). Последние выступают как связующие звенья - атTRACTоры с тектоническими швами палеопротерозоя и т.д. Исторические деформации ЗП обусловлены разноплановой колебательной динамикой астеносферы с формированием разновозрастных плюмов, тенденцией их вертикального и горизонтального смещения, а также последовательным вырождением во времени, что способствовало смещению и вращению блоков с «торошением» и разрушением их краевых зон.

Авторы, на основании многолетних исследований на ЮВ Фенноскандинавского щита на примере Водлозерского блока, склоняются к тому, что первоначальные границы фрагментов палеоархейской коры представляли собой тектонические структуры, соответствующие по форме шестигранным ячейкам Релея-Бенара, но сформированные на остывающей базитовой палеоархейской (древнее 3565 Ma) коре [1, 2].

Наглядным примером формирования блоков (а также и литосферных плит) может служить процесс образования льдин на остывающей поверхности воды в спокойных условиях и при турбулентном и ламинарном течении (рис. 1).

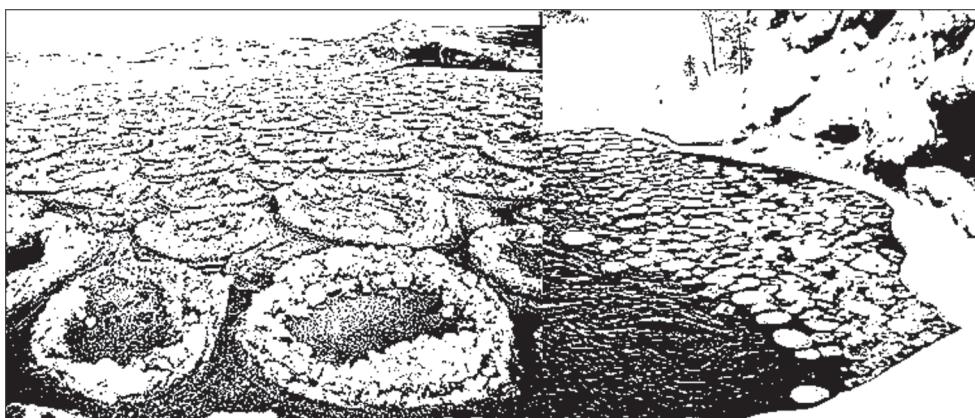


Рис. 1. Структура образования льдин (ледяных блоков) на спокойной поверхности воды (Онежское озеро (слева) и под сливом водопада Кивач, р. Суна (фото Е.В.Кузнецовой, 2012 г.)).

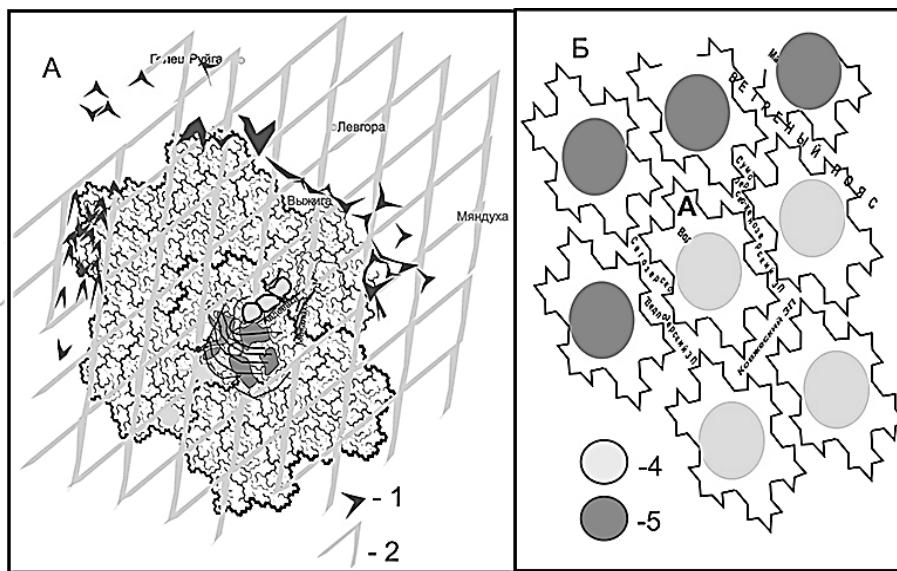


Рис. 2. Водлозерский блок в виде «Снежинки Коха». А. 1 – фрагменты мезоархейских ЗП, 2 – фрагменты предполагаемой регматической решетки разломов как результата динамики аттрактора – внедрения Буровковского plutона. Б. Странные аттракторы – ядра блоков на астеносфере 4 – коматитовой, 5 – на бонинитовой.

Традиционно принятое описание древнейших блоков не учитывает присутствия в породных комплексах палео- и мезоархейской тонкой литосфера древней морской соленой воды. Вероятно, есть необходимость создания моделей формирования коры с учетом этого существенного компонента, поскольку тогда, в какой-то мере, будут учитываться и побочные факторы механического структурирования земной коры, напр., планетарное электромагнитное воздействие и др. Доказано [7], что при легком волнении поверхности моря льдообразование исходит из многих центров с формированием дисков льда диаметром от 30–50 см до 3 м, толщиной до 10–15 см, с приподнятыми краями вследствие удара – торошения льдин одна о другую [8]. Это блинчатый лед, являющийся наиболее распространенной начальной формой льда в море. Крупные диски представляют собой спаянность более мелких начальных дисков. Таким образом, путем спаивания диски блинчатого льда могут достигать диаметра до 2 м.

Исходя из соотношения диаметр – толщина льда при его замерзании на водной поверхности, напр., 120×10 см, можно предположить первоначальные размеры намечающегося литосферного блока по окаймляющим его зеленокаменным поясам: диаметр ~ 150 км и толщина – 12.5 км. ЗП представлены дискретными структурами, спрямленно переходящими друг в друга. Специфика их конфигурации свидетельствует о сложных тектонических процессах, сопровождающих разрыв литосферы в мезоархее, а затем в палеопротерозое. Являясь по своему происхождению нелинейными динамическими системами, отдельные структуры самоорганизуются в «пояса», создающими «сеть», в которой ее составляющие проявляют свойства фракталов.

Рисунок ЗП вокруг каждого блока наилучшим образом соответствует определению фрактала 1) (по Мандельброту [4], фрактал – (лат.) fractus – дробный и frangere –

ломать, или суть фрактала – “изломанное”, нерегулярное множество) или 2) состоящий из фрагментов. Форма блока по сохранившимся С и СВ границам может быть реставрирована и соответствует «снежинке Коха» (рис. 2а). Окружающие блоки ЗП состоят из отдельных простых сходящихся разломов в виде равносторонних углов ($L \sim 10$ км), которые часто скрыты многочисленными небольшими телами неоархейских гранитов. Исходя из современного представления о существовании трех типов границ плит: спрединговый, субдукционный и трансформный (скольжения), как правило, для докембрийского уровня коры предпочтение отдается первым двум. С другой стороны, доказывается [6], что границы скольжения литосферных плит распространены в переходных зонах континент–океан и внутри континентов, где они обычно возникают после коллизии континентальных блоков и представляют собой самостоятельную геодинамическую обстановку, для которой характерны индивидуальные черты тектоники, магматизма и металлогенеза. Большинство ЗП несут на себе все признаки коллизии и торошения, что подчеркивается особенностями их внутреннего строения, которое иногда принимают за субдукцию [5]. Авторами предполагается, что процесс торошения границ блоков носил колебательный характер, обусловленный общей геодинамикой планеты.

Центральные части (ядра, атTRACTоры) практически всех блоков идентифицировались только в палеопротерозое за счет внедрения крупных мафит-ультрамафитовых расслоенных plutонов (Бураковский – в Водлозерском блоке (рис. 2А), Кийостровский – в Маленгском, интрузивы Оланской группы С. Карелии (Кивакка, Ципринга, Луккулайсаара) – в Пяозерском, Мончегорский plutон – в Центрально-Кольском и т.д.) (рис. 2б). Их можно рассматривать как атTRACTоры (атTRACTор динамической системы – притягивающее, замкнутое, инвариантное множество в ее фазовом пространстве [4]), возникновение которых обусловлено предыдущей динамикой астеносферы, выступающей в роли неистощенной части мантии [3] – поставщика крупных порциймагмы (плюмов) соответствующего состава. Авторы используют этот термин, предполагая, что 1) это устойчивые особые точки для местоположения plutонов и 2) нерегулярные (сложные, неустойчивые) троектории быстро расходящихся систем, которые остаются на атTRACTоре (привязаны к нему), или системы разломов на утолщенной литосфере, контролируемые точечной динамикой астеносферы. Центральные части

Появление на земной поверхности «перегретых» (высокомагнезиальных) магматических расплавов – явление экзотическое в сравнении с преобладающими базальтовыми, андезитовыми и риодацитовыми магмами. Ограниченнные масштабы проявления первых свидетельствуют о специфике состояния земных недр, а, следовательно, особенностях их первичных мантийных резервуаров. Свойства «финальных» поверхностных магм, имеющих отличительные свойства от мантийных за счет контаминации последними коровьим материалом, проявляются в разнообразии эфузивных мафит-ультрамафитов. Промежуточными расплавами, материнскими для вулканитов, должны быть глубинные расслоенные plutоны, а также среднеглубинные интрузивы небольших размеров. Практически все современные работы по описанию мафит-ультрамафитовых магматических пород содержат данные по оценке состава родоначальных мантийных магм и их принадлежности к тем или иным магматическим сериям. Роль странных атTRACTоров в процессе возникновения неустойчивых циклов разных периодов, поскольку одновременно действуют “механизмы” растяжения и сжатия, начинают играть именно эти многочисленные малые интрузивные тела, лавовые потоки и покровы в виде нечетного множества апериодических точек. Появляются признаки динами-

ки процессов как динамического хаоса. В геометрическом плане фрагменты фракталов становятся более крупными ($L \sim 30$ км), но угол между ними – 30° (напр., ассоциация Бураковский plutон – Маткалахтинская структура).

Выводы. На примере геометрического рисунка границ наиболее сохранившегося архейского Водлозерского и других блоков, контролируемых мезоархейскими ЗП на Фенноскандинавском щите, особенностей строения центральных (ядерных) зон блоков как связующих звеньев – атTRACTоров – с тектоническими швами палеопротерозоя, авторы попытались наметить механизм создания ансамбля магматических комплексов нетрадиционным способом, расширяющим перспективы как геодинамических построений, так и возможности открытия новых месторождений.

Литература

1. Куликова В.В. Волоцкая свита - стратотип нижнего архея Балтийского щита //Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1993, 255 с.
2. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. КарНЦ РАН, Петрозаводск. 2005. 250 с.
3. Летников Ф.А. Условия формирования и металлогеническая специализация внутриплитных гранитов //Современные проблемы геохимии: Матер. Всероссийского совещания, посвященного 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона. – Иркутск: Изд-во ИГ им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 1.с. 71–73.
4. Мальденброт Б.. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ. 2002. 656с.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с. + 1 вкл.,
6. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальннаука, 2011. 457 с.
7. Хименков А. Н., Брушков А. В. Введение в структурную криология: монография. М. : Наука, 2006 (СПб.). 279 с.
8. <http://www.rusmechanics.ru/3/articles/marchenko.pdf> (Марченко А.В. Проблемы торошения морских льдов. Проблемы механики, (Москва. 2002, N 3, с. 67–129.

А.Б. Лазарев

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ НА МАЛОМЫРСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

ЗАО «УК Петропавловск», г. Благовещенск

Тектонической основой Маломырского месторождения является Диагональный надвиг, как указывалось нами ранее имеющий как минимум два движения первое левосдвиговое, второе – надвиговое[1]. Сейчас нами принимается за тектоническую основу надвиговое, т.к рудные тела локализуются в самой тектонической структуре, а также и в аллохтоне, и в автохтоне.

Ранее все руды месторождения Маломыр относились к упорным. Однако в результате работ группы компаний «Петропавловск» в пределах месторождения были выявлены тела неупорных (легкоцианируемых) руд. Структурная позиция этих двух технологических типов руд весьма различна.

1. Упорные руды

а) первая группа рудных тел, относимых к этой категории, локализована внутри Диагонального надвига (рис.1), полностью тектонически зависима от него, т.е рудные тела имеют согласные с ним простирание и падение. Пространственно размещаются в пределах участка Центрального. В этой группе тел заключена основная часть золота.

б) вторая группа локализуется в аллохтоне в некотором отрыве от Диагонального надвига, структурно копируя тела первой группы (уч. Центральный);

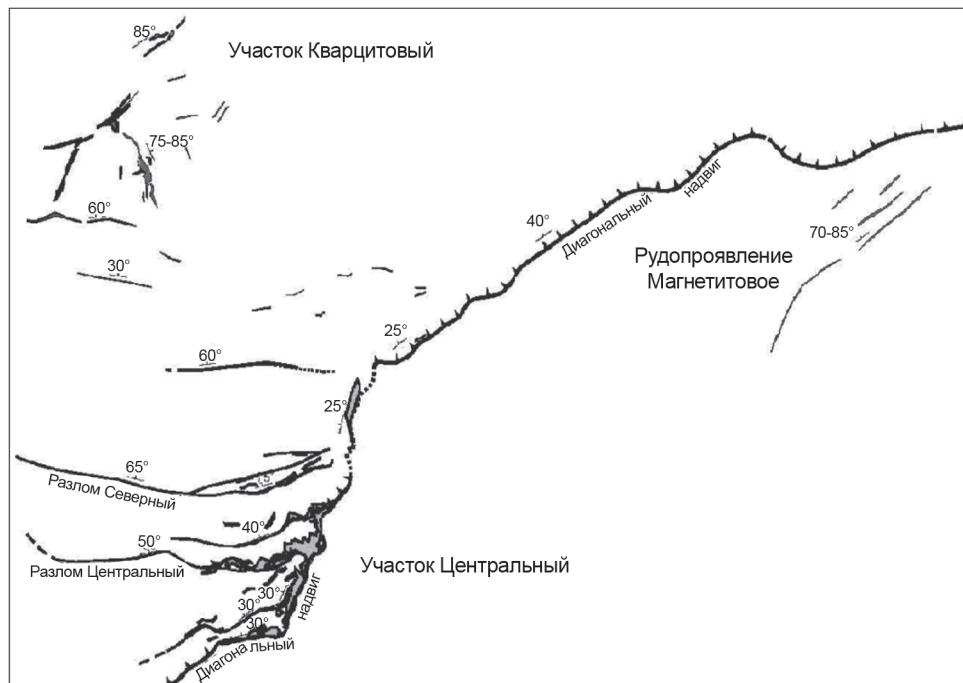


Рис. 1. Схема размещения оруденения на Маломырском золоторудном месторождении

в) третья группа также локализуется в аллохтоне, слагая рудные тела широтного простириания с падением на север вдоль тектонических нарушений оперяющих Диагональный надвиг. Наиболее интенсивное оруденение развито вдоль Северного и Центрального разломов в пределах уч. Центрального.

В зоне сочленения структур первой и третьей групп образуются обогащенные участки, что выражается в увеличении мощностей и повышении содержаний.

2. Неупорные (легкоцианируемые) руды

а) Резко дискордатно к вышеописанным расположены легкоцианируемые рудные тела, имеющие субмеридиональную ориентировку с крутыми углами падения залегающие в аллохтоне надвига и пространственно расположенные в пределах уч. Кварцитовый. К сожалению, наблюдать взаимоотношение этих структур с Диагональным надвигом пока не представляется возможным из-за значительных глубин.

б) Рудные тела в автохтоне (рудопроявление Магнетитовое) имеющие пологое сочленение ($30\text{--}40^\circ$ по простирианию) с Диагональным надвигом и, как правило, крутое падение. Структурная позиция рудных тел на этом участке позволяет утверждать об их формировании в надвиговый этап развития Маломырского месторождения. К сожалению, зона сочленения этих рудных структур с Диагональным надвигом пока не изучена.

Литература

1. Лазарев А.Б., Волков А.В., Сидоров А.А. Рудовмещающие дуплексы золоторудного орогенного месторождения Маломыр (Приамурье) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 6. С.513–522

Ж.В. Максимова

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: ГЕОХИМИЯ, АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск

На примере трех массивов (Васильевский, Гобиллинский и Анюйский) высокоглиноземистых гранитоидов хунгарицкой серии Центрального Сихотэ-Алиня, относящихся к гранитам S-типа [1], начато изучение геохимии пород и акцессорной минералогии. Состав изученных гранитоидов достаточно однотипен: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, мусковит. Основные акцессорные минералы являются: кордиерит, апатит, циркон, монацит, ксенотим, сфен, гранат, пирит.

Результаты анализов геохимического состава редких и редкоземельных элементов хунгарицких гранитоидов центрального Сихотэ-Алиня сведены в таблице с данными [2] по содержанию микроэлементов: Cr, Ni, Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Ce, Lu, Th, U в гранитах S-типа Ansons Bay Granite : TB84, Австралия, Dartmoor Granite: DG1, Англия, Sameiro Granite: ST9.68, Португалия, Heemskirk Granite: WG11, Австралия.

Содержания редких и редкоземельных элементов в изученных гранитоидах близки между собой и в целом соответствуют значениям в эталонных образцах. На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса в координатах Rb – Y+Nb figurативные точки гранитоидов хунгарицкой серии занимают поле коллизионных гранитов S-типа.

Для изучения акцессорных минералов гранитоидов с помощью электронного микроскопа полированные анишлифы, напыленные углеродом, прикреплялись при помощи углеродистой подложки к специальным столикам. Исследования проводились на растромом электронном микроскопе (EVO-40HV, Zeiss). Параметры работы: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~150 пА. Поиск акцессорных минералов проводился в режиме обратно рассеянных электронов (BSE-детектор), так как это позволяет наблюдать образец в фазовом контрасте и находить необходимые зерна. Определение элементного состава выполнялось с помощью кремний-дрейфовом рентгеновском детекторе X-MAX 80 мм². Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «МАС» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу INCA. Исследования проводились сотрудником лаборатории физико-химических методов исследования ФГБУН ИТИГ ДВО РАН В.С. Комаровой.

Акцессорные минералы были встречены в зернах всех породообразующих минералов, а также в межзерновом пространстве, где они присутствуют в виде отдельных зерен, так и скоплений (рис. е). Зерна циркона, апатита, монацита, ксенотима, сфена чаще изоморфны, но встречаются и раздробленные, в том числе и метамиктные зерна (рис. д). Метамиктность вероятно обусловлена высоким содержанием радиоактивных элементов. В апатите (рис. д) Er 3,26 вес.%, Dy 3,1 вес.%, Yb 3,06 вес.%, Gd 1,68 вес.%, U 0,98вес.%. А в апатите, включением которого является монацит, кроме Fe 0,5 вес.% и Mn 0,3 вес.%, других примесей не обнаружено. Ксенотим содержит Dy 4,4 вес.%, Yb 3,5 вес.%, Gd 1,8 вес.%, U 1,6 вес.%. В торианите U 4,7 вес.%, Ce 4,6 вес.%, Y 2,8 вес.%, V 1,9 вес.%, Ti 1,9 вес.%. В цирконе из пород Анюйского массива (рис. а) содержание Hf до 3,15 вес.%, Fe до 0,6 вес.%. На рис. б представлено самое крупное зерно циркона (Васильевский массив) из всех исследуемых образцов, примесей в нем не об-

Таблица. Геохимический состав гранитов S-типа

	Cr	Ni	Ga	Rb	Sr	Y	Ba	Ce	Lu	Th	U
Ан-1	70,95	6,06	17,25	191,31	124,31	15,38	359,26	48,28	0,29	13,20	2,14
Ан-2	97,15	16,43	19,43	151,13	180,33	12,55	454,05	64,12	0,12	11,17	2,31
Ан-3	-	11,96	18,03	203,85	134,43	9,88	553,46	61,39	0,09	13,13	1,27
Ан-5	130,48	22,36	13,69	82,67	210,77	3,88	308,23	40,97	0,05	5,83	0,99
Ан-6	135,46	19,98	13,98	43,63	362,80	6,21	240,89	31,24	0,05	4,56	1,03
Ан-7	86,19	16,55	21,66	138,24	169,67	22,58	596,27	67,02	0,27	11,59	1,89
Вас-1	95,27	6,61	16,57	241,32	62,00	15,44	142,45	12,31	0,27	7,88	3,17
Вас-2	130,77	31,32	24,29	102,57	255,84	8,95	495,01	91,50	0,07	14,42	2,15
Вас-3	117,79	17,67	19,45	137,13	190,71	12,09	598,42	63,85	0,1	10,65	2,03
Вас-5	81,11	7,37	14,36	154,51	79,23	4,37	252,29	22,27	0,07	5,89	4,86
Гоб-2-92	90,49	16,89	20,04	120,45	192,68	17,85	483,63	55,67	0,21	8,22	1,38
Гоб-Мас	101,55	16,96	19,94	153,43	168,31	23,03	549,61	55,32	0,29	8,49	1,26
ТВ84	44,00	2,00	222,00	22,00	150,00	21,00	600,00	158,00	1,20	43,00	8,00
DG1	6,00	3,00	370,00	91,00	195,00	20,00	26,00	75,00	0,37	20,00	14,00
ST9,68	22,00	8,00	234,00	375,00	1107,00	21,00	34,00	235,00	0,48	34,00	-
WG11	4,00	2,00	466,00	58,00	275,00	20,00	35,00	103,00	-	35,00	13,00

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследования ФГБУН ИГиГ ДВО РАН (аналитики Д.В. Альеев, В.Е. Зазулин) методом ICP-MS на приборе: Elan DRC II. Единицы измерения – г/т.

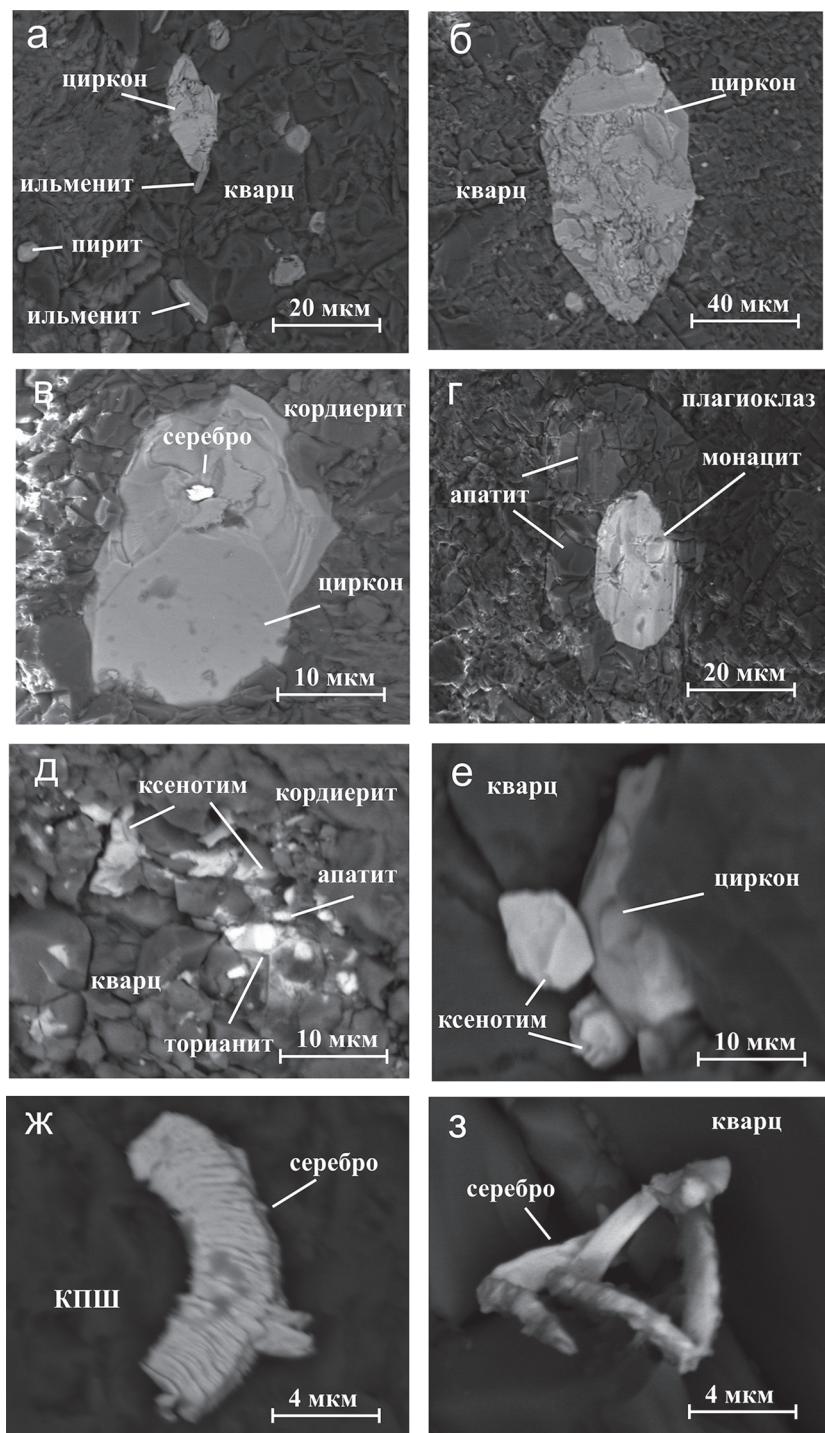


Рис. Аксессорные минералы и включения серебра из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня (пояснения в тексте).

наружено. В ильменитах (рис. а) присутствует Mn от 1,4 до 2,4 вес.%. Монацит (рис. г) содержит примеси Nd 8,24. вес.%, Th 4,94 вес.%, Gd 0,80 вес.%.

Микроскопическими исследованиями были выявлены включения серебра в акцессорных породообразующих минералах. В цирконе из Гобиллинского массива обнаружено серебро с примесью Cu 3,7 вес.% (рис. в). В образце из Васильевского массива (рис. ж) серебро содержит Cu 5,6 вес.%, а в серебре из Анюйского массива (рис. з) содержание Cu достигает 8,2 вес.%.

Результаты выполненных электронномикроскопических исследований разнообразных акцессорных минералов могут свидетельствовать, что часть из них отвечает собственно гранитоидам, а другая – исходному субстрату гранитоидной магмы.

Литература

1. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 3–25.
2. Bruce W. Chappel and Doone Wyborn. Cumulate and Cumulative Granites and Associated Rocks // Resource Geology, 2004, vol. 54, № 3, P. 237.

А.В. Мельников¹, Д.В. Юсупов², В.А. Степанов³, В.Е. Стриха⁴

**МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ И ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАМБУКИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

¹*ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

²*Амурский государственный университет, г. Благовещенск*

³*Научно-исследовательский геотехнологический центр, г. Петропавловск-Камчатский*

⁴*ЗАО «Берилл-Дельта», г. Благовещенск*

Дамбукинский рудный район расположен в центральной части Становой никеленосной провинции [1]. Базит-ультрабазитовые комплексы района специфичны по геохимии магм и масштабам их проявления (кальциево-железистый состав, присутствие аналогов дунит-гарцбургитового комплекса, сосуществование хромовой, железо-титан-ванадиевой и медно-никелевой минерализации, расслоенный характер и т.п.), а многочисленные данные по платиноносным массивам, освещены в различных публикациях [2, 3, 4]. Многочисленные находки в россыпных месторождениях золота крупных (до 3–5 мм) зерен сперрилита, самородной платины, ферроплатины и поликсена, а также котульского и сперрилита в медно-никелевых рудах, позволяют предполагать наличие здесь вкрапленного оруденения стиллутерского (федорово-панского) и шанучского (норильского, мончегорского) типов [5]. Возможно также и открытие здесь регенерированных золото-платиновых месторождений, о чем свидетельствуют высокие содержания Pt и Pd (до 400 г/т) в самородном золоте этого региона [6].

В 2002–2006 гг. в пределах Дамбукинского рудного района АмурКНИИ ДВО РАН на площади 100 км² (Моготский объект) проводились геолого-разведочные и научно-исследовательские работы по поискам медно-никелевого и платиноидного оруденения, связанного с массивами базит-ультрабазитового состава джалтинского раннемелового возраста. В результате работ было выявлено несколько рудопроявлений с медно-никелевой и платиноидной минерализацией. Были подсчитаны прогнозные ресурсы Ni, Cu, Co, Au, Pt, Pd [1].

С 2006 г. в пределах Дамбукинского рудного района НПК «Геотехнология» ведутся поисково-оценочные работы на площади 1500 км² (Джалтинская никеленосная зона) на поиски и оценку медно-никелевого и платиноидного оруденения.

Параллельно с этими работами с 2006 г. Институтом геологии и природопользования ДВО РАН к западу от Джантинской никеленосной зоны проводятся научно-исследовательские работы в пределах известных базит-ультрабазитовых массивов (Талгинский, Усть-Талгинский, Утумукский, Островной, Джуваский, Успеновский), перспективных на обнаружение медно-никелевого и платиноидного оруденения.

Проведенное на территории Дамбукинского рудного района в 2002–2005 гг. геологическое доизучение площади масштаба 1:200 000 позволило выделить базит-ультрабазитовые комплексы, перспективные на выявление медно-никелевого, железо-титанового и благороднометалльного оруденения: 1) раннеархейский хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов ($vAR_1^{III}h$); 2) пермский ульдегитский комплекс перidotит-габбровый ($\Sigma P_1?u$); 3) раннемеловой джалтинский габбро-пироксенит-перidotитовый комплекс (uBK_1d).

К хани-майскому комплексу относится *Маристый массив*, расположенный в междуречье Иликан – Ульдегит. Геологическими маршрутами установлено, что массив расслоен и представлен чередованием пород ультраосновного и основного состава. Здесь преобладают оливиниты (48%), перidotиты (19%), габбро (13%), пироксениты (11%), анортозиты (6%), гранатовые плагиоклазиты (2%) и горнблендиты (1%). Сульфиды представлены пирротином, халькопиритом, пиритом и пентландитом. Спектральным анализом (ИГиП ДВО РАН, Аналитический центр) установлены содержания Ni – 0.007–0.5%, Cu – 0.001–0.01%, Co – до 0.03%, Cr – 0.002–0.3%, Ti – до 3.87%. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – до 0.55 г/т, Pd – до 0.03 г/т, Os – до 0.2 г/т, Au до 0.56 г/т.

К ульдегитскому комплексу относятся несколько массивов базит-ультрабазитового состава, в различной степени изученных на медно-никелевое и платиноидное оруденение: Островной, Джуваскитский, Успеновская группа.

Островной массив расположен в верхнем течении р. Большая Тында и охватывает также бассейны рек Островная и Большой Джуваскит. Основные и ультраосновные породы массива представлены, главным образом, габбро, габбро-амфиболитами, горнблендитами и габбро-диоритами. В истоках р. Большой Джуваскит, по руч. Юдинский при эксплуатации россыпи золота с/а «Александровская» в обломках ультрабазитов были обнаружены самородки Fe-Cu состава, которые были переданы автору статьи для проведения аналитических исследований. По данным атомно-абсорбционного анализа (ИГиП ДВО РАН, Аналитический центр) содержание Pt – 6.6 г/т, Pd – 5.6 г/т, Au – 0.7 г/т, Ag – 37 г/т, по данным спектрального анализа (ОАО «Амургеология»), содержание Pt – 50 г/т, Au – 5 г/т, Ag – 50 г/т, Cu – 0.7%, Ni – 0.1%, Zn – 0.1%. По фондовым материалам известно, что в золотоносных россыпях р. Островная и ее притоков, дренирующих породы массива отмечались единичные зерна сперрилита.

Джуваскитский массив расположен на правобережье р. Большой Джуваскит. В составе массива преобладают метаморфизованные разности габброидов – габбро-нориты и габбро-амфиболиты, реже отмечаются дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов. пределах массива известно одноименное золото-платиноидное рудопроявление. По данным атомно-абсорбционного анализа (ИГиП ДВО РАН; ОАО Иргиредмет) содержание в флогопит-тремолит-полевошпатовых с сульфидами метасоматитах (г/т): Pt – 0.06–0.11, Pd – 0.004–0.05, Rh – 0.009–0.05, Au – 0.2–1.88, Ag – 1.5–6.8.

В 2011 г. при проведении геологических маршрутов по массиву было отобрано 14 штуфных проб из базит-ультрабазитовых пород с сульфидной минерализацией. По данным атомно-абсорбционного анализа (Ин-т ИГиП ДВО РАН) содержание Pt – 0.06–0.11 г/т, Pd – 0.04–0.75 г/т, Rh – 0.009–0.05 г/т, Au – 0.2–1.88 г/т, Ag – 1.5–6.8 г/т. По результатам полуколичественного спектрального анализа (ОАО «Амургеология») измененные ультрабазиты содержат повышенные количества Cu – 0.05–0.2%, Ni – 0.01–0.03%, Co – 0.005–0.01%. Шлиховым опробованием в золотоносных россыпях ручьев Малый Джуваскит, Голубой и Вороновский, дренирующих породы данного массива, отмечались единичные зерна сперрилита, осмистого иридия и самородной платины размером от 0.1–0.015 до 0.2–0.5 мм.

В 2012 г. выходы Джуваскитского массива вскрыты бульдозерными траншеями в долине р. Малый Джуваскит и в ее прибрежной части долины. Установлено, что оруденение связано с зонами сульфидной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации. Мощность зон от 1 до 30 м, протяженность до 200 м. Сульфидная минера-

лизация представлена пирротином (60–70%), пентландитом (10–20%), халькопиритом (5–10%), пиритом (5–10%). По данным атомно-абсорбционного анализа (Ин-т ИГиП ДВО РАН) в 14 бороздовых пробах из сульфидизированных пироксенитов и кортландитов содержание Pd – 0.22–2.17 г/т, Pt – 0.07–0.23 г/т, Os – 0.005–0.1 г/т, Ir – 0.001–0.07 г/т, Ru – 0.02–0.2 г/т, Rh – 0.008–0.1 г/т. По результатам полуколичественного спектрального анализа (ОАО «Амургеология») сульфидизированные пироксениты и кортландиты содержат повышенные количества Cu – 0.05–0.2%, Ni – 0.01–0.3%, Co – 0.005–0.01%.

Шлиховым опробованием в золотоносных россыпях ручьев Малый Джуваскит, Голубой, Вороновский, Улягир, дренирующих породы данного массива, отмечались единичные зерна сперрилита, осмистого иридия и самородной платины размером от 0.015 до 0.5 мм.

Сделан вывод, что платиноидное оруденение Джуваскитского массива может быть отнесено к стиллупутерскому (федорово-панскому) и шанучскому (норильскому или мончегорскому) геолого-промышленным типам.

Успеновская группа массивов расположена в верховьях руч. Малый Джуваскит (бассейн р. Гилвой). В их составе преобладают метаморфизованные разности габброидов – габбро, габбро-амфиболиты, дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов, пироксенитов, а также серпентинизированные, tremolитизированные и оталькованные перидотиты (гипербазиты). По данным атомно-абсорбционного анализа (ИГиП ДВО РАН, Аналитический центр) в 33 штуфных пробах из сульфидизированных основных и ультраосновных пород установлены следующие содержания: 1) габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.003–0.21 г/т, Pd – 0.21–0.67 г/т, Os – 0.001–0.013 г/т, Ir – 0.0009–0.023 г/т, Au – 0.07–0.75 г/т; 2) перидотиты серпентинизированные, оталькованные с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.16–1.01 г/т, Pd – 0.03–0.25 г/т, Os – 0.011–0.2 г/т, Ir – 0.016–0.111 г/т, Au – 0.09–0.44 г/т. По результатам полуколичественного спектрального анализа (ОАО «Амургеология») измененные базит-ультрабазиты массива содержат повышенные количества Cu – 0.015–0.33%, Ni – 0.015–0.047%, Co – 0.005–0.01%, Zn – 0.01–0.05%, Pb – 0.007–0.03%. Шлиховым опробованием в золотоносной россыпи р. Малый Джуваскит, ручья Хрустальный и 3-х левых притоках р. Мал. Джуваскит, дренирующих породы данной группы массивов, отмечались единичные зерна сперрилита, осмистого иридия и самородной платины размером от 0.1–0.15 – 0.15–0.25 до 0.2–0.25 – 0.25–0.5 мм.

К джалтинскому комплексу нами отнесен *Талгинский массив* базит-ультрабазитов. Он слагает водораздел между р. Талга и руч. Кукушкин, правых притоков р. Гилвой. Массив сложен, габбро-амфиболитами и пироксенитами, реже габбро-диоритами.

Известно, что в 2001–2003 гг в низовьях руч. Колпаковский при отработке полигона размером 100x40 м намывали до 110 кг золота, суточные съемки достигал 12 кг, рядовые – 5–6 кг. Основная масса химически чистого золота составляли самородки размером от 2.5 мм до 23 мм и весом до 80 гр. Коренные породы на богатом полигоне – интенсивно окварцованные графитсодержащие пироксениты и габбро с вкрапленным, прожилковым и гнездовым сульфидным оруденением. Данные породы были отработаны на глубину 2.5 м, суточные съемки составляли около 1 кг самородков. Минерализованные зоны не изучались и не опробовались. Химический состав самородковой фракции золота показал примесь в нем Pd (до 230 г/т), Pt (до 45 г/т), Os (до 70 г/т).

Нами в 2010–2011 гг. в среднем течении руч. Колпаковский в плотике отработанной россыпи обнаружены выходы ультраосновных пород Талгинского массива, среди которых широко распространены минерализованные зоны с прожилково-гнездовой сульфидизацией мощностью 1–7 м, протяженностью до 30 м, с вкраплено-прожилковой сульфидизацией мощностью 1–3 м и протяженностью до 30–35 м. По предварительным данным, спектральный анализ показал в 16 бороздовых пробах содержание: в 2 пробах 1 г/т Pd, в 10 пробах 0.1–0.52% Cu (среднее 0.33%), в 16 пробах Ni – 0.05–0.4% (среднее 0.27%), в 6 пробах Co – 0.02–0.1% (среднее – 0.055 %), в 5 пробах Ag – 0.1–2.5 г/т (среднее – 1.65 г/т). В протолочных пробах минералогическим анализом установлены единичные знаки самородного золота и сперрилита. Инверсионным вольтамперометрическим анализом (аналитический центр «Золото-Платина», г. Томск) установлены содержания: 1) ультраосновные породы с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.55–0.81 (среднее – 0.62), Pt – 0.09–0.27 (среднее – 0.15), Au – 0.09–0.23 (среднее – 0.16); 2) ультраосновные породы с прожилково-гнездовой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.67–2.22 (среднее – 1.26), Pt – 0.17–0.45 (среднее – 0.35), Au – 0.09–0.32 (среднее – 0.20). Среднее содержание по рудопроявлению (г/т): Pd – 0.94, Pt – 0.25, Au – 0.20.

Таким образом, западная часть Дамбукинского рудного района перспективна на обнаружение на его территории медно-никелевого и благороднометалльного оруденения различных геологического-промышленных типов, в особенности, связанных с широким развитием базит-ультрабазитовых массивов с вкрапленной, прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной минерализацией. Практически не изучены базит-ультрабазитовые массивы в бассейнах рек Гилой (Усть-Талгинский массив), Утумук (Утумукский массив), в верхнем течении р. Арби (Макарьевская группа массивов), массивы и дайкообразные тела в районе устья р. Бол. Чимчан и в вершине р. Дубакит. Также необходимо провести детальные исследования в пределах россыпей золота, в которых, при их отработке дражным и гидравлическим способами были обнаружены непромышленные и промышленные концентрации минералов платиновой группы (самородная платина, сперрилит, поликсен и др.).

Литература

1. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 217с.
2. Бучко И.В. Рудоносность расслоенных массивов Становой складчато-блоковой системы // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ, 1997. С.68–69.
3. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176с.
4. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Мельников В.Д. Закономерности размещения платинометального оруденения в Дамбукинском рудном районе (Верхнее Приамурье, Россия) // Доклады академии наук. 2009. Т. 429. № 4. С. 523–526.
5. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Мельников В.Д. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дамбукинского рудного района Верхнего Приамурья (Россия, Дальний Восток) // Доклады академии наук. 2010. Т. 435. № 5. С. 673–676.
6. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, 1998. 320с.

А.Н. Митрохин

ДИНАМОЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЗМА В ПРЕДЕЛАХ СОБОЛИНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Под *структурной динамозональностью* мы понимаем такую пространственно-временную организацию вторичных полей напряжений и ассоциирующих с ними дислокаций, чья инфраструктура отражает поступательную трансформацию первичного поля напряжений под действием им же иницииированного дислокационного процесса. Данная формулировка базируется на трактовке условий формирования геоструктур как эффекта либо транспрессивного, либо транстенсивного действия или взаимодействия дислокаций (складчатых ли, дизьюнктивных либо их разного рода сочетаний) [2–3, 5–6, 11–13, 15–16 и др.]. Такой подход к дислокациям (=материнским), когда они рассматриваются не просто как пассивные геологические агенты, а как активные регуляторы инициирующих (а где – и генераторы вторичных) напряжений, создающие в процессе развития свои, усложняющие их субстрат, комплексы вторичных (=дочерних) структурных элементов, остается одним из самых продуктивных направлений тектонофизики, равно как и структурной геологии.

В рамках очерченного подхода любой структурный ансамбль следует рассматривать в первую очередь как упорядоченный в геолого-геометрическом отношении коллаж (метарисунок) дочерних структур и их сочетаний-парагенезов (соорганизующихся, как правило, в динамически и дислокационно обособленные структурные рисунки–домены), структурная канва которого (через различные сценарии – прямой или опосредованной – возрастной, иерархической, а то и генетической соподчиненности) как целое контролируется особенностями зарождения и эволюции материнских деформаций. Типичные примеры: (1) для складкообразования – ритмичное чередование складок волочения и зон декомпрессии, соответственно, на крыльях и в замках складок первого порядка (зачастую вкупе) с сообразным знакопеременным рисунком ассоциирующего с ними складчатого взбросо-надвигового кливажа [9, 11, 15 и др.]; (2) для разрывообразования – суперпозиция ареалов транспрессии и транстенсии с их чешуйчатыми веерами, соответственно, сжатия и растяжения, симметричных относительно зоны материнского разлома, также выступающего здесь в роли самостоятельной структурообразующей единицы (через свои движения) как генератора и регулятора инициирующего поля напряжений [2–3, 5–6, 12–16 и др.].

В этом ключе особо показательными являются структурные ансамбли с синхронным рудно-магматическим наполнением [1–2, 10, 13–14 и др.], где через их симбиоз структурная динамозональность обретает вид еще и *динамозональности рудно-магматической* [2, 8 и др.] с генетически адекватным набором морфо-кинематических типов обособления, распределения и наложения друг на друга разновозрастных рудно-магматических ассоциаций. Проиллюстрируем сказанное на примере Соболиного рудного поля (СРП) Комсомольского рудного района (КРР).

Можно вполне однозначно говорить о том, что СРП приурочено к северному флангу Хурмулинского левосдвигового дуплекса растяжения. Он контролирует многофазный рудно-магматический мегаштокверк, что образован одноименной вулкано-куполь-

ной структурой, сложенной фациями силиинского комплекса, и наложенным на нее сложным сочетанием разноориентированных оперяющих кварц-серicitовых, кварцевых, кварц-турмалиновых и турмалиновых зон, содержащих в пределах СРП промышленное оловянно-медно-вольфрамовое оруденение [4 и др.]. Мегаштокверк занимает практически все северо-восточное окончание Амутской мульды (в т.ч. ее центриклинальное замыкание), рассекая слагающие ее амутскую и холдаминскую (ниже) свиты и юрские терригенные породы ее складчатого основания.

Инфраструктура мегаштокверка сложная и представлена и в самом деле коллажем линейных, штоко-, штокверко- и трубообразных рудо- и магмовмещающих тел и их сочетаний самой разнообразной морфологии (вплоть до причудливой) и ориентации (от пологих – часто – субскладчатых – до крутых с ЗСЗ, ВСВ, СВ, СЗ, ССЗ и ССВ простирациями). Вещественное его наполнение также многообразно и включает в себя и вулканические аппараты, и субэкструзии и экструзии силиинских андезитов и монцонитоидов, и гипабиссальные интрузии (штоки, штокверки и дайки) с теми же пестрыми монцонитодами (от диоритов до габбро), и наложенную на все это зону мощного объемного калиевого метасоматоза, и перечисленные выше зоны рудного метасоматоза с жильным и прожилково-вкрапленным оруденением.

Тем не менее очерченная картина характеризуется не только возрастной, но и структурной (пространственно-генетической и динамо-кинематической) упорядоченностью. Судите сами. Несущими элементами каркаса Хурмулинского дуплекса являются системы ССВ (левые сдвиги) и СЗ-ССЗ разломов (сбросов и левых сдвигов). Из первых для дуплекса два являются материнскими. Это Придорожный и Толокано-Ленинградский левые сдвиги, которые, перекрывая друг друга левоступенчато своими встречными северным и южным окончаниями, ограничивают и контролируют сам мегаштокверк, соответственно, с востока и запада. В зоне перекрытия именно они смыкаются между собой через серии сквозных субмеридиональных и СЗ рудо- и магмовмещающих разрывов, полоса развития которых ограничена с северо-востока СЗ структурой Толокан, а с юго-запада – ЮЮВ-ЮВ траверсом структур Неповторимая–Обрывная–Сохатиная. При этом ширина и глубина перекрытия названных сдвигов примерно равны и составляют около 11 км.

Инфраструктура «центрозон» окончаний материнских левых сдвигов между собой схожа, несмотря на разное вещественное наполнение. Обе они напоминают в плане структуру «цветка» (см. выше пример (2), где чешуйчатые веера («лепестки») вторичных оперяющих разрывов (сжатия/растяжения) наблюдаемо (и симметрично) расходятся от материнского разрыва («стебля») в разные стороны на угловое расстояние примерно в 60° (хотя в теоретическом пределе [3, 5–6, и др.] оно может достигать и все 90°). (Собственно говоря, СРП структурно и приурочено к такому «цветку» Толокано-Ленинградского левого сдвига с окраинными элементами в виде СВ Ленинградского надвига и СЗ структуры Толокан.) Веера растяжения/транстенсии при этом составляют зону смыкания в самом дуплексе. С этой же стороны, кстати сказать, в «центророзонах» сидят (и вполне закономерно) трубообразные тела либо рудных брекчий («эксплозивных», на самом деле – тектонических по типу кручения), либо зонального строения штоков силиинских монцонитоидов с той же рудной брекчией в центре. А веера сжатия/транспрессии скорее угнетены, поскольку представлены, как правило, «сухими» разломами в роли динамических экранов-контактов, за редкими исключениями в виде Ленинградской рудноносной надвиговой зоны и ассоциирующих с ней в ее автохтоне оперяющих дайковых монцонитоидных тел.

Внутри дуплекса/мегаштокверка же соблюдается в сущности тот же характер построения пространственно-генетических взаимоотношений (транспрессивного ли, транстенсивного ли типа), что и на уровне структур первого ранга, с сохранением всех известных принципов структурного подобия и фрактальной симметрии. В любом случае, даже не в откартированных еще его доменах, как показывает наш опыт изучения такого рода структур, пространственно-временная организация материнских и дочерних структур здесь будет все равно выстраиваться по схеме либо Муди и Хилла (для зон транстенсии), либо Мак-Кинстри (для зон транспрессии) [2–3, 5–6, 11–13, 15–16 и др.]. Все это усугубляется еще и тем, что в здесь, кроме серии СЗ структур оперения, широко проявилась система субмеридиональных левых сдвигов, тождественных по своей морфокинематике материнским разломам дуплекса (и, соответственно, относятся к категории материнских деформаций). Единственное, что здесь может выбиваться из общей картины, так это зоны смыкания разломов с произвольной ориентацией и морфокинематикой (типа СЗ правый сдвиг + ССВ левый сдвиг или СВ взброс/надвиг + СЗ левый сдвиг и т.д.). Но и тут сохраняется главный принцип динамо-кинематического взаимодействия разломов – интерференции и сложения полей и движений, регулируемых и создаваемых материнскими разломами, со своими модификациями приведенных схем. Не говоря уже о сохранении при этом на всех иерархических уровнях регулирующего влияния активизации главных разломов.

И все это динамо-кинематическое и структурно-вещественное многообразие находит свое отражение в рудно-магматической динамозональности Хурмулинского мегаштокверка/дуплекса. В целом она, как представляется, есть результат поэтапного (по мере роста материнских разломов под действием ССЗ 340–350° сжатия) разрастания ареала транстенсий в зоне левоступенчатого перекрытия Придорожного и Толокано-Ленинградского левых сдвигов с усложнением его структурного рисунка от первоначально крупных форм к все более и более мелким с прямым или опосредованным наследованием планов деформаций. Само наследование заключается в том, что более поздние генерации рудно-/магмовмещающих разрывов приспособливаются или приспособливают под себя сеть разрывов предыдущих генераций, что часто выражается в кинематической трансформации разрывов раннего заложения.

Это видно и в особенностях морфологии и пространственного распределения оруденения и проявлений магматизма. В Хурмулинском дуплексе они и морфологические, и динамически находятся в прямой зависимости от геометрии самих составляющих его разломов и инфраструктуры зон их взаимодействия. Так, если говорить в общем и целом, оси рудно-магматических столбов здесь, как правило, субпараллельны линиям сопряжения сколовых и раздвиговых компонентов. При этом сколы играют роль динамо-кинематических экранов, а раздвиги вмещают оруденение и магматические тела. А линии сопряжения адекватны средним осям деформаций, перпендикулярным, как известно, линиям скольжения по сколам [2, 6, 15 и др.]. Именно поэтому в зонах транстенсии рудно-магматические столбы имеют преимущественно субвертикальную ориентировку (как, впрочем, и в материнских сдвигах), а в зонах транспрессии – субгоризонтальную. Причем доминантное развитие наблюдается у тех систем рудно-магматических столбов, которые субпараллельны линиям сопряжения структур оперения в целом с материнской системой ССВ левых сдвигов.

Подчеркнем еще раз, что данная картина динамозональности Хурмулинского дуплекса (равно как и СРП) сформировалась благодаря именно движениям по ССВ левым

сдвигам материнской системы, поступательная активизация которых и обеспечивала процесс приспособления под их сеть (через транстенсию и транспрессию) первичного поля напряжений (со сжатием ССЗ 340–350°), инициировавшего весь тектонический процесс. Последнее сохранилось только в наиболее проработанных сегментах зон ССВ левых сдвигов, где инициирующее сжатие сразу же переходит в движение, поскольку силы трения здесь практически равны нулю. Сказанное могло бы быть проиллюстрировано, в частности, соответствующим искривлением траекторий главных напряжений, фиксируемых как экспериментально, так и по натурным наблюдениям на иных объектах такого рода [5–6, 11 и др.].

Еще отметим, что Хурмулинский дуплекс, равно как и СРП, являются лишь элементами Комсомольской магмо-металлогенической сдвиговой зоны, активизация ССВ левых сдвигов которой под действием ССЗ (340–350°) инициирующего сжатия и обеспечивала, напомним [2, 4, 7, 9 и др.], существующий характер локализации синхронных продуктов оруденения и магматизма в пределах КРР в эпоху тектономагматической активизации, имевшей место здесь в апт-кампанское время.

Литература

1. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
2. Митрохин А.Н. Дизьюнктивные рудно-магматические структуры смыкания и дуплексы: идентификация, пути и методы их изучения // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. науч. трудов. Вып.10. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2012. С. 53–59.
3. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24. 4.
4. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология рудных месторождений СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1986. С. 340–399.
5. Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 197–208.
6. Разломобразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
7. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихookeан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 46–56.
8. Уткин В.П. О роли переориентировок напряжений в формировании месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 5. С. 43–49.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
10. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. и др. Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 5. С. 654–658.
11. Continental deformation. New York: Pergamon Press Ltd., 1994. 421 p.
12. Fossen H., Tikoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings // Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub. 1998. V. 135. P. 15–33.
13. Mathieu L., van Wyk de Vries B., Pilato M. et al. The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: Analogue models and natural examples // Journal of Structural Geology. 2011. № 33. P. 898–906.
14. Park A.F., Lentz D.R., Thorne K.G. Deformation and Structural Controls on Gold Mineralization in the Clarence Stream Shear Zone, Southwestern New Brunswick, Canada // Exploration and Mining Geology. 2008. V. 17, № 1. P. 51–66.
15. Twiss, R.J., Moores, E.M. Structural Geology: Second Edition. New York: W.H. Freeman and Co., 2006. 532 p.
16. Wesnousky S.G. The San Andreas and Walker Lane fault systems, western North America: transpression, transtension, cumulative slip and the structural evolution of a major transform plate boundary // Journal of Structural Geology. 2005. № 27. P. 1505–1512.

А. Г. Мочалов¹, Г.Г. Дмитренко¹, А.Н. Перцев²

**НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ПЛАТИНОВОГО ТИПА В КУМУЛЯТИВНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

¹ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембра РАН, г. Санкт-Петербург

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

В Корякском нагорье россыпные проявления и месторождения магматогенного платинового (Pt) минералого-geoхимического типа связаны с верхнекоровыми кумулятивными комплексами (КК) габбро-пироксенит-дунитовых (ГПД) массивов Олюторского аккреционного комплекса [1], а так же с железистыми (такситовыми) КК и подстилающими их дунитами мантийного комплекса (МК) Красногорского массива из офиолитов Майницкой тектонической зоны [2].

КК Олюторского аккреционного комплекса хорошо изучены. Они принадлежат к надсубдукционному магматическому поясу и комагматичны пикрит-базальтам поздней мел – палеоценовой Ачайваемской островной дуги. Формирование крупных дунитовых тел объясняется многократными поступлениями порций примитивных островодужных расплавов повышенной K-Na щелочности в “канал-камеру” и фракционной кристаллизацией хромшпинель-оливинового и оливин-клинопироксенового кумулятивных парагенезисов. Разработана модель развития минералого-geoхимических и генетических типов минералов платиновой группы (МПГ) [1]. Важная роль в выяснении петрогенетических аспектов формирования КК Олюторского аккреционного комплекса и МПГ принадлежала исследованию geoхимии клинопироксенов (Срх) пород и платинометальных руд [3, 4].

Для КК и подстилающими их дунитами МК Красногорского массива из офиолитов Майницкой тектонической зоны петрогенетические аспекты их происхождения изучены не достаточно. Вопрос о происхождении магматических пород является весьма важным для дальнейшей разработки условий формирования месторождений МПГ ультрамафитовых формаций. С этой целью предпринята попытка оценки геодинамической обстановки зарождения примитивной мантийной магмы и особенностей дифференциации её вещества, приводящих к формированию Pt типа в КК Красногорского массива. Поставленная задача решалась путем изучения Срх и ортопироксенов по отработанной методике [4] рудных и редких элементов (метод SIMS на приборе CAMECA IMS 4f, ЯФ ФТИ РАН г. Ярославль) гарцбургитов, дунитов, жильных пироксенитов МК и пород КК. В работе также используются наши данные по geoхимии пироксенов массивов офиолитов Корякского нагорья – гарцбургит-дунитового Чиринайского, существенно гарцбургитового Усть-Бельского и существенно лерцолитового Эльдынырского.

В офиолитах всех геологических эпох КК серии приурочены к мантийно-коровым переходным зонам, реже – к собственно коровым горизонтам. Как правило, они представлены оливин-клинопироксеновыми кумулятами, реже встречаются ортопироксен-оливиновые и двупироксен-оливиновые кумуляты. В пределах Корякского нагорья КК офиолитов наиболее распространены в составе максимально истощенных разностей дунит-гарцбургитового МК офиолитовых ансамблей – в Красногорском и Чиринайском массивах, отличающихся от перидотитовой лерцолит-гарцбургитовой ассо-

циаций того же региона высокохромистым составом хромшпинелида и низким содержанием Al_2O_3 в энстатите и диопсиде. Наиболее полный разрез КК, состоящий из железистых ($f = 13 - 26$) ультрамафитов в виде полосчато-шлирового чередования гарцбургитов, дунитов, ортопироксенитов, вебстеритов, со шлирами плагиоклазовых лерцолитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-пегматитов, представлен в Красногорском массиве. В Чиринайском массиве КК ультрамафитов присутствует в виде небольших фрагментов в тектонически разобщенных блоках. Отличительной особенностью этих образований является пониженная магнезиальность всех породообразующих минералов – оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромшпинелида. Среди МПГ в хромититах дунитов и гарцбургитового МК преобладают твердые растворы и сульфиды Ru, Os и Ir, в хромититах такситового КК и подстилающих их дунитов МК – изоферроплатина. В жильных ортопироксенитах в поле однородных дунитов МК (которые можно рассматривать в качестве связующего звена между МК и КК [5]) – многокомпонентные твердые растворы на основе Pt, Ir, Rh, Os и Ru.

При обсуждении петrogenезиса ультрамафитов КК наиболее информативны составы Срх в отношении содержания в них несовместимых высокозарядных элементов (Zr , Ti) в зависимости от их магнезиальности ($\text{Mg}\# = 100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ атом) (рис. 1). Наличие или отсутствие корреляционных связей их содержаний с параметром $\text{Mg}\#$ позволяет отличать процесс кристаллизационного фракционирования от взаимодействия порода/расплав. Для высокомагнезиальных МК свойственны значительные вариации содержаний Zr и Ti в довольно ограниченной области $\text{Mg}\#$ без какой-либо корреляции (см. рис. 1). Эти тенденции можно интерпретировать как результат взаимо-

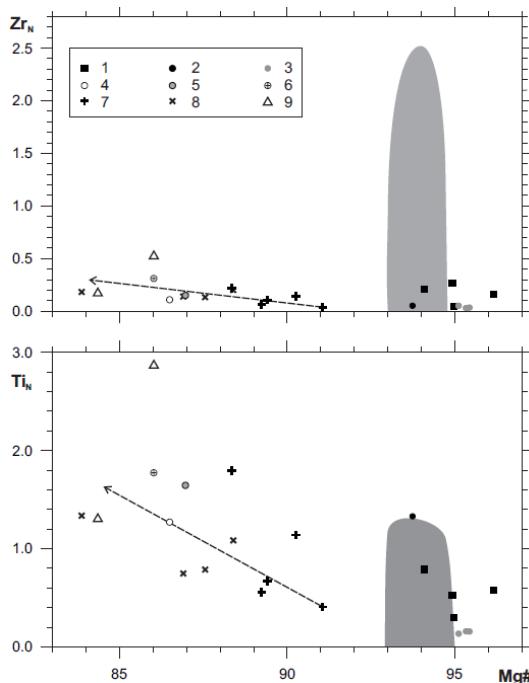


Рис. 1. Вариации состава Срх по магнезиальности и высокозарядным элементам.

1–3 МК: 1–2 Чиринайский массив, 1 – дуниты; 2 – гарцбургиты; 3 – гарцбургиты Красногорского массива; 4–9 КК: – 4, 7 Чиринайский массив; 4 – гарцбургит; 7 – пироксенит; 5,6,8 и 9 Красногорский массив: 5 – гарцбургит, 6 – плагиоклазовый лерцолит, 8 – пироксениты, 9 – габбронориты. Серое поле – мантийные гарцбургиты Усть-Бельского и Эльденырского массивов; стрелкой показан тренд магматической дифференциации.

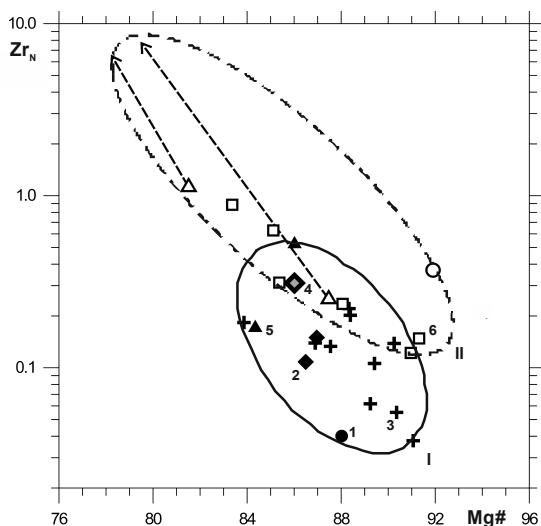


Рис. 2. Тренды кристаллизационной дифференциации: I – офиолитовых КК (включая жильные пироксениты МК) Красногорского и Чиринайского массивов (заливные значки); II – ГПД КК массива Гальмоэнан (не заливные значки), стрелками показана зональность мегакристаллов в габброноритах (от центра к краю). 1 – дуниты, 2 – гарцбургиты, 3 – пироксениты, 4 – плагиоклазовый лерцолиты, 5 – габбронориты, 6 – оливиновые клинопироксениты.

действия мантийных перидотитов с базитовым расплавом или флюидом, что может приводить как к обеднению Crh, так и к обогащению Zr и Ti. Концентрации Zr и Ti контролируются составом поступающего расплава или флюида, а магнезиальность – валовым составом вмещающих пород. В низко-магнезиальных Crh КК, включая жильную свиту пироксенитов в реститах, намечается обратная зависимость вариаций содержания Zr и Ti от Mg#. Такая тенденция согласуется с особенностями процесса кристаллизационной дифференциации магматического расплава – фракционным выделением Crh, т.е. породы КК имеют магматическую (кумулятивную) природу.

Если сопоставить приведенный на рис. 1 магматический тренд с трендом не относящегося к офиолитам ГПД КК Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья (рис. 2), то можно заметить, что в целом офиолитовый тренд менее выражен, по-видимому, эта ситуация соответствует условиям кристаллизации в мантийно-коровой переходной зоне. Для литосферных разрезов, представленных офиолитами, обычно предполагаются надсубдукционные палеообстановки, поскольку само появление этих фрагментов литосфера океанического типа в складчатых областях связано с функционированием активных зон перехода океан–континент – конвергентных границ плит [6].

Сrh габбро, пироксенитов, перидотитов и дунитов КК Чиринайского и Красногорского массивов имеют в целом однотипные спектры несовместимых элементов. По сравнению с Crh, равновесными с расплавами типа MORB, они заметно обеднены несовместимыми элементами. На этом фоне выделяется аномальное обогащение крупноионным лиофилом Sr и аномальное обеднение высокозарядным Zr. Все эти геохимические особенности Crh указывают на: 1) их магматическую природу (кристаллизацию из расплава и/или взаимодействие порода/расплав) и связь с магмами одного и того же геохимического типа; 2) соответствие представлениям о надсубдукционном деплетированном магматическом источнике. При этом спектры несовместимых элементов КК Чиринайского и Красногорского массивов весьма схожи с аналогичными ГПД КК Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья [3, 4], которые

относительно расплавов типа MORB, также обеднены тяжелыми редкоземельными элементами, Y и Zr при существенных концентрациях Sr. В то же время спектры редких несовместимых элементов ГПД КК Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья показывают соотношения характерные для Срх примитивных острородужных магм повышенной K-Na щелочности [4]. Тогда как КК Чиринайского и Красногорского массивов ближе к хондритовому и по литературным данным к Срх бонинитов и пироксенитов массива Троодос и пироксенитов Войкаро-Сынинского массива [7, 8].

Таким образом, для ультрамафитов Корякского нагорья общей генетической чертой минерализации Pt типа является наличие надсубдукционного мантийного магматического источника магм базальт-пикритового или базальт-бонинитового состава с различным K-Na наполнением. При этом наибольшее распространение КК с этой минерализацией характерно для офиолитовых построек с максимально истощенным перидотитовым фундаментом.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 11-05-12048-офи-м.

Литература

1. Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. №3. С.1–19.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В. Аксессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1987. № 4. С. 66–76.
3. Мочалов А.Г., Перцев А.Н. Минералы платиновой группы в срастаниях с пироксеном габбро-пироксенит-дунитовых plutонических комплексов Корякского нагорья (Россия) // Руды и металлы. 2012. № 6. С. 67–74.
4. Batanova V. G., Pertsev A. N., Kamenetsky V. S., Ariskin A. A., Mochalov A. G., Sobolev A. V. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite-Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrology. 2005. V. 46 (7) P. 1345–1366
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Бочаров В.Л. Вариации состава хромшпинелидов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 38–45.
6. Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 2002. 65 (1). P. 1–67.
7. Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N. and Sobolev A.V. Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // J. Petrology. 2011. V. 52/ P. 2483–2521.
8. Белоусов И.А. Петрология и geoхимия пород мантийного разреза Войкаро-Сынинского массива (Полярный Урал): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2012. 200 с.

В.Г. Невструев**ОЦЕНКА ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ ПО СООТНОШЕНИЮ СОДЕРЖАНИЙ ЖЕЛЕЗА
И МАРГАНЦА***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Одной из важных задач геохимии является реконструкция палеоусловий формирования древних отложений, включая металлоносные и рудные осадки. На основании соотношений суммы содержаний Fe и Mn с концентрациями Al и Ti K. Бостремом, а также Н.М. Страховым предложены числовые значения критериев отнесения осадков к металлоносным. Однако, все критерии выделения металлоносных осадков, как подчеркнул Е.Г. Гурвич, условны, поскольку значительное количество гидротермального вещества накапливается за пределами их формально выделенного ареала [1]. С другой стороны, в пределах металлоносной толщи всегда обнаруживаются участки с низкой металлоносностью, что в условиях фрагментарного опробования может повлечь некорректные выводы.

В случае наложения на фоновые осадки минерализации связанный с гидротермальными процессами в зонах океанических рифтов и коллизионных обстановок соотношения должны изменяться от концентраций железа и марганца в поступающем гидротермальном растворе, от интенсивности гидротермального процесса и в значительной мере от редокс-условий.

Геохимическое различие Mn и Fe в океане сводится к тому, что Fe образует многочисленные минеральные формы, которые осаждаются как в окислительных, так и восстановительных условиях, в то время как Mn находится в твердофазной (гидроксидной) форме только в окисленной среде. В восстановительной обстановке минералы марганца неустойчивы и отлагаются преимущественно окисное железо, что сдвигает Fe-Mn отношение в сторону увеличения.

Сдвиг обстановок седиментации от окислительных к восстановительным нарушает равновесные условия существования марганцевых минералов и влечет за собой их растворение, перенос и отложение в условиях насыщения вод кислородом [2]. В условиях литогенеза, метаморфизма и гидротермальных преобразований пород физико-химические условия могут изменяться неоднократно, что влечет за собой изменение величины их соотношений.

Анализ геохимических данных по протерозойским отложениям, подвергшихся зеленокаменной стадии метаморфизма, в том числе рудоносным, показывает, что значения критериев металлоносности существенно отклоняются от граничных значений даже в пределах одной пачки или рудоносного горизонта. В отдельных случаях к металлоносным могут быть отнесены сланцы в которых полностью отсутствуют признаки железо-марганцевой минерализации или в магнетит-гематитовых прослоях выявляются значения типичные для неметаллоносных осадков.

Решение задачи, таким образом, сводится к выявлению в осадочных образованиях избыточности или дефицита металлов относительно фона. Исходя из соотношений элементов Е.Г. Гурвич [2] предложил вычислять избыточное отношение железа и марганца к алюминию по формуле:

$$(Fe_{изб.} + Mn_{изб.})/Al = (Fe + Mn)/Al - 0,84,$$

где Fe, Mn и Al – содержания элементов в этих осадках. Отсюда следует, что

$$(Fe_{изб.} + Mn_{изб.}) = (Fe + Mn) - 0,84Al.$$

Отношение избыточной суммы к общей сумме элементов в осадках, выраженное в процентах, показывает относительное их накопление или дефицит в металлоносных осадках. В случае дефицита значение будет отрицательным, т.е. свидетельствовать о выносе железа и марганца при метаморфогенном или метасоматическом преобразовании. Учитывая низкую миграционную подвижность алюминия, привнос веществ не содержащих железа и марганца не изменит соотношения, а приведет лишь к пропорциональному уменьшению концентраций. Поскольку истинное значение фоновых концентраций элементов в древних осадках нам неизвестно, использование этой формулы возможно влечет за собой ошибку оценки абсолютных значений. Однако эта ошибка систематическая и не влияет на конечные выводы при выявлении сходства или различия объектов по железо-марганцевому соотношению. Иными словами, если имеются оценки об относительной глубине формирования объекта на основании соотношения железа и марганца в пробах с низкими отклонениями от фоновых, полученное другими способами, например, палеофикальными, то со значительной долей уверенности можно заключить, что объект с близкой величиной отношения сформирован в подобных физико-химических условиях.

Не менее интересным представляется и анализ дефицита этих элементов, который характеризует гидротермально-метасоматическую переработку осадочных толщ. При глубокой переработке пород дефицит может составить десятки или даже сотни процентов.

Таким образом, исследуемые объекты можно подразделить на интенсивно металлоносные избыточная сумма железа и марганца (К) близка к $100\% \pm 10\%$, слабо металлоносные К –10% до + 10%; дефицитно металлоносные – от -10 до -100% и интенсивно переработанные дефицит выше 100%.

Для оценки глубины формирования неметаллоносных осадков обычно используется соотношение железа и марганца, предложенное на основе изучения отложений силура и девона Тимано-Печорской провинции, вскрытых Колвинской параметрической скважиной [3]. Границы глубины формирования осадков на основе отношения Fe/Mn по принятому делению [4], определены для глубоководных менее 40, мелководных – 80 и прибрежных – более 160 единиц. Для фоновых значений современных осадков получены непротиворечивые оценки Fe/Mn отношения, которое для Тихого океана равно 0,84 [1], а в придонных конкрециях и железо-марганцевых корках на удалении от гидротермальных построек для различных частей мирового океана колеблются от 0,5 до 1,25 [2].

Исходя из фоновых содержаний Mn 0,75% в осадках Тихого океана содержания железа, вычисленные по вышеприведенным формулам, при соотношении 40 в предельном варианте должны составить 30%, что соответствует рудным образованиям. Если принять 10% границу разделения металлоносных и неметаллоносных осадков [2], то фоновые концентрации марганца должны быть значительно ниже (0,25%), что противоречит фактам. Следовательно, рекомендуемые соотношения [4] можно использовать лишь как дополнительный фактор при комплексных геологических и геохимических исследованиях.

Использование соотношения для древних металлоносных осадков осложняется существенными вариациями концентраций металлов и изменчивостью физико-химических условий отложения их минералов-носителей. В соответствии с геохимией осадкообразования марганцевых минералов их доля увеличивается при изменении от восстановительных условий к окислительным, то есть, в направлении шельфа отлагаются минералы железа, карбонатные и окисные железистые и марганцевые минералы с последующей сменой карбонатных фаций марганцевых минералов окисными в прибрежной полосе. В завершающей стадии в мелководно-прибрежных условиях могут отлагаться окислы железа. Эта последовательность минералообразования не зависит от металлоносности осадков, а определяется лишь физико-химическими условиями океанических вод.

Следовательно, соотношение железа и марганца в направлении шельфа при спокойных геодинамических условиях осадкообразования от абиссальных частей океана к шельфовым будет изменяться к более низким в зоне накопления марганцевых минералов, и затем (для случаев мелководно-прибрежного и лагунного осадкообразования) возможно существенно увеличиваться.

Таким образом, отношение содержаний железа и марганца для оценки глубины осадкообразования зависит от ряда факторов, важнейшими из которых являются: металлоносность осадков, фациальные условия осадкообразования, геодинамическая история развития территории. Формальное использование отношения может привести к противоречивым или даже ошибочным выводам.

Отношение видимо может корректно использоваться как относительная характеристика только в случае фоновой металлоносности, оцененной по близости величины избыточных накоплений этих элементов в металлоносных осадках. При дефиците суммы железа и марганца в осадках использование отношения некорректно, поскольку оценка условий процесса преобразования осадочных толщ, следовательно и объема выноса того или иного элемента, существенно затруднена как по методике так и по выполнению.

В соответствии с физико-химическими условиями отложения металлоносных осадков и руд в глубоководных восстановительных условиях будет преимущественно накапливаться двухвалентное железо. Марганец в этих условиях находится в подвижной форме и мигрирует в зону шельфа, частично оставаясь в океанических водах. Тем самым в осадках нарушается соотношение железа и марганца присущее флюидным потокам. Величина отношения железа к марганцу в этих условиях определяется преимущественной концентрацией железа с которым должно иметь положительную корреляцию. Для марганца должны наблюдаться отрицательные или незначимые корреляционные связи с величиной железо-марганцевого отношения.

Проверка изложенных подходов к интерпретации отношения осуществлено на семи объектах восточной части Буреинского массива Хабаровского края и Кабалинской структуры Приморья, включая Кимканское и Орловское железорудные, а также Южно-Хинганское железо-марганцевое месторождения венд-кембрийского возраста. Использованы преимущественно пробы, отобранные при проведении полевых работ, а для Южно-Хинганского месторождения – литературные данные [5].

Практически для каждого объекта выявлены лишь единичные пробы, для которых вычисленная избыточная сумма рассматриваемых металлов близка фоновой.

В рудных объектах она в подавляющем количестве проб составляет сотни процентов.

В нерудных объектах (сутырская и верхнекимканская толщи, лондоковская и митрофановская свиты наблюдается суммарный дефицит железа и марганца, который варьирует от первых десятков до более 3000 процентов, т.е. наблюдается более чем тридцатикратное уменьшение суммарных концентраций металлов относительно расчетных фоновых содержаний. Причиной деплетирования, выявление которых является последующей задачей, могли послужить гидротермально-метасоматические процессы при контактном воздействии интрузий, как установлено для сутырской толщи и возможное перераспределение металлов в процессе метаморфизма. Оценка глубины формирования осадков этих толщ по соотношению железа и марганца на основании проведенного опробования в настоящее время представляется некорректной.

Фоновое содержание железа в осадках древних рудоносных толщ можно установить лишь при достоверной корреляции отложений содержащих руды и безрудных горизонтов, при величине отклонения избыточной металлоносности или её дефиците не более 10%. Решение этой задачи возможно только при большом объеме опробования и тщательных геологических исследованиях. Для целей сопоставления изучаемых объектов достаточно выявить функциональную зависимость между концентрациями железа и Fe/Mn отношением и вычислить соотношение при едином заданном уровне содержания железа.

В металлоносных осадках исследованных месторождений железо-марганцевое отношение в единичных пробах руд на Южно-Хинганском месторождении варьирует от 0,02 до 9,02 при коэффициете корреляции (r) между Fe и отношением 0,78 ($n=13$); в Кимканском – 7,6 – 1147 , при $r = 0,75$ ($n=25$), и в Орловском – с 0,69 – 875 , при $r = 0,76$ ($n=16$). Корректно сопоставить эти данные по единичным пробам или средним значениям не представляется возможным.

Высокая достоверность коэффициента корреляции показывает, что величина отношения Fe/Mn в рудах месторождений преимущественно определяется концентрацией железа и они функционально связаны. Для каждого месторождения вычислено уравнение регрессии вида: $y = ax + b$, где y – железомарганцевое отношение, x – концентрация железа b – свободный член. Зная фоновое содержание железа (или задав его уровень) по формуле можно вычислить ожидаемую величину Fe/Mn. Полученные эмпирические уравнения: $y = 0,0818x - 0,1548$ – для Южно-Хинганского; $y = 12,648x - 38,782$ – для Кимканского; $y = 18,841x - 23,352$ – для Орловского месторождений.

По аналогии с современными океаническими осадками фоновое содержание железа для вычислений принято 5%. Для Южно-Хинганского, Кимканского и Орловского месторождений величины отношения Fe/Mn равны 0,25; 24; 71, соответственно. Полученные результаты хорошо совпадают с геологическими данными о формировании Южно-Хинганского железо-марганцевого месторождения в шельфовой зоне и в глубинных условиях Кимканского и Орловского месторождений, отложения которых ассоциируют с метаморфизованными глинистыми и кремнистыми сланцами.

По аналогии с современными металлоносными осадками океанов можно сделать вывод, что Южно-Хинганское – сформировалось в шельфовой зоне при высо-

кой концентрации кислорода в океаническом бассейне на глубине не более 500 м. Интерполируя различия в величинах Fe/Mn можно предположить, что Кимканское и Орловское месторождения формировались на глубине 3–5 км.

Расстояние между рудоносными структурами, вмещающими Кимканское и Южно-Хинганское месторождения не превышает 30 км. При таком градиенте глубин в направлении с запада на восток угол наклона активной континентальной окраины Буреинского массива составлял 15–20 градусов, что сопоставимо с современными глубоководными желобами, угол наклона висячих крыльев которых составляет 10 и достигает даже 20 градусов [6].

Предложенный способ оценки металлоносности древних осадочных пород и глубины отложения, а также позволит более корректно интерпретировать фациальные и геодинамические условия их формирования.

Литература

1. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
2. Базилевская Е.С. Феномен марганца на земле // Природа, 2003, № 5. С. 35–42
3. Розен О.М., Д.З. Журавлев, С.М. Ляпунов Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печорской провинции // Разведка и охрана недр, 1994, №1. С.18–21).
4. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие/Е.В. Скляров и др.; Под. ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.
5. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд// Советская геология, 1958, №8. С. 114–136.
6. Хайн В.Е., Ломидзе М.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ, 1995, 480 с.

Н.С Остапенко, О.Н. Нерода**УГОХАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЕЕ ГЕНЕЗИС***ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

В 1986 году при комплексном геологическом обследовании полевым отрядом АмурКНИИ бассейна верхнего течения р. Угохан (северные склоны хребта Джагды), где драгой объединения Амурзолото отрабатывалась долинная россыпь золота, а по некоторым ее правым притокам работала старательская артель, было выявлено новое крупное ($10 \times 10 \text{ км}^2$) рудное поле (Н.С. Остапенко, 1991ф). Его можно считать северным фрагментом Верхнеселемджинского рудного района. Особенностью минерализации этого рудного поля является отсутствие выдержаных жильных тел с богатыми содержаниями золота (как, например, на Харгинском, Ворошиловском и Токурском месторождениях этого рудного района). На этой территории была обнаружена вкрашенная сульфидная и прожилковая сульфидно-кварцевая минерализация с содержаниями золота в штуфных пробах 0,2–6,08 г/т. В связи с разведкой и последующим вводом в эксплуатацию в этом рудном районе месторождений Маломыр и Албын с новым морфологическим типом минерализации – зонами вкрашенного и прожилково-вкрашенного сульфидного оруденения с низкими и умеренными содержаниями золота, это новое рудное поле заслуживает внимания геологов. Ниже излагаются оригинальные материалы по геологии и минерализации этого рудного поля.

Территория рудного поля размещается на западном сопряжении Галамской, Токурской и Селемджинской подзон Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы Приамурья. Непосредственно она размещается в структурах Галамской подзоны (Агафоненко и др., 2002ф) и сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации терригенными и вулканогенно-терригенными породами каменноугольного, пермского и триасового возрастов.

В пределах рудного поля установлены три типа минерализации – кварцевый, сульфидный (пиритовый) и арсенопирит-кварцевый.

Кварцевый тип минерализации на этой территории является одним из наиболее распространенных, особенно в ее северной части. Представлен он кварцевыми жилами и прожилками невыдержанной мощности и залегания. Отдельные кварцевые тела имеют небольшие размеры по простирианию (первые метры–десятки метров), переменную мощность, четкие контакты, структурную однородность кварца, отсутствие сульфидов. Иногда в них присутствует карбонат, в единичных случаях наблюдается хлорит. Наиболее широко кварцевые жилы распространены среди кварц-серicitовых сланцев в бассейне р. Карыспытах. Происхождение кварца явно метаморфогенное. В отношении золота такие жилы стерильны, так как на участках широчайшего их распространения (четыре обследованных нижних левых притока этой реки) россыпи золота не обнаружены. Второй и третий типы минерализации золотоносны.

Сульфидный тип минерализации наиболее широко распространен на отрезке долины р. Угохан между устьями его левых притоков Инка-Макит и Карыспытах. Пиритовая минерализация в виде гнезд и вкрашенности наложена на все встречающиеся здесь типы пород – кварц-серicitовые сланцы, кварциты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, зеленые сланцы (метавулканиты) и редко встречающиеся известняки.

Наиболее интенсивно пиритизация развивается по будинированным пачкам переслаивания алевролитов и аргиллитов. Будины алевролита пропитаны мелкозернистым пиритом. Степень насыщения им меняется от редкой вкрапленности до массивного колчедана. Пиритизация будин подчинена поперечным их удлинению трещинам. Пирит максимально сосредоточен в центральных частях будин, а к периферии постепенно исчезает. Иногда в пиритизированных будинах видны поперечные прожилки серого кварца, которые либо выклиниваются у контакта алевролита с облекающим алевролит аргиллитом, либо продолжаются по контакту пород. В таких случаях хорошо заметна экранирующая роль слоев аргиллита и развитие пиритовой (\pm кварц) минерализации в основном в прослоях алевролита. В метавулканитах вкрапленность пирита распространена более равномерно. Местами в сульфидизированных метавулканитах наблюдаются прожилки более позднего молочно-белого кварца без сульфидов, пересекающие метасоматиты в поперечном направлении. Этот тип минерализации характеризуется повышенными содержаниями цинка, серебра, мышьяка (до 60–200 г/т), селена, ртути, никеля, кобальта, в меньшей мере меди, свинца. Наиболее обогащены этими элементами будины песчаника и алевролита, содержащие 5–30% пирита. Все эти элементы концентрируются в пирите. Соотношение Ni/Co около единицы. Из 13 штуковых проб по пробирному анализу в четырех содержания золота составили 1–3 г/т, в остальных 0,2–0,8 г/т.

Кварц-арсенопиритовый тип минерализации распространен верхнем течении р. Угохан, в районе слияния его основных верхних истоков. На отрезке долины около 2–3 км в дражных отвалах и старательских разрезах были встречены неокатанные разной величины элювиальные обломки кварца с арсенопиритом из жил, прожилковых зон, а также брекчий хрупких пород с вкрапленностью арсенопирита, скементированных кварцем. По имеющимся редким замерам простижение пород здесь северо-восточнее и близширотное с падением в северных румбах. Кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки ориентированы поперечно к слоистости пород (рис.). Переменная

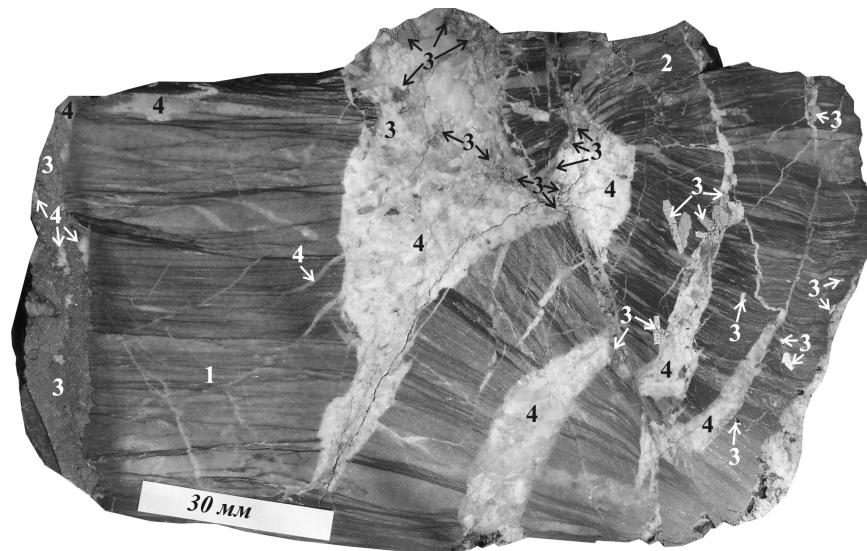


Рис. Поперечный срез штуфа с арсенопирит-кварцевой минерализацией (золото 6,08 г/т).

1 – алевролит; 2 – алевроаргиллит; 3 – арсенопирит; 4 – прожилки кварцевого и кварц-полевошпатового состава.

мощность кварцевых прожилков и их извилистость свидетельствуют об их формировании в трещинах отрыва в зонах растяжения. Формирование минерализации происходило в несколько стадий.

Арсенопирит (рис.) образует в породах крупные (3–10 мм) обособленные от прожилков кварца метакристаллы и их сростки, в том числе крестообразные двойники. Кристаллы секут слоистость пород. Часть кристаллов арсенопирита в виде гнезд наложена на передробленный агрегат кварц-полевошпатного прожилка (верхняя часть рисунка). В левой части рисунка расположен секущий породу прожилок (в штуф попала лишь 1/3 часть его мощности) крупнозернистого арсенопирита с включениями серого кварца. Он сформировался по более раннему прожилку кварца, реликты которого присутствуют в агрегате арсенопирита. В ненарушенных участках пород прожилки кварца арсенопирита не содержат. В других случаях наблюдались зональные кварц-сульфидные прожилки с отложением арсенопирита в зальбандах, а кварца в их приосевых частях. Из этих наблюдений следует, что этот тип минерализации формировался в несколько стадий, но сближено во времени, с отложением последовательных парагенезисов в едином трещинном пространстве, возникающем и развивающемся в зоне длительного растяжения. Для этого типа минерализации также заметен литологический контроль. Как следует из рисунка, максимальная мощность прожилков кварца – характерна для прослоев более зернистых хрупких пород.

На подходе к слойкам аргиллита они часто выклиниваются (нижняя часть рисунка). В пачках тонкого переслаивания таких пород мощность прожилков кварца резко падает или они быстро выклиниваются. Для этого типа минерализации характерны стабильно высокие содержания мышьяка ($\text{e}'' 1\%$) и невысокие свинца (обычно 10–50 до 150–300 г/т), меди (до 100–200 г/т), низкие содержания серебра (0,1–0,3 г/т и лишь в единичных штуфах 1,5–2 г/т). В 50% проб установлен вольфрам (до 15 г/т). Содержания никеля и кобальта невысокие, из них преобладает никель. Это отличает последние два типа минерализации.

Происхождение будинажа пород не выяснено. Возможно, он возник в процессе тектонического стресса с разрывами тонких прослоев хрупких пород и пластическим течением алевритовых прослоев в пачках переслаивания при складкообразовании. Не исключено, что будины сформировались в процессе надвигания блоков пород на этапе коллизии. Северный блок кварц-серicitовых сланцев был надвинут на южный блок по горизонту слоистых алевро-аргиллитов. Под сланцевым экраном сместителя надвига могли накапливаться магматогенные флюиды. Непосредственно в будинированных породах пачки переслаивания в зоне надвига формировалась существенно пиритовая минерализация с подчиненной ролью кварца. На большем удалении на юг в лежачем крыле надвига в зонах трещиноватости, в толще переслаивания сланцев и кварцитов, сформировался арсенопирит-кварцевый (\pm карбонат) тип минерализации. По наличию признаков минерализации на водораздельных пространствах Джагдинского хребта (даные К.Ф. Клыжко и др., 1982 ф) и в днищах долин, по нашим данным, вертикальный размах оруденения оценивается величиной более 500 м. На данной стадии изученности рудного поля не ясны условия залегания и масштабы обогащенных золотом тел. Они могут оказаться как субпараллельными послойному надвигу (подобно Албынской зоне на одноименном месторождении в бассейне р. Харга) или секущими дайками, так и оперяющими их. Обилие на большом отрезке долины неокатанных обломков минерализованных пород в элювии (перемещенном на поверхность при дражных отработ-

ках) свидетельствует о возможной масштабности рудоносных зон, содержащих приемлемые (1–3 г/т) содержания золота для отработки открытым способом.

По совмещению ареалов золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой минерализации с системой сближенных нарушений северо-восточного и субширотного простираний, падающих в северных румбах, сформировавшихся на этапе коллизии (T_3 – J_2 и видимо позднее), золото-сульфидную и золото-арсенопирит-кварцевую минерализации следует считать постколлизионными, наложенными на разломные и складчатые структуры. По совмещению общих ареалов минерализации и магматических тел (штоки, дайки) позднемезозойского времени формирования, генезис минерализации, несомненно, магматогенно-гидротермальный.

Б.Ф. Палымский**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА**

ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан

Вулканические образования различного возраста, состава и формационной принадлежности составляют более 20% общего объема стратиграфического разреза Северо-Востока России. При создании сводных мелкомасштабных геологической и тектонической карт Охотско-Колымского региона (в границах Магаданской области) потребовалось уточнение имеющихся материалов по вулканизму в свете новых данных, возникла необходимость генерализации выделенных ранее подразделений и приведения их в соответствие с масштабом составляемых карт. Основное внимание в сообщении удалено крупным вулканическим (вулкано-плутоническим) поясам, во многом определяющим тектоническую структуру и историю геологического развития региона, а также его металлогенические особенности. Характеристика большинства из этих поясов приведена в многочисленных публикациях, поэтому остановимся лишь на некоторых наиболее важных чертах, не нашедших отражения при ранее проведенных исследованиях. В частности, в качестве основной картографической единицы для карт масштаба 1:1000000 и мельче принятая *вулканическая серия*, включающая от нескольких до 10–15 свит и толщ, характеризующихся определенной общностью петрографического состава, пространственным положением и направленностью развития вулканизма [Шпикерман и др., 2001; Палымский, Шпикерман, 2003].

Наиболее древние проявления вулканической деятельности приурочены к жестким массам – Омоловскому массиву (микроконтиненту) и палеозойским поднятиям (Омулевскому и Приколымскому террейнам). В опубликованной литературе нет описания позднерифейского вулканогенного пояса, прослеживающегося в субмеридиональном направлении в крайней восточной части Приколымского поднятия полосой шириной до 50 км (рисунок); предлагается назвать пояс *Хакдонским*, по наиболее представительной хакдонской вулканической серии мощностью 500–3000 м. По данным В.И. Ткаченко (1988 г.) она имеет антидромное строение и образована в нижней части вулканитами преимущественно трахириолитового состава, в верхней – трахибазальтового. Позднерифейский возраст серии обосновывается стратиграфическим положением и радиологическими определениями K-Ag возраста пород, наиболее древние цифры из которых (764 млн лет) соответствуют позднему рифею. Менее значительны проявления раннекембрийского трахибазальтового вулканизма, представленного на севере Омоловского массива булунской серией (мощностью около 500 м), образующей Визуальненский ареал, и горгуньинской свитой на Приколымье.

Среднепалеозойский *Кедонский* вулкано-плутонический пояс [Симаков, Шевченко, 1974; Шпетный, 1975; Лычагин, 1978; Егоров, 2004] образует обширный ореол на Омоловском массиве (рис.1) шириной 100–150 км и протяженностью в запад-северо-западном направлении более 400 км. В пределах центрального Юкагирского блока в составе пояса доминирующую роль играют вулканиты кедонской континентальной серии раннедевонского-раннекаменноугольного возраста, представленной начальной трахибазальт-трахиандезитовой, затем трахириолитовой, трахиандезитовой и завершающей риолитовой формациями общей мощностью 1000–4000 м. В северо-восточ-

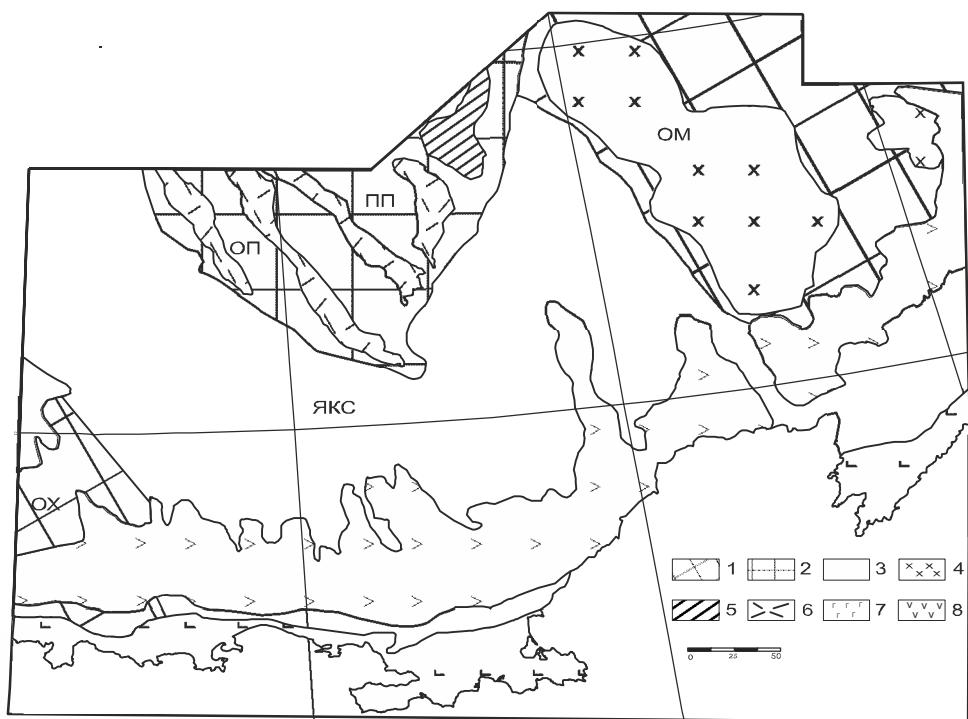


Рис. Схема расположения вулканогенных поясов Охотско - Колымского региона.

1. Жесткие массы (массивы, микроконтиненты: ОМ – Омолонский, Ох – Охотский). 2. Палеозойские поднятия (террейны): ОП – Омулевское; ПП – Приколымское 3. Структуры Яно-Колымского и Охотско-Колякского орогенических поясов ; 4-8 – вулканогенные пояса; 4. Кедонский среднепалеозойский ; 5. Хакдонский рифейский; 6. Уяндина-Ясачненский позднеюрский; 7. Удско-Мургальский раннемеловой; 8. Охотско-Чукотский позднемеловой.

ной части Омолонского массива и на Березовском опущенном краевом блоке аналогами кедонской серии служат толщи аналогичных вулканитов, переслаивающихся морскими терригенно-карбонатными отложениями. Они отнесены к трем разновозрастным сериям – ранне-среднедевонской ушурэкчанской (1700–3000 м) с вулканитами в основном трахибазальтового-трахиандезитового состава, средне-позднедевонской моланджинской (700–4000 м), с преобладанием кислых вулканитов, и позднедевонской-раннекаменноугольной медьгорской (700–2800 м), в нижней части которой присутствуют лавы и туфы базальтов, трахиандезитов, реже трахиадцитов. Возраст серий надежно охарактеризован многочисленными остатками руководящих морских беспозвоночных.

Позднеюрский Уяндина-Ясачненский вулканический пояс (Гринберг и др., 1974; Шпикерман, 2000) выражен рядом почти параллельных вулканических прогибов и грабенов на южном окончании Омулевского поднятия (Илинь-Тасский, Дарпирский, Лыглыхтахский, Элекчанский). Они имеют ширину от 5 до 20 км, протягиваясь в северо-восточном направлении почти на 500 км. Каждый грабен выражен своим набором вулканических толщ, объединенных в крупные серии. Илиньтасская вулканическая серия

(средняя–поздняя юра) в нижней части сложена вулканогенно-осадочной молассой, в средней – лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезибазальтов, в верхней – терригенно-тиё туфогенными и кремнистыми породами. Улаханчистайская серия (поздняя юра) образована субаквальными и субаэральными вулканитами преимущественно андезитоидного состава в нижней части и риодацитового в верхней. Вулканическая серия континентальных вулканитов Немичанской гряды (поздняя юра – неоком) имеет гомодромное строение и в нижней части представлена в основном туфами и лавами кислого состава, в верхней – андезибазальтами.

Раннемеловой Удско-Мургальский вулканогенный пояс протягивается вдоль побережья Охотского моря широкой полосой около 50 км от Охотского блока на западе до Тайгоносского на востоке. Хорошо выражена продольная зональность; в северной полосе пояс представлен континентальной хасынской серией измененных андезитов с пачками осадочных пород (палеотипная базальт-андезитовая формация) с остатками неокомовой флоры. Вдоль побережья ее возрастным аналогом служит тауйская серия преимущественно высокоглиноземистых базальтов, наследующая базальтовый вулканизм Кони-Тайгоносской системы.

Гигантский позднемеловой (с альба) Охотско-Чукотский вулканогенный пояс располагается севернее Удско-Мургальского, прослеживается через всю территорию полосой 40–50 км шириной и меняет простиранние от субширотного на западе до северо-восточного на востоке. В его составе четко выделяются три последовательно сменяющие друг друга серии – охотская, эвенская и янская (Палымский, 2011). Охотская андезит-риодацитовая серия начинается мощной толщей вулканогенно-осадочной молассы (до 1500 м), сменяющейся базальтами, андезибазальтами и их туфами, а в верхней части – туфами и игнимбритами дацитов и риодацитов. Эвенская серия представлена в нижней части лавами и туфами двупироксеновых андезитов и андезибазальтов, контрастно перекрывающихся туфами и игнимбритами риолитов. Янская серия, завершающая разрез пояса, образована полого залегающими покровами базальтов и андезибазальтов (платобазальтовая формация).

Каждый пояс вулканитов сопровождается ореолами plutонов и субвулканических тел, сходных с вулканическими породами по составу и времени образования, что позволяет рассматривать их в совокупности как вулкано-плутонические ассоциации или вулкано-плутонические пояса.

Известны также разновременные проявления вулканической деятельности, не образующие пространственно выраженных поясов, но играющие заметную роль в геологической истории региона. Для Омолонского массива характерна пермо-карбоновая гыданская серия основных вулканитов; ей синхронны проявления пермского основного вулканизма в Кони-Тайгоносской системе и на Приколымском поднятии. В Охотско-Корякском орогенном поясе туфы и лавы основного-среднего состава отмечаются в разрезах верхнетриасовых и нижнеюрских толщ. Раннемеловая молassa Яно-Колымской системы местами подстилается кислыми вулканитами аскольдинской свиты (дукатская серия).

Литература

- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.

2. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск, 1974. С. 50–107.
3. Лычагин П.П. Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива. М., 1978. 195с. Деп. В ВИНИТИ № 496–78.
4. Палымский Б.Ф. Вулканические серии Северного Приохотья //Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку Азии (Магадан, 4–6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.14–16.
5. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Магматические формации и картографируемые магматические тела //Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16–19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 251–252.
6. Шпетный А.П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозоид Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1975, ч.2. С. 5–15.
7. Шпикерман В.И. Вулканические серии Уяндино-Ясачненского вулканического пояса //Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4–6 апреля 2000 г.). Магадан:СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.67–72.
8. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии серии листов //Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С.104–108.

А.Ю. Песков**ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОРТЛАНДИТОВ
КУНМАНЬЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

На юго-востоке Алдано-Станового щита Сибирского кратона, в пределах гранулитовых блоков Джугджуро-Становой зоны, выделен новый этап мафит-ультрамафитового магматизма – кунманьенский палеопротерозойский интрузивный комплекс [1]. Он представлен ареалами пластообразных и линзовидных тел, реже массивов и даек, дискордантных по отношению к разнородным складчатым структурам фундамента [3]. Породы комплекса представлены вебстеритами, плагиовебстеритами, лерцолитами, габроноритами, кортландитами, клино- и ортопироксенитами, а так же тальк-амфиболовыми, амфибол-серпентин-тальковыми и актинолит-серпентиновыми сланцами [3].

Палеомагнитные исследования пород кунманьенского интрузивного комплекса могут сыграть немаловажную роль в его изучении. Выделение древней намагниченности в магматических телах позволит оценить интервал времени формирования комплекса, выделить этапы его становления и, в региональном масштабе, определить кинематические параметры вращения Восточно-Алданского террейна (м.б. всего Алдано-Станового щита) в палеопротерозое.

В работе представлены результаты первых палеомагнитных исследований кортландитов дайки «Меридиональная» кунманьенского интрузивного комплекса.

По данным термомагнитного анализа основным носителем намагниченности в кортландитах является магнетит с точкой Кюри (T_c) – 575–595°C. Ферримагнетики изученных образцов достаточно стабильны к нагревам, отношение величины намагниченности насыщения после нагрева до 630 – 700°C к начальной составляет не менее 80–90 %.

В ходе микрозондового анализа установлено, что магнетит в изучаемых породах имеет, как минимум, две генерации. Первая генерация – зерна магнетита размером от 25 до 100 мкм. Реже, зерна магнетита в срастании с пентландитом. Вторая генерация представлена вторичным магнетитом, образованным в процессе серпентинизации. Вторая генерация магнетита развивается по прожилкам, мощность прожилков – от 5 до 25 мкм. Количество магнетита второй генерации доминирует над первой.

Отношение Кенигсбергера (фактор Q) в кортландитах меньше 1 (среднее – 0.6, при размахе от 0.25 до 0.92). По мнению автора это связано с большим содержанием вторичного магнетита в породе (более 70% от общего), образованного в процессе серпентинизации, без нагрева магнитного минерала до точки Кюри. Вследствие чего, прирост магнитной восприимчивости породы (k_m) по отношению к приросту намагниченности (NRM) был больше, что повлияло на низкие значения фактора Q.

В ходе проведения петромагнитных исследований была изучена анизотропия начальной магнитной восприимчивости (AHMB) кортландитов. Установлено, что величина AHMB ($P = 100\% * (K_{max}/K_{min})$, где K_{max} , K_{min} – величины максимальной и минимальной осей эллипсоида AHMB соответственно) колеблется в пределах от 20 до 65%. Наблюдается зависимость величины анизотропии (P) от величины магнитной восприимчивости (k_m). Это свидетельствует о наложении вторичных процессов на породы, повлиявших на ее магнитную текстуру. Направление максимальной и минимальной

осей эллипсоида магнитной восприимчивости совпадает с азимутами и углами падения и простирации дайки «Меридиональная» соответственно. Из этого можно сделать вывод, что форма АНМВ связана с формой геологического тела, которому принадлежат изучаемые породы.

В ходе проведения палеомагнитных исследований установлено, что намагниченность (NRM) в изучаемых породах имеет одно- и двухкомпонентный состав:

1 – низкотемпературная компонента намагниченности (НТКН) с координатами $D=45.3^\circ$, $I=82.6^\circ$, $\alpha_{95}=5.4^\circ$. Данная компонента выделена в 23 из 26 исследованных образцов, в интервале температур от 20 до 500°C. Координаты палеомагнитного полюса, рассчитанные по направлению НТКН, близки к современным координатам магнитного полюса Земли. Так же данная компонента намагниченности наблюдается в 14 образцах с однокомпонентным составом намагниченности. Наличие намагниченности с однокомпонентным составом обусловлено, по мнению автора, низким фактором Q .

2 – высокотемпературная компонента намагниченности (ВТКН) имеет координаты $D=40.2^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95}=12.1^\circ$. ВТКН установлена в 12 из 26 образцов в интервале температур 570–640°C. В образцах кортландитов, где установлена данная ВТКН наблюдаются самые высокие значения фактора Q (0.7 – 0.9, при среднем для всех образцов – 0.6). Высокотемпературная компонента, по всей видимости, связана с магнетитом первой фазы генерации в породе. ВТКН была выделена при компонентном анализе диаграмм Зийдервельда [5] по 3 – 4 точкам с помощью пакета программ Enkin [4].

По координатам ВТКН рассчитаны координаты палеомагнитного полюса – $Plat=-46.7^\circ$; $Plong=72.9^\circ$; $d_p=14.7$; $d_m=9.0$. Полученный палеомагнитный полюс близок к палеомагнитному полюсу, полученному ранее [2] по палеопротерозойским (1730–1720 млн лет) гранитам Улканского прогиба (ю-в Алдано-Станового щита) с координатами: $Plat=-42.1^\circ$; $Plong=69.4$. Это свидетельствует, что возраст древней (высокотемпературной) компоненты намагниченности в кортландитах дайки «Меридиональная» кунманьенского интрузивного комплекса составляет 1720–1730 млн лет.

Вопрос о том, первична ли (синхронна по времени образования с самими породами) ВТКН в изученных кортландитах или является наложенной остается открытым. В пользу первичности свидетельствуют близкие к возрасту ВТКН кортландитов изотопные датировки по породам кунманьенского комплекса – 1700 ± 12 млн. лет (U/Pb , по цирконам). С другой стороны, $Sm-Nd$ изохронна по пироксенам, плагиоклазам и слюдам показывает более древний возраст пород кунманьенского комплекса – 1812 ± 66 млн лет [1]. Это может свидетельствовать о перемагничивании кортландитов, возможно, в следствии термальных событий 1700–1730 млн. лет назад. Данный аспект нуждается в дальнейшем изучении. В настоящее время проводятся палеомагнитные и петромагнитные исследования самой крупной дайки кунманьенского комплекса «Черный Исполин».

Выходы

1. Кортландиты кунманьенского интрузивного комплекса пригодны для проведения петро- и палеомагнитных исследований.
2. В более чем 40% изученных образцов выделена древняя компонента намагниченности с координатами: $D=40.2^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95}=12.1^\circ$.

3. Возраст древней (высокотемпературной) компоненты намагниченности в кортландитах дайки «Меридиональная» кунманьенского интрузивного комплекса составляет 1720 – 1730 млн. лет.

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н.. Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН, 2009, Т. 425, № 3. С. 505–508.
2. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология № 1. 2012. С. 31-54
3. Пересторонин А.Н., Гурьянов В.А., Приходько В.С., Петухова Л.Л. Геология и рудоносность кунманьенского интрузивного комплекса / VII Косягинские чтения. Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: 2011. С. 602–604.
4. Enkin R.J. A computer program package for Analysis and presentation of paleomagnetic data. - Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
5. Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer. – Amsterdam: Elsevier, 1967. – P. 254–286.

**С.В. Рассказов^{1,2}, А.Н. Пересторонин³, В.С. Приходько³, К. Сато⁴,
Т.А. Ясныгина¹, Е.А. Михеева^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}**

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА РАЗНОГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ
МИОЦЕНОВОЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАЛОГО ХИНГАНА,
ПРИАМУРЬЕ**

¹*ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

²*Иркутский государственный университет, г. Иркутск*

³*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск*

⁴*IFREE, JAMSTEC, Japan*

Выполнено опробование Архаринского и центральной части Удурчуканского вулканических полей Приамурья по субширотному профилю между 49°01' и 49°19' с.ш. от 130°11' до 131°10' в.д. Породы этих полей представлены базальт–андезитовой ассоциацией [1,2].

По составу петrogenенных оксидов и микроэлементов вулканические породы профиля разделяются на три группы: 1) высококалиевую с $(La/Yb)_n = 15.7\text{--}33.5$, 2) умереннокалиевую с $(La/Yb)_n = 5.3\text{--}9.8$ и 3) умереннокалиевую с $(La/Yb)_n = 9.7\text{--}13.4$. Высокие $(La/Yb)_n$ обусловлены присутствием в источнике граната, низкие – его отсутствием, промежуточные – положением источника в области гранат–шпинелевого перехода. Источник высококалиевых лав явно располагался на более глубинном уровне, чем умереннокалиевых.

Наиболее ярко глубинный источник отличается от менее глубинных по распределению урана (рисунок). В лавах группы 1 определено $Th/U = 4.6\text{--}5.9$ (в образце ПО – 3–6.6), группы 2 – 3.7–15.9 (в подгруппах А – 3.7–4.0, Б – 5.4–5.9, В – 6.6–7.4, Г – 9.0–15.9), группы 3 – 7.9–13.2. Соответственно, в группе 1 Nb/U находится в интервале 33–56 (в образце ПО–3 – 76.9), в группе 2 – в интервале 41–176 (в подгруппах: А – 41–50, Б – 44–50, В – 45–67, Г – 111–176), в группе 3 – в интервале 84–179. В расплавах из глубинного источника концентрации урана не отличаются от концентраций этого элемента в океанических базальтах ($Th/U = \sim 4$, $Nb/U = 46 \pm 10$), а в менее глубинных – частично близки или соответствуют по концентрациям этого элемента океаническим базальтам (подгруппы А, Б и В группы 1), а частично обнаруживают резко выраженное обеднение ураном (подгруппа Г группы 2, группа 3).

Глубинный источник был активен только в центральной части Удурчуканского вулканического поля, а менее глубинные – повсеместно. Группе 1 пространственно соответствовала подгруппа Б группы 2, отличающаяся от других подгрупп этой группы минимальным отклонением концентраций урана от океанических базальтов. Источник промежуточных глубин был активен под западной частью изученной территории, а малых глубин, производных лав подгрупп В и Г, – под восточной. Геохимические характеристики урана, подобные характеристикам океанических базальтов, имело место сквозное проявление на глубинном и малоглубинном уровнях в центральной части территории, а характеристики с аномальным обеднением ураном – в ее западной и восточной частях. Северная и южная части Удурчуканского вулканического поля не опробовались, поэтому остается неясным, является ли установленная зональность ис-

точников концентрической или она линейна (например, связана с разломом северо-восточного простирания).

В частичных выплавках Th/U может возрастать в присутствии граната, а также в метасоматически обогащенных участках мантии из-за образования избытка Th при малой скорости плавления, что выражается в высоком $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$. В безгранатовых парагенезисах плавление не приводит к повышению $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ [3, 4]. Предполагается, что Th/U может увеличиваться в зоне субдукции. Между тем, из-за эффекта отдачи ядер, в расплавах из зон субдукции, наоборот, происходит относительное снижение $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$. В базальтах срединных океанических хребтов, производных из обедненного мантийного источника, Th/U низкое (~2.5). Мы предполагаем, что дефицит урана в малоглубинной мантии был обусловлен его выносом окисленными флюидами. Благодаря процессу мобилизации урана с его концентрированием в коре могли формироваться урановые месторождения. В более глубокой части мантии флюиды были восстановленными, поэтому уран не мобилизовался. Область с восстановленными флюидами частично распространялась из глубокой части мантии в вышележащую малоглубинную.

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb выявляются самостоятельные геохимические тренды разноглубинных источников. Составы с минимальной степенью частичного плавления (глубинного, малоглубинного и промежуточного источников) соответствовали на этой диаграмме линии составов океанических базальтов. Мы предполагаем, что

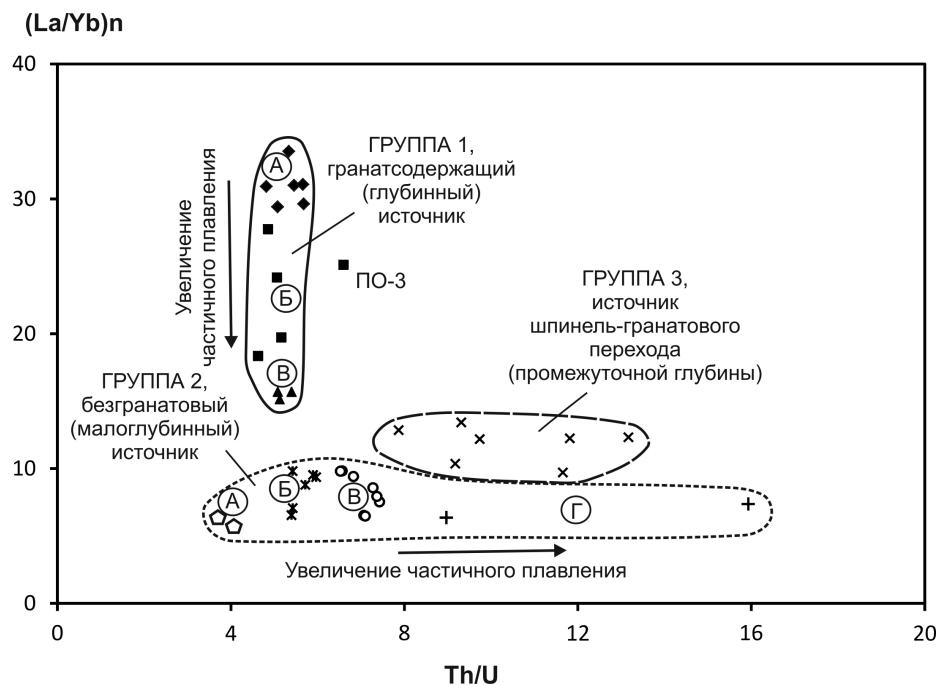


Рисунок. Соотношение разноглубинных источников миоценовой базальт-андезитовой ассоциации Малого Хингана на диаграмме $(\text{La/Yb})\text{n} - \text{Th}/\text{U}$. Буквами в кружках А, Б, В, Г обозначены различные значки подгрупп, образующие тренды изменения концентраций элементов и их отношений в группах. Нормирование к примитивной мантии [6].

плавление усиливалось на больших и малых глубинах благодаря тектоническому стрессу в литосфере, с вовлечением в магмообразование материала, отличающегося от океанических базальтов повышенным Th/Yb. В смешении участвовали четыре компонента, расположенных на тренде океанических базальтов, и два разноглубинных компонента литосферы с повышенным Th/Yb. Общий компонент, выступающий в смешении с материалом глубинного и малоглубинного источников, был подобен OIB (составу базальтов океанических островов).

Выявленная геохимическая специфика разноглубинных источников миоценовой базальт–андезитовой ассоциации дает возможность представить развитие, с одной стороны, однородных магмогенерирующих процессов, возможно, имевших связь с подлитосферной мантией, и, с другой стороны, неоднородных процессов, отражавших активизацию гетерогенной литосферы.

Работа выполнена по проекту ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», соглашение № 14.B37.21.0583.

Литература

1. Дербеко И.М., Кошков Ю.В. Проявления кайнозойского вулканизма на территории Амурской области // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Хабаровск: Хабаровскгегология, 2001. С. 3–6.
2. Дербеко И.М., Рассказов С.В. Кайнозойский вулканизм на флангах восточной части Монголо–Охотского орогенного пояса // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Мат–лы симпозиума, посвященного 80-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Т. 1. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. С. 125–128.
3. Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // Earth Planet. Sci. Letters. 1999. V. 166. P. 163–175.
4. Beattie P. Uranium–thorium disequilibrium and partitioning on melting of garnet peridotite // Nature. 1993. V. 363, N 6424. P. 63–65.
5. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Sounders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.

М.В. Родкин^{1,2}, М.Ю. Андреева², А.Р. Шатахцян³

**РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ПРОДУКТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ: СТАТИСТИКИ, ФРАКТАЛЬНЫЕ
РАЗМЕРНОСТИ, ВЫВОДЫ О ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ**

¹ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
г. Москва

²ФГБУН Институт морской геологии и геофизики РАН, г. Южно-Сахалинск

³ФГБУН Геофизический центр РАН, г. Москва

В последнее время в науке большое развитие получили методы исследования динамических неравновесных систем. Несмотря на огромное разнообразие природных и антропогенных динамических систем методы исследования таких систем имеют много общего. В отличие от равновесных систем динамические неравновесные системы обычно описываются степенными законами распределения и часто обладают фрактальными свойствами. Соответственно обычно исследуются статистики поведения таких систем, их фрактальные свойства, а по полученным результатам стараются получить некоторые выводы о функционировании исследуемых динамических систем.

В настоящей работе такая схема реализована применительно к данным по крупным и суперкрупным рудным месторождениям. Реализация таких подходов стала возможной только в последние годы благодаря созданию достаточно представительных баз данных по рудным месторождениям, таких, например, как используемая ниже ГИС «Крупные и суперкрупные месторождения мира» (ГИС КСКМ), [4]. Рудные месторождения являются очень сложными объектами, и для них остро встает также задача разработки схем кластеризации и классификации месторождений [2]. Поэтому авторами была предпринята также попытка формального количественного описания степени близости между собой разных групп рудных месторождений по набору рудных компонент (на основе использования меры близости Танимото-Роджерса, T) и на основе расчетов корреляционной фрактальной размерности. Получаемые при этом значения степени близости могут служить основанием для применения в дальнейшем алгоритмов кластеризации (формальной классификации) месторождений.

Прежде всего, мы исследовали законы распределения величин запасов рудного вещества в месторождениях и величин концентрации рудных компонент. Результаты проведенного анализа данных ГИС КСКМ подтвердили ранее высказанное предположение [6], что распределение величин запасов может быть описано степенным законом распределения, а величины концентрации рудной компоненты в месторождениях – логнормальным. При этом выявились и некоторые дополнительные важные особенности статистических закономерностей. А именно, оказалось, что для ряда видов сырья (преимущественно с показателем степени распределения меньше единицы) наблюдается загиб графика распределения вниз, аналогично тому, как это имеет место в области редких экстремально сильных землетрясений. Выяснилось также, что для большинства видов минерального сырья наблюдается слабая (но статистически значимая) положительная корреляция между величинами запасов и величинами концентрации минерального сырья в месторождениях. Выявленные новые особенности дополнительно указывают на динамический неравновесный характер процессов формирования месторождений.

Подходы к кластеризации месторождений разрабатывались на основе использования мер близости и рассчитанных значений корреляционной размерности (анализ величин фрактальной размерности ранее в целях кластеризации, насколько известно авторам, ранее не применялся). Использованная мера близости Танимото-Роджерса, T [1; и многие другие] является известным и весьма общим подходом, широко применяемым для оценки степени близости между собой групп объектов, описываемых некоторым набором признаков (в нашем случае, набором добываемых элементов). Мера T задается соотношением:

$$T(A, B) = (A \cap B) / (A \cup B), \quad (1)$$

где $(A \cap B)$ – число случаев пересечения признаков A и B (в нашем случае, число случаев сопутствия руд A и B в одном месторождении); $(A \cup B)$ – объединение A и B (в нашем случае, сумма числа месторождений типов A и B). Если компонент A всегда сопутствует компоненту B , то есть, если эти компоненты всегда встречаются вместе, имеем $T(A, B) = 1$. Если компоненты A и B вместе не встречаются имеем $T(A, B) = 0$.

Второй используемый нами подход основан на расчете фрактальной размерности. Понятие фрактальной размерности давно и широко используется в геофизике. Для анализа точечных объектов наиболее часто применяют метод расчета корреляционной размерности [3]. Для случая сейсмичности, такой подход позволяет выявить приуроченность очагов землетрясений к квазилинейным, двумерным или объемным структурам. Важно отметить определенную условность применения понятия фрактальной размерности D для реальных физических систем [5]. В отличие от идеальных математических фракталов, в природе наблюдается, как правило, только довольно небольшой интервал масштабов (иногда менее одного порядка величины), на котором выполняется самоподобие исследуемых объектов, и график, используемый для определения фрактальной размерности, остается удовлетворительно прямолинейным, что и позволяет по наклону этого графика оценить величину фрактальной размерности. При этом таких участков прямолинейного поведения графика может быть несколько, и в этих случаях допустимо получение разных значений фрактальной размерности на разных пространственных масштабах. Этот подход и был реализован нами применительно крудным месторождениям.

При расчете корреляционной размерности определяется число пар ($N(r)$) объектов (здесь месторождений) расположенных на расстоянии не более r км друг от друга, и оценивается наклон в прямолинейного участка графика в двойных логарифмических координатах (если таковой имеется)

$$I(r) \approx r^\beta \quad (2)$$

Поясним смысл параметра β на простых примерах. Если объекты равномерно распределены вдоль прямой (например, разлома), то показатель в близок к единице; если они равномерно распределены по площади, то в близко к двум. Как уже отмечалось выше, довольно часто имеется несколько почти прямолинейных участков графика $\lg(N(r))$ от $\lg(r)$; в этом случае можно определить несколько значений корреляционной фрактальной размерности, отвечающих разным пространственным масштабам D .

Случай определения фрактальной размерности месторождений Au, Ag или любого иного элемента полностью аналогичен традиционным расчетам фрактальной раз-

мерности множества эпицентров землетрясений. Но формула (2) расчета корреляционной фрактальной размерности D и естественное обобщение на случай двух разных групп месторождений. В этом случае в (2) используются расстояния между парами месторождений не одного и того же, а разного вида, например, между месторождениями Au и Ag или Au и Fe. Значения корреляционной фрактальной размерности будут при этом характеризовать взаимное пространственное расположение месторождений этих двух видов. Будем называть такие корреляционные размерности смешанными. Именно введение смешанных корреляционных размерностей и позволяет использовать метод расчета корреляционной фрактальной размерности для оценки меры близости разных видов месторождений.

Очевидно, что при расчетах меры близости T и фрактальной размерности D используются не только различные методологические подходы, но и разные наборы данных о месторождениях. В первом случае это набор представленных в месторождениях рудных компонент. Во-втором – координаты месторождений. Тем не менее, эти данные могут характеризовать одну и ту же особенность – большую или меньшую степень близости рассматриваемых групп месторождений друг к другу. Действительно, если два элемента, например Au и Ag, систематически встречаются в одних и тех же месторождениях, то можно говорить о высокой степени близости месторождений Au и Ag друг к другу. Аналогично можно говорить о близости двух групп месторождений, если эти месторождения имеют тенденцию располагаться поблизости друг от друга.

Уже первые расчеты показали, что смешанные корреляционные размерности обладают важным новым свойством, никогда не наблюдавшимся ранее при расчетах корреляционной фрактальной размерности множеств эпицентров или гипоцентров землетрясений. Величина смешанной корреляционной размерности D может оказаться выше размерности вмещающего пространства (в случае плоского распределения месторождений, равного двум). В нашем случае такая ситуация имела место для $D(Au,P)=2.33$, $D(Ag,P)=3.12$, $D(Mo,P)=2.02$, $D(\text{алмаз},\text{Ni})=2.04$, $D(\text{алмаз},\text{Pb})=2.91$ и $D(\text{алмаз},\text{Zn})=2.34$.

Модельные расчеты показали возможность получения значений корреляционной размерности больших размерности вмещающего пространства (естественно, в ограниченном диапазоне масштабов). Такой эффект возникает, если в модель вводится тенденция взаимного «отталкивания» объектов двух исследуемых классов друг от друга. Так при расположении объектов по поверхности суммарное число пар элементов двух классов может расти (в некотором диапазоне масштабов) с ростом их взаимного расстояния r быстрее, чем площадь круга πr^2 .

Отсюда естественно предположить, что для случая месторождений значения корреляционной фрактальной размерности $D>2$ будут наблюдаться тогда, когда месторождения данных двух типов требуют для своего образования разных геолого-тектонических условий, и потому наблюдается как бы их взаимное «отталкивание». Аналогично получаем, что случаи малых значений корреляционной фрактальной размерности D соответствуют определенному пространственному притяжению двух данных видов месторождений. И действительно, для систематически совместно встречающихся элементов (Au и Ag, Pb и Zn, Cu и Ni, и др.) значения смешанной корреляционной размерности, например $D(Au,Ag)$, оказываются малыми.

Правомочность предложенной интерпретации подкрепляется данными рис.1, где показана связь значений меры близости Танимото и величин корреляционной размер-

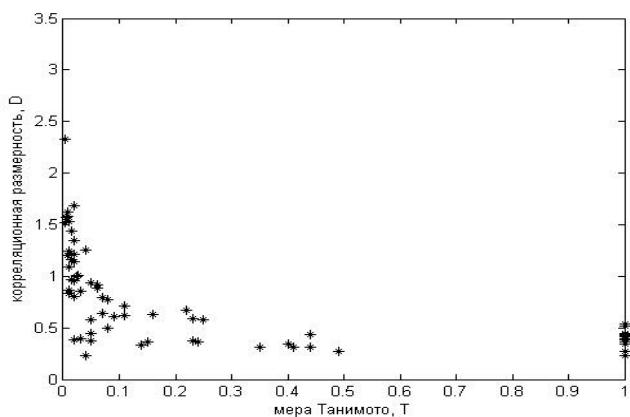


Рис. 1. Согласованность значений близости разных типов месторождений по результатам расчета величин меры близости Танимото (T) и смешанной корреляционной фрактальной размерности (D). Видно, что большим значениям меры близости T отвечают малые значения корреляционной размерности D и наоборот.

ности D . Повышенные значения меры Танимото, соответствующие частой встречаемости разных компонент в одних и тех месторождениях, отвечают малым значениям корреляционной размерности $D \approx 0$. И наоборот, парам элементов с отсутствием случаев сонахождения в общих месторождениях (мера $T=0$) отвечают большие значениям D . Использованное нами значения D отвечают случаю близкого пространственного расположения месторождений (т.е., рассматриваются как бы нулевые взаимные расстояния, так как при расчете меры T оценивается вероятность сонахождения разных видов рудного сырья в одних и тех же месторождениях).

Подведем краткие итоги. Показана применимость степенного и логнормального закона распределения для описания распределения величин запасов и концентрации руд в крупных и суперкрупных месторождениях мира. Получен успешный опыт расчета мер близости Танимото и корреляционной фрактальной размерности (в том числе введенной нами смешанной размерности) для количественной оценки степени близости разных групп месторождений и показана взаимосогласованность этих двух методов расчетов.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу того, что рудные месторождения формируются в результате функционирования некоторых геодинамических неравновесных систем, и для исследования таких процессов перспективно применение аппарата исследования динамических систем. Использование более полных баз данных, с большим числом месторождений, позволило бы провести более детальный анализ, не объединять все месторождения данного элемента в единый класс, а рассмотреть генетически разные типы месторождений (например, седиментационные и гидротермальные).

Литература

1. Мандель И.Д. Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
2. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В., и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: в 3 томах. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т.1: Глобальные закономерности размещения. 390 с.
3. Hentschel, H.G.E., Procaccia I. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors // Physica D, 1983. V. 8(3). pp. 435-444.
4. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM // Commission on Geological Map of the World, 2006.
5. Molchan G. and Kronrod T. The fractal description of seismicity // Geophys. J. Int., 2009. V. 179. pp. 1787–1799.
6. Tutcotte D.L. Fractals and chaos in geology and geophysics. (2nd ed.) Cambridge Univ. Press, 1997. 398 pp.

В.А. Симонов¹, В.С. Приходько², С.В. Ковязин¹, А.В. Котляров¹

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЙМЕЧИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ДАННЫЕ ПО
РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)**

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
² ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г. Хабаровск

Изучены расплавные включения в оливинах меймечитов из двух местонахождений в пределах Самаркинской аккреционной призмы

(Центральный Сихотэ-Алинь). В среднем течении р.Ануй (Барахтинский участок) в составе терригенно-вулканогенно-кремнистой ассоциации развиты ультрамафитовые субвулканические породы. Согласно данным И.П.Бойко, М.В.Мартынюка и Б.Г.Матвеева, здесь закартирована вулканическая постройка, состоящая из пластовых тел диабазов, миндалекаменных базальтов и гиалокластитов. Дайки и силлы меймечитов широко развиты вблизи предполагаемого центра вулканического извержения. В строении Катенского участка (бассейн р. Катэн) принимают участие кремнистые, алевролитовые, микститовые и песчаниковые образования. Вулканические породы ассоциируют преимущественно с кремнистыми отложениями и представлены потоками спилитов и гиалокластитов. Штоки и дайки меймечитов развиты вблизи Катэнского ультрабазитового массива. По петрографическим характеристикам меймечиты из этих местонахождений сходны. К парагенезису минералов-вкрашенников, составляющих 40–80% объема пород, относятся оливин и хромшпинелид, иногда клинопироксен. Оливины бывают нацело замещены серпентином и рудным минералом. Хромшпинелиды встречаются в виде мелких идиоморфных кристаллов, размером от 0.1 до 1.0 мм, часто в виде минеральных включений в зернах оливина. Редкие зерна моноклинного пироксена, принадлежащего к парагенезису вкрашенников, имеют облик короткопризматических идиоморфных кристаллов. Основная масса меймечитов сложена стеклом, рудным веществом (ильменитом, магнетитом), микролитами клинопироксена.

Включения исследовались в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [3]. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились согласно опубликованным ранее методикам [1] с учетом относительно малой вязкости базальтовых расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы минерала-хозяина: время опыта при температуре свыше 1000°C не превышало 10 минут. При этом свыше 1100°C эксперимент продолжался 3–5 минут при скорости нагрева вблизи температур гомогенизации около 30°C/мин. Большое внимание уделялось контролю замеров температур и проводилась постоянная корректировка данных с помощью эталонов (Au).

Составы оливинов, хромшпинелидов и стекол гомогенизированных расплавных включений изучены на рентгеновском микроанализаторе «Camebach-micro» в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах и в стеклах прогретых расплавных включениях (а также вода во включениях) определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [2].

Основное внимание при термобарогеохимических исследованиях было обращено на включения в оливинах, так как эти минералы являются самыми магнезиаль-

ными и ранними фазами при кристаллизации расплавов и соответственно несут важную информацию о наиболее глубинных и близких к первичным магматическим системам, ответственным за формирование меймечитовых комплексов Сихотэ-Алиня.

Первичные расплавные включения (размерами 5–45 мкм) располагаются равномерно во вкрашенниках оливина, либо образуют зоны роста. Формы включений окружные с некоторой огранкой, близкой по очертаниям к кристаллам оливина. Включения обычно многофазовые: множество темных и светлых фаз + светлое стекло по краям + шпинель + газовый пузырек. Экспериментальные исследования показали, что температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах из меймечитов района р. Анюй (1235–1280°C) практически такие же как для включений из района р. Катен – 1235–1285°C.

Анализ состава прогретых и закаленных расплавных включений в оливинах из меймечитов Сихотэ-Алиня показал, что полученные стекла из пород Катенского разреза содержат небольшое количество щелочей (сумма до 2.8 мас.%) и отвечают породам нормальной щелочности. В случае меймечитов Барахтинского разреза присутствует группа стекол с субщелочными характеристиками – субщелочные пикробазальты. В общем, по содержанию SiO_2 (от 43.6 до 47.7 мас.%) и MgO (до 12.7 мас.%) основная группа включений в меймечитах Сихотэ-Алиня отвечает преимущественно оливиновым базальтам, а также пикробазальтам. Часть включений со значениями SiO_2 до 51.6 мас.% соответствует базальтам, а другая часть по относительно высокому содержанию MgO (до 14.1 мас.%) отвечает пикробазальтам. В целом, рассмотренные включения наиболее соответствуют данным по включениям в оливинах из пикритов гайота Кастор (Тихий океан), происхождение которых связано с действием внутриплитных плюмовых магматических систем типа OIB. По содержанию MgO они в целом отвечают расплавным включениям в оливинах из Сибирских меймечитов.

По преобладающим высоким содержаниям титана (2–2.9 мас.%) расплавные включения в оливинах из меймечитов Сихотэ-Алиня соответствуют плюмовым магматическим системам типа OIB. По соотношениям $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ основная группа расплавных включений в оливинах из меймечитов Сихотэ-Алиня располагается на тренде кумуляции оливина с падением железистости и содержания алюминия. Значительная часть включений из меймечитов р. Анюй отвечает остаточным расплавам с ростом железистости до 2.9%. При этом точки расплавных включений в оливинах располагаются в начале этих трендов, а составы самих меймечитов Сихотэ-Алиня находятся на окончании, практически совпадая с данными по Сибирским меймечитам. Для последних особенности изменения составов от включений к породам практически аналогичны установленным для меймечитов Сихотэ-Алиня. Характерно, что составы собственно меймечитов Сибирской платформы, обладая широкими вариациями магния, располагаются вдоль тренда, который фактически фиксируют путь последовательной кристаллизации ультраосновных кумулятов.

Анализ стекол прогретых включений в оливинах расплавных включений с помощью ионного зонда позволил получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в магматических системах, ответственных за формирование меймечитов Сихотэ-Алиня. На диаграммах с использованием таких устойчивых элементов, как Zr , Y , Nb , Th ($\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Y}$ и $\text{Zr}/\text{Nb} - \text{Nb}/\text{Th}$), расплавные включения в оливинах меймечитов из Анюйского и Катенского разрезов показывают относительно обогащенный характер составов и располагаются в поле плюмовых базальтов типа OIB.

Графики распределения редкоземельных элементов для стекол прогретых расплавленных включений в оливинах обладают отчетливо выраженным отрицательным наклоном с существенным обогащением легкими лантаноидами. В этом отношении рассмотренные включения близки к данным по меймечитам Сибирской платформы, хотя содержат меньше редкоземельных элементов. Включения в оливинах меймечитов района р. Катен имеют большие концентрации элементов по сравнению с включениями района р. Анюй и практически совпадают со спектрами для включений в оливинах из пикритов гайота Кастор, Тихий океан.

Прямой анализ с помощью ионного зонда значений летучих компонентов в стеклах прогретых расплавленных включений в оливинах показывает существенные различия в содержании воды в магматических системах ультрамафитовых субвулканических пород районов р. Анюй и р. Катен. Для первых характерны высокие значения H_2O (0.82–0.9 мас.% и до 2.45 мас.-%), сравнимые с данными для включений в оливинах из меймечитов Сибирской платформы (0.7–1.6 мас.-%)[3]. Для вторых (р. Катен) содержания воды в изученных включениях относительно невысокие: 0.22–0.30 мас.%.

Для уточнения температурного режима кристаллизации меймечитов Сихотэ-Алиня, а также с целью сравнительного анализа с данными по температурам гомогенизации включений, были проведены расчеты по программе PETROLOG [5]. За основу моделирования взяты составы стекол закаленных расплавленных включений в оливинах из пород районов р. Анюй и р. Катен. Использовался буфер QFM. Содержание воды задавались согласно данным по расплавленным включениям. Для района р. Анюй исследования расплавленных включений показали, что количество воды в магматических системах в большинстве случаев находится в пределах до 0.9 мас.%. В случае района р. Катен анализ стекол прогретых включений показал незначительные содержания H_2O (до 0.30 мас.-%). Давление, учитывая эффузивный облик пород, задавалось около 1 кбар. Рассчитывались модели ликвидусной кристаллизации на основе всех представительных анализов (в том числе с минимальными и с максимальными значениями MgO) стекол прогретых включений. Для оценки достоверности расчетных температур проводилось сравнение рассчитанных и замеренных составов оливинов-хозяев и в дальнейшем использовались только те ликвидусные температуры, для которых расчетные значения Fo в наибольшей мере совпадали с измеренными данными.

В результате моделирования было выяснено, что расчетные ликвидусные температуры кристаллизации оливинов из меймечитов района р. Анюй составляют 1240–1280°C, что практически идеально соответствует диапазону температур гомогенизации (1235–1280°C). При этом расчетные составы оливинов ($Fo = 83–89$) хорошо согласуются с реальными: $Fo = 86–90$. Для оливинов из меймечитов района р. Катен определен более широкий интервал расчетных температур (1230–1300°C) с повышенными значениями максимальных температур по сравнению с данными по району р. Анюй, что хорошо согласуется с относительно более высокими содержаниями магния в расплавленных включениях этого региона. Достоверность этих температур подтверждается сходством расчетных ($Fo = 82–86$) и измеренных составов оливинов-хозяев: $Fo = 83–86$. Необходимо отметить, что для оливинов из меймечитов р. Катен ранее нами были получены с помощью более ранней версии программы PETROLOG [4] несколько меньшие (до 1280°C) значения расчетных температур. Как показали наши исследования, современный вариант программы PETROLOG [5] позволяет получать наиболее достоверные данные о параметрах магматических систем.

Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 12-05-00959 и интеграционного проекта (12-II-CV-08-012)

Литература

1. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
2. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
3. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
4. Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110. № 3–4. P. 265–280.
5. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12, N 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова

**ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ
ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ(?)-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРИГЕННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Малохинганский (Цзямусинский) террейн является составной частью Буреинско-Цзямусинский супертеррейна – одного из основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существовавшим до недавнего времени представлениям [1, 2, 6 и др.] “фундамент” террейна представлен раннедокембрийскими метаморфическими комплексами. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским этапом геологической истории [4, 5, 15].

В схемах корреляции геологических комплексов к условно верхнепротерозойскому – нижнепалеозойскому стратиграфическому уровню [1, 8] в строении Малохинганского террейна относятся преимущественно терригенные, терригенно-карбонатные отложения хинганской серии. В состав последней включаются [1, 3] (снизу вверх) игинчинская, мурандавская, рудоносная, лондоковская свиты и кимканской толща. Верхняя возрастная граница серии определяется как нижнекембрийская на основании находок нижнеаттабанских микрофитолитов, губок, брахиопод, а нижняя условно считается верхнерифейской.

Предварительные результаты геохимических исследований свидетельствуют о том, что терригенные отложения выделяемых стратиграфических подразделений достаточно четко разделяются на две группы.

Так, песчаники и алевролиты игинчинской, мурандавской свиты и кимканской толщи по классификациям [7, 11] отвечают грауваккам, ваккам. Они характеризуются близкими величинами суммы концентраций редкоземельных элементов ($\text{SumREE}=125-252\text{ppm}$), отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $[\text{La/Yb}]_{\text{n}}=11-50$, хорошо проявленной отрицательной европиевой аномалией $\text{Eu/Eu}^*=0.3-0.7$.

В отличие от них, песчаники и алевролиты лондоковской свиты по классификациям [7, 11] соответствуют субаркозам и сублитаренитам. Этим породам свойственны существенно меньшие концентрации редкоземельных элементов ($\text{SumREE}=50-118\text{ ppm}$), при сходном характере распределения лантаноидов – $[\text{La/Yb}]_{\text{n}}=10-52$, $\text{Eu/Eu}^*=0.5-0.7$.

Существенные различия этих групп пород проявлены на всех дискриминационных тектонических диаграммах [9, 10, 12–14]. На них песчаники и алевролиты игинчинской, мурандавской свиты, кимканской толщи соответствуют терригенным осадкам, сформированным в обстановке, определяемыми субдукционными процессами (островной дуги и активной континентальной окраины). В тоже время, песчаники и алевролиты лондоковской свиты близки к осадкам, накапливающимся в обстановке пассивной континентальной окраины.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 12-II-CУ-08-026).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ. 1999. 135с.
3. Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 183с.
4. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямыуснского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т.428. № 5. С.637–640.
5. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямыусникий супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.424. №5. С.644–647.
6. Мартынюк М.В., Рымов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальнегеология, 1990. 215 с.
7. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
8. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.
9. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91. №6. P. 611–627.
10. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
11. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
12. Kroonenberg S.B. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments // Proc. of the 29th Intern. Geol. Congress, 1994. Part A. P. 69–81
13. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. V.94. № 5. P. 635–650.
14. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P.119–139.
15. Wilde S.A., Wu F.Y., Zhang X.. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. V.122. P.311–327.

Л.Б. Сушкин**ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ ХОР-АНЮЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (СИХОТЭ-АЛИНЬ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)***ООО «Проектинвест», Екатеринбург–Хабаровск*

В последние 15 лет были получены новые важные поисковые результаты, позволившие во многом изменить представления о золотоносности Хор-Ануйского сегмента Сихотэ-Алиня. Они связаны с работами на Хор-Ануйском водоразделе (ХАВ), в том числе, в Болотистом рудном поле, в пределах Право-Соолийского узла, на юге Сооли-Тормасинского рудного района [1, 2, 5, 6].

В геологическом отношении обширная территория Хор-Ануйского водораздела (ХАВ) принадлежит к Центрально-Сихотэ-Алинской, и Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационным зонам Сихотэ-Алинской складчатой системы.

При этом, Сооли-Тормасинский потенциально рудный район (600 км^2), расположенный на западе Хор-Ануйского водораздела, в структурном плане находится в пределах Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома на 300 км при ширине 20–45 км. Данный район приурочен к центральной части одноимённой Западно-Сихотэ-Алинской металлогенической зоны золотой специализации. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома (признаками рифтогенных структур) является одной из наиболее важных его особенностей [1, 5, 6]. Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

– Право-Соолийскому рудно-rossыпному узлу отвечает крупная зонально построенная положительная морфоструктура центрального типа (вулкано-плутоническое поднятие Ш 35 км), отчётливо выраженная в рельфе, гидросети, геофизических и геохимических полях.

– Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право-Соолийской палеоген-неогеновой вулкано-плутонической структуры центрального типа (андезибазальтоидного палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

– Глубинность его заложения по данным магнитотеллурического зондирования составляет 300–400 км, то есть он уходит корнями в верхнюю мантию. О мантийном заложении магматического очага свидетельствует и развитие в его центральной части тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком интенсивного воздействия на вмещающие вулканогенно-осадочные породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [1, 5, 6].

– Центральная часть морфоструктуры контрастно выделяется и в физических полях. По результатам аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000, расположенная в центре Болотистого рудного поля интрузия габбро-диоритов, вмещающая часть рудоносных зон, отражается аномалией магнитного поля интенсивностью до 4000–4100 нТл. В АГСМ-поле центральная часть структуры рудного поля отчетливо фиксируется кольцеобразными ореолами калия интенсивностью 1,5–2,5 %.

Золотая минерализация в пределах Болотистого рудного поля представлена тремя минерально-морфологическими типами:

1) Штокверко-прожилковый золото-кварцевый тип представлен золотоносными кварцевыми прожилками в ассоциации с редко встречающимися маломощными кварцевыми жилами.

2) Вкраплено-прожилковый золото-кварц-сульфидный тип представлен рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализацией преимущественно пирит-арсенопиритового и пирит-халькопиритового состава

3) Золото-сульфидный тип представлен локальными скоплениями золотоносных сульфидов пирит-пирротин-халькопиритового состава в меланократовых разновидностях габроидов.

Основную роль на современном уровне эрозионного среза является первый тип минерализации. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, тетрадимитом, висмутином, галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом и самородным высокопробным золотом. Общее содержание сульфидов в прожилках обычно низкое – 0,0n–0,n %, редко до 1–5 %.

Золотоносность, представляющая практический интерес, установлена в южной части рудного поля, в пределах зоны Штокверковой. Данная рудная зона представлена кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, сульфидно-карбонат-кварцевыми, турмалин-кварцевыми вкраплено-прожилковыми зонами северо-западного простирания, обычно со сложной морфологией,

Гидротермально измененные породы представлены пропилитами и кварц-серicitовыми метасоматитами. Максимальное содержание золота в Болотистого рудного поля – 231,6 г/т установлено в скважине № 71 – в диоритовых порфириях с сульфид-хлорит-карбонатными прожилками. Там же установлены и маломощные жилы кварца с содержаниями до 38–45 г/т. Установленные в россыпях Болотистого узла самородки золота достигают 280–350 г.

При этом, самородное золото Болотистого рудного поля отличается очень высокой пробностью (710–995 /ср. 950), с примесью палладия, меди и повышенным содержанием ртути [2].

В минерально-формационном (рудно-формационном) отношении золотое оруднение Болотистого рудного поля, по-видимому, правомерно отнести к кайнозойской малосульфидной золотой, (золото-теллуровой, висмут-теллурового геохимического типа) субформации золото-серебряной формации (золото-кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Вместе с тем, по минералого-геохимическим особенностям золотого оруднения Болотистого рудного поля обладает одновременно и типоморфными признаками золото-редкометалльных формаций, также развитых как на Дальнем Востоке, так и Северо-Востоке России [1, 4, 5, 6].

Прогнозные ресурсы золота Болотистого рудного поля составляют, по некоторым оценкам, не менее 100 т, поэтому поисковые работы в нём продолжаются.

Расположенная восточнее основная часть Хор-Ануйского водораздела находится в пределах Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-формационной и металлогенической зоны с доминирующей, как считалось ранее, редкометалльной Sn-W минерализацией (5 рудопроявлений). Данная территория также традиционно считалась мало-перспективной на благороднометалльное оруднение, в связи с чем значительная часть отобранных там проб не анализировались на золото, а проявления золота Танин Ключ и Золотой Ключик так и остались там недоизученными [1, 3, 7].

В орографическом отношении, эпицентром этой наиболее возвышенной части Хор-Ануйского водораздела является доминирующая вершина всего Сихотэ-Алиня г. Тардоки-Янги (Яни) – 2090 м, расположенная в узком междуречье Анюя и Поди. Она является высшей точкой наиболее крупного гранитоидного plutона сложной морфологии, во многом определившего геологию и минерагению всего водораздела. Это отчётливо выражено в аномальном окварцевании (окремнении) развитых здесь разновозрастных терригенно-осадочных пород, а также в широком развитии на водоразделе жильно-прожилковой кварцевой, сульфидно-кварцевой минерализации. По обилию и многообразие форм кварца, этот район, по мнению автора, заслуживает оценки и на возможность выявления здесь самостоятельных кварцевых формаций. На обширной площади Хор-Ануйского водораздела требуют своей интерпретации, заверки и оценки – ряд интенсивных магнитных и АГС аномалий разной морфологии.

Открытие в западной части Хор-Ануйского водораздела перспективного Болотистого золотоносного узла позволяет во многом пересмотреть перспективы золотоносности всего водораздела в целом. При этом, особое внимание привлекает бассейн реки Поди и, в первую очередь, её левого притока – реки Междугорной, где установлены слабоэродированные малые средне-основные интрузии (400–1500 м), очень близкие по составу и размерам с рудоносной интрузией Болотистого рудного поля. С этими интрузиями генетически связаны слабоизученные рудопроявления фольфрама (Талюке) и олова (Афродита) – с ореольными содержаниями золота (до 0,3 г/т), а также слабая россыпная золотоносность. При этом, характерно, что направление рудной зоны рудопроявления Талюке точно совпадает с северо-западным направлением (и азимутом!) главной рудоносной зоны Штокверковой Болотистого рудного поля, указывая на общность их геолого-структурного контроля.

По-видимому, некоторые рудоносные зоны Хор-Ануйского водораздела наследуют и ортогональный план нарушений (субпараллельный руслу р. Поди), примером чего может служить выявленная в 2011 году перспективная субмеридиональная кварц-сульфидная рудоносная зона Нижнее-Рябцевая. Имеющиеся поисковые данные указывают на то, что эта зона, выявленная нами на левобережье р. Междугорной [7], вероятно, имеет своё продолжение и на её правобережье.

Важная роль в локализации оруденения в данном районе, вероятно, принадлежит развитым здесь толщам кремнисто-углеродистых сланцев, в которых установлена тонковрапленная полисульфидная минерализация, в т. ч. со своеобразными « каплевидными сульфидами » и ореольными концентрациями золота (руч. Рябцевый, в нижнем теч. р. Междугорной, басс. руч. Осеннего, Зрелого и др.).

Учитывая очень тесную генетическую связь золота Болотистого рудного поля с теллуридами висмута, помимо вышеописанных редкометалльных рудопроявлений ХАВ, первоочередного тщательного доизучения и опоискования заслуживают в северной части водораздела-рудопроявление висмута Солекуль, а также выявленные в данном районе проявления и аномалии теллура и селена [1, 3, 7].

Это представляется весьма важным в связи с тем, что в конце 1990-х годов в районе Хор-Ануйского водораздела были отобраны при неясных обстоятельствах несколько штуфных проб с высокими промышленными содержаниями золота (до 0,8–3,6 кг/т !?) [7]. По имеющимся данным, это богатое коренное оруденение локализовано в кварцевых, серицит-кварцевых метасоматитах по углеродистым сланцам, реже серпентинитам, – в зоне экзоконтакта малой интрузии гранитоидов.

Проведённые минералогические исследования этих рудных проб позволили выделить три вещественных типа оруденения: золото-кварцевый («Болотистый»), золото-медно-сульфидно-кварцевый (бассейна ручья Рябцевого), золото-никель-медно-сульфидно-кварцевый, возможно, с платиноидами (бассейна реки Междугорной) типы (В.В. Иванов, ДВГИ ДВО РАН, 2011 г.). Установленная в рудах высокая пробность золота (mod. 870–992), примесь меди и ртути-аналогичны таковым характеристикам самородного золота Болотистого золотоносного узла [2, 4, 5, 7].

Не смотря на то, что точное место отбора вышеуказанных золоторудных проб до сих пор не установлено, поиск в данном районе этого богатого золотого оруденения представляется, тем более, – весьма актуальной первоочередной задачей!

Учитывая широкое развитие в данном районе Сихотэ-Алиня малых интрузий разного состава, гохимические и яркие АГСМ-аномалии, (крупный донный ореол меди в среднем течении р. Междугорной), он представляется весьма перспективным и на выявление здесь оруденения порфирового (золото-медно-порфирового) типа.

Автор посвящает тезисы Памяти безвременно ушедшего пытливого Российского Геолога, Исследователя золотоносных районов Дальнего Востока, выпускника Томского университета-Виктора Анатольевича Прыткова – участника Первого этапа поисков золота в бассейне реки Поди – на рубеже Века и Тысячелетия.

Литература

1. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Сихотэ-Алинская, лист М-53-XXX, Объяснит. записка. Составитель В.А. Дымович, редактор В.И. Сухов, М., 1987. 111с.
2. Иванов В.В., Замбржицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллурового оруденения Сихотэ-Алиня. Современные проблемы металлогенеза. Материалы научной конференции, посвящённой 90-летию академика Х.М. Абдуллаева. Ташкент. Фан. 2002. с. 176–179.
3. Мартынюк М.В. Карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1:200 000. Лист М-54-ХХV. Л., ВСЕГЕИ, 1972.
4. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М. ЦНИГРИ. 1989. 236 с.
5. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь)// Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Международная конференция: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 176–180.
6. Сушкин Л.Б. О благороднометальном оруденении в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома// VII Всероссийские Чтения, посвящённые 100-летию академика Ю.А. Косыгина: Тез. докл. Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 220–223.
7. Sushkin L.B. Metallogeny of Khor-Anyuisky Watershed (Sikhote-Alin)// Geology of Mineral Deposits: Baikal International Conference, Abstracts. Ulan-Ude, GIN SB RAS, 2012. p. 45.

А.И. Ханчук¹, Н.В. Бердников², Т.Г. Шумилова³, С.А. Пячин⁴, М.А. Пугачевский⁴

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАФИТА УГЛЕРОДИСТЫХ
СЛАНЦЕВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

⁴ФГБУН Институт материаловедения ХНЦ ДВО РАН, г. Хабаровск

Новый тип благороднометального оруденения, обнаруженный в углеродистых сланцах на Дальнем Востоке России [3, 4], требует тщательного изучения геологии, петрологии и geoхимии как самих руд, так и вмещающих их сланцев для разработки критериев поиска и разведки таких месторождений, а также для обоснования технологий обогащения этих исключительно упорных руд. Одним из важных аспектов этой проблемы является определение форм присутствующего в них углерода, поскольку теоретическими и экспериментальными исследованиями показана его связь с процессами накопления благородных металлов. Установлено, что наиболее активно углерод адсорбирует благородные металлы в форме поликристаллического графита при температурах порядка 500°C [2]. Цель настоящей работы заключается в исследовании кристаллических форм углерода в углеродистых сланцах на Дальнем Востоке России, а также в определении содержания в них примесей благородных металлов.

Материалом для исследования явились углеродистые сланцы графитовых месторождений Союзное и Тургеневское, проявления Самара, а также венд-кембрийских сутырской и кимканской толщ (Хабаровский и Приморский края, ЕАО, Дальний Восток России [3, 5, 6]. Согласно петрографическим данным только сланцы Союзного месторождения (амфиболитовая фация метаморфизма) содержат поликристаллический графит, образующий относительно крупные (до миллиметра) пластинки и чешуйки. На Тургеневском графитовом месторождении экскальационный графит образует прожилки в гранитогнейсах [5]. В образцах из других объектов (зеленосланцевая фация метаморфизма) присутствует скрытокристаллическое углеродистое вещество (УВ) в виде бесформенных обособлений, тонкой вкрапленности в породообразующих минералах и силикатной матрице.

Растровые электронно-микроскопические исследования показали, что графит месторождения Союзное образует крупные чешуйки, а УВ сланцев не обнаруживает кристалломорфологически различных частиц на микроуровне.

Рентгенофазовым анализом графит идентифицирован в сланцах Союзного и Тургеневского месторождений и в нескольких образцах из Самарского проявления, отобранных на контакте с гранит-пегматитами.

В таблице приведены характеристики УВ из изученных пород по данным термического анализа и рамановской спектроскопии. По данным дифференциального термического анализа максимум экзотермического эффекта УВ из Союзного и Тургеневского месторождений составляет 711–831°C, а в сланцах сутырской и кимканской толщ, как правило, ниже 700°C.

Методом спектроскопии комбинационного рассеяния света углеродное вещество всех проявлений диагностировано как графит с размерами кристаллитов 10–100 нм и

Таблица. Характеристики углеродистого вещества изученных проявлений

Место взятия	№ образца	Порода	Содержание $C_{\text{опр}}$ в породе, %	Максимум экзотермического эффекта, °C	Соотношение интенсивностей КРС полос I_D/I_G	Размер кристаллитов графита L_a , нм
Месторождение Тургеневское	TX-1*	Графитизированный гранитогнейс	12.1	730		
Месторождение Союзное	O-52*	Графитовый сланец	26.4	711		
	704		23.5	831		
	9-150		21.0	799	Не определялось	10–100 и более
Происхождение Самара	1	Углеродистый сланец	13.1	703	0.2–0.6	10–100
	7		15.0	766		
Кимканская толща	631*		3.6	652		
	633		4.3	633	0.4–0.6	~10
Сутырская толща	739*	Углеродистый концентрат	8.2	642		
	562-Т	Углеродистый сланец	4.4	667		
	565*		6.2	647		
	643		5.0	690	0.3–0.4	~10
	653		4.1	674	0.2–0.6	~10

* – выполнено EELS сканирование графита.

более на месторождении Союзное и проявлении Самара, и около 10 нм в низкотемпературных сланцах сутырской и кимканской толщ [7]. Графит месторождений Союзное, Тургеневское и проявления Самара характеризуется более высокой степенью кристалличности по сравнению с графитом из сланцев сутырской и кимканской толщ.

Структура и элементный состав графита изучались с помощью просвечивающего электронного микроскопа Zeiss Libra-120 (ускоряющее напряжение 120 kV), оснащенного HAADF детектором и Ш-фильтром. Электронограммы в режиме микродифракции калибровались с помощью тестового образца на основе поликристаллической пленки золота. Расшифровка дифракционных картин осуществлялась по данным картотеки ASTM. Для идентификации элементов и анализа их распределения использовалась методика визуализации данных спектроскопии потерь энергии электронов (EELS image), которая позволяет отобразить качественное распределение элементов с порогом обнаружения до 10^{-20} г.

Анализ данных электронной дифракции подтвердил, что УВ всех изученных образцов относится к графиту. EELS спектроскопия графитовых чешуек позволила выявить характеристические потери энергии $O_{2,3}$, соответствующие Pt и Au, и представить визуальную картину их распределения в графите (Рис. 1 а-в). Поскольку Pt и Au имеют близкие значения $O_{2,3}$, для детализации полученного результата определен EELS спектр характеристических потерь $M_{4,5}$ [8] (Рис. 1 г). Область характеристических потерь $M_{4,5}$

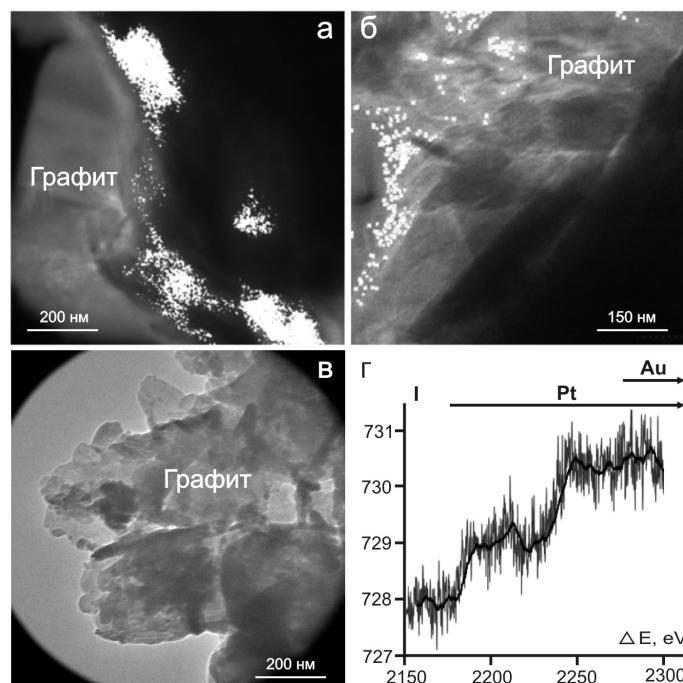


Рис. 1. Результаты EELS картирования чешуек графита (скопления белых точек – благородный металл) из сланцев месторождений Союзного (а), Тургеневского (б) и кимканской толщи (в); г – спектр характеристических потерь $M_{4,5}$ (I – интенсивность, сплошная линия – усредненные значения) в графите Союзного месторождения.

для Pt начинается при 2150–2200 эВ и продолжается до 2500 эВ, в то время как для Au она начинается при 2250–2300 эВ и продолжается до 2600 эВ. Поскольку полученный спектр энергетических потерь $M_{4,5}$ имеет хорошо выраженные пики в области 2170–2250 эВ, можно уверенно говорить о наличии платины в изученном графите. Присутствие золота в нем также возможно, поскольку повышенные значения $M_{4,5}$ в области более 2250 эВ могут быть результатом наложения спектров поглощения Pt и Au. Однако это представляется маловероятным, если принять во внимание данные о предпочтительном вхождении платины в графит [1]. В разупорядоченном нанокристаллическом графите сутырской и кимканской толщ платина и золото отсутствуют, поскольку на их EELS спектрах пики характеристических потерь $O_{2,3}$ и $M_{4,5}$ для этих элементов не фиксируются.

В результате проведенных исследований установлено, что УВ изученных сланцев представлено графитом, размер частиц и степень кристалличности которого снижаются от высокотемпературных разностей (месторождения Союзное и Тургеневское) к низкотемпературным (сутырская и киманская толщи). На природном материале экспериментально подтверждено, что платина способна ассимилироваться графитом, особенно при высоких температурах, когда формируются относительно крупные его частицы с совершенной структурой. В низкотемпературном графите с разупорядоченной структурой платина не обнаружена.

Полученные данные свидетельствуют о различных формах рассеянной благороднометальной минерализации в углеродистых сланцах разной степени метаморфизма. Так, в графите высокотемпературных сланцев месторождения Союзное и в экскалиационном графите Тургеневского месторождения платина может быть рассеяна на наноуровне. В низкотемпературных сланцах сутырской и кимканской толщ платина в графите не обнаружена. В то же время электронно-микроскопическими исследованиями в обоих типах сланцев зафиксированы обогащенные платиной микровключения размером 1–10 мкм и более крупные ее зерна самородного характера [3, 4]. Выявленные различия в характере платиновой минерализации углеродистых сланцев должны учитываться при постановке поисковых и разведочных работ, а также при разработке технологий их обогащения: следует иметь в виду, что, в отличие от низкотемпературных углеродистых сланцев, в их высокотемпературных аналогах платиноносным может быть и сам графит.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 27 Президиума РАН (проект № 12-I-П27-03), интеграционного проекта 12-И1-СУ-08-011, программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-С-5-1035), проекта ДВО РАН 12-III-B-08-186.

Литература

1. Заводинский В.Г., Михайленко Е.А., Ханчук А.И. Сравнительное моделирование поведения благородных металлов в графитовых сланцах // Георесурсы, 2012. № 1. С. 25–27.
2. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Авченко А.В. Экспериментальное моделирование сорбции золота на углеродистое вещество при 20–500°С, 1 кбар // Геохимия. 2004. № 8. С. 864–873.
3. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометаллического оруднения на Дальнем Востоке России // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГУ, 2009, вып. 5, с. 9–18.
4. Ханчук А.И., Диценко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010, № 3, с. 3–12.
5. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруднении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524–529.
6. Черепанов А.А. Крупнейшее месторождение графита Союзное // Сборник докладов Всероссийской научной конференции «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010, с.136–138.
7. Ferrari A.C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2004. V. 362. P. 2477–2512.
8. Han W.-Q., Su D., Wu L., Aoki T. and Zhu Y. Tri- and quadri-metallic ultrathin nanowires synthesized by one-step phase-transfer approach // Nanotechnology. 2009. V. 20. P. 495605–495609.

А.А. Черепанов, Н.В. Бердников**БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО МАССИВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Определение валовых содержаний благородных металлов (БМ) в углеродистых сланцах встречает ряд трудностей, связанных с малыми (от долей до первых г/т) содержаниями БМ, ультрамелкими размерами их зерен, частым отсутствием собственных минеральных форм, значительными потерями при кислотном и окислительном разложении, сорбцией БМ углеродистым материалом пробы. В осадке на фильтрах после кислотного выщелачивания под электронным микроскопом часто обнаруживаются микровключения, обогащенные платиноидами и золотом [2]. Г.М. Варшал и др. [3] показали, что при кислотной обработке углеродистых проб происходит образование прочных химических связей платиноидов с С- и О-содержащим функциональным группами, что выводит их из зоны анализа. Неполное окисление углерода в процессе анализа приводит к сорбции золота и платиноидов на осадке. Все сказанное свидетельствует о том, что применяющиеся в настоящее время методы анализа валовых содержаний благородных металлов в углеродсодержащих породах с кислотной пробоподготовкой дают заниженные результаты. Количественно оценить величину занижения невозможно из-за отсутствия соответствующих стандартов, однако сравнение результатов анализа большого количества проб позволяет говорить о его систематическом характере.

Другая проблема связана с плохой воспроизводимостью результатов анализа. Так, данные межлабораторного эксперимента по определению платины в рудах месторождения Наталка показали расхождение на 2–4 порядка [6], что, вероятнее всего, связано с неравномерным распределением выделений благородных металлов. Наши исследования показали, что данные анализов углеродистых пород, в которых самородная форма благороднometальной минерализации не обнаружена, достаточно стабильны, даже если они выполнены из малых (1–2 г) навесок.

Таким образом, можно полагать, что при определенных условиях (стабильная процедура анализа, максимальное растворение пробы, отсутствие неравномерно распределенных выделений благородных металлов) результаты анализов БМ в углеродистых породах методами с кислотным разложением проб дают представление о нижнем пределе их содержаний.

Нами определение валовых концентраций благородных металлов в углеродистых породах восточной части Буреинского массива производилось преимущественно в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН методом ICP-MS, прибор ELAN DRC II, Перкин Элмер, США. Калибровка осуществлялась по стандартным растворам производства Перкин Элмер, стандартные образцы состава – WMG-33 (США) и BND-33(Индия). Основой определений служила Методика количественного химического анализа «Определение золота, платины, палладия и родия в рудах методом МС ИСП с предварительным химическим концентрированием путем соосаждения с теллуром» (ЦНИГРИ, 2005) с различными вариантами пробоподготовки. После кислотного разложения пробы обычно оставался осадок, который «вскрывался»

сплавлением с перекисью натрия, а полученный после выщелачивания раствор добавлялся к анализируемому.

Сводные результаты анализов приведены в таблице. Всего было выполнено 244 определения, по которым рассчитаны средние значения для сланцев изученных толщ и свит. Стабильно повышенные содержания БМ получены при последовательном разложении проб «царской водкой», HClO_4 и доплавлением осадка с перекисью натрия (значения в скобках).

В опытном порядке в качестве окислителя углерода применялась CrO_3 [1]. После разложения проб смесью 20 % H_2SO_4 с 3 % CrO_3 анализ раствора производился на атомно-абсорбционном спектрометре Shimadzu AA 6200 в режиме электротермической атомизации (аналитик А.В. Рассказова, ИГД ДВО РАН). Этим методом получены высокие содержания платины (от 0,82 до 8,17 г/т в сланцах сутырской толщи и от 2,17 до 16,41 г/т в сланцах кимканской толщи), но явно заниженные содержания золота (от 0 до 0,03 г/т и от 0,05 до 0,24 г/т, соответственно).

Таблица. Средние содержания платиноидов и золота в углеродистых сланцах, определенные методом ICP-MS с кислотным разложением проб

Толща, свита	Порода	Кол-во проб	Содержание, мг/т					
			Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au
Сутырская толща	Углеродистые сланцы в целом	69	4,57	1,35	39,87	1,73	13,84	502,88
	Филлитовидные сланцы	8	0,46	0,08	7,07	0,15	2,05	20,90
	Графитовые сланцы	51 (10)	5,28 (4,95)	1,73 (6,79)	41,66 (59,70)	2,28 (6,51)	18,05 (46,18)	594,51 (891,27)
Кимканская толща	Все породы	133	1,86	2,88	56,18	1,44	15,64	175,90
	Безуглеродистые песчаники, алевролиты, доломиты	9	0,10	1,21	17,29	0,20	11,40	199,82
	Углеродистые сланцы	50 (13)	3,07 (5,23)	2,65 (7,34)	43,01 (172,67)	2,34 (7,63)	11,39 (54,96)	107,15 (437,15)
	Железные руды	21	0,16	5,27	60,24	0	27,43	63,20
Союзное месторождение графита	Все породы	24	0,85	0,52	10,73	0,61	87,92	143,05
	Графитовые сланцы	5	0,60	0,40	11,59	0,02	235,39	141,32
	Графитовые сланцы гнейсовидные	17	0,91	0,64	12,08	0,86	4,15	151,79
	Пегматиты с графитом	2	1,05	0,07	0,41	0	0	94,95
Лондоковская свита	Углеродистые сланцы	10	1,32	2,75	3,85	0,02	28,96	296,74
Мурандавская свита	Углеродистые сланцы	8	0,67	10,46	206,13	0,11	3,08	27,61

Примечание: в скобках приведены анализы с применением HClO_4 при разложении проб. Аналитики Д.В. Авдеев, Н.И. Ильина, Г.Ф. Золотухина.

Совместно с сотрудниками Тихоокеанского государственного университета (г. Хабаровск) для оценки содержаний золота в углеродистых породах нами применен модифицированный метод пробоподготовки, в котором окисление углерода происходит с помощью фторида аммония [4]. В отличие от [4], где окисление проводится в растворе, нами применен метод нагревания тонкораздробленной породы с порошком NH_4F при температуре 250–300°C. При этом происходит не только окисление углеродистого вещества, но и удаление силикатной составляющей породы. После кислотного растворения полученного материала производилось соосаждение БМ с теллуром и ICP-MS анализ. Предварительные результаты с расчетом по балансу вещества показали для отдельных проб графитовых сланцев сутырской толщи содержание золота 2,5–3,5 г/т.

Таким образом, на основании результатов анализа большого количества проб углеродистых сланцев показано, что золотом наиболее богата сутырская толща, особенно ее графитовые сланцы. Филлитовидные сланцы с меньшим содержанием углерода содержат меньше золота. Платиной обогащены образования кимканской толщи и локализованного в ней Союзного месторождения графита, что подтверждает выявленную зависимость благороднометальной специализации углеродистых толщ от их петрохимических особенностей [5]. Примечательно, что прорывающие углеродистые сланцы жилы пегматитов на месторождении практически не содержат золота и платины, а в сланцах их концентрация вблизи жил понижается. Это свидетельствует о том, что в отличие от графитового месторождения Тургеневское (Ханкайский массив, Приморье) [7], благороднометальная минерализация на месторождении Союзное не связана с наложенной графитизацией пород. Максимальные средние концентрации палладия (206,13 мг/т) зафиксированы в породах мурандавской свиты, содержания других платиноидов в изученных породах невысоки.

Литература

1. Бельский Н.К. и др. Разложение проб при определении платиновых металлов в углеродистых породах // Журнал аналитической химии, 1997, т.52, № 2, с. 150–153.
2. Бердников Н.В. и др. Формы выделения благородных металлов в углеродистых сланцах на Дальнем Востоке России // Тезисы доклада на XIX Международной Черняевской конференции по химии, аналитике и технологии платиновых металлов. Новосибирск, 4 – 8 октября 2010 г., с. 181.
3. Варшал Г.М. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия, 1994, № 6, с. 114–121.
4. Медков М.А. и др. Разработка гидрофторидного метода извлечения благородных металлов из высокуглеродистого сырья // Доклады АН, 2011, т. 436, № 2, с. 210–213.
5. Невстроев В.Г., Бердников Н.В. Петрохимические критерии благороднометальной минерализации углеродистых сланцев восточной части Буреинского массива // Проблемы комплексного освоения георесурсов: материалы IV Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых (Хабаровск, 27–29 сентября 2011 г.). Хабаровск: ИГД ДВО РАН, 2011. Т.2. С. 228–233.
6. Сидоров В.А. и др. Результаты межлабораторного эксперимента по определению платины в рудах месторождения Наталка // Платина России, т. IV, М.: Геоинформмарк, 1999. С. 280–286.
7. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев В.И. Углеродизация и геохимическая специализация Графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия. 2010. № 2. С. 115–125.

А.А. Шнайдер, Д.В. Авдеев

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Для исследования взято два генетически разных объекта: 1. плутоногенное месторождение грейзенового типа с комплексными оловянно-молибден-вольфрамовыми рудами кассiterит-кварцевой формации, приуроченное к гранитоидам (месторождение Тигриное); 2. вулканогенное месторождение, нетрадиционного, нового типа, отнесенное к оловянно-порфировому, генетически связанное с вулкано-плутоническими ассоциациями латитовой серии (месторождение Мопау). Оба месторождения находятся в Сихотэ-Алинском орогенном поясе: Мопау расположено в его северной части, в Бута-Коппинском районе Хабаровского края, Тигриное – в западной части Арминского рудного района Приморского края. Подробная характеристика месторождений освещена в ряде работ [1, 2, 6, 8, 9, 10]. На обоих объектах отбирались валовые пробы из разновременных минеральных ассоциаций, характеризующие процессы минералообразования во времени, которые анализировались на редкоземельные элементы (РЗЭ) в ХИАЦ при ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Определение содержания РЗЭ в рудных образцах проводилось методом ИСП масс-спектрометрии на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США).

Обсуждение результатов исследований по Тигриному месторождению. Рудная минерализация на Тигрином месторождении пространственно и генетически связана с гранитоидным штоком редкометалльных литий-фтористых гранитов с оловянно-вольфрам-молибденовым оруднением. Месторождение формировалось на протяжении 56 млн лет [7]. Процесс минералообразования рассмотрен нами ранее [2, 6, 8, 9]. Здесь мы ограничимся их перечислением от ранних стадий к поздним: I этап – 1. молибденит-кварцевая, 2. пегматоидная, 3. авто-грейзеновая (формируется конформное тело грейзенов, залежь Тигренок); II этап – 4. слюдисто-кварцевая, 5. топаз-полевошпат-кварцевая (формируется субпараллельный штокверк); III этап – 6. рудоносные брекчии, 7. хлорит-сульфидная (формируются жилы), 8. карбонатная. Процесс формирования месторождения был длительным, сложным, в разные стадии с растворами поступали разные полезные компоненты, это проявилось и в распределении РЗЭ. В целом по месторождению высокие содержания РЗЭ (УТР составляет 780,57 г/т), с двумя максимума: в топаз-полевошпат-кварцевую стадию (УТР = 327,18 г/т) и несколько меньше в карбонатную (УТР = 207,97 г/т). В других стадиях на порядок или на два порядка РЗЭ меньше. По-видимому, это зависело от активности проявления процессов. Наиболее активным был процесс становления штокверковой минерализации в топаз-полевошпат-кварцевую стадию, при формировании которой наличие высоких содержаний F в гидротермальном растворе в виде комплексных соединений привнесли не только большие количества редких элементов (Li, Sn, W, Nb, Rb), цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Bi), но и повышенные содержания легких РЗЭ (La- 42,81 г/т, Ce-108,1 г/т, Pr-11,75 г/т, Nd-49,02 г/т), а также Y -63,36 г/т и Sc-8,46 г/т. Концентратором Sc были кассiterиты и вольфрамиты в виде изоморфной примеси и Sc может рассматриваться как попутчик III группы. Молибденит-кварцевая стадия представлена кварц-молибденитовыми прожилками с Вi минерализацией и небольшим количеством суль-

фидов, развивающимися по системам контракционных трещин вокруг оставающего интрузива [6]. Содержания РЗЭ в ней ниже кларковых. В процессе становления гранитоидного штока в участках пологих его контактов с нижнемеловыми осадочными породами сформировались зоны пегматоидов. Количество РЗЭ в пегматоидах ниже кларковых. В автогрейзеновую стадию сформирована конформная залежь Тигренок. Для нее характерны невысокие количества РЗЭ; привлекает внимание только Sc (на уровне 2К) в качестве изоморфной примеси в кассiterитах, вольфрамитах и протолитионитах в которых Sc может рассматриваться как попутчик III и II группы. Процесс формирования штокверка начался со становления прожилков слюдисто-кварцевой стадии, в которых преобладают минералы: кварц, циннвальдит, кассiterит, вольфрамит, арсенопирит. В отличие от предыдущего процесса здесь циннвальдитовые слюды с меньшим количеством Si, Fe, Mg. Количество РЗЭ самое минимальное, не заслуживающее внимание. В рудоносных брекчиях, имеющих эксплозивно-гидротермальную природу, рудная минерализация развивается в цементе брекчий. Содержания РЗЭ в ней низкие, здесь превалирует в небольших количествах Sc (2,5 К), как изоморфная примесь в кассiterите и вольфрамите. Хлорит-сульфидная стадия образует жилы, отходящие от брекчий, мощностью от нескольких см до 1,0 – 1,8 м, протяженностью первые сотни метров, секущие штокверковую минерализацию. Отличительной особенностью жил является обилие в них сульфидных минералов, интенсивная хлоритизация, более низкие температуры и три формы Sn оруденения: сульфидное (станнин), гидратное (варламовит) и окисное (супергенный кассiterит), при преобладании станнина. По содержанию РЗЭ данная стадия резко отличается от других как в качественном, так и в количественном отношении: в ней повышенные содержания Sc (48,85 г/т) и Eu (0,33 г/т). Карбонатная стадия завершает процесс формирования месторождения. Из РЗЭ повышенные содержания La (37,20 г/т), Ce (86,58 г/т) и Eu (0,75 г/т). Повышенные содержания Eu в хлорит-сульфидной и карбонатной стадии можно объяснить окислительной обстановкой, о чем свидетельствуют присутствующие здесь минералы: мельниковит-пирит, марказит, варламовит, скородит и другие.

На графиках распределения РЗЭ происходит постепенное понижение кривых от La до Lu, от легких элементов (La, Ce, Pr, Nd) к тяжелым (Er, Tm, Yb, Lu) с резко выраженным Eu минимумом. Исключение составляет хлорит-сульфидная стадия, в которой происходит плавный подъем от легких РЗЭ к тяжелым. Наличие Eu аномалии связано с его поливалентностью. В восстановительной обстановке преобладает двухвалентная форма, в окислительных условиях Eu находится в трехвалентной форме и ведет себя также, как и другие РЗЭ [4]. В двухвалентном состоянии Eu активнее входит в структуру некоторых минералов, особенно полевых шпатов, происходит накопление его в этих минералах и дает положительную аномалию (избыток Eu), если эти минералы удалялись из раствора (фракционировали), возникала порода с отрицательной Eu аномалией [3]. Степень дифференцированности породы по отношению легких РЗЭ к тяжелым выражается через $(La/Lu)_{N}$: в более дифференцированных породах это отношение выше, чем в менее дифференцированных. Для кварц-молибденитовой и карбонатной стадии характерна высокая степень дифференцированности, которая составляет от 12,94 до 16,87, слабо дифференцированные хлорит-сульфидная и пегматоидная стадии, в которых это отношение колеблется от 0,46 до 0,76. Аналогичный результат получен через отношение $(La/Yb)_{N}$: для разных стадий отмечается большой разброс этого отношения, от 0,34 – 0,48 до 8,26 – 10,96. Повидимому, это связано с длительно-

стью формирования месторождения, при котором происходило то слабое фракционирование РЗЭ (низкие отношения $(La/Yb)_N$, то более интенсивные проявления фракционирования, с высокими отношениями $(La/Yb)_N$. Расчеты глубины Eu аномалии показывают, что самая глубокая отрицательная Eu аномалия проявлена в топаз-полевошпат-кварцевой стадии (0,04), менее глубокая (0,35) в карбонатной. В хлорит-сульфидной стадии положительная Eu аномалия.

Обсуждение результатов исследований по месторождению Мопау. Для месторождения Мопау характерны следующие генетические особенности [10]: локализуется в вулканогенных породах (лавы, лаво-брекчии, туфы, риолиты, игнимбриты); сформировалось в K_2-P ; приурочено к очаговой субвулканической структуре (тесно связано с жерловыми аппаратами); генетически имеет связь с вулканоплатоническими ассоциациями латитовой серии. На месторождении широко развиты оруденелые дайки кислого, среднего и основного составов, которые прорывают вулканиты. Дайки кислого состава (фельзиты липариты) серицитизированы; среднего состава (андезиты, андезито-дациты) хлоритизированы. Поздними являются интенсивно хлоритизированные дайки диабазовых порфиритов. Генетической особенностью месторождения является широкое развитие эксплозивно-гидротермальных брекчий с рудной минерализацией в цементе, с двумя периодами их внедрения: первый проявляется после формирования даек кислого состава, второй сопровождает дайки среднего состава. Состав цемента брекчий в обоих случаях соответствует составу даек. Оруденение представлено в виде двух морфологических типов: штокверкового и жильного. Штокверковая минерализация пространственно и генетически связана с дайками кислого и среднего состава, которые сформировались в течении K_2 (75–86 млн. лет) [5]. Минерализация накладывается на дайки и образует ореолы штокверков в самих дайках и в их экзоконтактовых зонах. Формированию жил предшествовало внедрение даек диабазовых порфиритов P возраста (46 млн. лет) [5]. В это время происходило образование зон дробления (зон милонитизации мощностью до 4,5 м протяженностью до 1 км), к которым приурочены жилы. Жилы завершают процесс формирования месторождения: в этот период понижается температуры, изменяется состав раствора, появляется большое количество сульфидов. Основное количество олова сосредоточено в штокверке при небольшом его содержании (0,2–0,3%), но значительной площади его развития на поверхности (450x170 м) и на глубину до 340 м. Количество РЗЭ на месторождении Мопау несколько выше, чем на Тигрином (UTR_{Mopau} составляет 910,54 г/т). Отличительной особенностью этого месторождения является равномерное распределение РЗЭ по всем стадиям при небольшом повышении в эксплозивно-гидротермальных брекчиях до 216,22 г/т и в кварц-серicitовых лавобрекчиях до 192,21 г/т. По-видимому, активность процессов при формировании месторождения была одинаковая с незначительным увеличением в высокочисленных стадиях. Здесь присутствуют устойчиво во всех продуктивных на Sn породах легкие РЗЭ: La, Ce, Nd (десятка г/т) с увеличением их в тех же двух стадиях. В дайках фельзитов и андезито-дацитов установлены небольшие содержания Sc (на уровне 1,8 K), в виде изоморфной примеси в кассiterитах.

На нормированных графиках распределения РЗЭ происходит постепенное понижение всех РЗЭ от La до Lu, от легких к тяжелым с незначительным Eu минимумом. Растворы очень слабо фракционировали из-за их быстрого остывания. Об этом свидетельствует отношение $(La/Yb)_N$, которые примерно одинаковые во всех стадиях (от 9,02 до 12,03). Степень дифференциации пород незначительная, отношение $(La/Lu)_N$ варь-

иирует от 14,25 до 19,34, с незначительным превышением в дайках липаритах. Наиболее высокие содержания РЗЭ в эксплозивно-гидротермальных брекчиях и в кварц-сернистых лавобрекчиях, самые низкие содержания РЗЭ в дайках диабазовых порфиритов с жилами кварц-сульфидного состава, что подтверждается УТР.

Выводы

1. На обоих месторождениях целесообразно извлекать РЗЭ в качестве сопутствующих элементов. На месторождении Мопау УТР выше, при одинаковом распределении их во всех стадиях. На Тигрином месторождении заслуживают внимания топаз-полевошпат-кварцевая и карбонатная стадии: в которых повышенные количества РЗЭ с преобладанием легких (La, Ce, Pr, Nd), а также Y и Sc — попутчиков III группы. В рудоносных брекчиях, автогрейзеновой и хлорит-сульфидной стадиях представляет интерес Sc, как попутчик III группы. Перечисленные РЗЭ могут извлекаться, как попутные компоненты при раздельной отработке месторождения. Места локализации перечисленных стадий в объеме Тигриного месторождения уже установлены [6, 8, 9].

2. Грейзеновые месторождения кассiterит-кварцевой формации с комплексными Sn-W-Mo рудами в процессе эксплуатации могут расширить свою комплексность за счет дополнительного извлечения РЗЭ. В процессе проведения дополнительных геолого-разведочных работ на вулканогенном месторождении Мопау необходимо обратить внимание на повышенные и стабильные содержания РЗЭ (La, Ce, Nd, Y) во всех продуктивных на Sn породах. Такой тип месторождений целесообразно рассматривать, как комплексное с РЗЭ и цветными металлами. Необходима переоценка подобных объектов на территории Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

Литература

- Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И. О генезисе оловорудного месторождения Тигриное (Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. № 3. С. 249–264.
- Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шнайдер А.А. и др. Глубинное строение и металлогенesis Восточной Азии. – Владивосток: Дальнавуна. 2010.
- Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2, С 26–34.
- Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618–631.
- Родионов С.М., Макеев Н.П. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня // Металлогенез олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 136–152.
- Родионов С.М., Шнайдер А.А., Романовский Н.П. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. №4. С. 321–333.
- Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. М.: ВИМС. 2006.
- Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. и др. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 85–88.
- Шнайдер А.А., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В и др. Комплексная минерализация крупных рудных месторождений Дальнего Востока (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. № 2, С. 158–174.
- Шнайдер А.А. Нетрадиционные генетические типы оловорудных месторождений // Отечественная геология. 2012. № 4. С. 3–10.

Т.Г. Шумилова, С.И. Исаенко, С.С. Шевчук

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

ФГБУН Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

В связи с повышенным интересом к изучению пространственной приуроченности и генетической связи благородных металлов, редких и редкоземельных элементов с высокоуглеродистыми породами, их все возрастающей практической значимостью изучение фазового состояния и механизмов влияния углеродных веществ на формирование металлоносной минерализации является весьма актуальным. Одна из частных задач состоит в выявлении особенностей углеродной и металлоносной минерализации, сформированной в разных термодинамических условиях, и проведении их сравнительного анализа. Для обсуждения предлагаются результаты исследований углеродной минерализации Приполярного Урала, отличающейся по предварительным данным относительно низкими температурами формирования.

С помощью комплекса различных методов, в том числе просвечивающей электронной микроскопии, сканирующей электронной микроскопии, рентгенофазового анализа, битуминологических исследований, ож-спектроскопии, рентгеновской электронной спектроскопии, изотопного анализа проведен анализ структурных, морфологических особенностей и геохимических особенностей углеродистого вещества Неркаюского комплекса (Приполярный Урал).

Неркаюский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс (PR_{1-4}) расположен в междуречье рр. Хальмерью и Балбанью, приурочен к области сочленения Приполярного и Полярного Урала к Кожимскому поперечному поднятию и смежной с ним Лемвинской зоне поперечных опусканий. Комплекс слагает одноименный тектонический блок серповидной формы протяженностью около 80 км в северо-восточном направлении, его максимальная ширина составляет около 15 км. Неркаюский комплекс на востоке и юго-западе граничит с офиолитами Олыся-Мусюрского массива ($v, \sigma O_3-S_2$) по Главному уральскому глубинному разлому. Породы комплекса представлены многократно дислоцированными и преобразованными полиметаморфическими образованиями [1]. Углеродное вещество в пределах Неркаюского комплекса встречается в кристаллических сланцах, кварцитах и милонитах, формирующих линзовидные тела преимущественно в приконтактовой зоне с офиолитами.

Установлено, что углеродное вещество Неркаюского комплекса представлено преимущественно микро- и наноразмерными монокристаллами графита, а также углеродными нановолокнами (рисунок) и аморфным алмазоподобным углеродом, выявлено также присутствие небольшого количества битумной компоненты. Преобладание того или иного типа углеродного вещества различается в разных участках комплекса, что нами связывается с различной локальной геодинамической обстановкой.

По данным фотоэлектронной рентгеновской спектроскопии и ож-спектроскопии углеродное вещество Неркаюского комплекса в разной мере представлено углеродом всех дискретных типов гибридизации углерода (sp^3, sp^2, sp^1), при этом различные типы углерода могут встречаться как попарно друг с другом, так и одновременно все три в различном количественном соотношении, в том числе встречаются участки с преобладанием sp^1 -компоненты и без участия sp^2 -углерода.

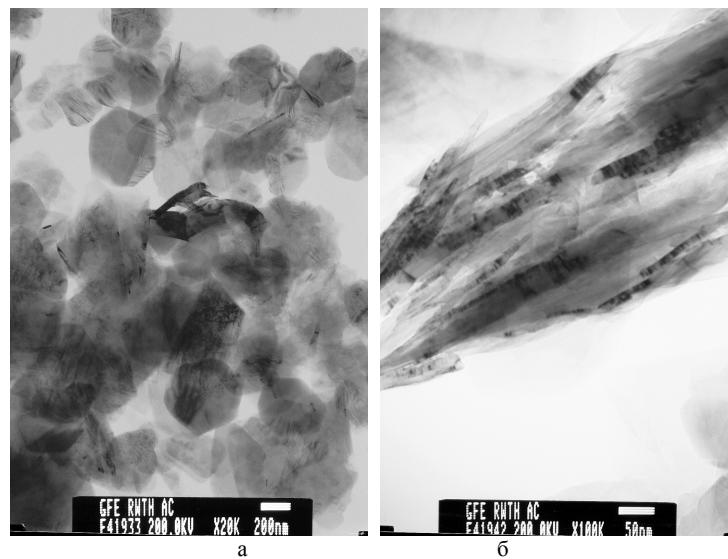


Рис. Пинакоидальные кристаллы графита (а) и углеродные нановолокна (б) из углеродистых сланцев Неркауского комплекса. Данные просвечивающей электронной микроскопии в режиме светлого поля.

Впервые с применением новой высокочувствительной методики атомно-абсорбционной спектрометрии установлены аномально высокие содержания золота в углеродистых породах Неркауского комплекса (в среднем 0.51 г/т), содержание серебра в среднем составляет 0.96 г/т, при этом содержания платины и палладия имеют величины на уровне кларковых для углеродистых пород черносланцевого типа. Следует отметить, что содержания золота и серебра характеризуются весьма неравномерным распределением, данное обстоятельство, скорее всего, указывает на их самостоятельную форму нахождения в породе.

При микрозондовых исследованиях в углеродсодержащих сланцах обнаружены частицы самородного серебра, самородного олова, цинкистой меди с примесью никеля, глобулярных обособлений редкоземельных фаз и кадмийсодержащего висмута.

Изотопный состав углеродистого вещества указывает на биогенную природу органического вещества Неркауского комплекса. Однако его геохимическая специфика и сонахождение битуминозного вещества с высокоупорядоченным нанокристаллическим графитом, нановолокнами и аморфным алмазоподобным углеродом позволяет предположить возможность мобилизации углеродистого вещества под воздействием офиолитов Олься-Мусюрского массива и участие флюидных процессов при формировании углеродистого вещества и концентрировании металлов в зоне Главного уральского глубинного разлома.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-С-5-1035. Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦЭМ Ахенского университета (Германия), ЦКП Геонаука ИГ Коми НЦ УрО РАН, Института физики металлов УрО РАН и ПЦЛЭиИА ДВГИ и ИХ ДВО РАН за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

- Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Ю.Ю. Юрченко

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА (НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО ХИНГАНА, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

ФГБУН *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

Под геохимической специализацией геологических образований принято понимать геохимические особенности горных пород, выражющиеся в превышении или снижении содержаний рудных элементов относительно их кларков. Соответственно различают положительную и отрицательную геохимическую специализацию. Положительная геохимическая специализация, если она имеет первичный характер, и происхождение ее не вызвано наложенным процессами, считается благоприятным фактором рудоносности. Если отмечаются отрицательные значения геохимической специализации в генетически связанный серии пород, то с такими комплексами связь рудных концентраций маловероятна [8].

В качестве показателей геохимической специализации обычно используют кларки концентраций (K_k) – отношение среднего содержания рудного элемента (или элементов) в определенном геологическом образовании (интрузивном комплексе, свите, в какой-либо породе) к кларку этого элемента в земной коре или типе горных пород (средние, кислые, песчаники и т. п.). В последние годы находит все более широкое применение способ нормирования на региональные кларки, или ферсы (в номенклатуре В.В. Иванова [5]).

Такого рода региональные кларки (ферсы) по оригинальным геохимическим данным рассчитаны нами для Малого Хингана (таблица). В расчеты включены данные по различным типам горных пород, осредненные путем взвешивания на объем выборок общим числом 502. Как видно из таблицы, геологические образования Малохинганского района в целом по сравнению с земной корой характеризуются более высокими ($K_k > 1$) концентрациями As, Mo, Sn, W, Pb и Bi. Однако ферсы золота почти в половину меньше кларка этого элемента в земной коре, что обусловлено некоторыми особенностями процедуры расчета ферсов для Малого Хингана, а именно, преобладанием в суммарной выборке частных выборок, характеризующих микроэлементный состав кислых магматических образований, занимающих около 80% изученной территории. Кларк золота в земной коре, по А.П. Виноградову [2] составляет 4,3 мг/т. Другие исследователи оценивают содержания золота в земной коре меньшими значениями – от 3 до 3,5 мг/т. Кларк золота в кислых магматических образованиях, по А.П. Виноградову, составляет 2 мг/т, что хорошо коррелируется с оценками ферсов для отдельных регионов – Кольского полуострова – 1,86 мг/т (по неопубликованным данным Г.М. Беляева) или Алданского и Украинского щитов в совокупности – 2,64 мг/т [3]. Вместе с тем ферсы золота, а также серебра для кислых магматических пород Малого Хингана несколько выше породных кларков для данного типа геологических образований и заметно выше для осадочно-метаморфических образований и плато-базальтов.

В свое время отечественные геологи провели специальные статистические исследования с целью определения количественной оценки понятия геохимической специализации геологических образований и пришли к следующим выводам [7, 10].

Таблица. Региональные кларки (ферсы) химических элементов геологических образований Малого Хингана

Химический элемент	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
	% мас.			г/т					
Кол-во проб	502	502	300	502	502	502	502	502	499
Среднее	0,61	0,062	0,16	75,53	51,75	8,68	21,88	25,35	72,91
Минимум	0,0005	0,001	0,04	2,5	2,5	0,25	0,5	3	5
Максимум	2	0,3	0,8	300	250	40	150	150	300
Стандартное отклонение	0,47	0,05	0,08	74,74	39,87	6,06	21,66	21,38	48,11
Коэффициент вариации	77,09	73,09	49,34	98,97	77,04	69,77	98,99	84,33	65,99
Кк земной коры	0,75	0,53	0,7	0,4	0,56	0,38	0,39	0,48	1,07

Химический элемент	Ga	As	Mo	Ag	Sn	Ba	W	Au	Pb	Bi
	г/т									
Кол-во проб	289	502	502	502	502	300	502	286	502	502
Среднее	17,5 2	32,3 1	2,94	0,037	4,14	477,1 7	3,81	0,001 8	22,0 9	0,89
Минимум	1	10	0,25	0,008	0,5	10	1,5	0,001	0,5	0,5
Максимум	30	80	10	0,3	25	1500	8	0,011	60	6
Стандартное отклонение	6,00	19,7 0	1,31	0,035	2,64	353,0 1	1,48	0,001 8	11,8 2	0,53
Коэффициент вариации	34,2 5	60,9 8	44,7 9	94,16	63,8 0	73,98	38,9 1	94,75	53,5 2	59,8 6
Кк земной коры	0,97	18	2,45	0,51	1,8	1,01	2,21	0,6	1,84	4,45

К геохимически специализированным геологическим образованиям относятся горные породы трех типов:

1. Являющиеся частью фонового геохимического поля, но характеризующиеся некоторой обогащенностью рудными элементами (до 2,5 кларков);
2. Представляющие первый (сингенетический) уровень накопления химических элементов (2,5–5,0 кларков);
3. Обогащенные химическими элементами в результате наложения эпигенетических процессов (более 5 кларков).

Пробы горных пород с содержаниями рудных элементов более 10 кларков принято считать локальными (точечными) геохимическими аномалиями или локальными концентрациями. С учетом этих положений ниже и будут рассмотрены геохимические особенности основных типов геологических образований Малого Хингана с акцентом на их вклад в металлогению золота.

Осадочно-метаморфические образования. Этот тип геологических образований представляют гнейсово-сланцевый комплекс амурской серии и слабометаморфизованные терригенно-карбонатные толщи хинганской серии. Более молодые осадочные отложения, выделяемые в объеме каменушинской, кульдурской, цагаянской и белогорской свит, проявлены локально и большей частью не имеют ярких индивидуальных геохимических особенностей.

Амурская серия. Геохимически изучены геологические образования трех свит, представленные (условно) тремя типами пород – гнейсами тулевчихинской свиты, амфиболитами дичунской свиты и сланцами урильской свиты. Выводы из этой таблицы сводятся к следующему. По сравнению с ферсмами Малого Хингана в отношении потенциальной рудоносности гнейсы стерильны, амфиболиты и сланцы геохимически специализированы (до 2-го уровня специализации, см. выше) на Ni, Co, V и Bi, Sn, Cu, Co, V, соответственно. Появление в группе накопления таких элементов, как Bi, Sn и отчасти Cu, как будет видно из дальнейшего изложения материала, является свидетельством интенсивного эпигенетического изменения осадочно-метаморфических пород Малохинганского района.

Хинганская серия. Геохимически охарактеризованы по ретроспективным данным все четыре стратона, ее составляющие – игинчинская, мурандавская, лондоковская свиты и кимканской толща.

Ферсмы рудных элементов для пород игинчинской свиты по данным разных исследователей различны: по неопубликованным данным А.Ф. Атрашенко (2001), карбонатно-терригенные отложения геохимически специализированы на Sn, W, V, Cr, по неопубликованным материалам М.И. Алексеева (1978), только на Co и Ba. Наши данные, хотя и ограниченные по количеству проб, подтверждают выводы А.Ф. Атрашенко: Кк больше 1,5 имеют сидерофильные элементы V, Cr, Ni, возможно, за счет присутствия в терригенных породах игинчинской свиты пеплового материала основного состава.

Терригенно-карбонатные отложения мурандавской свиты характеризуются повышенными относительно ферсмов содержаниями только Ag и Mn, что согласуется с ее металлогенической специализацией на железо-марганцевые руды вулканогенно-осадочного типа. Существенно карбонатная толща лондоковской свиты отличается более разнообразным сочетанием рудных элементов группы накопления – это Mo, Ba, Cu, V. По сравнению с кларками для карбонатных пород повышенены содержания Be, Sn и Ba.

В геохимическом отношении наиболее индивидуальны терригенно-углеродистые отложения кимканской толщи, специализированные на V, Au, Bi, Sn, Mo, Cr. При сравнении с кларками для метаморфических пород спектр элементов группы накопления расширяется за счет Se, As, Li и Pb, причем аномально высокие значения (более 5) кларков концентрации Se, As, а также Mo, Bi, Sn указывают на формирование геохимического облика кимканской толщи при активном участии процессов эпигенеза. Более вероятна сингенетическая природа повышенных концентраций Au, прежде всего за счет обогащенности этим элементом углеродистых сланцев, повсеместно геохимически специализированных на Au [1, 9 и др.]. Обогащенность золотом (до 11.1 мг/т) углеродистых пород союзненской свиты, неоднократно менявшей свое стратиграфическое положение в рамках хинганской серии, ранее была установлена В.А. Злобиным и В.С. Пархоменко [4].

Мезозойские осадочные образования не имеют ярких геохимических черт. Следует отметить лишь повышенные (9–38 мг/т) содержания золота в золе каменных уг-

лей Лондоковского месторождения, входящего в состав каменушинской свиты раннего мела [6].

Палеозойские интрузивные образования. Эту группу пород представляют салокачинский, амурский, биробиджанский, тырмо-буреинский и харинский магматические комплексы.

Серпентиниты салокачинского и габбро амурского комплексов сходны по геохимической специализации на Ni и P. Группа накопления рудных элементов в габброидах амурского комплекса расширена за счет Ti, Mn, Co, V, Cr, Sn.

Как уже отмечалось выше, габброиды биробиджанского и тырмо-буренского комплексов по геолого-петрологическим данным идентичны друг другу. В плане геохимической специализации они также сходны: те и другие обогащены Sn, по сравнению с ферсмом этого рудного элемента для Малого Хингана. Возможно, именно эта особенность палеозойских магматических образований определяет ведущую металлогеническую специализацию района Малого Хингана на олово. Вместе с тем следует отметить заметную разницу спектра элементов группы накопления для габброидов биробиджанского и тырмо-буреинского комплексов: по сравнению с ферсмами Малого Хингана тырмо-буреинские габброиды не являются геохимически специализированными геологическими образованиями. Возможно, это объясняется тем, что геологами-съемщиками за габброиды тырмо-буреинского комплекса принимались магнезиальные скарны, которые описывались как гранитизированные габбро или лейкогаббро (!). О правомерности такого вывода свидетельствуют также аномально высокие содержания Ag и повышенные содержания Sn по сравнению с породными кларками этих элементов. Сходны между собой по содержаниям Pb и диориты первых фаз биробиджанского и тырмо-буреинского комплексов.

Гранитоиды вторых фаз биробиджанского и тырмо-буреинского комплексов имеют практически идентичные спектры элементов группы накопления – Sn, Pb, Ba, Ga, что косвенно указывает на принадлежность этих пород к единому (биробиджанскому) интрузивному комплексу.

Такими же общими особенностями геохимической специализации характеризуются и лейкограниты биробиджанского, тырмо-буреинского и харинского (!) комплексов: группу накопления составляют Sn, Pb и Bi.

Мезозойские магматические образования. Общей геохимической особенностью магматических образований этого этапа геологического развития Малохинганской площади, как эфузивных, так и субвулканических, является их специализация на Sn. Устойчиво обогащены этим рудным элементом риолиты обманийской свиты. Они же характеризуются повышенными содержаниями Ag.

Плато-базальтам удурчуканской свиты свойственен типичный для основных пород спектр элементов группы накопления – Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn.

Гидротермально-метасоматические образования. Оценки кларков концентрации рудных элементов в гидротермально-метасоматических образованиях района Малого Хингана, сделанные авторами и по ретроспективным данным, значимо различаются как по спектру элементов группы накопления, так и по численным величинам Кк. Эти различия состоят в следующем:

- кварц-полевошпатовые метасоматиты по данным авторов (A) не имеют значимой геохимической специализации, по ретроспективным данным (Р) они специализированы на Pb и Ba;

- скарны и скарноиды: A – Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Zn, Sn, P – As, Pb;
- грейзены и грейзеноиды: A – Sn, Ag, Au, P – V, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, W, Pb, Bi;
- пропилиты: A – Cr, Mo, Au, P – Cu, Zn, As, Ag, Pb, Bi;
- березиты: A – Au, P – As, Mo, Pb;
- кварцево-жильные образования: A – Cr, Au, P – Ag, W, Bi.

Таким образом, принципиально важное различие в геохимической специализации гидротермально-метасоматических образований района Малого Хингана между авторскими и ретроспективными данными проявляется в заниженной оценке участия золота в процессах эпигенетического рудообразования.

В заключение стоит отметить, что приведенные данные о геохимической специализации позволяют не только геохимически типизировать геологические образования Малого Хингана, но и являются основой для оценки минерагенического потенциала исследуемого района на высоколиквидные полезные ископаемые.

Автор выражает благодарность за ценные советы и рекомендации ведущему научному сотруднику ФГУП «ВСЕГЕИ», к.г.-м.н. Беляеву Г.М. и за помощь в обработке данных инженеру ФГУП «ВСЕГЕИ» Баранову А.И.

Литература:

1. Буряк В.А. Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 262 с.
2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, №7, 1962. С. 555–571.
3. Зверева Е.А. Кларковые содержания золота в породах различных геотектонических провинций. М., ВИЭМС, 1977.
4. Злобин В.А., Пархоменко В.С. Особенности распределения благородных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах протерозоя Урала, Сибири и Дальнего Востока. // Ассоциации микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири: Сб. науч. тр. Новосибирск: ИНГГ СО АН СССР, 1984. С. 134–154.
5. Иванов В.В. О системе приближенных оценок средних содержаний химических элементов в геологических образованиях. Доклады сов. геологов. МГК, XXIII сессия. Проблема 13б. Матем. методы в геологии. М., Наука, 1968.
6. Китаев И.В. Золотообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. Владивосток, 1989.
7. Методические рекомендации по составлению легенд к полиэлементным геохимическим картам / Г.М. Беляев, С.Д. Великославинский, Ю.В. Ильинский и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 140 с.
8. Минералого-геохимические критерии металлоносности гранитоидов. Л., Недра, 1975. 232 с.
9. Сафонов В.Т. О содержании микроэлементов в основных типах углеродсодержащих пород докембра. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембра», вып. 10. М., Наука, 1985.
10. Угаров В.А., Смыслов А.А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород. Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 164.

Ю.П. Юшманов^{1,2}

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОЛОВЯННОГО
ОРУДЕНЕНИЯ ХИНГАНСКОГО ТИПА В ПРИАМУРЬЕ**

¹ ФГБУВ ВПО Приамурский государственный университет им. Шолом-Алейхема,
г. Биробиджан

² ФГБУН Институт комплексного анализа и региональных проблем ДВО РАН,
г. Биробиджан

Металлогенический облик Хингано-Олонойского рудного района (ХОРР) в Приамурье определяют промышленные месторождения олова. Геологическая позиция оловоносного района в литосфере определяется приуроченностью к периферии Мая-Селемджинской мегаструктуры центрального типа, предположительно связываемой с мантийным плутоном [5, 6]. В земной коре ХОРР ассоциирует с одноименной вулканоплатонической зоной, расположенной на юго-восточной окраине Буреинского композитного массива. Формирование вулканических структур генетически связано с системой разломов Танлу, которые образуют глобальную северо-восточную зону левосдвиговых дислокаций в области взаимодействия Евразийской и Тихоокеанской плит [7]. Хингано-Олонойская вулканоплатоническая зона представляет собой типичную рифтогенную структуру, состоящую из грабенов и горстов, ограниченных с флангов системой северо-восточных сдвигов (рис.).

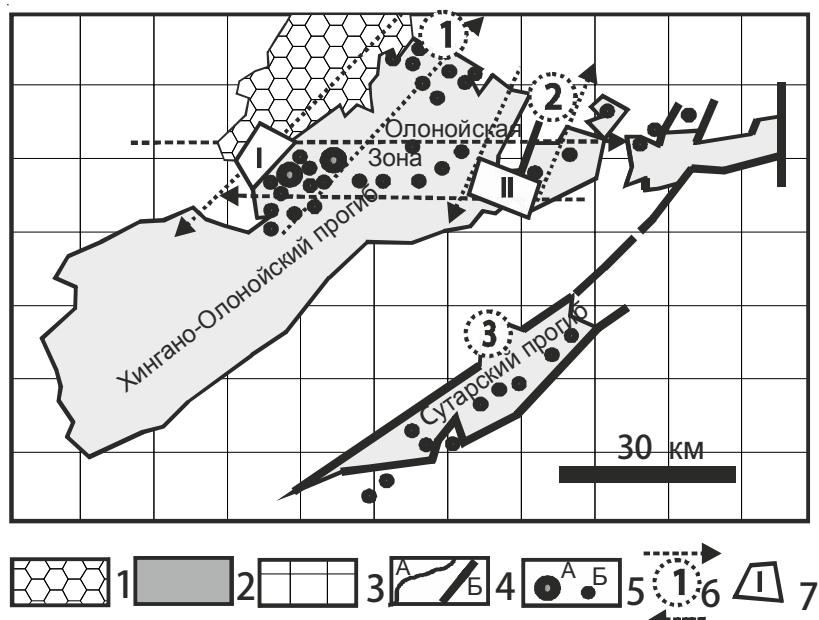


Рис. Тектоническая схема Хингано-Олонойского рудного района с элементами металлогенеза Верхний структурный этаж (1, 2): 1- неоген-нижнечетвертичные базальты и долериты, 2- ранне-позднемеловые вулканогенные породы: риолиты, игнимбриты и туфы, андезиты и андезито-базальты; 3-протерозойские и палеозойские осадочно-метаморфические и магматические образования фундамента Буреинского массива; 4 – геологические (А) и тектонические (Б) границы; 5 – месторождения (А) и рудопроявления (Б) олова; 6 - зоны скольжения с вектором сдвига над скрытыми разломами фундамента: 1- Хинганский, 2- Карадубский, 3- Сутарский; 7 – участки благоприятные для поисков скрытого промышленного оловянного оруденения.

Её протяженность около 100 км при ширине от 30 до 90 км. Одной из главных региональных рудоконтролирующих структур является Хинганский глубинный разлом. Он прослежен на сотни километров по азимуту северо-восток 40-45° от р. Амур к верховьям р. Солокачи и далее в низовья р. Амгунь [2]. Разлом контролирует Хингано-Олонойскую впадину. Вдоль него закартированы максимальные мощности меловых вулканитов риолитового состава, а также излияние неогеновых платобазальтов. Фундамент впадины раздроблен на узкие блоки системой разломов (Салокчанский, Право-Хинганский, Облученско-Кульдурский. Верхне-Кимканский и др.,). субпараллельных Хинганскому сдвигу [4]. Они сопрягаются с широтными скрытыми разломами Олонойской зоны (Кимканский, Верхне-Кимканский). На юго-востоке Сутарский сдвиговый дуплекс контролирует одноименную впадину (глубина 1,0-1,8 км), которая прослеживается на 50 км в верховьях левых притоков р. Сутары по азимуту северо-восток 45°.

В основании прогибов размещаются древние архейские и протерозойские глубоко метаморфизованные породы, залегающие в виде ксенолитов в кровле палеозойских гранитов. Вулканогенные породы, слагающие верхний структурный этаж, несогласно перекрывают породы фундамента. В Хингано-Олонойской впадине максимальная мощность меловых вулканитов 2,5 км. Здесь основание разреза слагают вулканиты среднего состава, венчают – риолиты обманийской свиты.. Интрузивные образования главным образом представлены гранит-порфирами (дайки, штоки, силлы) и дайками порфиритов. Общий возрастной интервал формирования субвулканических интрузий определяется в 106-77 млн лет [3]. Промышленная оловянная минерализация связана с магматизмом кислого субщелочного и щелочного составов. Рудные тела контролируют тектонические зоны брекчий или разломы. Форма рудных тел трубообразная или линейная.

Можно предположить, что формирование ХОРР началось в раннем мелу при активизации северо-восточных сдвигов системы Танлу. При этом блоки кристаллического фундамента, ограниченные сдвигами, вовлекались в сосдвиговое растяжение по широтным и северо-западным разломам, проникая на различную глубину, раздвинутые каналами для внедрения магматического вещества и рудных растворов. В результате интенсивной вулканической деятельности сдвиги были перекрыты вулканогенным материалом. Дальнейшие латеральные смещения блоков фундамента привели к формированию в вулканогенном чехле зон скальвания с кулисно построенным поясами дизъюнктивных дислокаций. Согласно экспериментальным данным [9] и результаты исследований рудных полей Сихотэ-Алинского вулканоплатонического пояса [1, 8] показали, что развитие сдвиговых зон в покровах вулканитов начинается с серии сколов Риделя, которые располагаются кулисно (эшелонировано), отклоняясь от генерального простирания сдвига. На заключительной стадии развития сдвиговых зон в чехле появляются разрывы параллельные разлому фундамента. Поэтому эшелонированные разрывные структуры (ЭРС) являются индикаторами скрытых разломов фундамента и их выявление помогает диагностировать геодинамическую обстановку в верхних горизонтах земной коры. На рис. видно, что основная масса промышленных месторождений и рудопроявлений олова в вулканитах контролируется широтной и северо-восточными зонами скальвания, где широко проявлены контактово-метасоматические изменения пород. Месторождения олова представлены в основном кассiterит-кварцевой формацией. Рудные узлы, как правило, расположены на сопряжении разло-

мов. В Березовско-Хинганском рудном узле располагаются одноименные промышленные месторождения штокверкового и жильного типов, известны. На Хинганском рудном поле оловянная минерализация ассоциирует с экструзией гранит-порфиров, слагающей корневую часть риолитового палеовулкана. Риолиты и гранит-порфиры интрудируют дайки порфиритов и гранит-порфиров более позднего возраста [3]. Дайки выполняют разрывы растяжения и прослеживаются в субмеридиональном и субширотном направлении через всё месторождение и имеют мощность до 10-20 м. Рудные тела приурочены к тектоническим брекчиям и выделяются по данным опробования на пересечении субмеридиональных и субширотных разломов. В брекчиях штокверковая залежь, представленная трубообразным метасоматическим телом размером в плане 350 X 400 м, включает около 20 рудных «столбов», которые вертикально погружаются на глубину от 300-400 м до 1000-1200 м [4]. Они сложены кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами с прожилками кварц-хлорит-касситеритового, кварц-флюоритового и кварц-сульфидного составов. Основные полезные компоненты руд – олово и фтор. Олово распространено неравномерно. На верхних горизонтах рудника его среднее содержание 0,6-0,7%, на нижних – увеличивается до 0,8-1,3 %.

Березовское рудное поле, расположенное в 8 км к юго-западу от Хинганского месторождения, сложено риолитами и игнимбритами риолитов обманийской свиты. Их прорывают дайки гранит-порфиров. Рудные тела слагают северо-восточную ЭРС протяженностью 1630 м над скрытым Хинганским глубинным разломом. Кулисное расположение жильных тел характеризуется развитием столбообразных рудных залежей. Рудные столбы выделяются в центральной части кулис, где они имеют повышенную мощность (до 12 м) и высокие содержания олова (до 2,55 %). Как правило, по простирианию кулис наблюдается затухание кварцевого, хлорит-серицитового и каолинит-серицитового метасоматоза и концентраций олова. Оловянная минерализация распространяется на глубину свыше 500 м [4].

Карадубский рудный узел расположен на восточном фланге ХОРР на сопряжении широтной Олонойской и близмеридиональной Карадубской сдвиговых зон. В геологическом строении рудного узла участвуют вулканические образования олонойской и карадубской серий, представленных игнимбритами риолитов, риолитами, туфами риолитов и дацитов, андезитов и их лавобрекчиями. С жерлом палеовулкана ассоциирует жильное месторождение Обещающее. Оно сложено эруптивными брекчиями риодакитов, прорывающими лавобрекции, агломератовые туфы и игнимбриты риолитов. Жерловые фации интрудируют поздние дайки сиенитовых порфиритов. Таким образом благоприятная геолого-структурная обстановка и наличие на месторождениях Карадубского рудного узла эруптивных брекчий дает основание для прогноза промышленных оловорудных тел штокверкового типа.

Первоочередной структурой для выявления слепых промышленных оловянных залежей хинганского типа является площадь Березовско-Хинганского рудного узла, расположенная на правобережье верховьев р. Хинган (рис.). Здесь на сопряжении Хинганской и Олонойской сдвиговых зон меловые толщи вулканитов кислого состава перекрыты маломощным (100-150 м) покровом неогеновых базальтов. Поисковыми работами в долинах правых притоков в верховьях р. Хинган выявлены гидрохимические и вторичные geoхимические ореолы рассеяния Sn, Pb, Zn, Ag, Cu. Эти аномалии образуют линейную зону северо-восточного простириания вдоль контакта платобазальтов и риолитов параллельно Хинганскому сдвигу. В верховьях р. Удурчукаан под базальтами

установлен шлиховой ореол олова. По данным МОВЗ [4], здесь на глубине 1 км предполагается наличие штокверковых оловоносных структур хинганского типа.

Таким образом, трудно предположить, что возможности новых открытий в Хингано-Олонойском рудном районе уже исчерпаны, но несомненно, что период легко открываемых и доступных выходов оловянных руд уже пройден.

Литература

1. Врублевский А.А., Сорокин Б.К., Уткин В.П. и др. О соотношении дислокаций Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и его складчатого основания // ДАН СССР. 1977. Т.233. № 4. С.894-897.
2. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:500 000. Объясн. Зап./Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Хабаровск: Дальгеология, 1983. 113 с.
3. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнанаука, 2002. 298 с.
4. Копылов М.И., Плотников Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский олововорудный район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252 с.
5. Малышев Ю.Ф., Горшко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспектива поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке / Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Ред. Д.В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН. 2004. С. 423-430.
6. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогенез Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207-212.
7. Уткин В.П. Тан-Лу – Сихотэ-Алинский структурный парагенез. // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. С. 141-144.
8. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
9. Riedel W. Zur mechanik geologisher Bruchescheinungen // Gent. Miner., Geol. and Paleontol. B. 1929. Vol. 1. P. 78-97

**K. Sato¹, Y. Hirahara¹, R. Senda¹, H. Kumagai¹, H. Tamura², K. Suzuki¹,
S.V. Rasskazov² and V. S. Prikhodko³**

**GEOCHEMISTRY OF MESOZOIC TO CENOZOIC MEIMECHITE ROCKS OF FROM
SIKHOTE ALIN AND CENTRAL JAPAN - PRELIMINARY ISOTOPIC RESULTS AND
RADIOMETRIC AGE**

¹IFREE, JAMSTEC

²Inst. Earth's Crust, Irkutsk, Russia

³Inst. Geology and Tectonics, Khabarovsk, Russia

In the eastern margin of Asia, there are two old subduction zones striking north to south. Jurassic accretionary complexes are widely developed in Japan (Tamba, Mino, Ashio, Chichibu, north Kitakami, and south Hokkaido zones), from Russian Primorye to Khabarovsk (Sikhote Alin), and northeastern China (Nadanhada zone) (Fig.1).

They were also accompanied with accretionary prisms that are dated as Jurassic - Early Cretaceous, Early Cretaceous - Late Cretaceous and Cenozoic. These accretionary prisms are composed of ophiolite and greenstone, which were intruded ultra-mafic volcanic dyke, alkali basalt and picritic basalt [2]. Within these volcanic rocks, mafic volcanics containing high MgO (>18.0%) is named as "meimechite". Although such MgO content is higher than those of picritic basalts, meimechite contains less total alkalic component than those of a typical alkaline rock. In total, the major elements of meimechite are similar to Archean komatiites. To resolve the magma source of meimechite is important on geochemical evolution of deep Earth interior because some secular variation of komatiite source between MORB and OIB are inferred. In this context, it may be good help to consider tectonic conditions when meimechite forms. It is possibly associate with collision and/or subduction of the buoyant lava plateau, which may have caused uplift of the fore-arc ophiolite body.

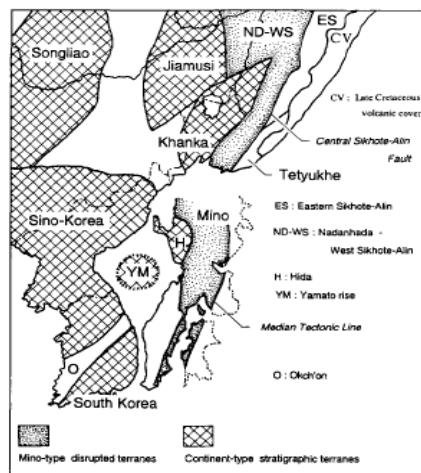


Fig. 1. Terrane map of the northeastern part of the Asian continent showing the paleogeographic relationship of the Japanese Islands and the Asian continent prior to opening of the Sea of Japan (modified from 1).

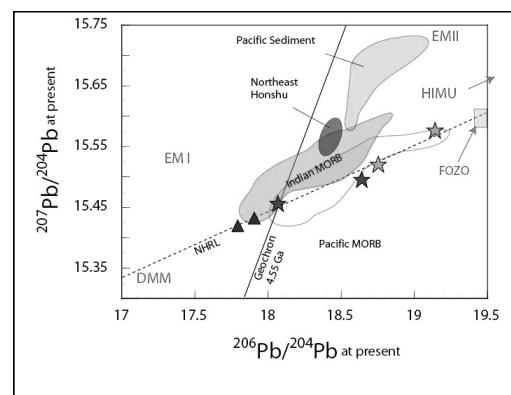


Fig. 2. The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (at present) of isotope ratios are shown, which associated with mantle source signature.

In this study, we obtained some preliminary data of Cretaceous-Neogene ultramafic rock sampled from Sikhote Alin of Far East Russia, Mineoka and Setogawa areas of Eastern Japan; the measured specimens are considered as meimechite. Their isotope compositions mostly indicated that the source materials of the samples were similar to FOZO and/or Indian MORB composition although Pb isotopic composition was significantly lower than that of typical HIMU source; it might be originated fertile mantle source. The Os isotopic composition was as high as picrite, komatiite and peridotite. The abundance of noble gases are similar to MORB glasses, however, clear fissiogenic contribution similar to mantle diamond on Kr and Xe isotope ratio was found. These signatures seem to be related to deep origin of their magma source. We will merge these isotope data to consider their tectonic conditions at their formation and their magma source; it may consistent with the uplift of the forearc ophiolite bodies induced by collision and/or subduction of the lava plateau.

References

1. Mizutani S. and Kojima S.. Mesozoic radiolarian biostratigraphy of Japan and collage tectonics along the eastern continental margin of Asia. 1992.// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No.96, P. 3–22.
2. Ishiwatari A. and Ichiyama Y. Alaskan-Type Plutons and Ultramafic Lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan. 2004.// *International Geology Review*, Vol.46. P. 316–331.

ZHOU Yong Heng, DUAN Rui Yan, CHAI Lu, ZHANG Jing**THE MINERAL RESOURCE ASSESSMENT OF BORON IN REGION RIFT EASTERN LIAONING***Shenyang Center of Geological Survey, Shenyang, 110034, Liaoning, China*

China's largest boron resource areas in Eastern Liaoning are world-famous boron resource areas, after decades of mining, recoverable reserves in the areas are dwindling, therefore, to find out the boron resource potential and characteristics of the areas has an important significance.

Based on geological background, the characteristics of the typical deposit, geophysical and geochemical characteristics of boron resource in the areas, integrated information prospecting model of boron resource in Eastern Liaoning areas were established. Statistical units delineation principles and statistical unit boundary determination principle were confirmed, statistical units were delineated, variables and assignments were extracted, the geological model converted to the digital model. Integrated information positioning assessment model of boron resource in Liaodong areas were established by using characteristic analysis, the Q cluster analysis and the quantification theory IV, integrated information quantitative assessment model of boron resource in Liaodong areas were established by using logical information method, parameters estimating method of ore-bearing geological volume (2010, XIAO Ke-yan) and improved geochemical block method (2011, ZHOU Yong-heng). Boron resource in Eastern Liaoning areas were positioning and quantitative forecasted.

1. Typical deposit:

By studying geological background of boron [1], typical deposit characteristics, ore-bearing strata characteristics of boron, the combination-symbiosis-distribution characteristics and mineralization of boron [2], borate deposits in Eastern Liaoning areas are sedex-metamorphogenic deposits. Mineralization model is shown in Figure 1:

2. Integrated information prospecting model:

By mineralization favorable prospecting indications and portfolio analysis, combined with the mineralization model of borate deposit in Eastern Liaoning areas, integrated information prospecting model of boron resource in Eastern Liaoning areas were established.

¹Stratum indications: Paleo-Proterozoic Lieryu formation is stratum indication, Mg-rich carbonate rocks and silicate rocks are rock indication, quality of the mineralization is obviously related to thickness of ore bed.

²Structure indications: Borate deposits and mineralized occurrences are located in ancient dome in the central axis depression of Eastern Liaoning rift, the distribution of boron resource in Eastern Liaoning areas is closely related to fold structures, the collapse part of the fold structure is favorable structural condition for boron occurrence.

³Rock indications: boron resource of Lieryu formation is all located outside of the streak-like granite within 200 m, streak-like granite is rock instruction to find the boron resource of Lieryu formation.

⁴Alteration indications: Biotitization, tremolitization, actinolitization, serpentinization zones.

⁵Topographical indications: the streak-like granite and Lieryu formation rock have different resistance to weathering, so boron resource is located in the valley on both sides of the ridge.

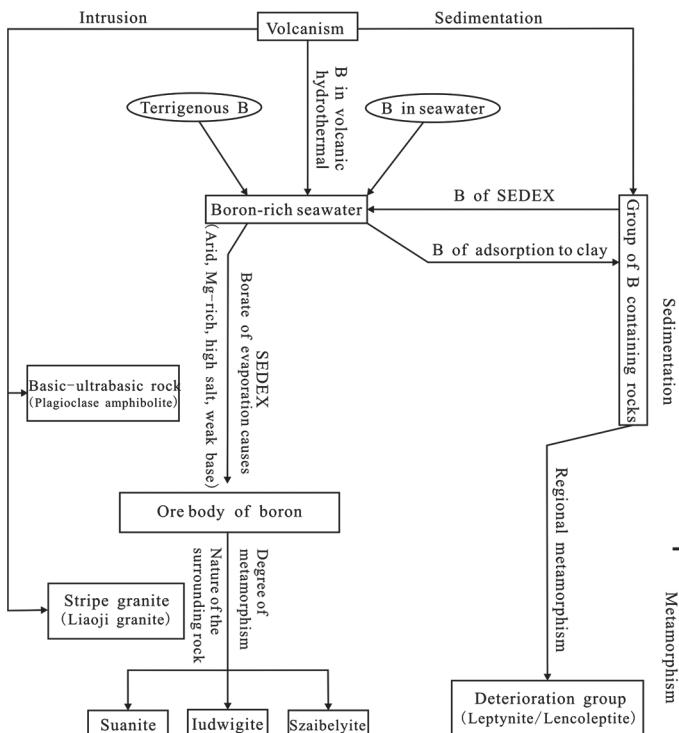


Fig. 1. Mineralization model of borate deposit in Eastern Liaoning areas.

⁶Rock facies-ancient geographical indications: closed-semi-enclosed epicontinental sea and sea basin center facies in Eastern Liaoning rift eugeosyncline facies, especially in each partial depocenter.

⁷Mineralization indications: intensive mineralized occurrences and mineralization, scale deposits outcropping are direct prospecting indications.

⁸Geochemical indications: B, Mg, Fe, Ca, Sn, Y, Co, F are indicator elements to find boron resource. B, Mg combination anomaly, B, Me, Fe combination anomaly are combination anomaly indicators to find boron resource.

⁹Geophysical symbols: The following positions are favorable locations for boraon deposits prospecting: lower anomalies besides positive-negative alternating magnetic fields, anomalies in positive-negative alternating magnetic fields, anomalies in banding and face-shaping positive magnetic anomalies, gradient zones or twisted sites besides high-value gravity anomalies, semifloscular herniation sites of gravity anomalies and saddle sites between two high-value anomalies.

¹⁰Associated ore-bearing formation indications: boron-bearing iron ore, boron- bearing iron-copper ore, magnesite, chlysetile asbestos, gypsum, rare-earth-bearing apatite, phlogopite [3] which are closely associated with boron resource are associated ore-bearing formation indications to find boron resource.

3. Model transformation:

On the basis of analyzing relationship between distribution law of deposits and ore-controlling factors, relationship between direct and indirect informations about geophysical-geochemical anomalies of found deposits, relationship between major and secondary ore-

controlling factors of deposits and regional ore prospecting model for boron deposit, necessary conditions and combination of favorable factors for mineralization are determined. On the basis of former works, statistical units, information combination for classifying statistical units in study area, principle for classifying boundary of units are determined.

Describe, analyze and research inner relationship of each geological variable by mean of mathematics in order to realize geological problem digitalization.

4. Location Prediction:

Location study, with boron deposit distribution areas as model unit, infers unknown abnormal units according to similar analogy thinking and gets weight coefficient of different degrees of similarity with different mathematical models to realize a statistical assessment of the known model units and prediction of unknown units. Three methods as application characteristics analysis, clustering methodology and quantification c! [5] are used for a comprehensive statistical assessment of statistical units to complete the location study of target. (as shown in Fig. 4).

5. Quantitative Prediction:

In order to study the distribution and resources characteristics of boron ore in eastern Liaoning province with different research and analysis methods, theoretical basis and depths, three prediction methods as improved geochemical block method (Zhou Yongheng, 2011), logical information method and volume parameter estimation method of ore-bearing geological bodies (Xiao Keyan, 2010) are used.

Geochemical block theory [6, 7] is used to solve the problem of non-metallic mineral resources assessment. For the prediction of boron ore in eastern Liaoning province, geochemical block is improved as follows: partition method of prospective areas is determined according to the contrastive analysis of geochemical blocks at all levels and the known mineralization; screening and location prediction of geochemical block method-based prospective areas are realized with combination of such conceptions as density of boron amount, intensity of anomaly, block structure and prospective area with pedigree chart; quantitative prediction applying material basis-based geochemical block method becomes more realistic by introducing probability of mineralization (enrichment factor). Eventually geochemical block-based resource assessment method forms a prediction system of combining total area prediction, statistical unit division, location prediction and quantitative prediction of unit into one [8]. (prediction results as shown in Fig. 3).

Volume parameter estimation method of ore-bearing geologic bodies not only makes predictions for resources of non-ore units, but also of deep and peripheral area of ore-bearing units. [9] (Fig. 2 suggests type division of ore-bearing geologic bodies).

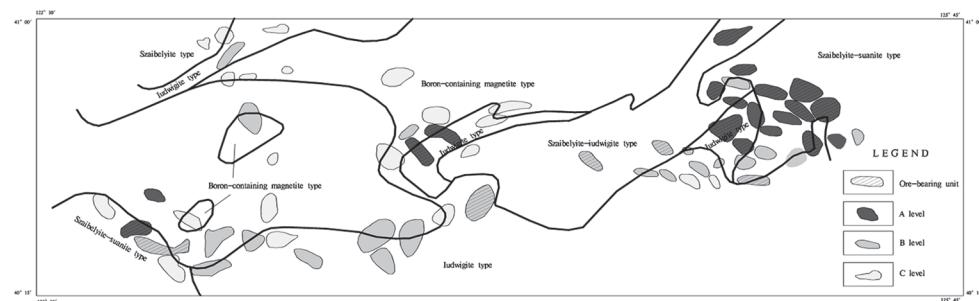


Fig. 2. The type partition of boron deposit in eastern liaoning rift.

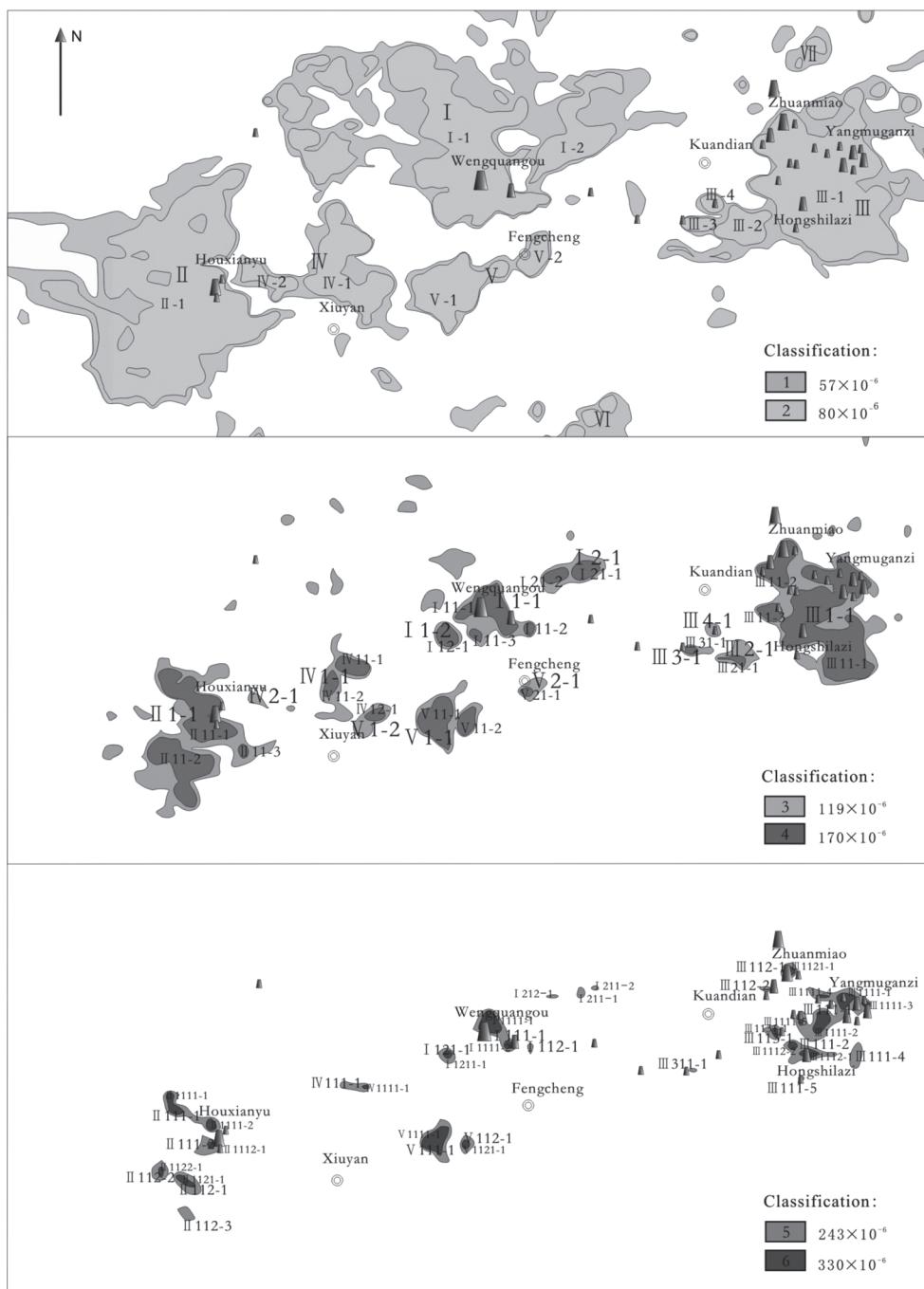


Fig. 3. The latest datasets of Drosophila available in LineDB as of

6. Prediction results and conclusions:

We evaluated respectively the metallogenic prospects of each prospective area from different perspectives, using different theories and methods through location prediction and quantitative prediction, but some of the results are consistent, while others are different. We aim to find those prospective areas with higher mineralization possibility and meanwhile also hope that the prospective area has a great potential to prospect deposits above scale while evaluating boron ore mineral resources in eastern Liaoning province. Therefore, it is necessary to combine the location prediction results with quantitative prediction results, to set corresponding grading standards for comprehensive grading of prospective areas, thus indicate the direction for further exploration for mineral deposits.

Comprehensive research suggests that the prospective reserves of boron ore in eastern Liaoning province should be about 33,500,000 tons, including three prospective areas approved^{‘!+ level}, eight prospective areas^{‘!level}.

References

1. Zhang Qiu-sheng. Early crust and deposit in liaodong Peninsula [M].Beijing: Geological Publishing,1988,221-255.
2. Wang Cui-zhi,XIAO Rong-ge,LIU Jing-dang.Ore-Forming Genesis and Model of Eastern Liaoning Borate Deposits [J]. Science(Journal of China University of Geosciences),2008,33(6):813-824.
3. Liu Ting-dong. Evaluation on Cu and Co Mineral Resource Characteristic and Potential of Liaodong Rift [D].Changchun: University of Jilin,2008.
4. Wang Shi-chen,CHEN Yong-liang,XIA Li-xian. The theory and method of synthetic information mineral resources prognosis[M].Beijing: Science Publishing,2002.
5. Wang Shi-chen,Yang Yi-heng,LI Jing-chao. Qualitative Data Analysis of Mineral Resources Prediction Based on Synthetic Information [M].Changchun: Jilin University Publishing,1999.
6. Xie Xue-jing,LIU Da-wen,JIANG Yun-chuan,YAN Guang-sheng. Geochemical blocks-Development of concept and methodology [J]. Chinese Geology,2002,29(3):225-233.
7. Zhou Yong-heng,ZHANG Jing,XU Shan,LI Shou-yi,Assessment of Geochemical Blocks of Boron in Liaodong Rift, Journal of Jilin University(Earth Science Edition),,2011-9,41,112-118.
8. Zhou Yong-heng,ZHANG Jing,XU Shan,LI Shou-yi, The Resource Evaluation to Boron Element in Eastern Liaoning by the Method of Ore Prospecting Probability-Geochemical Block, Earth Science(Journal of China University of Geosciences).2011-7,36J^E4J^C,747-754.
9. Xiao Ke-yan, YE Tian-zhu, LI Jing-chao, YANG Yi-heng, DING Jian-hua,LOU De-bo. Integrated geo-information modeling reserve estimation method[J]. Geological Bulletin of China,2010.