
Приоритетное направление 7.5. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ; НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ.

Программа 7.5.2. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРУПНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Проект 7.5.2.2. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В СТРУКТУРАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ И ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ, НАНОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

(научные руководители проекта д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, д.х.н. В.Л. Таусон)

Блок 1. Исследовать закономерности распределения золота и его элементов-спутников в магматических комплексах и рудных системах Юго-Восточного Забайкалья, Центральной Монголии и Северного Приохотья. (отв. исполнитель д.г.-м.н. А.М. Спиридонов).

- На основе количественного экстракционно-атомно-абсорбционного анализа и метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Element-2 впервые определены средние концентрации золота и элементов-примесей золота в породах ряда магматических комплексов центральной и юго-западной части Восточного Забайкалья (Даурская, Агинская и Аргунская структурно-формационные зоны). Установлено, что повышенные концентрации элемента (0,0043 г/т в среднем) свойственны доминирующим по площади распространения в регионе роговообманково-биотитовым гранодиоритам и гранитам главных фаз батолитовых интрузий ундинского верхнепалеозойского комплекса в восточной части исследованной площади и кыринского триас-среднеюрского комплекса в ее западной части. Породы ранне-среднеюрского (сохондинского) и средне-верхнеюрских (шахтаминского, харалгинского и кукульбейского) комплексов характеризуются заметно более низкими концентрациями Au, составляющими в своем большинстве 0,0014-0,0030 г/т, причем самые низкие содержания свойственны образованиям шахтаминского комплекса. В процессе магматической дифференциации гранитоидных интрузий происходит снижение концентраций золота в поздних лейкогранитных дифференциатах, что подтверждает известное положение об изначальном *генетическом* антагонизме между золотым оруденением гидротермальной природы и редкометалльным пневматолито-гидротермальным оруденением, связанным с поздними лейкогранитными дифференциатами интрузий.

Уровни концентраций Au в исследованных комплексах не зависят от состава вмещающих разновозрастных терригенных пород, что свидетельствует о глубинной, эндогенной, природе выявленных различий в концентрациях Au в гранитоидах региона. Аномально-повышенные концентрации золота в небольшой части изученных проб связаны, как правило, с известными в регионе участками развития гидротермальной минерализации.

Классификационным кластер-анализом R-типа установлено, что переменные исследованных магматических пород по степени корреляционных связей четко распадаются на три группы: оксифильную литофильную (Rb, Ga, Nb, Ge, Ta, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, U, Zn, Pb), сидерофильную окси- и сульфурофильную (Ti, V, Cr, Co, Ni, Sr, Eu, Ba, Cu, Au), повышенной щелочности (Y, редкие земли, Th, Zr, Hf) (Рис. 9) (д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, д.г.-м.н. Р.Г. Кравцова).

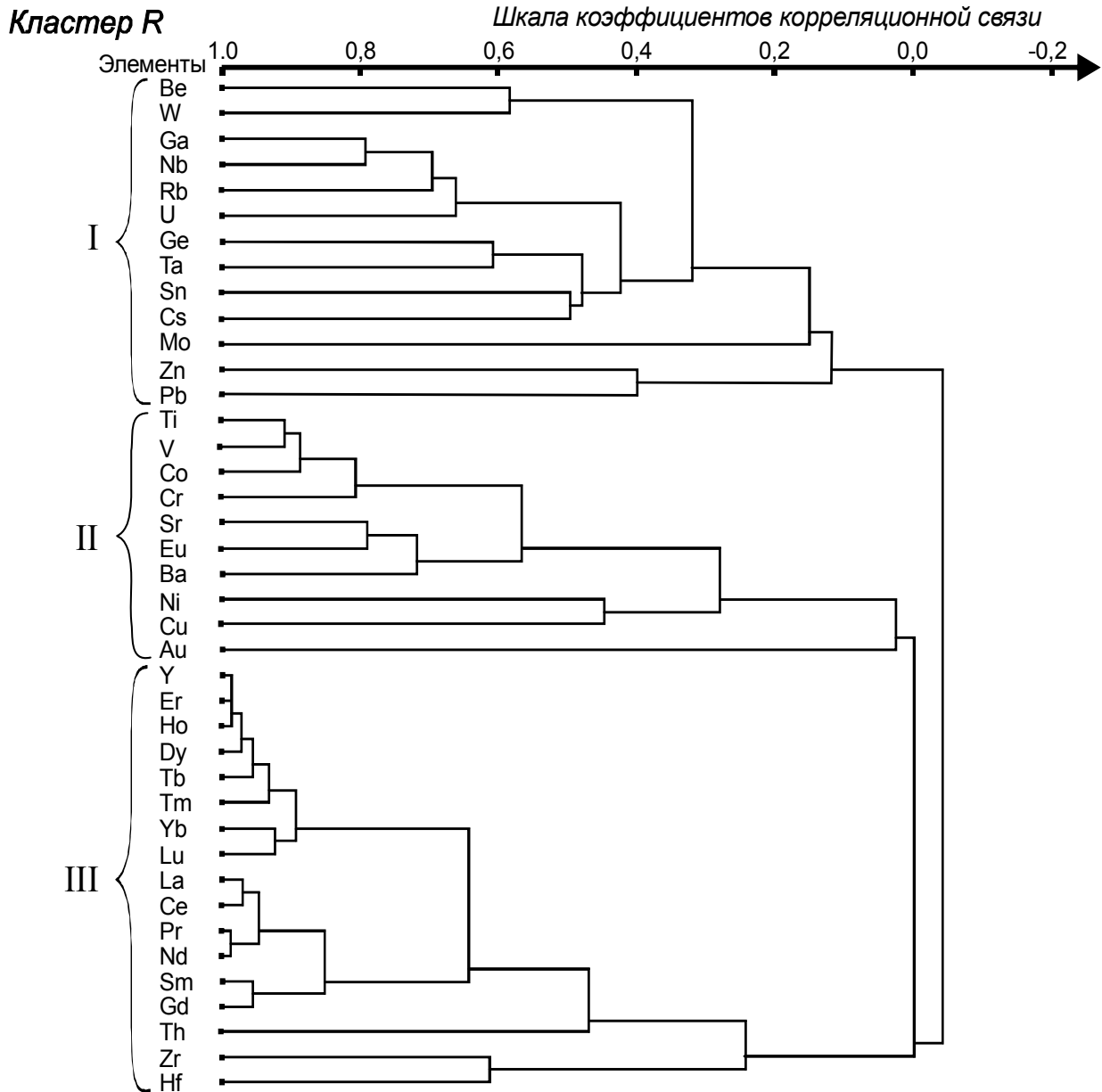


Рис. 9. Степень корреляционной связи (анализ R-типа) между переменными и группами переменных в породах магматических комплексов Центрального и Восточного Забайкалья.

Золото проявляет отчетливую тенденцию к корреляции с сидерофильной окси- и сульфурофильной группой металлов. Анализ Q-типа (Рис. 10) в главных чертах подтвердил правильность формационного расчленения гранитоидов региона (д.г.-м.н. А.М.Спиридонов, д.г.-м.н. В.Д.Козлов).

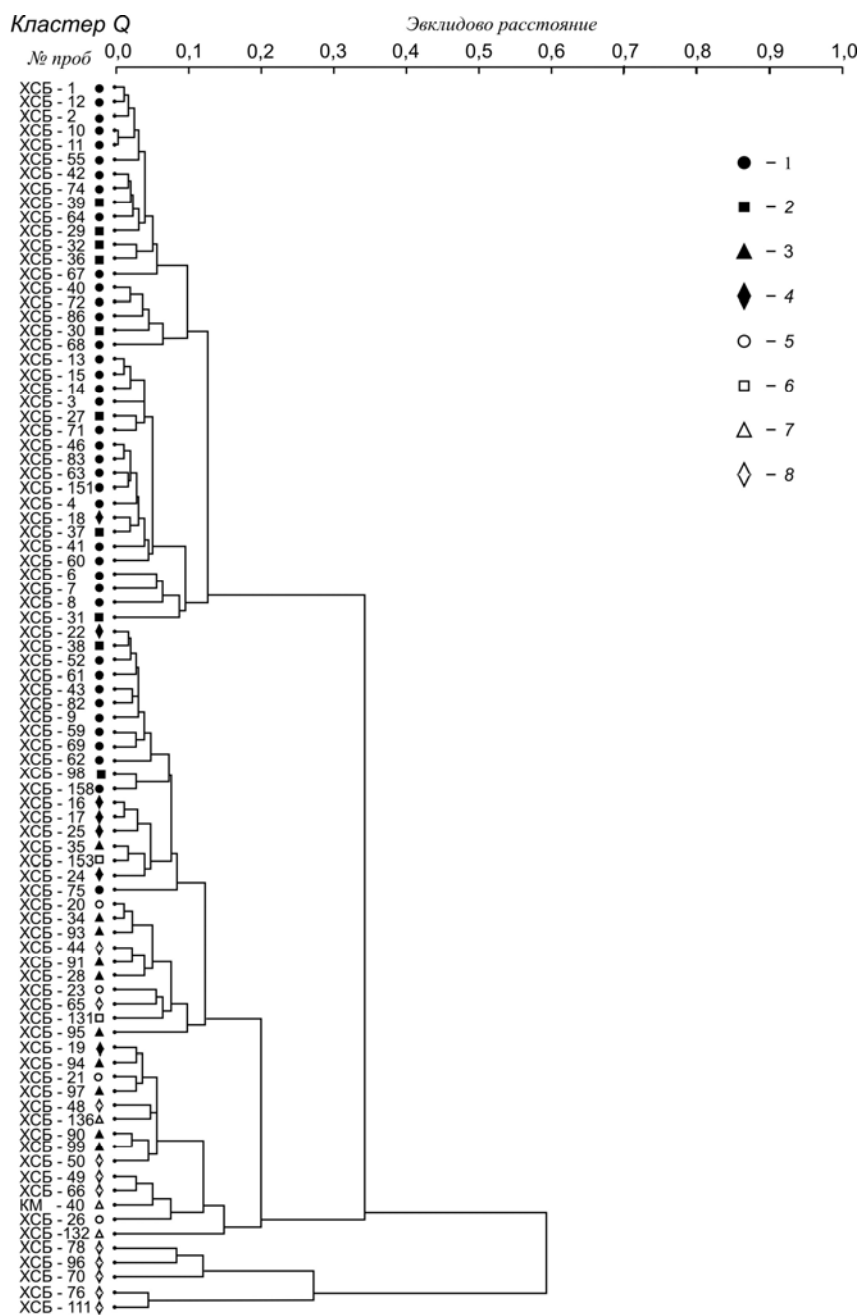


Рис. 10. Иерархическая дендрограмма Q-типа мезозойских гранитоидных комплексов Центральной и Юго-Западной части Забайкалья. 1 – харалгинский и кукульбейский комплексы: граниты и лейкограниты редкометалльные; 2 – асаканшумиловский и кыринский (фаза дополнительных интрузий – ФДИ) комплексы: граниты, лейкограниты; 3 – кыринский комплекс (главная фаза – ГФ): граниты и гранодиориты; 4 – сохондинский комплекс (заключительная фаза – ЗФ): граниты и гранитпорфиры; 5 – сохондинский комплекс (ГФ): дациты и гранодиорит-порфиры; 6 – ундинский комплекс (ФДИ): граниты; 7 – ундинский комплекс (ГФ): гранодиориты; 8 – шахтаминский комплекс: диориты, гандиориты.

- На основе материалов по изучению флюидного режима, минерального состава, возрастных характеристик, полученных в результате совместных исследований сотрудников ИГЕМ (В.Ю. Прокофьев, Н.С. Бортников, В.А. Коваленкер), ИГХ СО РАН (Л.Д. Зорина, А.М. Спиридонов), МГУ (Л.А. Бакшеев, Д.В. Гричук) и ЦНИГРИ (А.Н. Краснов), сделаны выводы о формировании исследованных мезозойских золоторудных месторождений Забайкалья на разных глубинах единой порфирово-эпитермальной флюидно-магматической системы: на более глубоких уровнях – высокотемпературных магнетит-пирит-турмалиновых руд Талатуйского и Карийского месторождений, на средних глубинах – среднетемпературных руд Дарасунского, Теремкинского, Среднеголготайского, на малых глубинах – низкотемпературных руд Бaleyского и Тасеевского месторождений. Уровень между Дарасунским и Бaleyским месторождениями занимает месторождение Погромное.
- На основе комплексного изучения флюидных включений в кварцах разных стадий и этапов гидротермального процесса рассмотрены физико-химические условия образования эпитермальных руд (K_1) месторождений Бaleyского рудного поля (Забайкалье). Установлены граничные параметры гидротермального процесса: температура 353-131°C, давление 150-30 бар, концентрация солей 7,6-0,5 мас.-%-экв. NaCl.

Особенность рудообразующего процесса на месторождениях Балейского района – быстрое падение температуры и давления, что характерно для открытых гидротермальных систем. Повышение температуры в начале каждой стадии свидетельствует о пульсирующем характере процесса рудообразования. Продуктивный этап совпадает с началом резкого уменьшения температуры (ниже 225°C) и концентрации солей в растворе (Рис. 11). Формирование месторождений является результатом функционирования в раннемеловой рифтогенный этап единой Балейской рудно-магматической системы в условиях малых глубин и хорошей проницаемости вмещающих пород. Учитывая генетическую связь процесса куполообразования с внедрением штока высококалийевых лейкократовых гранитов, согласованность пологих концентрических зон, вмещающих золотоносные жилы и геохимические поля концентрирования золота с его конфигурацией, расположение зоны рудообразования над интрузивными телами вблизи их кровли источником золотого оруденения могла быть высококалийевая известково-щелочная магма. Не исключено, что часть балейского золота была заимствована из производных ранних циклов (J_{2-3}) золотого рудообразования и из вмещающих пород (д.г.-м.н. А.М.Спиридонов, к.г.-м.н. Л.Д.Зорина).

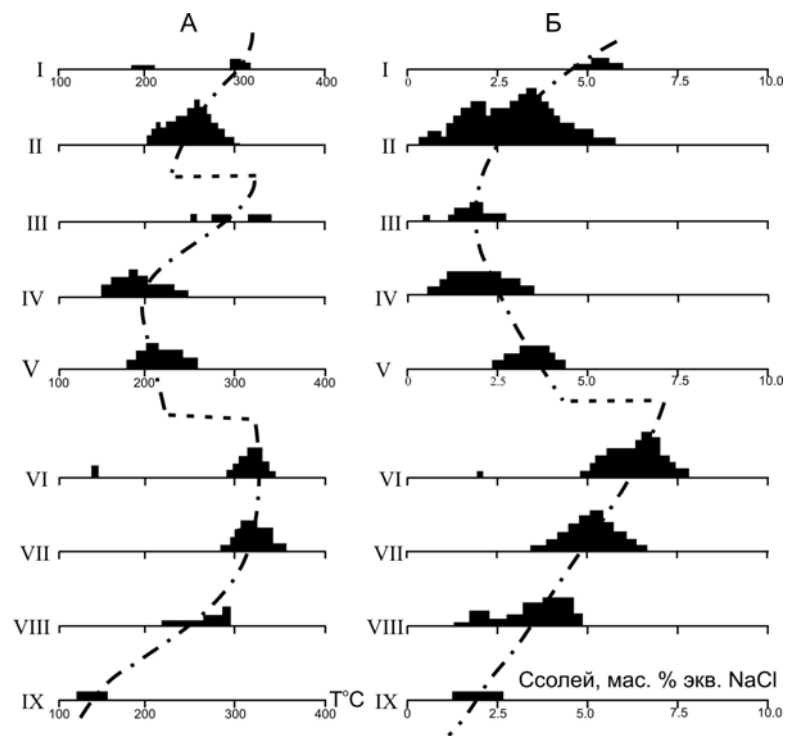


Рис. 12. Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварцах Балейского рудного поля. А – температурные диапазоны минералообразования; Б – диапазоны изменения концентраций солей. Типы кварцев: I – раннепродуктивный мелкопластинчатый (Северный карьер); II – раннепродуктивный молочно-белый мелкозернистый и гребенчатый (Северный и Южный карьеры); III – межпродуктивный полупрозрачный серый друзовидный (Северный карьер и рудная зона № 1 Тасеевского месторождения); IV – межпродуктивный белый фарфоровидный (Северный и Южный карьеры); V – крупнопластинчатый (Южный карьер); VI – предпродуктивный скрытокристаллический темно-бурый (южный борт Балейского грабена в районе жилы № 17); VII – вторая продуктивная ассоциация, колломорфно-полосчатый и крустификационный (Тасеевское месторождение, Южный карьер); VIII – послепродуктивный гребенчатый полумолочный и белый фарфоровидный (Тасеевское месторождение, Южный карьер); IX – пострудный (?) кристаллический «льдистого» облика (верховья падей Каменка и Змеевка).

- На основе изучения региональных (рудный район) и локальных (месторождения) рудообразующих систем, с позиций их возникновения и развития в рамках длительно существующей единой рудно-магматической системы (РМС), с использованием методологии широкомасштабных комплексных исследований были проведены систематизация, анализ и обобщение геологических, минералогических, геохимических, экспериментальных и расчетных данных по Au-Ag РМС и месторождениям Северного Приохотья.

Установлено, что рудная минерализация Северного Приохотья сформировалась в два этапа. Первый этап ознаменовался возникновением вулканогенных Au-Ag РМС и месторождений, тесно связанных с субдукционной андезит-гранодиоритовой ассоциацией пород. Первоисточником Au и Ag была

глубинная андезитовая магма. Второй этап связан с постсубдукционной риодацит-лейкогранитной ассоциацией. Образуются полихронные вулcano-плутоногенные рудно-магматические системы, специализированные на Ag, Sn, редкие металлы и уникальное оруденение (месторождение Дукат), возникшее как результат реювенации первичных Au-Ag руд под воздействием гранитоидного расплава.

Установлено, что развитие Au-Ag рудно-магматических систем начиналось в малоглубинных ($T=435^{\circ}\text{C}$, $P=390$ бар) и заканчивалось в приповерхностных условиях ($T=175^{\circ}\text{C}$, $P=20$ бар). Размах гидротермальной постройки составляет не более 1,5 км. Независимо от типа системы, формирование Au-Ag руд происходило в сходных физико-химических условиях – на глубине до 1000 м, из близких по составу флюидов низкой концентрации (6,4-0,4 мас. %), относящихся к водно-солевой системе $\text{MgCl}_2+\text{NaCl}$ (KCl)+ H_2O , при T-режиме 375-175 $^{\circ}\text{C}$ и давлении 170-20 бар. Основной растворимой формой золота является гидросульфид – $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. Серебро находится и в виде гидросульфидов, и в виде хлоридов. Существенная роль принадлежит щелочно- и гидросульфидным комплексам этих металлов.

Показано, что Au-Ag минерализация и связанные с ней эндогенные геохимические поля (ГХП) имеют одноподчиненный вектор развития и иерархическое строение. Локальные ГХП месторождений развиваются на фоне интегрированного многоэлементного поля Au-Ag рудно-магматической системы в целом и являются предельным выражением процесса привноса и перераспределения вещества. Подчеркивается, что зональное строение полей, повторение и сохранение позиций основных элементов-индикаторов оруденения в обобщенных рядах зональности не зависят от масштабов геологических образований. Это общее свойство изученных локальных и региональных рудообразующих систем (д.г.-м.н. Р.Г.Кравцова).

- Определены основные формы нахождения Au и Ag в рудах и ореолах Au-Ag месторождений: тонкодисперсное самородное золото, электрум, аргентит (акантит) и сульфосоли серебра. Незначительное количество Au и Ag (1-5 %) связано с сульфидами Fe, Pb, Zn – примесная форма. Распределение форм Au и Ag по падению рудных зон контрастно зональное: тонкодисперсное золото, сульфосоли серебра → сульфиды серебра, самородное серебро, электрум, кюстелит → примесные Au и Ag в сульфидных минералах, в основном в пирите. Впервые исследованы формы нахождения Au в пиритах эпитеpmальных Au-Ag месторождений. Преобладает поверхностно-связанное Au – сорбционная форма и производные от нее (90-99 %). Количество структурной примеси Au в пирите, по которой можно оценить его концентрации в рудоносном растворе, составляет от 1 до 10% (д.х.н. В.Л.Таусон, д.г.-м.н. Р.Г.Кравцова).

- Изучены особенности поведения РЗЭ в рудах эпитеpmальных Au-Ag месторождений. В спектрах РЗЭ всех типов Au-Ag руд вулcanoгенного класса преобладают лёгкие лантаноиды. Среднее соотношение групп лантаноидов в Ag-сульфидных рудах равно $88_{\text{Ce}}10_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$, в Au-Ag кварц-адуляр-сульфидных – $84_{\text{Ce}}14_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$, Au-Ag кварц-адулярных – $81_{\text{Ce}}17_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$ и схоже с таковыми в андезитах – $81_{\text{Ce}}13_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}-84_{\text{Ce}}14_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$. На графиках содержаний РЗЭ типы Au-Ag руд отчетливо выделяются по конфигурации кривых (Рис. 12). Спектры РЗЭ Au-Ag руд сходны со спектрами РЗЭ пород андезитового ряда, имеющими сродство с родоначальными андезитами, производными мантийных базальтоидных магм. Сходство кривых на графиках не случайно. Для сравнения, на этом же рисунке, как пример минерализации, тесно связанной с гранитоидами, даны графики содержаний РЗЭ в Sn-Ag рудах и кривая средних содержаний по лейкогранитам (Дукатский рудный район). Идентичность этих кривых очевидна. Таким образом, РЗЭ являются чувствительным индикатором, прямо указывающим на глубинные родоначальные андезитовые магмы, как источник рудоносных растворов и первоисточник Au и Ag (д.г.-м.н. Р.Г.Кравцова).

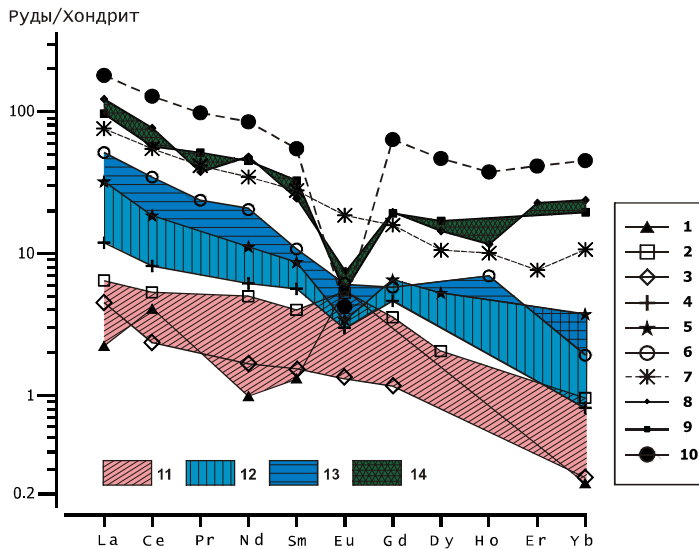


Рис. 12. Содержание РЗЭ в рудах и породах: Эвенский рудный район – 11 - Au-Ag (1-3), 12 - Au-Ag-сульфидных (4, 5), 13 - Ag-сульфидных (6) и 7 – андезит окраинно-континентальный (среднее по 15 пробам); Дукатский рудный район – 14 - Sn-Ag (8, 9), 10 – лейкогранит заключительной фазы Дукатского массива (среднее по 11 пробам).

Проведена первая оценка Rb-Sr изотопного возраста эпитермальных Au-Ag руд (на примере месторождения Дальнего, Эвенский рудный район). Установленное значение (80 ± 5 млн лет) соответствует позднемеловому времени и хорошо согласуется с изотопными датировками ($82,5 \pm 0,2$ и $80,5 \pm 0,2$ млн лет), выявленными ранее по адулярам Ag-Ag методом для рудных жил двух других Au-Ag месторождений этого района, Кварцевой Сопки и Ирбычана. Полученные данные хорошо согласуются с возрастом вмещающих пород: K-Ar возраст вмещающих оруденение позднемеловых средних и кислых по составу эффузивов (андезитов и дацитов) – 92 ± 2 - 81 ± 2 млн лет, K-Ar возраст гранодиоритов и гранитов – 83 ± 2 - 74 ± 2 млн лет. Именно в этот, наиболее значительный по времени период – 92 ± 2 - 74 ± 2 млн лет (примерно 18 ± 2 млн лет), происходило формирование вулканогенных РМС и связанных с ними Au-Ag месторождений. Особенности изотопного состава Sr и Pb указывают на мантийный источник рудного вещества. Установлена тесная генетическая связь между проявленными рудными и магматическими процессами. Подтверждением тому являются близкие величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ в рудах ($0,7055 \pm 3$), околорудных метасоматитах ($0,7033$ - $0,7082$) и неизменных вмещающих породах ($0,7045$ - $0,7048$), а также, положение точек составов рудных свинцов на эволюционной диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Рис. 13). Предполагается, что эта связь опосредованно обусловлена функционированием единого мантийного базальтоидного очага – источника металлоносных флюидов и, по всей вероятности, первоисточника Au и Ag (д.г.-м.н. Р.Г.Кравцова, к.г.-м.н. С.И.Дриль).

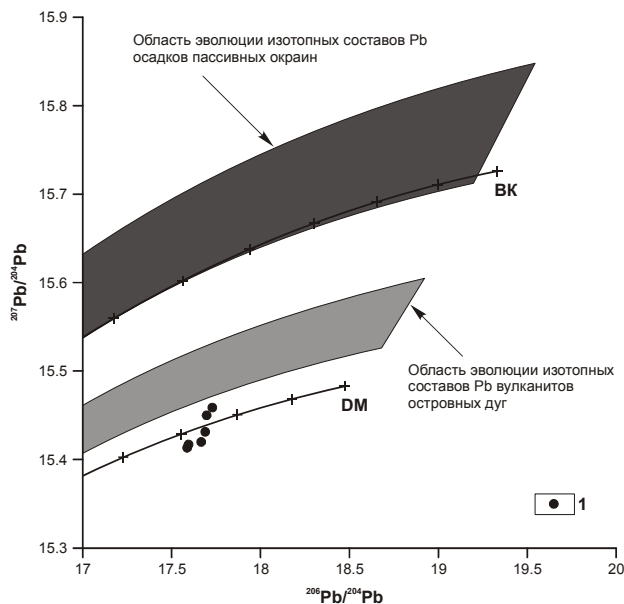


Рис. 13. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграмма изотопных составов свинца рудных жил месторождения Дальнего, Эвенский рудный район. Условные обозначения: 1 – пириты и галенит, ВК – верхняя кора, ДМ – деплетированная мантия.

Блок 2. Изучить геохимические характеристики неопротерозойских углеродсодержащих осадков Олоkitской структурно-формационной зоны (Северное Прибайкалье) для оценки влияния древней эксгальтативной деятельности на металлогенические особенности черных сланцев Байкало-Патомского региона (д.г.-м.н. А.М.Спиридонов).

- По представлениям авторов, аномальное концентрирование рудных элементов в осадках морских бассейнов возможно только в случае наличия дополнительных, кроме морской воды, источников (гидротермы, вулканическая деятельность, апвеллинг).

Наиболее рудопродуктивные горизонты в разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ юга Сибирского кратона приурочены к узкому возрастному интервалу неопротерозоя в 730–630 млн лет (дальнетайгинский и жуинский региональные горизонты) [Станевич и др., 2006]. Горнорудные горизонты имеют общую характерную особенность – в разных зонах Байкало-Патомского палеобассейна (БПП) отложения этого интервала, в отличие от стратиграфически выше и ниже залегающих толщ рифея и венда, обладают повышенной общей меланократовостью и надкларковыми содержаниями Au, Ag, Pb, Zn, Cu, P, Mn [Немеров., 1988]. К ним приурочено также подавляющее большинство (более 90 %) всех известных в пределах БПП месторождений и рудопроявлений золота, полиметаллов, марганца и фосфора, среди которых гигантские, уникальные месторождения Холоднинское и Сухой Лог (Рис. 14).

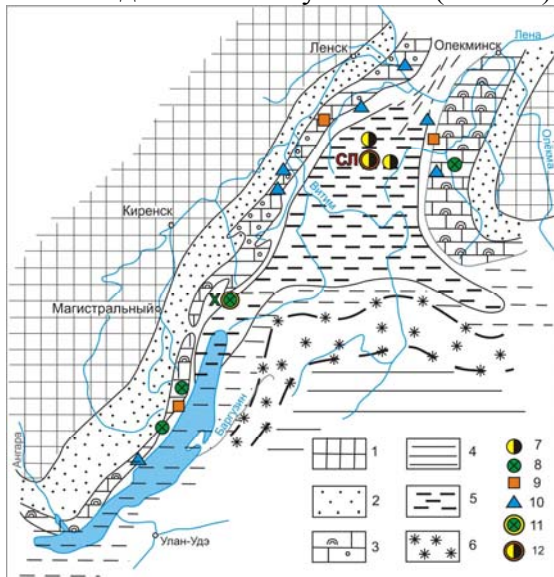


Рис. 14. Палеогеографическая схема позднерифейского этапа развития Байкало-Патомского неопротерозойского бассейна седиментации и расположение проявлений и месторождений основных полезных ископаемых, приуроченных к отложениям этого этапа 1-Сибирский кратон (суша), 2-прибрежные терригенные красноцветные отложения, 3-хемобиогенные карбонатные отложения шельфа, 4-углеродсодержащие терригенные отложения глубокого шельфа и материкового склона, 5-углеродсодержащие глубоководные турбидитные осадки склона и котловины задугового бассейна, 6-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островодужных фаций; 7-10 – месторождения и рудопроявления: 7 – золота, 8 – полиметаллов, 9 – марганца, 10 – фосфора. 11, 12 - крупные и уникальные месторождения: X – Холоднинское; СЛ – Сухой Лог.

Повышенные концентрации металлов увязываются с конкретным геодинамическим режимом палеобассейна. При литолого-геохимическом анализе фациальных рядов реконструируется последовательный ряд обстановок осадконакопления, соответствующих задуговому бассейну, а южнее (Муйская зона) – островодужной системе [Станевич и др., 2006]. Эксплозивная деятельность вулканических аппаратов южной Байкало-Муйской зоны оказывала влияние на геохимические особенности амагматичных отложений Бодайбинской, Приленской и Прибайкальской зон.

На существование подводных эксгальтаций при формировании рудовмещающих толщ (спрединг задугового бассейна) указывают увеличенные в 3-5 раз значения эксгальтативного модуля в отложениях ондокской (Олоkitская зона) и хомолхинской (Бодайбинский синклиниорий) свит. Согласно распределению значений эксгальтативного модуля в пределах БПП нами делается вывод о протяженной зоне активной гидротермальной деятельности, фрагментарно фиксирующейся от северного окончания оз. Байкал (Олоkitская зона), через Бодайбинский синклиниорий и далее на восток

вдоль зоны сочленения Алданского щита и Становой складчатой области.

Для исследований влияния подводной гидротермальной деятельности на геохимические особенности рифейских углеродсодержащих осадков БПП изучалась Олокитская зона, в которой сосредоточены полиметаллические месторождения и рудопроявления, в том числе и гигантское Холоднинское месторождение колчеданно-полиметаллических руд. Олокитская зона, по представлениям авторов, является фрагментом спрединговой зоны задугового бассейна. Осуществлено опробование черносланцевых образований ондокской свиты, являющихся рудовмещающими для месторождения Холоднинское. Полученные данные указывают на то, что гидротермы, сформировавшие рудную залежь Холоднинского месторождения, несли в своем составе в повышенных количествах сидеро-халькофильную ассоциацию компонентов, в том числе и благородные металлы (Рис. 15.).

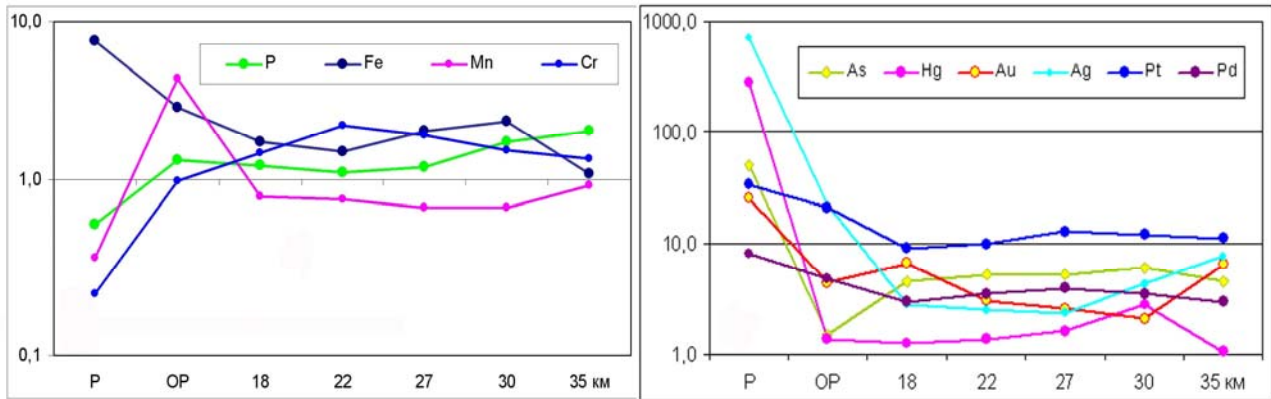


Рис. 16. Ореол распространения элементов в разрезе ондокской свиты по мере удаления от центра гидротермальной деятельности (Холоднинское месторождение). P – рудная залежь месторождения; OP – околорудная зона; 35 км – расстояние от месторождения. Содержания элементов нормированы к значениям местного фона.

Некоторые элементы из состава гидротерм распространяются в повышенных содержаниях, за пределы рудной залежи. К ним относятся Fe, Mn, P, Cr, Zn, Hg, As. Благородные металлы также имеют тенденции к формированию обширных площадных ореолов.

Как видно из графика, вещество подводных эксгальций в основной своей массе выпадает в осадок вблизи центра гидротермальной деятельности, формируя рудные залежи. Оставшиеся в гидротермальном плюме более подвижные элементы (в виде истинных растворов или взвеси) мигрируют под влиянием течений на довольно большие расстояния. Нашими исследованиями в пределах Олокитской структуры устанавливается влияние гидротермального вещества на осадки ондокской свиты на расстояние более 30 км. Вероятно гидротермальная деятельность имела распространение и дальше, обуславливая тем самым сидеро-халькофильную геохимическую специализацию пород (хомолхинская, аунакитская свиты) в пределах Байкало-Патомского региона.

Седиментогенное накопление продуктов гидротермальной деятельности являлось первым этапом формирования месторождений и рудопроявлений в Байкало-Патомском задуговом палеобассейне [Немеров и др., 2005]. При дальнейшей эволюции специализированных углеродистых осадков происходила их постседиментационная трансформация с перераспределением и концентрированием рудных компонентов, вплоть до образования месторождений.

Полученные результаты подтверждают влияние эксплозивной и эксгальционной деятельности южной Байкало-Муйской зоны на формирование черносланцевых толщ, имеющих сидеро-халькофильную специализацию амагматичных отложений Бодайбинской, Приленской и Прибайкальской зон (к.г.-м.н. В.К.Немеров, к.г.-м.н.А.В.Будяк).

Блок 3. Оценка перспектив обнаружения благороднометалльного и медно-никелевого оруденения в пределах северо-западной части Алхадырского террейна (Гутаро-Удинская металлогеническая зона) (отв. исполнители к.г.-м.н. А.С. Мехоношин, д.г.-м.н. О.С. Глазунов).

В пределах Алхадырского террейна сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами связаны с породами дунит-перидотит-пироксенитовой формации. Во всех массивах Барбитайского рудного узла (юго-восточная часть Алхадырского террейна) присутствуют вкрапленные сульфидные руды, а в ряде массивов также густовкрапленные и массивные. Минеральный состав сульфидных руд близок и представлен агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита. Во всех типах сульфидных руд наблюдаются минералы платиновой группы. Они разнообразны по составу и размеру. Наиболее крупным является сперрилит, образующий самостоятельные зерна, размером до 0,2 мм. Сульфоарсениды платины, иридия и родия (Рис. 16), фрудит и достаточно редко встречающиеся стибнопалладинит и тестиопалладинит обнаруживаются в виде микронных включений внутри первичных сульфидов.

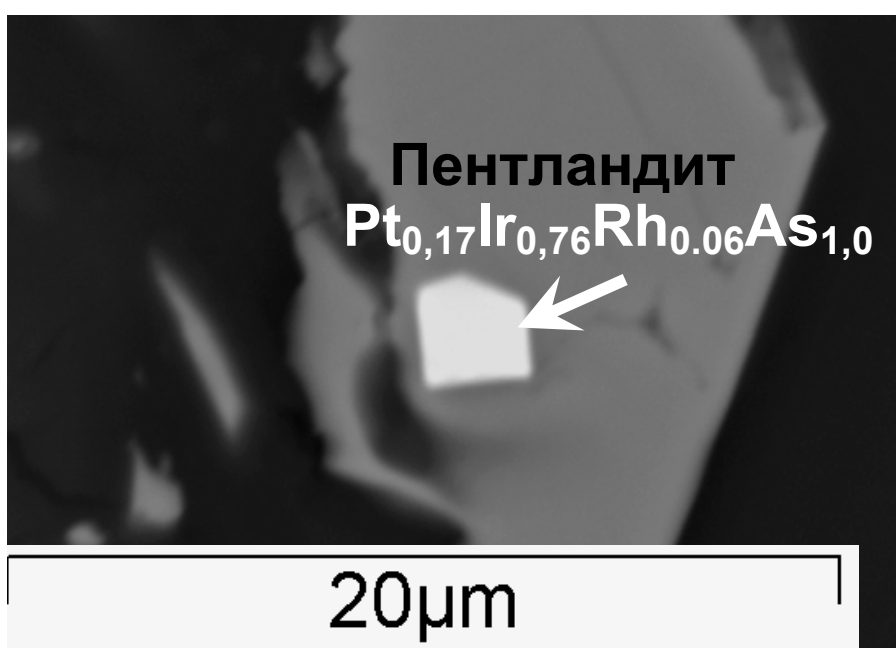


Рис. 16. Идиоморфное зерно ирарсита внутри пентландита. Фото в обратно рассеянных электронах.

Одной из характерных особенностей руд Барбитайского рудного узла является высокий уровень содержаний благородных металлов (Рис. 17). Суммарное содержание платиноидов достигает 20 г/т, золота – 1,5 г/т.

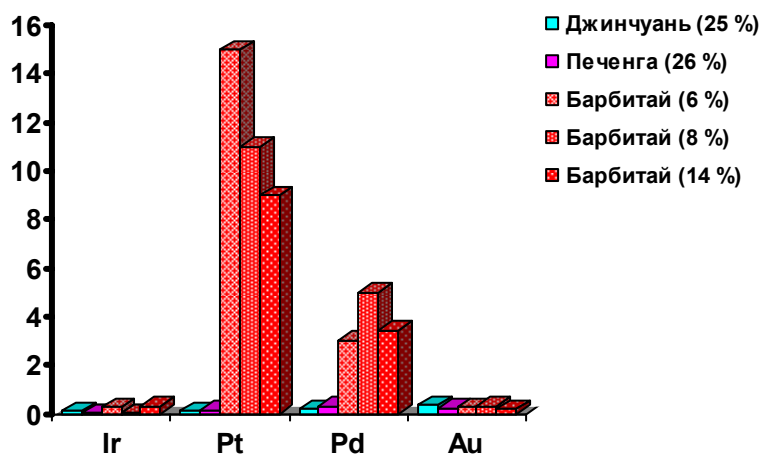


Рис. 17. Уровни содержаний благородных металлов в рудах различных сульфидных Cu-Ni месторождений (цифры в скобках – содержание серы в %).

- Изучены геохимические особенности и этапы рудообразования Cu-Ni-Pt минерализации Бирюсинской металлогенической зоны. Минеральный состав Cu-Ni-сульфидных руд во всех ультраосновных массивах Бирюсинской металлогенической зоны близок и представлен агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита. Однако есть и некоторые отличия в составе минералов и характере их выделений. В Огнитском массиве основная масса рудных минералов представлена либо гомогенными выделениями пентландита, либо твёрдыми растворами пентландита и халькопирита с четко выраженными структурами распада. Не распавшиеся образования обнаруживаются лишь во включениях в хромшпинелидах. Пирротин и халькопирит встречаются редко. Зерна халькопирита в результате воздействия низкотемпературных процессов замещаются в центральных и периферийных частях моносulfидами меди, по которым в свою очередь развивается самородная медь. В Тартайском, Эльгедекском и массиве Медвежий Лог сульфидная вкрапленность наблюдается больше в виде агрегатов пентландита, пирротина (троилита) и халькопирита, структуры распада присутствуют в меньшем количестве. В Огнитском и Тартайском массивах обнаружена самородная медь, образование которой происходит за счёт гидротермальных преобразований халькопирита. Пентландиты в различной степени замещены виоларитом, макиновитом и пиритом. Химический состав пентландитов характеризуется вариациями величины отношения $(Ni+Co)/Fe$ от 0,4 до 1,2. Наиболее «никелистые» пентландиты в небольшом количестве встречаются в Эльгедекском массиве, большинство же пентландитов достаточно «железистые». При этом в пентландитах из всех массивов постоянно присутствуют повышенные содержания кобальта – до 1,6 %. Наиболее значимые концентрации платиноидов в массивах приурочены к участкам относительного обогащения сульфидами. Минералы элементов платиновой группы разнообразны по составу: во всех массивах встречается сперрилит, сульфоарсениды платины, иридия и родия, висмутотеллуриды палладия и платины.

Изучение распределения редких и редкоземельных элементов в рудах одного из массивов показало, что от вкрапленных к густовкрапленным и массивным рудам происходит снижение уровня их содержаний без существенного изменения характера распределения. Это сопровождается увеличением содержаний никеля от 0,9 до 4,5 %.

Выделяются как минимум два этапа рудообразования: магматический, обусловленный ликвацией сульфидной жидкости в пикритовой магме и – метаморфический, который выражен в перекристаллизации рудных минералов и изменении их состава. Первый этап фиксируется лишь в центральных частях крупных массивов, в которых слабо проявлены процессы метаморфизма, второй – по периферии крупных массивов и в сильно метаморфизованных, дислоцированных массивах (*к.з.-м.н. А.С. Мехоношин*).

- Проведено сравнение моделей двух крупных месторождений, связанных с габбро-перидотитовыми комплексами – кингашским платиноидно-медно-никелевым и лысанским ильменит-титаномагнетитовым. Анализ материала с привлечением изотопно-геохимических данных показал, что одним из основных условий образования Кингашской рудно-магматической системы является формирование её в стабильных условиях при прожигании субстрата потоком восстановительных флюидов и последующим прокачиванием материала обогащённой мантии по многокамерным подводным каналам в архейском террейне. Близкое к нулевому полю значение ϵNd подразумевает происхождение материнского расплава из более обогащённых источников, чем CHUR. Преобладающее положение значения ϵNd в перидотитах (3,86-5,20) может интерпретироваться как зарождение расплава из слабо деплетированной мантии в условиях высокого фракционирования расплава. Именно фракционирование в сопровождении интрателлурических потоков и контаминации является основой для образования крупных месторождений. Для Ti-Fe-V месторождений Лысанской системы прогнозируется формирование в транзитном режиме в окисных условиях по феннеровскому пути с широким участием метасоматических процессов.

К новым находкам 2009 г. относится обнаружение в межзерновом пространстве сплошных брекчиево-жильных руд Кингашского месторождения майченерита с примесью рения, а также самородных выделений этого элемента (Рис. 18). Для руд характерно также отсутствие оксидных соединений – хромшпинелида и ильменита (*д.з.-м.н. О.С. Глазунов*).

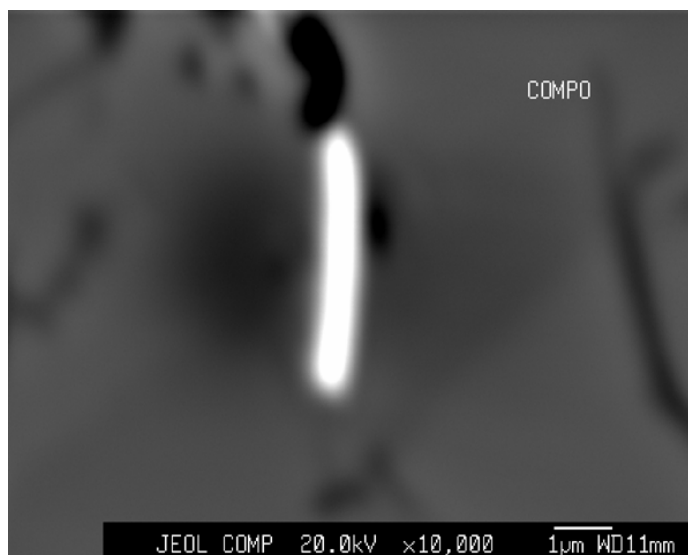


Рис. 18. Аншлиф С-4-97, 15. Иголочка рения в обратнорассеянных электронах СОМРО.

Блок 4. Экспериментальное исследование и физико-химическое моделирование факторов рассеяния и концентрирования полезных компонентов в полиформационных месторождениях сложного химического состава) (отв. исполнители д.х.н. В.Л. Таусон и д.г.-м.н. К.В. Чудненко).

- Предложен статистический метод, позволяющий получать количественную информацию о распределении форм золота в минералах. Метод основан на анализе отдельных кристаллов в пробе и обработке полученных данных с учетом свойств распределения различных форм микроэлемента. Сопоставление результатов с прямым методом (РФЭС) для синтезированных кристаллов золото-содержащего Ag_2S показало приемлемую точность (от ± 13 до ± 38 отн.% для разных форм), приближающуюся к показателям количественного анализа в случае наиболее равномерно распределенной структурной формы. Предложен способ учета влияния на оценку содержания структурной формы Au, маскирующей ее, равномерно распределенной по кристаллам, сорбционной составляющей примеси Au. Метод может быть распространен на другие микроэлементы. С его помощью изучено состояние золота в пиритах месторождения Сухой Лог (Табл. 1). Статистически достоверно выделяются три формы нахождения Au, причем структурная форма присутствует в довольно высокой концентрации – 0,9 г/т. Скорее всего, мы имеем дело с некоторым ультрадисперсным носителем золота, осевшим одновременно с пиритом и поэтому равномерно распределенным в нем. Это могут быть кластерные соединения золота с углеродом и другими органогенными элементами.

Таблица 1.

Количественные данные по формам нахождения золота в пробах пирита месторождения Сухой Лог

№ пробы	Число кристаллов в исходной выборке	Содержание Au, г/т			
		Среднее по финальной выборке	Структурная форма	Собственная фазовая форма	Кластеры, наночастицы, неавт. фазы
42-54	44	12,8	0,9	10,2	1,7
109p/ 153,8	45	9,8	0,9	6,8	2,1

Изучение пиритов Сухого Лога, являющихся главным носителем золота на месторождении, показало сингенетичность углеродистых фаз, пирита и золота. Были впервые выявлены необычные для эндогенных месторождений и экспериментальных условий наноструктуры на поверхности и другие особенности, указывающие на особые условия формирования пиритов Сухого Лога, как результата совместной эволюции с органическим веществом, сопровождавшейся захватом орго-

генных элементов (С, N) объемом кристаллов, ячеистыми структурами роста, признаками бактериальной активности на поверхности (Рис. 19).

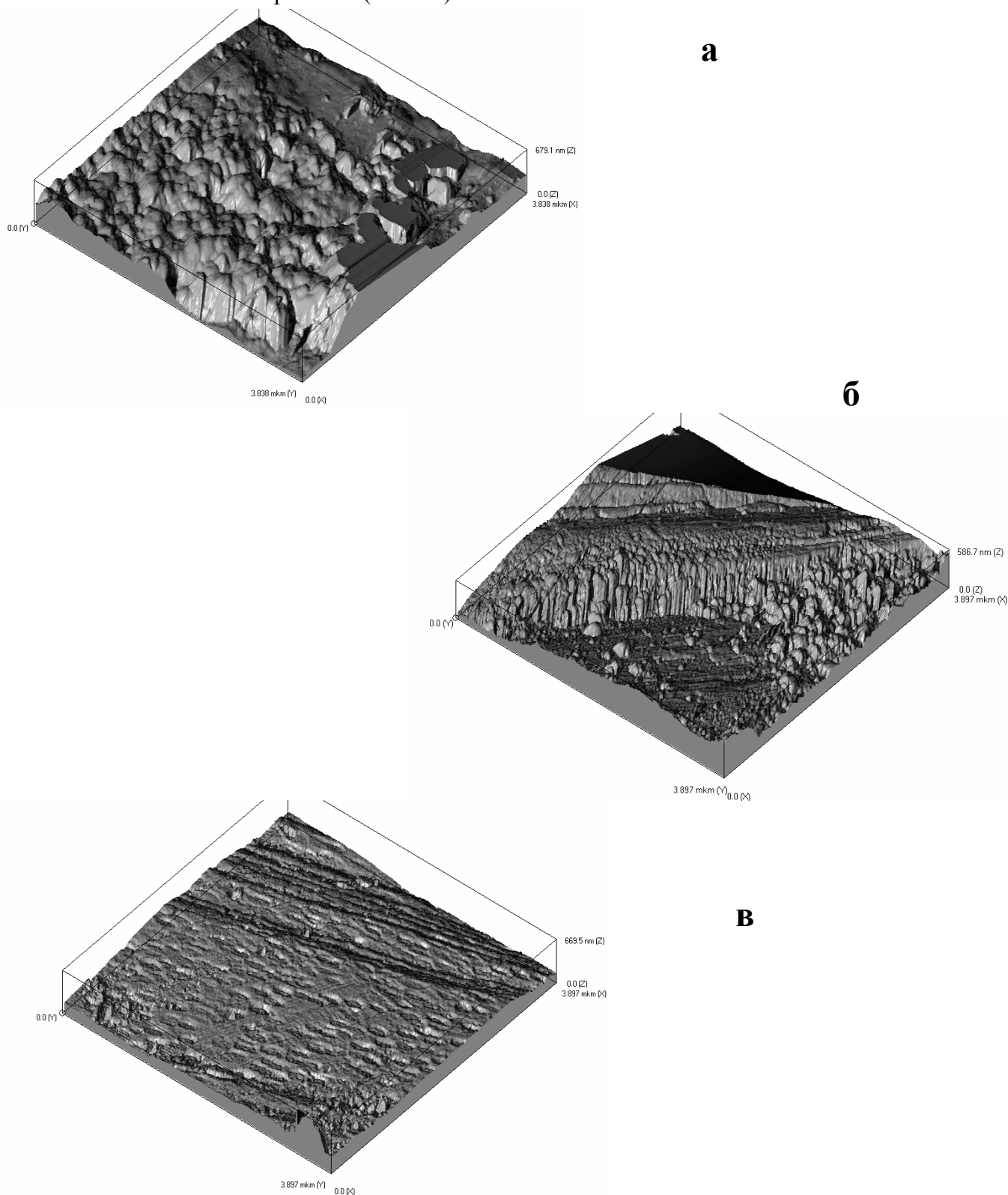


Рис. 19. Трехмерные изображения характерных морфологических элементов поверхности пиритов Сухого Лога в атомно-силовом микроскопе. а – неавтономная фаза, б – ячеистая ростовая скульптура в форме стенки колонн, в – нанолунки, предположительно следы деятельности нанобактерий.

Углерод является основным примесным элементом внутри кристалла пирита. Показано необычное распределение углерода, который, в отличие от его поведения в пиритах других типов месторождений, распространяется вглубь от поверхности кристалла. Ионное травление не освобождает от

углерода, отмечается даже некоторое его начальное повышение в подповерхностном слое (Рис. 20).

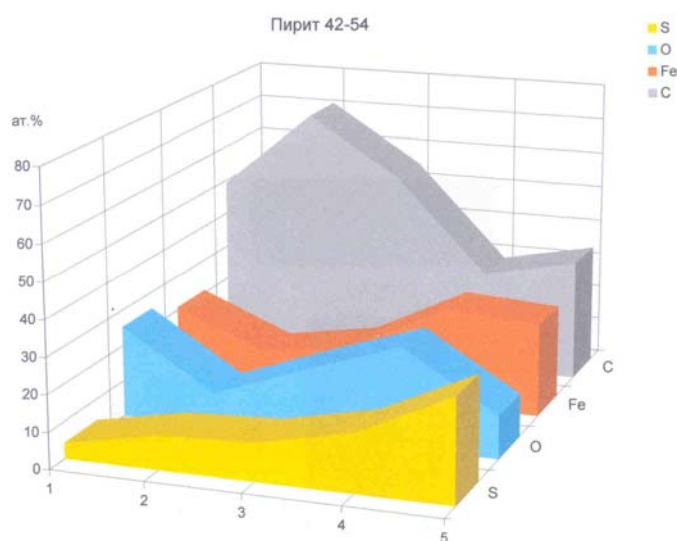


Рис. 20. Распределение элементов в глубь кристалла пирита при травлении ионами Ag^+ (данные оже-электронной спектроскопии). Точки 1-5 соответствуют этапам травления, составляющим по времени 10 мин, что примерно соответствует 60 нм. Видно, что углерод является основным элементом в поверхности и его концентрация велика даже на глубине ~300 нм.

СЗМ-исследование поверхности скола обнаруживает частицы, которые, скорее всего, являются фазами углеродистых соединений (Рис. 21).

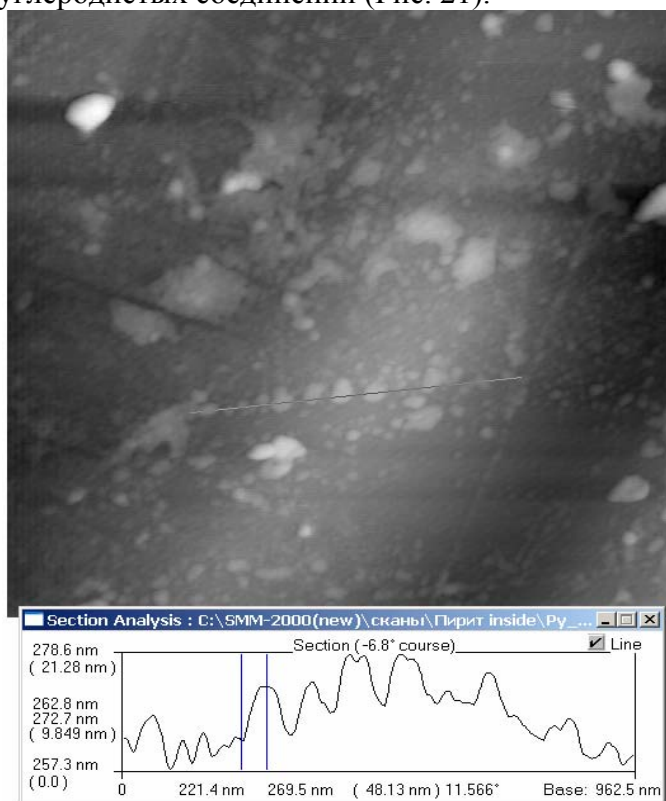


Рис. 21. АСМ-изображение поверхности свежего скола кристалла золотоносного пирита месторождения Сухой Лог.

Размер частиц составляет примерно от 10 до 100 нм, причем форма частиц уплощенная (высота не более 10 нм). Таким образом, мы обнаруживаем внутри кристаллов пирита типичную наносистему (размер элементов <100 нм). Более того, на многих участках сканов видны характерные структуры типа «цветка», когда вокруг крупной («поедающей») частицы группируются более мелкие («поедаемые»). Это типичная ситуация Оствальдова механизма созревания системы, которая свидетельствует о совместной эволюции сульфидного и углеродистого вещества, о захвате углеродистых соединений в процессе образования кристаллов. Представленная информация не оставляет сомнения в синхронном и взаимообусловленном осаждении сульфидов, золота и углеродистых фаз, претерпевших затем совместную эволюцию в твердом состоянии под воздействием последующих процессов катагенеза, метаморфизма, магматизма и метасоматоза.

Установлено, что на минералах, кристаллизующихся при повышенных температурах и давлениях, в пределах полумикронного поверхностного слоя присутствуют наноразмерные неавтономные фазы, химически и физически отличающиеся от объема кристалла и отражающие его взаимодействие со средой и условия образования. Неавтономные фазы обладают способностью поглощать элементы-примеси в сверхвысоких концентрациях, что приводит к значительным различиям поверхностных и объемных коэффициентов распределения, достигающих величины трех порядков и более. Этот эффект является важной причиной существования зависимости содержания элемента от размера кристалла. Данные по синтезу золотосодержащих пирита и магнетита показывают, что при уменьшении размера кристалла от 1 до ~0,3 мкм среднее содержание золота возрастает примерно на порядок величины (Рис. 22).

На базе современных методов спектроскопии и микроскопии поверхности и изучения сосуществующих минералов обоснован принцип непрерывности фазообразования на минеральных поверхностях, согласно которому составы поверхностей минералов изменяются непрерывно и закономерно с изменением параметров состояния системы в направлении полей устойчивости соседних на диаграмме состояния фаз. Фрагменты «соседних» объемных фаз присутствуют в поверхностном слое растущего кристалла, причем степень их развития на поверхности и близость к химическому составу объемной фазы определяются параметрами состояния и составом системы. Следствие принципа непрерывности – соответствие форм нахождения химических компонентов на поверхностях сосуществующих минералов – позволяет подтвердить синхронность их образования и принадлежность к одному минеральному парагенезису [ДАН, 2009, Т. 425, № 5, с. 668-673].

Показана фрактальность поверхностных объектов. На Рис. 23 показана фрактальная структура на поверхности гидротермального монокристалла сфалерита. Анализ роли неавтономных фаз в формировании нанорельефа поверхности минералов приводит к заключению о том, что иерархия структур отражает масштабную иерархию процессов, их формирующих. Отсюда следует возможность масштабирования закономерностей распределения микроэлементов в геохимических системах (в частности, в рудных месторождениях) [Crystal. Reports, 2009, V, 54, № 7, p. 1219–1227] (д.х.н. В.Л.Таусон).

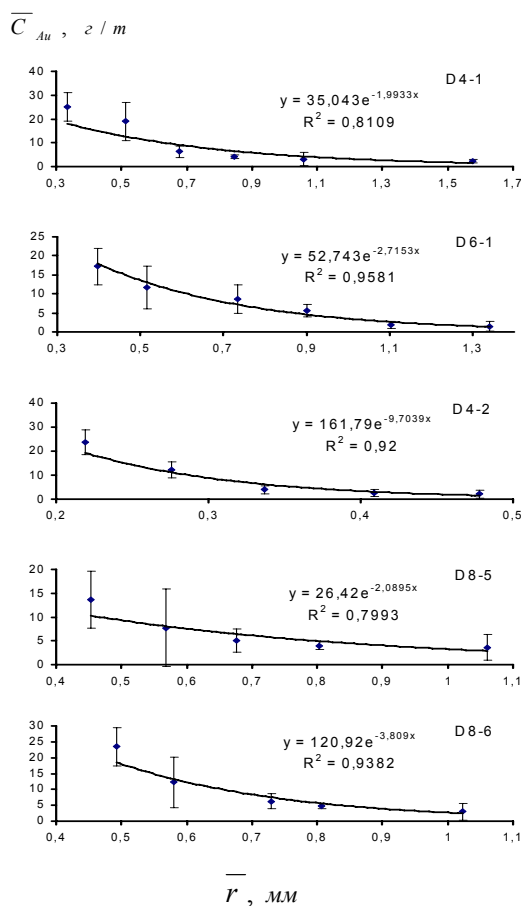


Рис.23. Среднее содержание равномерно распределенной примеси золота как функция размера среднего кристалла в опытах по сокристаллизации Au с пиритом (D4-1, 6-1, 4-2) и магнетитом (D8-5, 8-6) при 450°C и давлении 1 кбар.

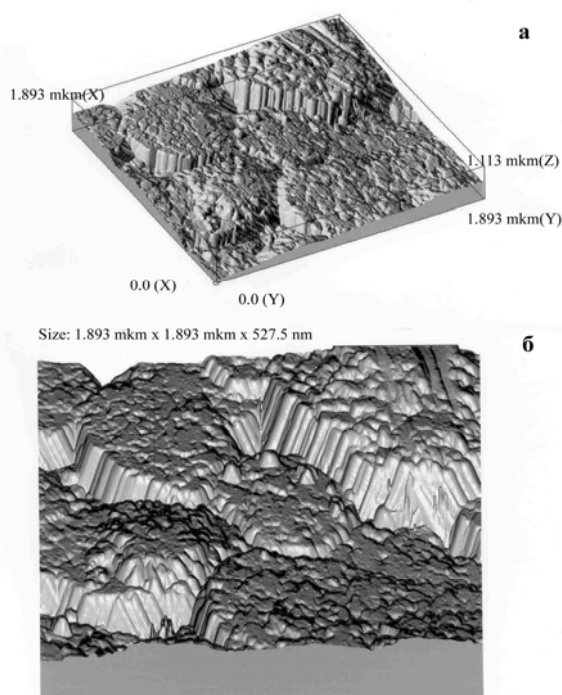


Рис. 23. Изображения в атомно-силовом микроскопе поверхности кристалла сфалерита. Фрактальная нанокристаллитная структура, подобная ячейкам Бенара (а), и детализация морфологии границ ячеек (б).

- На основе двойственного решения обратной задачи термодинамического моделирования предложен новый подход к оценке окислительного потенциала флюида и минеральных ассоциаций. Произведена оценка потенциала кислорода в различных минеральных ассоциациях метаморфических пород Охотского, Чогарского комплексов и Ларбинской глыбы, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, независимо от того, присутствует ли в них магнетит, ильменит или графит. Установлено, что безмагнетитовые минеральные ассоциации отличаются высокой восстановленностью, отвечающей по величине потенциала кислорода примерно буферу ССО. Вероятно, что «внешний» метаморфогенный флюид, при котором осуществлялся метаморфизм гранулитовой фации, формировался в поле устойчивости графита. Результаты моделирования показывают, что все парагенезисы метапелитовых пород, не содержащие магнетит, являются значительно восстановленными, а на диаграмме $\log f_{O_2} - 10^4/T^0K$ они находятся ниже буфера кварц-фаялит-магнетит, вблизи буфера ССО, более окислены metabазальтовые ассоциации, содержащие роговую обманку (Рис. 24). Результаты расчета модели «водный раствор электролита – минеральный парагенезис» свидетельствуют о высокой растворимости SiO_2 в метаморфогенном флюиде, которая является доказательством того, что процесс гранулитового метаморфизма может быть мощным геохимическим фактором перераспределения и переноса кремнезема из нижних горизонтов коры в верхние (д.г.-м.н. К.В. Чудненко).

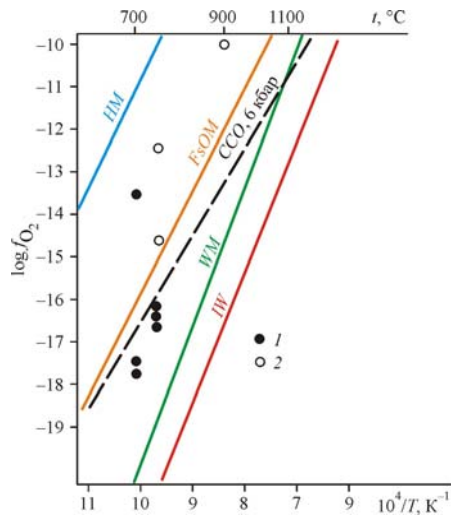


Рис. 24. Положение минеральных ассоциаций метапелитовых (1) и metabазитовых (2) пород на диаграмме $\log f_{O_2} - 10^4/T^{\circ}K$. Буферные равновесия: гематит-магнетит (HM), ферросилит-кварц-магнетит (FsQM), графит-окись углерода (CCO), вюстит-магнетит (WM), иоцит-магнетит (IM).

- Проведение моделирования минеральных парагенезисов и оценки устойчивости мусковитсо-держающих ассоциаций с привлечением хроматографических и электрохимических данных дало возможность разработать непротиворечивую модель метаморфогенного флюида Джугджуро-Становой складчатой области для пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации (Рис. 25). «Внешний» – метаморфогенный, поступающий извне в породу флюид, в соответствии со всеми полученными данными, представляется существенно водным по составу, парциальное давление воды в котором описывается условием $P_{H_2O} \geq 0,7P_S$, а отношение P_{CO_2}/P_{H_2O} находится в интервале 0,01-0,3. «Внешний» флюид насыщен графитом, и степень его восстановленности соответствует примерно буферу CCO. Вместе с тем, «внутренний» (локальный) флюид, который буферизируется минеральными парагенезисами, может широко варьировать как по отношению P_{CO_2}/P_{H_2O} , так и по окислительно-восстановительному потенциалу. Такая модель флюида подчеркивает своеобразие метаморфизма Джугджуро-Становой области, и она резко отличается от моделей флюидного режима, разработанных для гранулитовых комплексов юга Алданского щита и Восточной Сибири (д.г.-м.н. К.В.Чудненко).

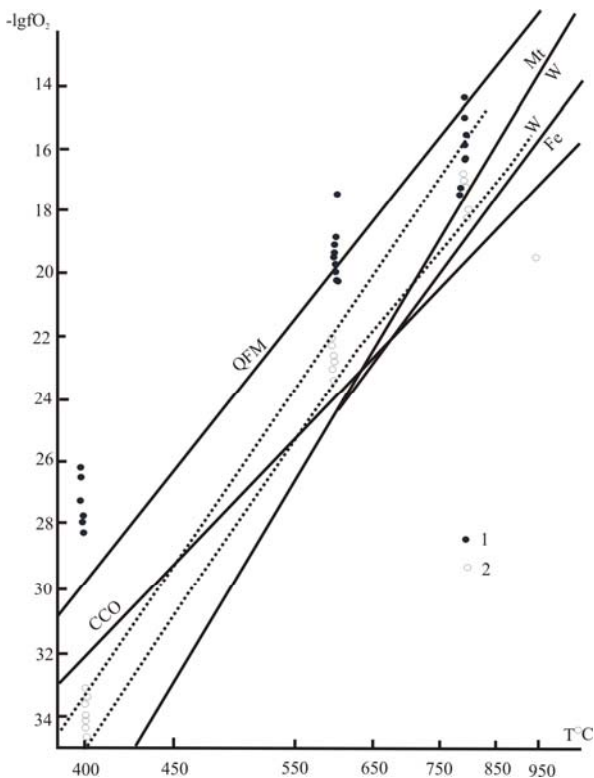


Рис. 25. Величина $\lg f_{O_2}$ в газовых фракциях из плагиоклазов иликанской серии (амфиболитовая фация). 1 – смесь H_2O-H_2 ; 2 – смесь CO_2-CO . Пунктирными линиями намечен тренд зависимости $\lg f_{O_2}$ от температуры в смеси CO_2-CO . Буферные равновесия: кварц-фаялит-магнетит (QFM), магнетит – вюстит (Mt-W), вюстит-железо (WFe), графит-окись углерода (CCO).

Дальнейшее развитие возможностей моделирования сложных геохимических систем связано с

разработкой принципиальной схемы для адекватного описания газо-гидротермальных процессов в вулcano-гидротермальных системах с учетом динамики теплофизических и физико-химических параметров [Бессонова и др., 2009; Шарапов и др., 2009]. Особое внимание в данной работе уделено фазовым переходам во флюиде, которые образуют условия для появления геохимических барьеров. Метод основан на сопряжении двух программных комплексов: «Селектор» [Чудненко, 2007] и «Флюид» [Шарапов и др., 2008], который позволяет рассчитывать модели с учетом теплофизики, гидродинамики и физико-химии процесса. В основу положена численная модель квазидвумерного описания неизотермичекой физико-химической динамики взаимодействия «флюид-порода» при наличии в потоке магматического флюида меняющихся фазовых состояний, построенная на совмещении стефановского приближения в описании появления и вырождения фазовых границ в потоке флюида в трещиновато-пористых средах [Черепанов и др., 2007] и методологии описания равновесной физико-химической динамики в рамках приближения проточного реактора в программном комплексе «Селектор» (Рис. 26). Сначала для каждого резервуара на каждом времени рассчитываются теплофизические и гидродинамические параметры, которые и используются при определении физико-химического равновесия. Такой подход позволил перейти от времени условного (учитывающегося как соотношение вода/порода (В/П), используемого в аналогичных программных разработках [Гричук, 2000], к реальному времени, начинающему свой отсчет от начала жизни магматической камеры, продуцирующей тепло и магматогенный флюид. В общем случае возможно задание схемы, состоящей из любого числа реакторов, расположенных равномерно вдоль разреза. Каждому реактору присваивается своя глубина, на каждом шаге расчета в реакторе меняются температура и давление. Задается интервал времени имитации системы в реальных единицах (годы). Отложение микрокомпонентов, в том числе и рудных, зависит от формы переноса (в газовом или жидком флюиде). Вариации параметров модели позволяют выявлять разнообразные типы развития гидротермальных систем со своими фазовыми барьерами, Т,Р-параметрами, формой переноса микрокомпонентов. Таким образом, гидротермальная система при совершенно идентичных химических свойствах выбирает принципиально различные магистральные пути развития и эволюции (д.г.-м.н. К.В. Чудненко).

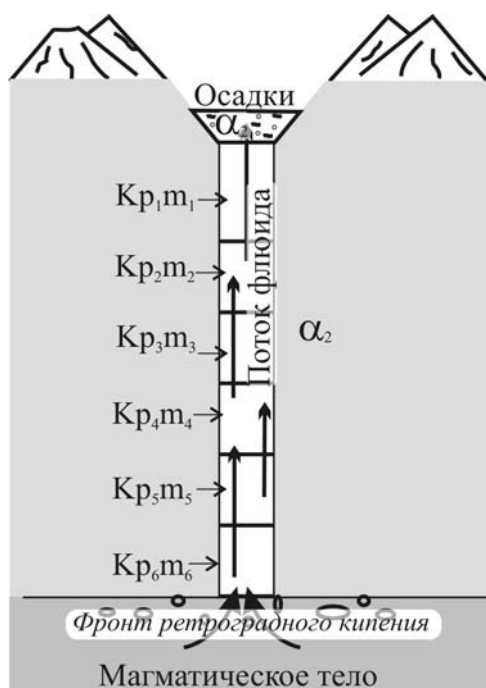


Рис. 26. Схема модели разреза вулcano-гидротермальной системы. K_{p_i} – пористость, m_i – проницаемость i -го слоя флюидопроводника, α_1 – коэффициент теплоотдачи с поверхности, α_2 – коэффициент теплоотдачи боковых стенок флюидопроводника.

- Продолжено исследование рудообразующей сульфоарсенидной системы «арсенопирит (АПИ) + пирит (ПИ) + гидротермальный раствор», имеющей состав $As-Fe-S-Na-Cl-H-O$, методом физико-химического моделирования (ФХМ) путем решения прямой и обратной задачи. Исследование включало: 1) уточнение и расчет термодинамических констант зависимых компонентов системы – твердых фаз и частиц раствора для включения в базу термодинамических данных путем

использования ранее разработанного алгоритма решения обратной задачи ФХМ; 2) на основании уточненных и рассчитанных термодинамических констант зависимых компонентов в методе прямой задачи ФХМ получены последовательности формирования парагенезисов с участием АПИ в зависимости от рН гидротермальных растворов с интервалом $1 \div 10$ при температурах $100 \div 300$ °С и давлении от величин упругости насыщенного пара воды до 300 бар; 3) с применением модели последовательно расположенных резервуаров в прямой задаче ФХМ рассчитана эволюция состава гидротермального раствора, насыщенного по отношению к АПИ при 300 °С, в равновесии с парагенезисами выделяющихся твердых сульфидов; 4) по этой же методике рассчитана физико-химическая модель образования мышьяковистого пирита PII_{As} при инфильтрации данного раствора через пиритовую матрицу ранней рудной стадии для месторождения Верный Бодайбинского рудно-россыпного района.

При выполнении расчетов в алгоритме решения обратной задачи ФХМ с использованием экспериментальных работ Колонина с соавторами [1988] и Покровского с соавторами [2002] впервые получены ранее неизвестные величины термодинамических констант для арсенидов и арсенатов железа, тиосульфатов железа (II) и (III), арсенатов натрия. Существенно уточнены константы для базы данных у АПИ и леллингита (ЛЕ). Впервые рассчитана регулярная смена парагенезисов с участием сульфидов мышьяка, железа и оксида – магнетита в зависимости от температуры, давления и состава гидротермального раствора. Установлены широкие поля инконгруэнтной растворимости арсенопирита. Показано, что при изменениях состава раствора с увеличением его щелочности на фоне возрастания температуры формируется последовательность парагенезисов: арсенопирит + реальгар (\pm мышьяк) \rightarrow арсенопирит \rightarrow арсенопирит + магнетит \rightarrow арсенопирит + магнетит + леллингит. С увеличением концентрации серы (возрастание содержание сероводорода) при умеренной кислотности выделяются ассоциации: аурипигмент + пирит и пирит с арсенопиритом, прослеживаемые не более, чем до 200 °С. Без дополнительной серы в растворе расширяются поля устойчивости мышьяка и магнетита в кислотной и щелочной областях, соответственно, ассоциирующих с арсенопиритом.

При расчетном анализе эволюции раствора, насыщенного компонентами АПИ (300 °С, 300 бар, 0,01 m H_2S) в последовательности резервуаров с температурами, понижающимися от 275 до 100 °С с шагом через 25 °С установлена смена парагенезисов в сильной зависимости от параметра кислотности-щелочности рН. В интервале $\text{pH} \leq 3$ парагенезис АПИ с МЫ (мышьяк) и РЕ (реальгаром) ниже 150 °С сменяется ассоциацией сульфидов мышьяка РЕ и АУП (аурипигмента). В близнейтральной области устойчив мономинеральный АПИ, ниже 150 °С сосуществующий с ПИ и АУП. Из насыщенного щелочного раствора ($\text{pH} \geq 6$) выделяется 2-я относительно высокотемпературная ассоциация МЫ и АПИ, сменяющая последний с увеличением рН вследствие дефицита растворенного железа. При температурах менее 225 °С твердые фазы из раствора не выделяются. Это – область выщелачивания.

Взаимодействие при инфильтрации данного насыщенного раствора через пиритовую матрицу предшествующей рудной стадии, как наблюдается в золоторудном месторождении Верный, воспроизведено путем расчета состава парагенезисов в координатах рН - температура. Использована та же последовательность резервуаров с изобарическим снижением температуры на 300 барах от 300 до 100 °С с шагом 25°. Термодинамические функции PII_{As} впервые рассчитаны на основании свойств серии составов данной фазы, приведенных в работе [Blanchard et al., 2007], для которой учтены 3 стехиометрических минала: $\text{PII}_{\text{As1}} \text{Fe}_{0.96875} \text{S}_2 \text{As}_{0.03125}$ (1 As замещает 1 Fe), $\text{PII}_{\text{As2}} \text{Fe S}_{1.96785} \text{As}_{0.03125}$ (1 As S замещает 1 S_2), $\text{PII}_{\text{As3}} \text{Fe S}_{1.9375} \text{As}_{0.03125}$ (1 As замещает 1 $\text{S}_2 + 1 \text{S}_{\text{вакансия}}$). В последовательности резервуаров, в зависимости от рН, формируются четыре основные поля парагенезисов: 1) мономинеральный ПИ устойчив до 175 °С независимо от кислотности-щелочности; 2) ассоциация ПИ + АУП располагается при более низкой температуре от 175 °С в кислослабокислом интервале; 3) он сменяется сосуществующими ПИ и PII_{As1} , иногда с участием серы, где АУП появляется около 100 °С в близнейтральном интервале; 4) парагенезис ПИ + МГ + PII_{As3} находится от 275 °С и выше при увеличении щелочности исходного раствора. На уровне появления PII_{As1} содержание железа в растворе становится крайне низким, менее $1 \cdot 10^{-7} \div 1 \cdot 10^{-8}$ m. Преобладающей формой переноса мышьяка являются тиоарсениды, среди которых доминирует H_3AsS_3 и его диссоциаты. При увеличении щелочности возрастает роль арсенатов и арсенидов. Однако на

100 °С изотерме существенно главенствуют тиоарсениты. В кислотном и слабо щелочном растворах железо находится в форме гидросульфида FeHS^+ , которому на 1 порядок уступает концентрация акваиона Fe^{2+} . На уровне 150 °С и ниже увеличивается значение $\text{Fe}(\text{HS})_2^0$ и $\text{Fe}(\text{HS})_3^-$. Fe и As переносятся раздельно. К преобладающим в растворе гидросульфиду HS^- и сероводороду добавляются с увеличением щелочности ион сульфата натрия NaSO_4^- и сульфат-ион SO_4^{2-} , уступающие первым на 1-2 порядка концентрации.

В проведенных исследованиях впервые с высокой детальностью рассмотрено минералообразование в железистой сульфоарсенидной системе и выявлены составы и условия формирования парагенезисов с участием АПИ, ПИ и ПИ_{As} при участии сульфидов мышьяка, имеющие важнейшее значение на всех золоторудных месторождениях, особенно крупномасштабных. Рассчитанные термодинамические константы компонентов гидротермального раствора и твердых фаз (АПИ, ЛЕ и ПИ_{As}) включены в базу термодинамических данных и предназначены для использования в исследованиях 3-го этапа состояния рудной сульфоарсенидной системы при формировании мышьяковистых гидротермальных растворов, содержащих золото и взаимодействующих с сульфидами мышьяка и железа (*д.г.-м.н. Н.В.Вилор*).