

---

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

---

**Программа VII.58.2. МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ  
СИСТЕМЫ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ И ФАКТОРЫ ИХ  
РУДОПРОДУКТИВНОСТИ**

---

**Проект VII.58.2.5. ИСТОЧНИКИ И ФАКТОРЫ МОБИЛИЗАЦИИ РУДНОГО  
ВЕЩЕСТВА Au, Au-Ag, Pt И Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРАХ  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЕЁ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ И СЕВЕРО-  
ВОСТОКА РОССИИ**

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

---

**Блок 1. Изучить закономерности распределения благородных металлов и их элементов-спутников в магматических комплексах и разнотипной рудной минерализации на примере ряда золоторудных месторождений Восточного Забайкалья и Приохотья (отв. исполнитель д.г.-м.н. А.М. Спиридонов).**

- Научные исследования в 2010 году были сосредоточены на золоторудных месторождениях Карийского, Дарасунского и Хапчерангинского рудных узлов Восточного Забайкалья, также на, Au-Ag месторождениях Северного Приохотья, на территории Алдано-Станового щита, Западного и Восточного Саяна.
- В пределах Карийского рудного узла изучено золоторудное месторождение «Амурские дайки». Ранее этот объект рассматривался как участок Карийского золоторудного месторождения, но по характеру локализации и типу золотого оруденения участки «Новинка» и «Амурские дайки» резко отличаются от остальных участков и месторождений Карийского рудного поля. Они расположены в экзоконтакте Кара-Чачинского массива и тесно связаны с дайковыми телами гибридных диорит-порфиров и лампрофиров 3-ей фазы амуджикано-сретенского интрузивного комплекса (J<sub>2-3</sub>). Оруденение представлено малосульфидной золото-кварц-актинолитовой (часто с магнетитом) ассоциацией, золото свободное и очень высокопробное (до 974 ‰). Характерно, что золотое оруденение проявляется там, где дайки внедряются в субстрат, представленный раннеархейскими метагабброидами амазарского комплекса.

Главной разрывной тектонической структурой площади исследований является Карийский кольцевой разлом в северной части Ивановской очаговой структуры, совпадающий с долиной р. Кары. Непосредственно в западной её части и на площади

месторождения «Амурские дайки» проявлены разрывы северо-западного направления к радиальной системе Ивановской очаговой структуры. Эти разрывы имеют довольно пологое падение ( $35-45^\circ$ ) на северо-восток, формировались они вероятнее всего в условиях сдвигового растяжения и являлись благоприятными путями для внедрения даек гибридных порфиров амуджикано-сретенского комплекса. Дайки гибридных порфиров сопровождаются зонами гидротермально-метасоматически измененных вмещающих пород, также содержащих золоторудную минерализацию. Дайковые тела вместе с сопровождающими зонами измененных пород образуют рудные залежи типа линейных штокверков.

Многочисленные северо-западные структуры, аналогичные изученным на площади месторождения, хорошо фиксируются по данным магнитометрии на юго-востоке и востоке от этой площади, они, по нашему мнению, являются потенциально рудоносными и требуют заверки бурением или канавами.

Кроме того, на площади широко проявлены тектонические зоны субширотного направления, параллельные Пильненскому разлому, расположенному севернее. По широтным нарушениям, представленным зонами трещиноватости, брекчирования и милонитизации, развиты гидротермально-метасоматические процессы (пропилитизация, березитизация, аргиллизация) с отложением сульфидов и золота. По широтным зонам происходили многократные подвижки, самые последние, вероятно, в позднеюрское время, по ним отмечаются незначительные по амплитуде (до 10 м) смещения северо-западных рудных зон, связанных с дайками гибридных порфиров.

Вмещающие золотое оруденение породы на месторождении «Амурские дайки» представлены массивными среднезернистыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами, в разной степени насыщенными ксенолитами, скиалитами амфиболитов и ороговикованных сланцев. Эти породы прорваны мощными дайками и штоками микродиоритов, габбро-диоритов, кварцевых монцонит-порфиров, жилами аплитов и пегматоидных гранитов, представляющих разные фазы внедрения позднеюрского амуджикано-сретенского комплекса.

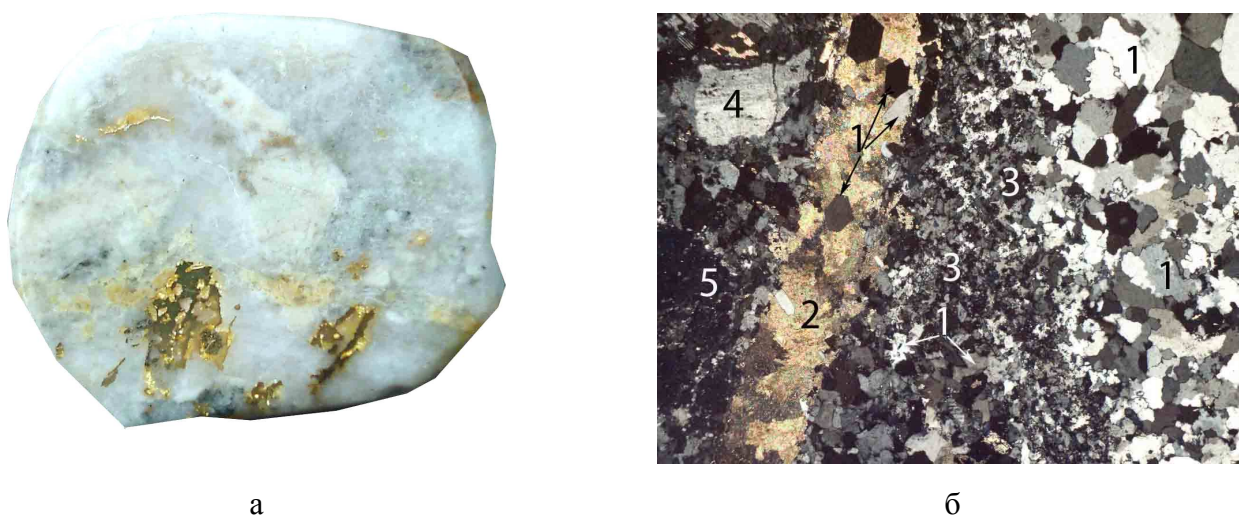
Описанные породы представляют собой субстрат, в который внедрились

дайки гибридных порфиров 3-ей фазы амуджикано-сретенского комплекса( $J_{2-3}$ ). Прослеженная выработками длина даек по простиранию от 400 до 1 000 м, а по данным магниторазведки длина аномальных зон, соответствующих дайковым телам, до 1,5-2,0 км. Мощность даек варьирует от 1-2 до 10-12 м. Частота даек до 7 на 500 м поперечного среза.

Дайковые тела представлены диорит-порфирами и кварцевыми монцонит-порфирами темнозелено-серого цвета с мелкопризматическизернистой основной массой и неравномерно рассеянными порфировыми включениями плагиоклазов калиевого полевого шпата.

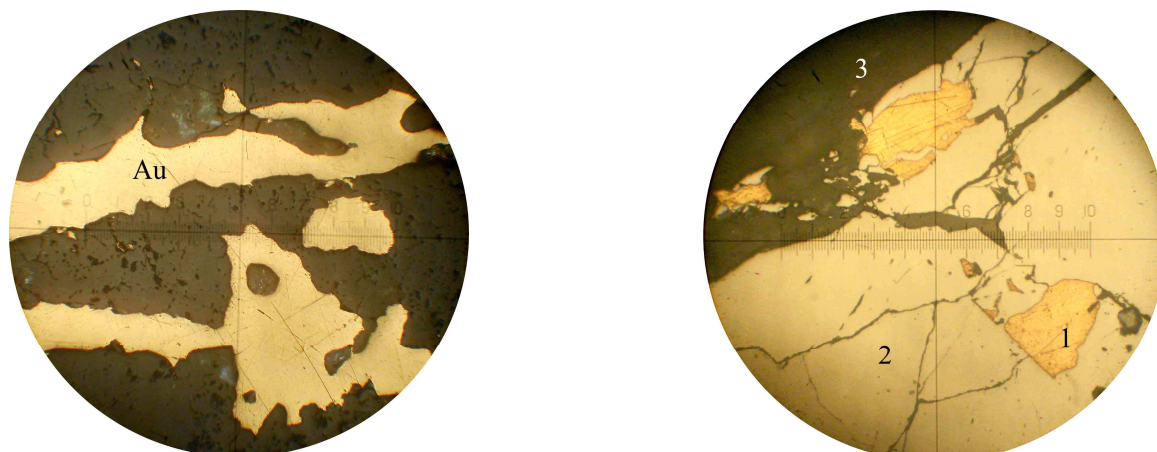
Золотыми рудами на месторождении являются гибридные диорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, а также вмещающие их гранодиориты, габбро-диориты, в разной степени проработанные кремне-щелочными метасоматитами, зоны пропилитизации и березитизации.

Оруденение на участке «Амурские дайки», как правило, телескопировано и представлено минеральными ассоциациями следующих стадий минерализации: I – начальной кварц-пирит-турмалиновой, II – первой продуктивной кварц-актинолит-магнетитовой, III – второй продуктивной сульфидно-кварцевой или полисульфидной (пирит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, блеклая руда, сфалерит, галенит и др.), IV – конечной карбонат-кварцевой с висмутином. В участках развития кварц-пирит-турмалиновой стадии минерализации для вмещающих пород наиболее характерна альбитизация, кварц-актинолит-магнетитовой стадии – калишпатизация и биотитизация, при развитии сульфидно-кварцевой стадии проявлены окварцевание, серицитизация, карбонатизация, хлоритизация. При совмещении в жилах минерализации разных стадий, что наблюдается почти повсеместно, в околорудном пространстве встречаются синрудные минералы всех этих стадий и иногда в участках с развитием I стадии присутствуют реликтовые минералы прерудных пропилитов.



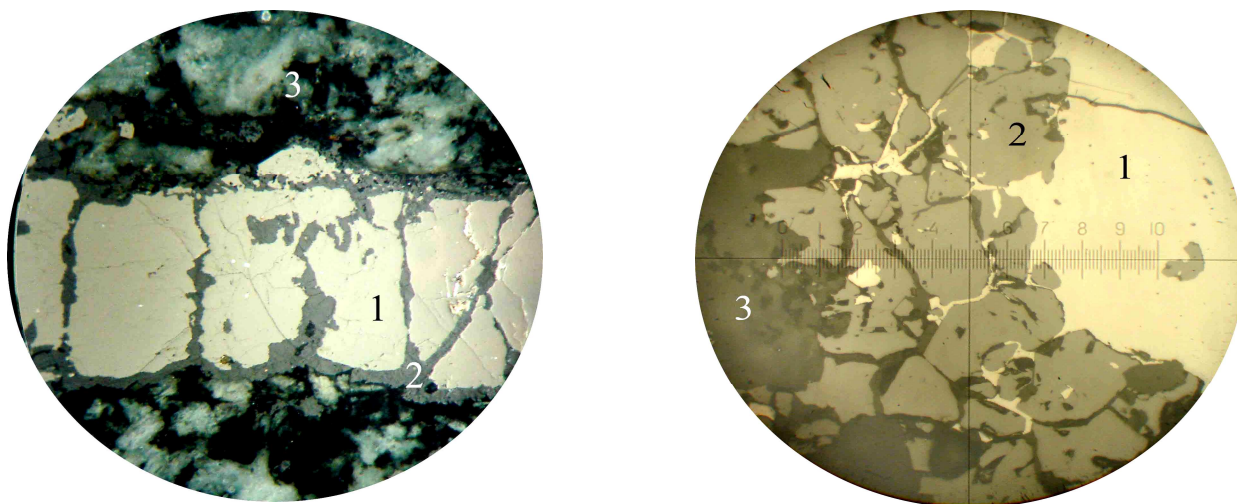
**Рис. 2.** а) Полированный штуф АД-8/1. Ячеистые, прожилковидные, вкрапленные агрегаты золота в пирит-калишпат-кварцевом прожилке. Содержание золота в этой пробе 922,5 г/т. Натуральная величина. б) Прозрачный шлиф АД-8/1. В шлифе справа пирит-калишпат-кварцевый с золотом прожилок, слева – реликты метасоматита хлорит-карбонат-альбитового состава. 1 – кварц, 2 – карбонат, 3 – адуляр (тёмно-серый) в мелких зёрнышках с ромбовидными сечениями, образует скопления с вкраплениями зёрнышек кварца, 4 – сильно альбитизированный плагиоклаз, 5 – альбит, заместивший полевые шпаты. Микроскоп. Поле зрения по горизонтали 3,75 мм. Николи +.

В центральной части зоны Широтная 1 интенсивно проявлена III сульфидно-кварцевая стадия минерализации, телескопированная с образованиями I и II стадий рудной минерализации, иногда на них наложены минеральные ассоциации IV стадии. Именно при совмещении разных стадий рудной минерализации с интенсивным развитием III сульфидно-кварцевой содержания золота наиболее высоки и составляют в единичных пробах в этом участке до 922,5 – 4449 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа). Для этих продуктивных участков типичны метасоматиты, сложенные хлоритом, карбонатом, альбитом, калиевым полевым шпатом, кварцем (Рис. 12). Золото ассоциирует чаще с пиритом III стадии (Рис. 13).



**Рис. 13.** а) Аншлиф АД-8/1. Прожилковидные, комковидные, ячеистые выделения золота в пирит-калишпат-кварцевом прожилке в друзовых пустотах. Микроскоп. Диаметр поля зрения 2,68 мм. Николи II. б) Аншлиф. Уа-7а. Пирит-кварцевый прожилок. Содержание золота в пробе 1,67 г/т, в пирите 1550 г/т. Выделения золота (1) по трещинам, интерстициям в пирите (2) III стадии минерализации. Микроскоп. Диаметр поля зрения рисунка 0,57 мм. Николи II.

В западной части зоны Широтная 1 образования слабо развитой III стадии совмещаются с ассоциациями более распространённой I стадии, которая усиливается к западному флангу и ассоциирует с предрудно пропильтизированными породами. В восточной части зон Широтная 2 и Широтная 3 интенсивно проявлена II кварц-актинолит-магнетитовая стадия, её минералы замещают минералы I кварц-пирит-турмалиновой стадии и в свою очередь замещаются минералами слабо проявленной III стадии (Рис. 14).



**Рис. 14.** а) Аншлиф Уа-53. Содержание золота в пробе 0,29 г/т. Прожилок пирита I стадии (1) в метасоматите калишпат-биотит-альбитового состава; по трещинам и периферийным зонам пирит замещается магнетитом (2) II стадии. Бинокляр. Поле зрения 21мм. б) Аншлиф Уа-53/4а. Содержание золота в пробе 1,68 г/т. Пирит III стадии (1) замещает, корродирует по трещинкам магнетит II стадии (2). Микроскоп. Поле зрения 0,57 мм. Николи II.

Золото в рудах представлено, главным образом, свободными формами, весьма высокопробное (пробность 974‰), средний размер золотин 0,5-1,0 мм, нечасто встречаются пластины площадью до нескольких см<sup>2</sup>, мелкое и тонкое золото часто ассоциирует с висмутином и минералами меди.

Из других рудных минералов в рудах распространены магнетит, пирит, халькопирит, висмутин, значительно реже встречаются арсенопирит, гематит, галенит, борнит, сульфосоли свинца, серебра, очень редко отмечаются шеелит и

молибденит. Общее количество сульфидов редко превышает 3-5 %. (*д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, З.И. Куликова*)

- Изучены особенности состава и распределения редких земель и изотопов углерода и кислорода в карбонатах рудных жил золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье). Установлено увеличение концентраций лантаноидов в карбонатах месторождения от начала к концу рудообразующего процесса. Источником лантаноидов в рудах были вмещающие породы. Углерод и кислород участвуют в рудообразующем процессе из разных источников, отражающих смешение флюидов разной природы с магматическим флюидом в ходе рудоотложения. Выявлено зональное распределение лантаноидов, изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах месторождения, согласующееся с ранее установленной минералого-геохимической и температурной зональностью (*к.г.-м.н. Л.Д.Зорина*).

- С использованием современных методов хромато-масс-спектрологии, рентгено-структурного, термического, изотопного, ИК-спектрологии, определения элементного, группового и углеводородного состава исследовано углеродистое вещество, заполняющее полости в сульфидно-кварцевых жилах Курултыкенского гидротермального полиметаллического месторождения (Хапчерангинский рудный узел) в Забайкалье. Установлена принадлежность этого вещества к классу мальт. Мальты месторождения представлены полициклическими ароматическими углеводородами, в составе которых обнаружены хризен, пирен, бензперилен – продукты, свидетельствующие о гидротермальном генезисе мальт исходного углеродистого вещества. Синтез основной массы углеродистого вещества месторождения происходил в восстановительных условиях при низких температурах, т.е. на заключительных стадиях формирования полиметаллических руд. Вместе с тем, часть углеродистых соединений могла образоваться и на высокотемпературной стадии постмагматического процесса при температуре 480°C, что подтверждается термометрическими данными. Заимствование углеродистого вещества из вмещающих пород было минимальным.

Характерно, что в составе углеродистого вещества Курултыкенского

полиметаллического месторождения присутствует золото в количестве до 0,35 г/т. Золото установлено и в сульфидных минералах месторождения: в арсенопирите – 2 г/т, в пирите – 0,03-0,06 г/т, в сфалерите – 0,04 г/т, в галените – 0,01-0,04 г/т (Ю.П.Трошин, С.М.Бойко, М.Е.Маркова, З.И.Михеева, Н.Н.Алексеева, О.В.Курдин, 1970). Учитывая, что вблизи к востоку от Курултыкенского месторождения в зоне Тарбальджейского разлома расположено Тарбальджейское золоторудное месторождение, а кварц первой (дорудной) стадии рассматриваемого месторождения образовался в золоторудный этап процесса рудообразования, углеродистое вещество, несущее золото, скорее всего, поступало в систему с гидротермами из магматического очага. Нахождение микроэлементов, включая марганец (230 г/т), в исследованном веществе подтверждает возможность транспорта металлов гидротермами совместно с углеродистым веществом (к.г.-м.н. Л.Д. Зорина)

- В северном Приохотье исследования проводились на территории одного из крупнейших рудных районов – Омсукчанском (Балыгычано-Сугойский прогиб). В структурном отношении это центральная часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Основное внимание было уделено изучению поведения золота, серебра и их элементов-спутников в первичных и вторичных обстановках на площади Дукатской Au-Ag рудно-магматической системы (РМС): Au-Ag месторождение Дукат; Ag-Pb месторождения Мечта и Тидит, Sn-Ag месторождения Мало-Кэнское и Ново-Джагынское, а также Au-Ag рудопроявления Красин и Баргузин, Ag-Pb – Жарок и Ясная Поляна, Sn-Ag – Северный и Шорох и др.

Изучены эндогенные (первичные ореолы) и экзогенные (потоки рассеяния) аномальные геохимические поля (АГХП).

Установлено, что формирование эндогенных АГХП связано с гидротермальной деятельностью и происходило в несколько стадий.

Гидротермальная деятельность начинается с формирования площадных зон рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ) и связанных с ними АГХП Pb-Zn типа. Их особенностью является площадной характер развития (от сотен метров до

нескольких километров), многокомпонентный состав, низкая контрастность и практически полное отсутствие зональности. Слабоконтрастные АГХП образуют Zn (500/10)\*<sup>1</sup>, Pb (80/8), Cu (60/6), As (10/5), Bi (0,5/5), Co (50/5), Sn (8/4), Ag (0,4/4), Mn (1500/3), В (30/3).

АГХП Sn-Ag типа связаны с более поздним вкрапленным и прожилково-вкрапленным Sn-Ag оруденением, выявленным на месторождениях Мало-Кэнское, Ново-Джагынское, а также на нижнерудных горизонтах Дуката. Достаточно хорошо они изучены на Sn-Ag месторождении Мало-Кэнское. АГХП здесь широко развиты (первые сотни метров), имеют линейно-площадную морфологию и разнообразный элементный состав. Высококонтрастные эндогенные геохимические поля концентрирования (ГПК) образуют As (600/300), Sn (400/200), Ag (20/200), Sb (30/150), Zn (6000/120), Bi (10/100). Среднеконтрастные обычны для Pb (800/80), Cd (8/40), Cu (100/10), В (100/10).

АГХП Ag-Pb типа имеют непосредственную связь с Ag-Pb рудной минерализацией (месторождения Мечта, Тидид). Для них характерно локальное развитие, линейная морфология, более простой основной рудноэлементный состав, высокая контрастность и отчетливо зональный характер развития с глубиной. ГПК связаны, в основном, с кварц-галенитовыми жилами и жильными зонами. Наиболее полно Ag-Pb ГПК были изучены на месторождении Мечта. Высококонтрастные поля здесь образуют Ag (80/800), As (600/300), Pb (3000/300), Sb (30/150), среднеконтрастные – Hg (0,4/80), Zn (2000/40), В (200/20), Sn (30/15), Cu (80/8), Mn (4000/8), Bi (0,6/6). По восстанию рудных зон ранжированный ряд вертикальной зональности выглядит следующим образом: Zn, Cu → Mn → Bi, Pb → Ag → As → Sb, Hg и В. С глубиной появляются Sn и Bi, связанные с Sn-Ag минерализацией, которая, как правило, в различной степени пространственно совмещена с Ag-Pb.

Au-Ag и Ag АГХП тесно связаны с жилами и жильными зонами. Они завершают становление рудоносной гидротермальной системы и являются, так же, как Au-Ag и Ag руды, самыми поздними по времени образования. Для них характерно еще

---

<sup>1</sup> \*Здесь и далее – в числителе даны средние содержания элементов (в г/т), в знаменателе – средние значения их коэффициентов контрастности (КК)



более локальное развитие, отчетливо линейная морфология, простота основного рудноэлементного состава, высокая контрастность и отчетливо зональный характер развития с глубиной. Высококонтрастные поля образуют Ag (70/700), Au (2,25/450), As (600/300), Sb (50/250), Pb (500/50), Hg (0,125/25), Mn (10000/20).

При изучении экзогенных АГХП – литохимических и бриолитохимических потоков рассеяния (ЛПР и БЛПР, соответственно) на площади Дукатской Au-Ag РМС было установлено следующее.

При региональном прогнозе золото-серебряного оруденения в условиях зон криолитогенеза в горных районах Северо-Востока России (Балыгычано-Сугойский прогиб) эффективно использование площадных геохимических съемок по ЛПР 1:200000 масштаба. Для них характерна простота, экспрессность, относительная глубинность, возможность быстро получить информацию о геохимических особенностях и металлогении района в целом.

На стадии локального прогноза, при поисках рудной минерализации на территории Балыгычано-Сугойского прогиба эффективно проведение геохимических съемок по ЛПР 1:50 000 масштаба. Выявленные в результате этих съемок экзогенные АГХП достаточно полно согласуются с составом и строением рудопроявлений и месторождений, хорошо отражают рудно-формационную принадлежность и уровень эрозионного среза эродируемых и дренируемых рудных зон.

С целью более достоверного выявления аномалий при проведении разномасштабных площадных геохимических съемок по ЛПР эффективным является опробование крупных современных долин водотоков III и IV порядков по профилям, ориентированным вкрест их простирания. Установлено, что наиболее полное представление о характере и особенностях распределения концентраций элементов в рыхлых отложениях крупных водотоков дает фракция < 0,25 мм.

В верховьях водотоков, где рыхлые отложения полностью отсутствуют, но произрастают водные и полуводные мхи, положительный результат дают БЛПР, изучение которых заключается в отборе проб мхов совместно с илистой фракцией, прочно удерживаемой псевдокорневой частью моховой подушки. Установлено, что БЛПР являются неотъемлемой составной частью ЛПР, хорошо дополняют наше

представление о составе и строении экзогенных АГХП и значительно повышают эффективность разномасштабных съемок по ЛПР.

Получены новые данные по распределению Au и его формам нахождения (ФН) в рыхлых отложениях водотоков, дренирующих Дукатское Au-Ag месторождение. Проведено сопоставление концентраций Au в валовых пробах и в разных гранулометрических фракциях двумя методами – атомно-абсорбционным и сцинтилляционным. Разница между результатами методов соответствует доли Au, находящегося, в основном, в ультрадисперсной (0,1-1,0 мкм), коллоиднодисперсной (< 0,1 мкм) и в так называемой «связанной» (примесной), в основном с сульфидами, легкоподвижной форме. В русловых отложениях головной части потока эта доля достигает 50-60 %. На долю дисперсного (1-10 мкм) и мелкого (> 10 мкм) Au приходится 40-50%. По мере транспортировки материала по водотоку наблюдается разубоживание потока. В шлейфе, на фоне снижения концентраций Au, прослеживается тенденция увеличения доли ультрадисперсного и коллоиднодисперсного Au (до 95%). То же самое можно сказать и о так называемой «связанной» форме. Очевидно, что эти формы невидимого (примесного) Au, легко выщелачиваемые обычными кислотами, в ЛПР, по сравнению с рудами, преобладают.

При изучении ФН Au с помощью рудного микроскопа в рыхлых отложениях водотоков был обнаружен ряд мелких ярких зерен, предположительно золотин, размером до 0,01-0,02 мм (10-55 мкм) и меньше. Установлено, что найденные образования представлены электрумом и имеет низкую пробность (330-480‰). Кроме собственно минеральной, установлена примесная форма Au. Высокие концентрации невидимого Au обнаружены в гидроокислах Fe, разрушенных зернах пирита, халькопирита, штернбергита и аргентита. Полученные данные указывают на существование как минимум коллоиднодисперсной и так называемой «связанной» с сульфидами (сорбционной?, структурной?) формы Au. Подтверждением служат проведенные ранее исследования. При изучении ФН Au на Au-Ag месторождениях Северо-Востока России было установлено, что в пиритах из рудных жил преобладает поверхностно-связанное Au – сорбционная форма и производные от нее (90-99 %), а количество структурной примеси этого металла составляет от 1 до 10% (Таусон,

Кравцова, 2002). Естественно, что высокий процент в рудах и ореольных зонах «связанного» с сульфидами, легко выщелачиваемого обычными кислотами Au, т.е. Au, находящегося в подвижной форме, оказывает существенное влияние на формирование ЛПР даже в условиях криолитогенеза.

Таким образом, несмотря на имеющиеся различия, Au в ЛПР теснейшим образом связано с особенностями состава первичных руд и формами нахождения в них этого элемента. Этот состав в достаточной степени идентифицируется с первичными рудами, где одними из главных являются тонкодисперсное самородное золото, его интерметаллические соединения (электрум) и так называемое «связанное» Au – сорбционная форма и производные от нее.

В практическом отношении формы нахождения Au в рыхлых отложениях ЛПР являются основным показателем рудно-формационной принадлежности выявленных аномалий и эффективным критерием оценки их промышленной значимости. Изучение форм нахождения Au в аллювиальных отложениях водотоков может успешно применяться на всех стадиях прогнозно-поисковых работ на золотоносных площадях как на территории Северо-Востока России, так и за ее пределами (д.г.-м.н. Р.Г. Кравцова).

**Блок 2. Минералого-петрохимические исследования чёрных сланцев опорных объектов с целью выявления индикаторных признаков различных стадий постседиментационных преобразований (катагенез, метаморфизм, метасоматоз). Изучение роли углеродистого вещества в процессе рудогенеза (отв. исполнители: д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, к.г.-м.н. А.Е. Будяк, к.х.н. Э.А. Развозжаева)**

- Рассчитана физико-химическая модель формирования золотого месторождения Сухой Лог, локализованного в черносланцевой формации. На метаморфогенно-метасоматической стадии ( $T = 420-380^{\circ}\text{C}$ , давление  $P = 6000$  бар) в восстановительных условиях, сопряженных с метаморфическим разложением углеродистых соединений, образуется флюид, насыщенный органическим веществом. На этой стадии формируется сидерит-кварц-клинохлор-мусковит-пирротинная минеральная ассоциация с низким содержанием самородного золота. Одновременно образуются арсениды сперрилит, куперит, апатит халькоцит.

Согласно модели этот флюид последовательно проходит через несколько резервуаров, содержащих только вмещающую породу. В действие вовлекается весь объем вмещающих пород, а не только предрудная зона.

На регрессивном этапе рудная минерализация, отвечающая гидротермально-метасоматической стадии (золотопродуктивная среднетемпературная стадия – 220-190°C), формируется благодаря разгрузке флюидов, приходящих из вмещающих углеродистых пород. Рудообразование осуществляется в зонах трещиноватости, рассланцевания, где происходит становление золоторудных тел штокверкового и жильного типов. Для этой стадии характерна минеральная ассоциация: мусковит-кварц-пиритовая с самородным золотом.

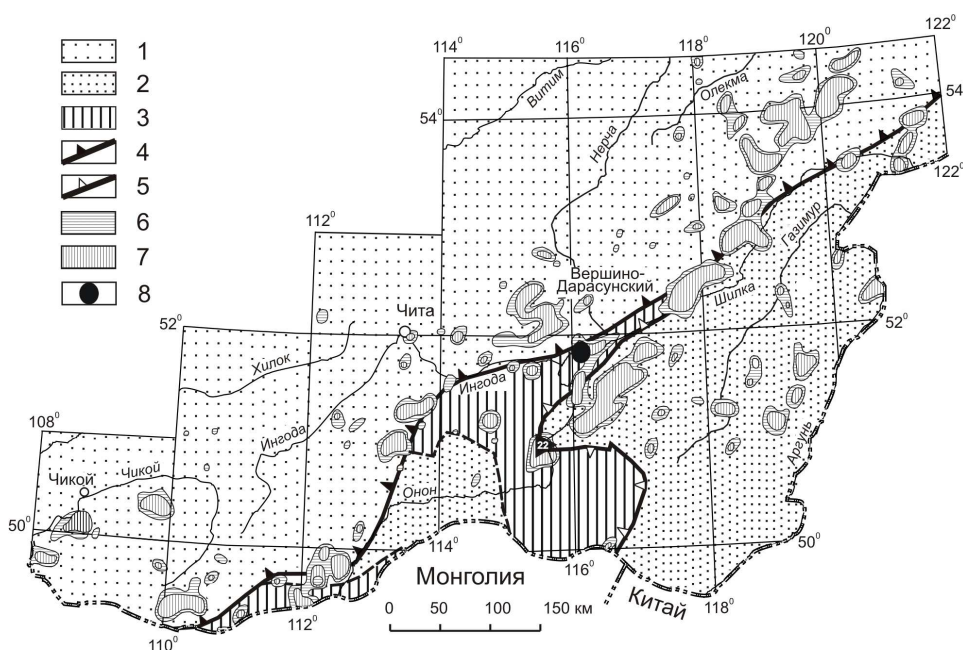
В физико-химической модели первый и второй резервуары представляют вмещающую породу, находящуюся в метастабильном равновесии с движущимся через нее флюидом обогащенным органическим веществом и серой. Рассчитанный равновесный состав системы точно отвечает хорошо изученному минеральному составу пород.

Регрессивная стадия заключается не только в мусковитизации и хлоритизации, проявляющейся вдоль открытых трещин, но и в том, что, если во флюиде сохраняется высокое содержание серы, то пиритизация рудной зоны продолжается, и это может привести к повышению растворимости золота и снижению его запасов, уже накопленных в резервуарах. Если же содержание серы во флюиде со временем убывает, то золото продолжает накапливаться на всем протяжении процесса поступления флюида в рудную зону. Однако в этом случае содержание пирита в рудной зоне начинает убывать, а железо накапливается в карбонатах и хлоритах.

Из проведенных геологических наблюдений, анализа минеральных парагенезисов, результатов физико-химического моделирования следует, что процессы рудообразования происходили в послеинверсионный период на регрессивном этапе метаморфизма, в обстановке начавшегося растяжения и раскрытия системы. На этом этапе в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма им сопутствовало формирование серий кварцевых жил. При раскрытии трещин и локальном падении давления в них отлагались кварц, карбонаты, пирит и другие

рудные минералы. Минералы вмещающих пород растворялись и переотлагались.

- В Восточном Забайкалье проведены исследования, направленные на выявление факторов, определяющих металлогеническую специализацию юрских углеродистых толщ рудоперспективного Апвелковско-Пешковскогo рудногo узла (месторождение Погромное). Сложное геологическое строение этой территории обусловлено нахождением ее в зоне коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов (Рис. 6).



**Рис. 15.** Плотность рудных проявлений золота Читинской области (Zorin et. al., 2001). Блоки континентальной литосферы, участвовавшие в средне-позднеюрской коллизии: 1 – Сибирский континент; 2 – Монголо-Китайский континент; 3 – Ононский островодужный террейн. Тектонические швы и главные разломы: 4 – основная ветвь Монголо-Охотской сутуры; 5 – Ононская ветвь Монголо-Охотской сутуры. Плотность рудопроявлений золота (количество рудопроявлений на 100 км<sup>2</sup>): 6 □ от 1 до 2; 7 □ от 2 до 5 и более. 8 - Месторождение золота Погромное

В структурно-тектоническом плане, месторождение контролируется зоной надвига, выполненной породами вулканогенно-осадочной буторовской свиты ( $J_{2-3}$ ,  $bt$ ). На первом этапе работы установлена закономерная приуроченность золотого оруденения, к метасоматитам, развитым по вулканитам среднего – кислого составов.

В настоящей работе изучались осадочные углеродсодержащие образования буторовской свиты, в пределах рудной зоны, которые также оказались

благоприятными для рудообразования.

**Осадочные образования буторовской свиты ( $J_{2-3bt}$ )**, вмещающие в пределах месторождения Погромное рудную залежь №10, сложены углеродистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками. Рудные тела характеризуются пирит-кварцево-жильной минерализацией.

Сланцы по составу *серицит-кварцевые углеродсодержащие* с биотитом, карбонатом и, менее, с альбитом. Доля углеродистого вещества составляет 0,5-1,0%. В сланцах чередуются тонкие прослойки серицита (с биотитом и частицами углеродистого вещества) и микрозернистого кварца с примесью альбита, переходящие в мелкие линзовидные скопления кварца. Углеродистое вещество тонкодисперсное, аморфное, редко отмечается микрографит.

Песчаники средне-крупнозернистые, сложены кремнем, кварцем, менее плагиоклазом и калиевым шпатом, а также обломками, полностью замещёнными серицитом, биотитом, гидрослюдой и гидроокислами железа.

Для предрудного процесса в пределах месторождения типично замещение пород альбитом, серицитом, биотитом, кварцем. В прожилках кварца, которые имеют простирание как согласное со сланцеватостью пород, так и секущее, отмечены полосы углеродистых частиц и чешуйки серицита. Мелковкрапленные агрегаты пирита рудного этапа приурочены к контакту линзовидного кварца и серицита с углеродистым веществом. Кроме того, в рудной зоне отмечены тонкие субсогласные кварц-карбонатные прожилки с убогой арсенопирит-пиритовой минерализацией.

По величине гидролизатного модуля ( $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$ ), со средним значением 0,33, эти породы могут быть отнесены к нормосиаллитам. Также отмечены сиаллитовые образования со значениями  $ГМ > 0,4$ , что, вероятно, отражает наличие в глинистых породах глиноземистых (каолинит), либо железистых (гидроксиды Fe) минералов. По показателю фемического модуля ( $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$ ) большая часть анализов неизмененных пород буторовской свиты, также, как и пород, подвергшихся метасоматическим изменениям, показала разброс величин, укладывающийся в диапазон 0,05-0,2. Эти градации значений ФМ относятся к нормофемическим породам, допускающим

частичное участие в их формировании пирогенного материала и характеризующихся низкой кремнистостью как парапород, так и отсутствием дополнительного окремнения в процессе пред- и собственно рудного метасоматоза. По значению железистого модуля ( $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$ ) исследуемые породы относятся к группе нормощелочных образований с градациями ЖМ в своей основной массе от 0,26 до 0,45 и медианным значением, близким 0,33. Исходя из этого, можно предположить, что накопление осадочного материала осуществлялось в морском бассейне стагнированного типа в условиях повышенной солености (бассейн Форланда). Сходные соотношения указанных петрогенных окислов неизменных вмещающих оруденение черносланцевых образований сохраняются и для пород, имеющих повышенные содержания золота. Модуль нормированной щелочности ( $НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ ) от 0,2 до 0,4 указывает на сбалансированное поступление в бассейн седиментации полевошпатовой кластики и глинистого материала.

Для более детального **геохимического** изучения рудного тела №10, в проанализированных пробах черных сланцев буторовской свиты созданы выборки петрохимических и геохимических данных по концентрации Au (Табл. 2, 3): 1) 0,1 г/т и выше; 2) от 0,01 до 0,1 г/т; 3) менее 0,01 г/т.

**Таблица 2.** Химический состав углеродсодержащих сланцев буторовской свиты (%)

	Сорг.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO об	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Р (9)	0,52	67,29	0,67	15,78	5,20	0,09	0,88	0,51	2,10	3,33	0,16
БМ (50)	0,79	67,64	0,70	15,95	4,82	0,04	0,76	0,41	2,30	3,33	0,13
ИС (5)	2,37	61,26	0,79	17,97	5,94	0,08	0,83	0,54	1,56	4,28	0,18

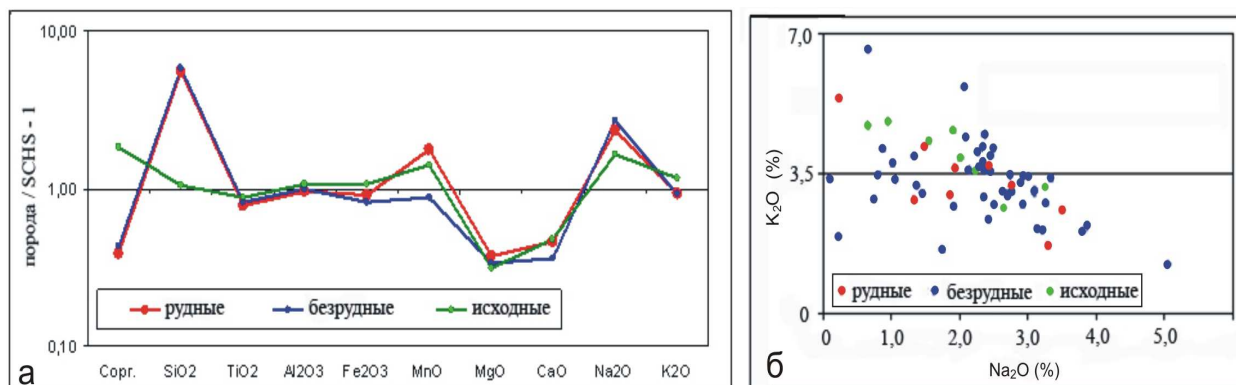
**Таблица 3.** Редкоэлементный состав углеродсодержащих сланцев буторовской свиты (г/т)

	Ni	Co	V	Cr	W	Mo	Pb	Cu	Zn	Ag	As	Au	Sb
Р (9)	27,6	14,6	88,2	29,7	47,6	1,4	29,4	36,7	138	0,15	540	0,32	7,5
БМ (50)	23,7	9,6	97,6	35,0	17,1	2,6	25,1	35,3	103	0,74	268	0,011	6,1
ИС (5)	29,8	14,4	86,4	85,2	14,3	1,27	20,2	42,2	130	0,14	83	0,001	6,9

Примечание: Р – пробы с рудным содержанием золота, БМ – безрудные метасоматиты, ИС – исходные сланцы вмещающих пород; в скобках указано число проб

Анализ приведенных в таблицах данных показал, что в подавляющем большинстве

углеродсодержащие сланцы интенсивно проработаны гидротермально-метасоматическими процессами. Содержание  $C_{\text{орг}}$  в сланцах от 0,18 до 5,57 %, среднее значение составляет 0,83%. Из графика распределения петрогенных компонентов (Рис. 16а.) видно, что максимальные содержания  $C_{\text{орг}}$  связаны с наименее метасоматически измененными породами, из чего следует, что в процессе термодинамических преобразований и метасоматоза углеродистое вещество, вероятнее всего, окисляется и выходит из системы в виде  $\text{CO}_2$ . Окварцевание, как ведущий процесс, реконструируется петрографическими и геохимическими методами. Наряду с  $\text{SiO}_2$ , отмечается повышение  $\text{MnO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , что объясняется процессами карбонатизации (анкерит) и альбитизации.



**Рис. 16.** а) Распределение петрогенных компонентов в углеродсодержащих сланцах буторовской свиты, в разной степени преобразованных метасоматическими и рудными процессами. (Содержания нормированы по стандартному образцу черных сланцев “SCHS-1” (Petrov et.al., 2004)).

б) Зависимость концентраций  $\text{K}_2\text{O}$  -  $\text{Na}_2\text{O}$  в углеродсодержащих сланцах буторовской свиты, в разной степени преобразованных метасоматическими и рудными процессами

На графике  $\text{Na}_2\text{O}$  –  $\text{K}_2\text{O}$  (Рис. 16б.) видно, что меняющийся уклон щелочности практически не оказывает влияния на распределение золотого оруденения, а поведение  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в процессе рудообразования имеет разнонаправленный характер.

Распределение редких элементов (Табл. 3) характеризуется следующими особенностями: 1) одновременно с характерной рудной ассоциацией – Au, As, Sb, Ag в рудоносных окварцованных сланцах заметно увеличиваются содержания халькофильных элементов – Pb и Zn; 2) уменьшаются значения Cr; 3) W выделяется устойчивым повышенным фоновым содержанием во всех разновидностях пород.

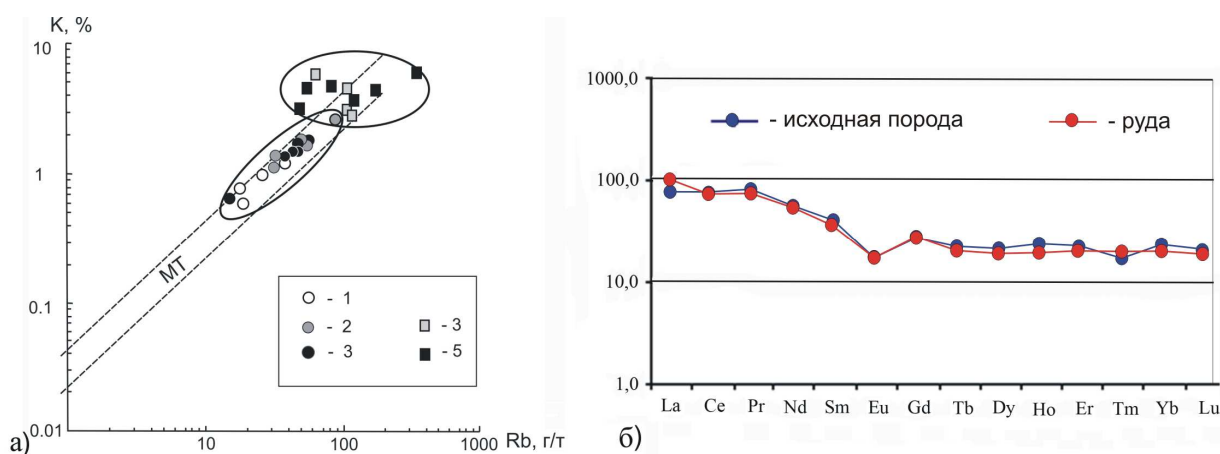
Корреляционный анализ фиксирует смену ассоциаций элементов в зависимости от



степени их гидротермально-метасоматической проработки. В безрудных «исходных» сланцах наиболее проявлена группа сидеро-халькофильных элементов:  $[V, Sb]^{09}As, W, Au]^{08}Mo, Cu, Ag]^{07}$ . Менее выразительна группа элементов, ассоциирующихся с  $C_{орг}$ :  $[C_{орг}, Zn]^{06}Co, Cu]^{03}$ . Судя по составу элементов, в бассейн осадконакопления на стадии седиментации по разломам поступали термальные воды, влиявшие на геохимическую специализацию осадков. В рудоносных углеродсодержащих сланцах ярко выражены две ассоциации элементов: собственно рудная  $[Au, Ag, W, Pb]^{09}Zn]^{07}Ni, Co]^{05}$ , и сопутствующая  $[As, Sb]^{09}Mo, C_{орг}]^{07}Co]^{06}$ . Распознававшаяся в «исходных» сланцах ассоциация элементов с  $C_{орг}$  практически отсутствует.

Катионные литофилы (LILE) показали результат, противоположный их поведению в эффузивах рудного тела №1. Содержания таких типичных гранитофильных элементов, как K, Rb, Ba, Cs и Li (Jiang et al., 2004), не имеют однонаправленных изменений, связанных с процессом рудообразования.

Тенденция увеличения отношений K/Rb вдоль «главного тренда» магматических пород (Рис. 17а) в черных сланцах месторождения отсутствует, что отрицает генетическую связь процесса рудообразования в черных сланцах с гранитоидным магматизмом.



**Рис. 17.** а) Отношения K к Rb вмещающих пород и руд месторождения Погромное. МТ – главный тренд изверженных пород (Shaw, 1968, Kerrich, 1989).

1 - 3 – метасоматиты по эффузивным породам: 1 – дорудные, 2 – предрудные, 3 – синрудные; 4 – 5 – черносланцевые отложения: 4 – неизмененные вмещающие породы, 5 – рудные отложения.

б) Спектры распределения REE в черных сланцах месторождения Погромное (рудное тело №10).

$\Sigma$  REE в наименее измененных сланцах буторовской свиты (182 г/т) почти не изменяется в пробах с повышенными содержаниями рудного компонента (178 г/т).

Отсутствие какого либо изменения кривых фракционирования REE (рис. 17б.) от вмещающих пород к рудным образованиям, вероятно, свидетельствует о перераспределении рудного компонента внутри исследуемой толщи на этапе мобилизации золота, что резко контрастирует с метасоматитами по эффузивным породам шадоронской серии.

Изменения значений  $La/Yb$  от вмещающих пород к рудным метасоматитам не наблюдается ( $\sim 6$ ), что предполагает источник сноса средней основности в областях питания бассейна седиментации.

Исходя из медианного значения цериевого модуля  $Ce/Ce^*$  (1,1), исследованные образцы сланцев буторовской свиты соответствуют окраинно-континентальным обстановкам. Незначительное его снижение (до 0,9) в породах с повышенными содержаниями золота, вероятно, связано с процессом серицитизации, что соответственно ведет к некоторому облегчению редких земель, в основном за счет концентрирования La.

Европиевый минимум  $Eu/Eu^*$ , зафиксированный в черносланцевых образованиях ( $\sim 0,55$ ), в отличии от метасоматитов не имеет тенденции к изменению от вмещающих наименее измененных пород к рудным сланцам.

В результате проведенных исследований установлено. Тонкозернистые терригенные породы буторовской свиты относятся к нормосиаллитам с незначительной примесью пирокластического материала. Накопление материала осуществлялось в пределах прибрежной зоны замкнутого морского бассейна стагнированного типа. Сидеро-халькофильная специализация исследуемых проб вероятнее всего была обусловлена поступлением глубинного флюида на стадии осадконакопления и разгрузкой его на дно бассейна седиментации.

Характер гидротермально-метасоматических изменений в пределах рудного тела, локализованного в эффузивах шадоронской серии (рудное тело №1), резко отличается от изменений черных сланцев буторовской свиты (рудное тело №10). Рудная минерализация в метасоматитах углеродсодержащих микросланцев представлена в основном пиритом, что также отлично от минерализации рудного тела №1, где арсенопиритовая минерализация зачастую количественно превышает

пиритовую.

Геохимические показатели неизменных черносланцевых образований сохраняются и для пород, подвергшихся синрудным изменениям. Это подчеркивает общность условий их накопления, а также отсутствие поступления дополнительного ювенильного материала на стадии рудообразования.

*Процесс гидротермально-метасоматической деятельности и рудообразования в черных сланцах месторождения выстраивается в следующую последовательность: (1- окварцевание + альбитизации + серицитизация → 2- окварцевание + карбонатизация (анкерит) + пиритизация).*

Само же углеродистое вещество (УВ) в породах месторождения, по мнению авторов, нормального осадочного происхождения. Представления об углеродистом метасоматозе, развитом в пределах рудного поля, нами не подтвердились. Осадочные породы буторовской свиты, подвергаясь интенсивным термодинамическим и метасоматическим трансформациям, могли генерировать подвижные фракции углеродистого вещества, обогащенные золотом и сопутствующими компонентами, и перераспределяясь, создавать эффект процесса углеродизации, а также формировать геологические тела с повышенными концентрациями рудного компонента.

Роль УВ в рудообразовании весьма ограничена, ввиду недостаточно высокого фонового содержания золота в первично-осадочном веществе, а также в виду пространственной ограниченности черносланцевой толщи, являющейся по нашему мнению полигоном мобилизации рудного материала (д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, к.г.-м.н. А.Е. Будяк, к.х.н. Э.А. Развозжаева)

**Блок 3. Структурно-тектоническая позиция рудоносных ультрабазитов Алхадырского террейна и Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона.** (отв. исполнители к.г.-м.н. А.С. Мехоношин, д.г.-м.н. О.С. Глазунов).

- В предыдущих обобщающих работах по никеленосности магматических образований (Кузнецов, Ткалич, 1965; Лавров, 1980; Свирин и др., 1992; Алтынников, 1998) их описание дается в виде магматических комплексов, представленных в легендах геологических карт. В результате такого подхода без

достаточного основания, в один и тот же комплекс, выделяемый в различных геологических структурах, включаются породы разного происхождения и петрографического состава. Нами проведена классификация базит-ультрабазитовых массивов по их генетическому типу, определяемому на основании детальных минералого-геохимических исследований и их месту в геологических структурах. Определены P-T условия метаморфизма вмещающих толщ, становления массивов ультрабазитов и их последующих метаморфогенных преобразований. Получены первые датировки времени образования ультрабазитов, метаморфизма вмещающих пород и секущих их гранитоидов.

В Алхадырском террейне метаморфизм носил регрессивный характер и проходил при температурах от 800 °С до 600 °С и давлениях от 12 до 6 кбар. Возраст метаморфизма амфиболитовой фации, установленный по цирконам (метод SHRIMP) из гранат-биотитовых гнейсов, составляет 590-600 млн лет. Возраст становления массивов ультрабазитов, так же полученный по цирконам (метод SHRIMP) из верлита, составил  $630 \pm 11$  млн лет. Возраст секущих ультрабазитов гранитоидов огнитского комплекса отвечает датировкам в 460 млн лет. Сделан вывод о том, что ультрабазиты внедрялись в вулканогенно-осадочную толщу пород до начала процессов метаморфических и пликтивных деформаций и в дальнейшем участвовали в складчатости.

В Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона никеленосные ультрабазитовые массивы представлены дайкообразными телами плагиоперидотит-габброноритового состава и занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам. Наиболее крупными и типичными их представителями являются Малозадойский и Черемшанский массивы. Малозадойский массив расположен непосредственно внутри толщи железистых кварцитов, являющихся частью Байкальской группы железорудных месторождений. Они имеют более молодой возраст по сравнению с породами вмещающей толщи (640 млн лет, рубидий-стронциевый метод), не были подвержены процессам метаморфизма и распределение рудных зон в них имеет первичный характер. Близкие возрастные характеристики массивов Алхадырского террейна и Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона, а также Йоко-

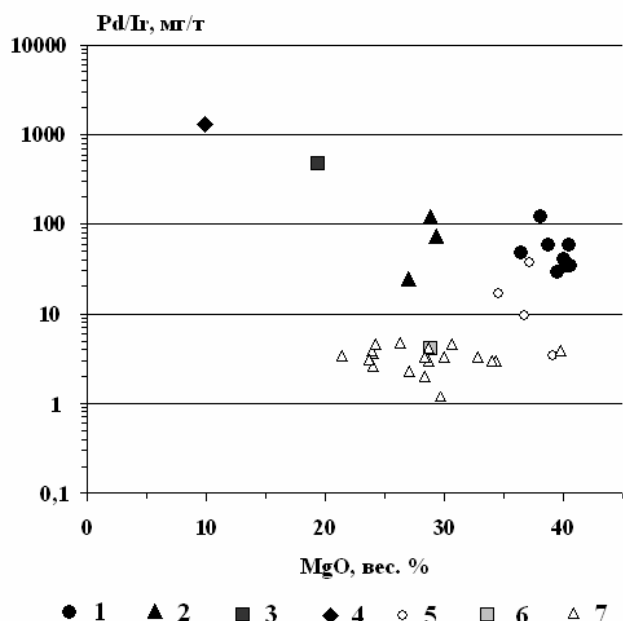
Довыренского массива, расположенного в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирского кратона, могут свидетельствовать о существовании единого магматического импульса пикритового магматизма, несущего сульфидное оруденение (к.г.-м.н. А.С. Мехоношин, к.г.-м.н. Т. Б. Колотилина).

- Сопоставлен химизм гипербазитов разных возрастных террейнов Саянской платиноидно-медно-никелевой провинции: Шарыжалгайского с возрастом гнейсов 3,6-3,1 млрд лет, Бирюсинского (2,7 млрд лет) и Канского (2,4 млрд лет). Несмотря на различия в возрасте и составе протолита, их сближает Cu-Ni-платиноидная пирротин-пентландит-халькопиритовая минерализация ультрамафитов железистого геохимического типа, характерных для докембрия.

Особенности химизма гипербазитов различных террейнов отражаются в диагностических параметрах:  $MgO/\Sigma FeO$ ,  $TiO_2/Cr_2O_3$ , Gd/Yb, La/Sm и др. Наибольшее приближение к хондритовым значениям имеют гипербазиты Шарыжалгайского террейна. Они обогащены некогерентными элементами (PЗЭ, Hf, Zr, Ti) и обеднены Cr и Ni.

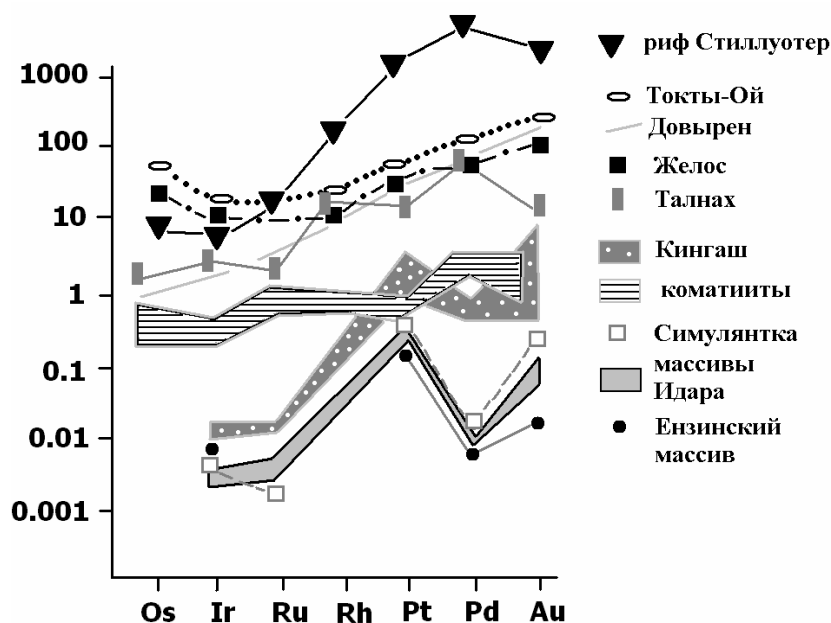
Несколько отличная металлогеническая картина наблюдается в Канском террейне. К своеобразным чертам рассматриваемого поля можно отнести также почти полное отсутствие в нём гранитов. Сравнение равновесных температур, рассчитанных с помощью различных геотермометров по пироксенам, показало, что формирование пород Кингашского и В. Кингашского месторождений, расположенных в этом террейне, происходило в сходных условиях при  $T - 1063-1090\text{ }^{\circ}C$ .

Новые данные корректируют поведение ЭПГ в ряду последовательности дунит-перидотит-пироксенит-габбро. Отсутствие композиционного разрыва в тренде Pd/Ir (Рис. 18) свидетельствует об участии ЭПГ в ходе всего магматического процесса, что отличает его от коматиитов (Maier et al., 2003).



**Рис. 18.** Бинарная диаграмма отношения Pd/Ir – MgO. 1-6 - массивы Канского блока: 1-4 – Кингашский: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – клинопироксенит, 4 – габбро-амфиболит, 5-6 Идар: 5 – апогарцбургитовые серпентиниты, 6 – ортопироксенит, 7 – коматиниты Барбертона (Maier et al., 2003).

Пикритоидный источник руд Кингашских месторождений дополнительно обосновывается соотношением ЭПГ (Рис. 19).



**Рис. 19.** ЭПГ и Au в породах. Нормирование выполнено по содержанию ЭПГ и Au в хондрите C1 (Naldrett et Duke, 1980).

Обращает на себя внимание приближение трендов к таковым массивов Идара, Ензинского, Симулянтки, относимых к реститам. Таким образом, остаточным продуктом плавления наиболее рудоносных интрузивов в Канском террейне следует считать протоофиолиты.

Из сравнения Шарыжалгайского, Бирюсинского и Канского террейнов по структуре, составу, степени метаморфизма, возрасту и рудоносности вытекает ряд

закономерностей.

По мере продвижения от Прибайкалья к западу и омоложения гнейсовых протолитов, снижения в них степени метаморфизма и мощности земной коры происходит возрастание рудоносности ультрамафитов с образованием в них месторождений Ni, Pd-Pt-Cu. Наблюдается также смещение геохимического профиля гипербазитов с Pt-Cr на Pd-Cu-Ni. Усложняются структуры рудных полей, снижается роль гранитизации до полного исчезновения гранитных массивов.

Глубинные причины этих процессов предположительно скрываются в разной степени фракционирования и возрастании подъёма мантийного диапира по мере аккреции террейнов к Северо-Азиатскому кратону.

К предпосылкам локализации богатых платиноидно-медно-никелевых руд в Саянской провинции, прежде всего, относятся: 1. Обогащённая аномальная мантия, активность интрателлурических потоков; 2. Слабая переработанность метаморфизмом первичного разреза континентального типа; 3. Тектонически спокойный (телескопированный) режим развития трога и ультрабазитовых массивов; 4. Многокамерный тип магматических каналов; 5. Наличие гравитационных ступеней и приближение массивов к флюидно-проводящим зонам.

Наиболее продуктивный этап формирования месторождений кингашского типа приходится на период 2,1-1,46 млрд лет. Завершающие стадии связаны с метаморфизмом в интервале 460-470 млн лет и обогащением гипербазитов Au, Ag, Sb, As (д.г.-м.н. О.М. Глазунов).

**Блок 4. Исследовать параметры распределения благородных металлов на месторождениях различных генетических типов (Прибайкалье, Забайкалье, Восточный Саян, Приамурье, Северо-Восток России, Узбекистан) как основу физико-химического моделирования рудных систем с учётом реальных геохимических факторов (неравновесность, кинетика, процессы на поверхностях) (отв. исполнители д.х.н. В.Л. Таусон и д.г.-м.н. К.В. Чудненко).**

- Завершена аналитическая часть исследований форм нахождения золота в пиритах различного генезиса методом СВАДМ (статистических выборок аналитических данных для монокристаллов). Получены представительные размерные выборки для

месторождений различных генетических типов Прибайкалья, Забайкалья, Восточного Саяна, Приамурья, Северо-Востока России, Узбекистана. Показано, что обнаруженная на экспериментальных образцах зависимость концентрации золота от размера кристалла в пробе проявляется в подавляющем большинстве изученных объектов. Это говорит о правильности объяснения эффекта влиянием поверхностной неавтономной фазы (НФ), способной концентрировать Au в тысячи раз больше, чем объем кристалла.

Исследована природа двойственности коэффициентов распределения благородных металлов для важных в геохимическом отношении систем типа «минерал – гидротермальный раствор». Применяется техника термоградиентного роста кристаллов с отбором флюида в ловушку.

В Табл. 4 представлены экспериментальные данные для пирита, As-содержащего пирита и магнетита. Видно, что существует два коэффициента распределения. Один относится к структурной примеси Au ( $D^{cmp}$ ), другой – к неавтономной фазе ( $D^{нф}$ ). И если определять только валовый коэффициент распределения ( $D^{вал}$ ), как обычно делается, то из-за вклада НФ он оказывается завышенным примерно на порядок величины. Только  $D^{cmp}$  соответствует закону распределения примеси и может на строгих основаниях использоваться для оценки содержания Au в рудообразующем флюиде. Роль  $D^{нф}$  не менее важна, поскольку он зависит от дополнительных параметров, на которые  $D^{cmp}$  может не реагировать. Кроме того, он в значительной мере отвечает за накопление Au в минеральном веществе.

**Таблица 4.** Концентрации и коэффициенты распределения золота для структурной и поверхностной (в составе НФ) форм Au в пирите, As-содержащем пирите и магнетите (T=450-465°C, P=1 кбар, внутренний пробоотбор)

$C_{Au}^{флюид}$ г/т	$C_{Au}^{вал}$ , г/т <sup>а)</sup>	$C_{Au}^{стр}$ , г/т <sup>б)</sup>	$C_{Au}^{нф} \pm \square$ , г/т <sup>в)</sup>	$D_{Au}^{вал}$	$\bar{D}_{Au}^{вал} \pm \Delta$	$D_{Au}^{стр}$	$\bar{D}_{Au}^{стр} \pm \Delta$	$\bar{D}_{Au}^{нф}$	$\bar{D}_{Au}^{нф} \pm \Delta$
<b>П и р и т</b>									
13.4	5.15	1.23	3380 ± 1710	0.38	0.56 ±	0.09	0.14 ±	250	310 ±
20.4	11.22	3.57	5200 ± 1910	0.55	0.32	0.17	0.04	250	180
7.1	5.42	1.17	3110 ± 1200	0.76		0.16		440	
<b>П и р и т – As</b>									
10.9	4.30	0.46	1450 ± 880	0.39	0.44 ±	0.04	0.05 ±	130	170 ±



7.3	5.62	0.59	1970± 890	0.77	0.52	0.08	0.03	270	150
14.6	2.12	0.24	1510± 1470	0.15		0.02		100	
Магнетит (в растворах NH <sub>4</sub> Cl и NH <sub>4</sub> Cl+HCl)									
1.14	5.6	0.61	1840± 930	4.9	12.0± 5.0	0.54	1.0± 0.3	1610	4290 ± 2240
0.62	6.1	1.1	1700± 720	9.8		1.77		2740	
0.44	6.4	0.43	2830± 1650	14.5		0.98		6430	
0.60	7.0	0.46	1850± 1240	11.7		0.77		3080	
0.40	6.2	0.39	2040± 1120	15.5		0.98		5100	
1.41	5.0	0.60	1550± 840	3.5		0.43		1100	
0.20	4.8	0.25	1990± 1360	24.0		1.25		9950	
Магнетит (в растворах NH <sub>4</sub> Cl+NaOH)									
1.16	5.7	0.27	2000± 1360	4.9	6.3±	0.23	0.3±	1720	1930
1.55	2.8	0.37	1040± 440	1.8	9.0	0.24	0.2	670	±
0.86	10.6	0.41	2930± 1870	12.3		0.48		3410	2310

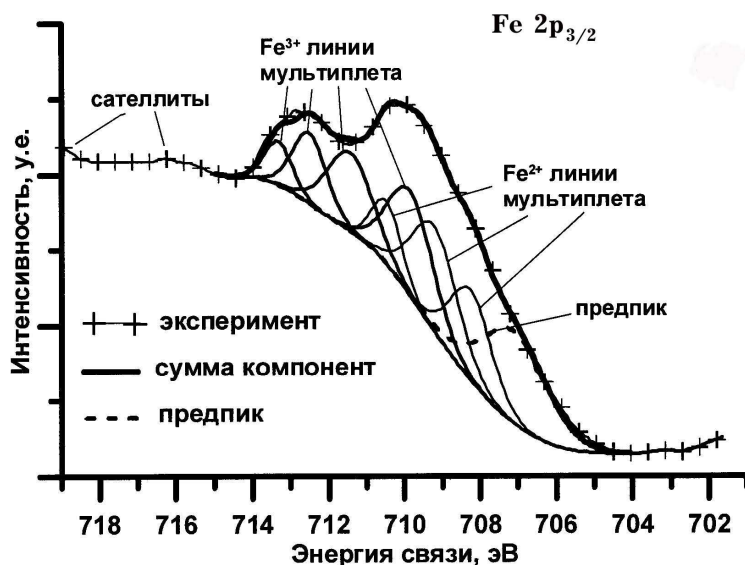
a) Валовое содержание равномерно распределенного золота в пробе, с учетом средней массы кристалла и представительности фракций.

б) Содержание Au в объеме (в структуре) кристалла по данным экстраполяции зависимости  $\bar{C}_{Au} - \bar{S}_{уд}$  к  $S_{уд} = 0$ , т.е. к условно бесконечному кристаллу.

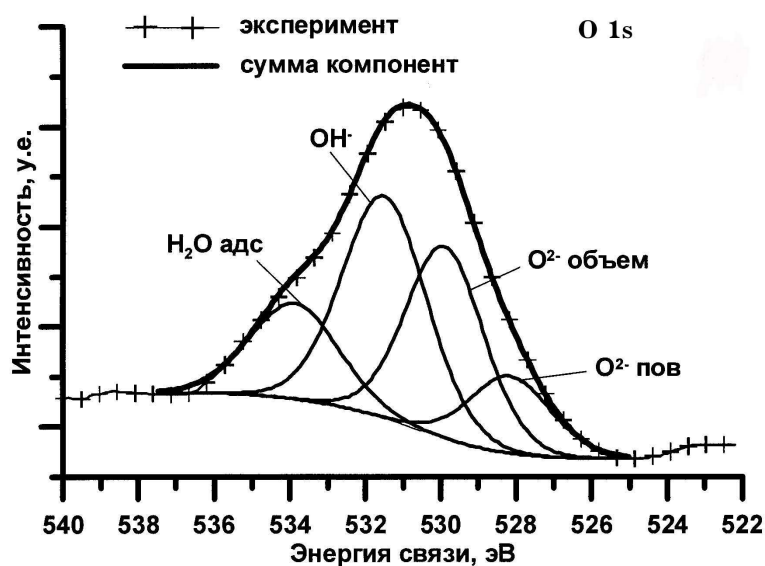
в) Среднее содержание Au в НФ по формуле  $C_{Au}^{НФ} = \frac{(\bar{C}_{Au}^{вал}, r - f^V C_{Au}^{стр})}{f_h^S}$ , где  $\bar{C}_{Au}^{вал}, r$  - среднее валовое содержание равномерно распределенного Au в размерной фракции  $r$ ,  $f_h^S$  - массовая доля вещества кристалла в поверхностном слое  $S$  толщиной  $h$ ,  $f^V$  - массовая доля вещества в объеме кристалла ( $f^V + f_h^S = 1$ ).

Многочисленные предыдущие исследования [Bancroft G., Jean G. *et al.*] показывают, что аккумуляция Au вызвана восстановительной адсорбцией с образованием частиц и пленок Au(0). Но эти исследования проведены при нормальных или близких к ним условиях с использованием поверхностей скола (среза) или истертых (дробленых) природных кристаллов, то есть материалов с нерелаксированными и неравновесными поверхностями. Наши данные получены на естественных гранях методами рентгеновской фотоэлектронной (РФЭС) и оже-электронной спектроскопии (ОЭС), сканирующей зондовой микроскопии (СЗМ), рентгеноспектрального микроанализа (РСМА). Они показывают, что в гидротермальных условиях аккумуляция Au в существенной степени определяется вхождением золота в состав НФ, формирующейся в поверхностном слое кристалла толщиной ~300-500 нм, в химически связанной форме. Высокая поглощательная способность НФ в отношении Au на пирите может быть вызвана ее дефектной (пирротиноподобной) структурой, ненасыщенными связями избыточной серы и

сульфокси-анионами. Для магнетита это связано, очевидно, с присутствием трехвалентного железа и гидроксил-иона (Рис. 20, 21).



**Рис. 20.** Спектр РФЭС Fe 2p<sub>3/2</sub> образца магнетита. Отмечены основные высокоспиновые мультиплетные формы Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>, дополнительная форма с низкой энергией связи (предпик) и сателлиты встряски для Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>.



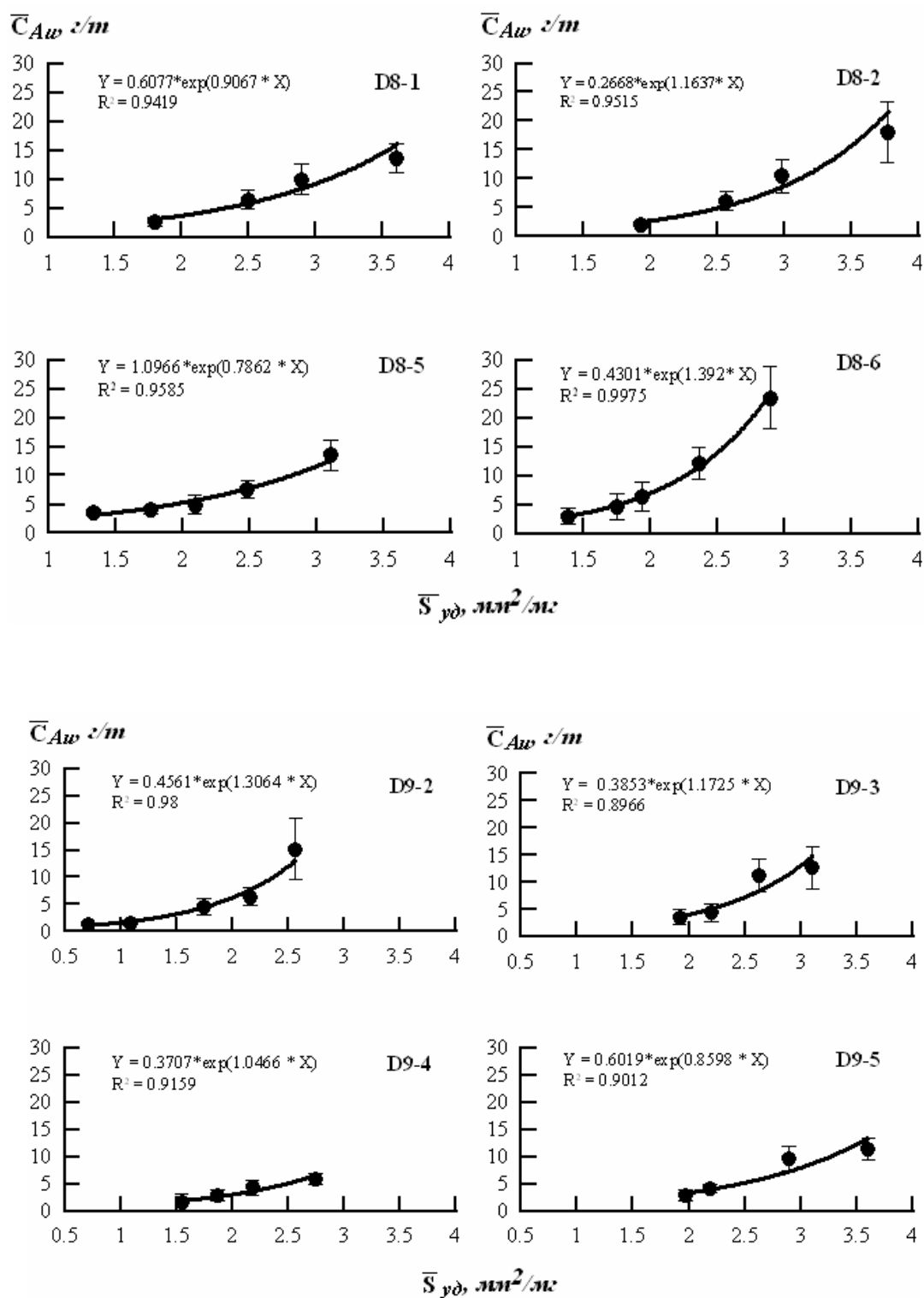
**Рис. 21.** Спектр РФЭС O 1s образца магнетита. Показаны основные структурные формы кислорода: оксидная "в объеме" – O<sup>2-</sup> объем, оксидная на поверхности – O<sup>2-</sup> пов, гидроксидная – OH<sup>-</sup> и химически адсорбированная на поверхности вода – H<sub>2</sub>O адс.

По данным анализа спектров РФЭС O 1s и Fe 2p рассматриваются две модели НФ: «единая» гетитоподобная (O<sup>2-</sup>/OH<sup>-</sup>~1) фаза переменного состава со смешанно-

валентным состоянием железа:  $Fe_{1-x}^{3+}Fe_{1+x}^{2+} [O_{1-y}^{2-} (OH)_{1+y}^-] V_{2+y-x}^-$ , где V - вакансии в позиции

Fe и гетероструктура, представленная чередующимися доменами вюститоподобной

и гетитоподобной НФ. В первом случае причиной поглощения «избыточной» примеси могут быть вакансии в позициях Fe, во втором – ее взаимодействие с нанодоменами, находящимися в напряженном состоянии на поверхности кристалла. Это обеспечивает высоко детерминированные зависимости концентрации равномерно распределенной примеси Au от размера и удельной поверхности кристалла (Рис. 22).



**Рис. 22.** Зависимость среднего содержания ( $\bar{C}$ ) равномерно распределенной примеси золота в магнетите от удельной поверхности ( $\bar{S}$ ) среднего кристалла в размерной фракции в различных сериях опытов ( $T$  в зоне роста = 450°C,  $P = 1$  кбар).

Отмечаются высоко детерминированные зависимости ( $R^2 = 0,9-0,99$ ). Предэкспоненциальный множитель показывает содержание структурной формы Au в г/т.

**Таблица 5.** Свойства поверхностных неавтономных фаз на гидротермальных кристаллах пирита и магнетита.

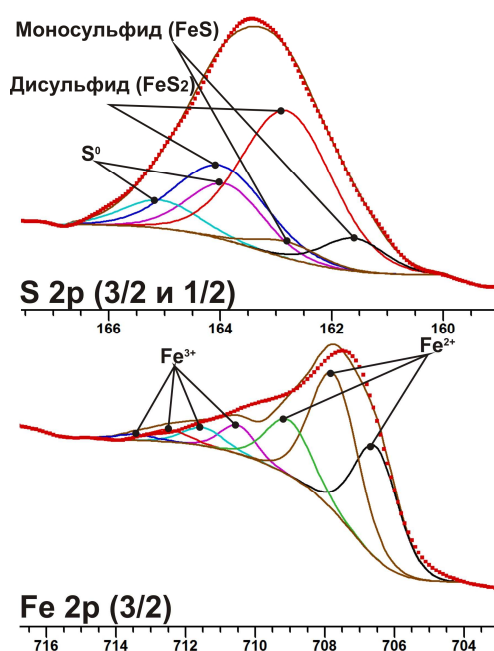
Матрица	Средняя мощность слоя НФ, нм	Химический состав		Поглотит. способность по Au ( $\bar{D}^{НФ} / \bar{D}^{СТР}$ )
		Основной	Дополн. комп.	
Пирит	~500	$Fe^{2+}[S, S_2]^{2-}$	$S_n^{2-}, SO_3^{2-}, SO_4^{2-}, S_2O_3^{2-}$	2800
Магнетит	~330	$Fe_{1-x}^{3+} Fe_{1+x}^{2+} [O_{1-y}^{2-} (OH)_{1+y}^-] V_{2+y-x}^-$ или домены $Fe_{1-x}O + FeOOH$	$H_2O_{алс.}$	4400

*Примечания.* Для магнетита имеются две модели НФ, не противоречащие данным РФЭС – единая фаза переменного состава с вакансиями Fe и бифазная доменная структура. В последнем столбце – отношение коэффициентов распределения Au кристалл-гидротермальный раствор для НФ и структурной (объемной) формы золота.

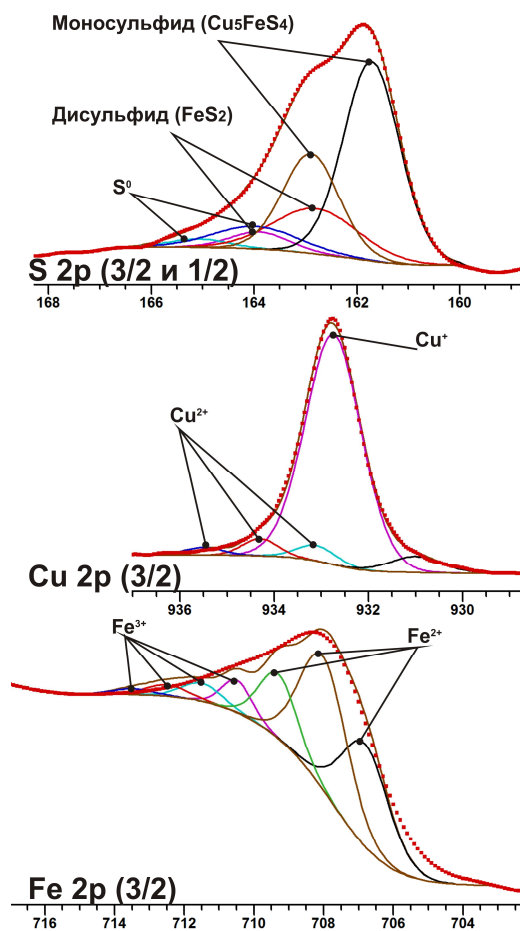
- Обобщены результаты исследований по феноменологии неавтономного фазообразования в диссертации С.В. Липко (2010). Получены экспериментальные доказательства присутствия на поверхности кристаллов минеральных и неорганических веществ особых наноразмерных образований – неавтономных фаз. Установлены такие связанные с ними явления, как нанофрагментация поверхности, вызывающая фрактальность нанокристаллитных структур, и поглощение элементов-примесей в повышенных концентрациях, причем как несовместимых в кристаллохимическом смысле со структурой автономной фазы, так и совместимых (изоморфных) примесей. Доказано, что эти явления во многом определяют свойства поверхности элементных алюминия и золота, а также сульфидов металлов. В частности, на поверхности даже трудно окисляемых веществ (элементное золото) при повышенных температурах и давлениях возможно существование химических соединений, неустойчивых в качестве отдельных (автономных) фаз. Установлено, что поверхность гидротермального пирита (химический состав и морфология), как синтезированного, так и природного, обладает типоморфными свойствами, то есть

отражает условия образования минерала и его генезис.

Обобщены результаты моделирования неавтономного фазообразования в диссертации И.Н.Герасимова (2010). Показано, что образующиеся в процессе сульфидизации металлических пленок Fe+Cu на поверхности халькопирита и арсенопирита НФ обладают необычным фазовым и химическим составом, который соответствует смешанновалентным сульфидам железа и меди. Микроструктура и химический состав НФ определяются, в основном, особенностями структуры и составом поверхности минеральных подложек, а также условиями сульфидизирующего отжига. На арсенопирите пленки Fe и Fe+Cu сульфидируются с образованием пиритоподобной (по стехиометрии) НФ, но включающей в свой состав до ~10 ат.%  $\text{Fe}^{3+}$  и моносulfидной серы (Рис. 23). Подобные пленки на халькопирите имеют стехиометрию, близкую к борниту, но с необычным для него преобладанием  $\text{Fe}^{2+}$  над  $\text{Fe}^{3+}$  (Рис. 24). По данным сканирующей туннельной микроскопии на Рис. 25 показано изменение структуры исходной поверхности арсенопирита после напыления пленки Fe+Cu и последующей сульфидизации в различных условиях по летучести серы. С ростом  $f\text{S}_2$  средний размер наночастиц возрастает от 21 до 47 нм, а в присутствии элементарной серы вместо пленок формируются кристаллы размером 1-5 микрон.

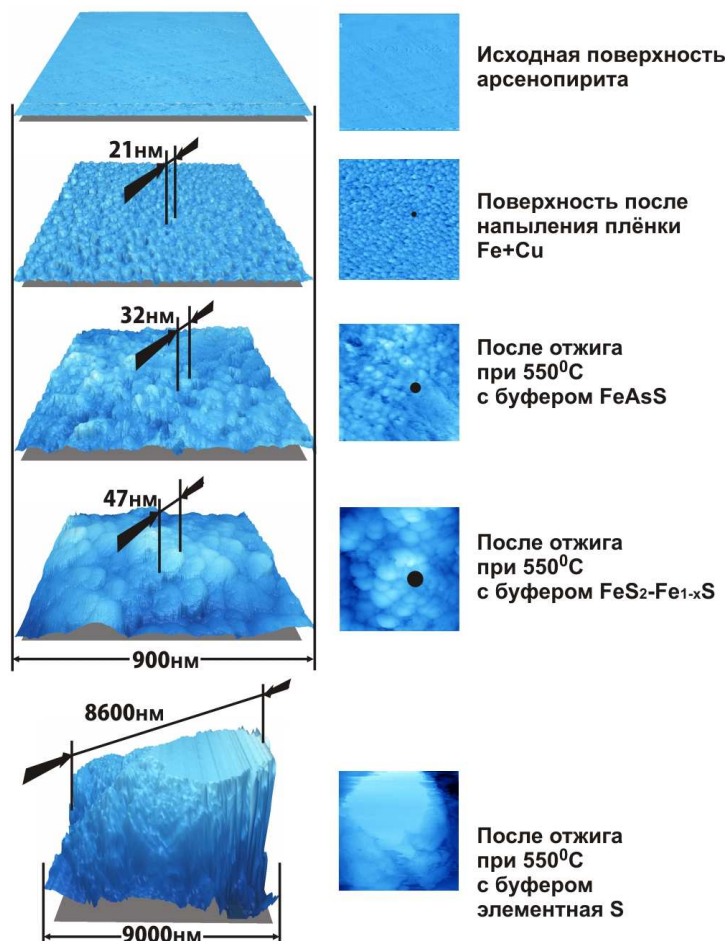


**Рис. 23.** РФЭС серы и железа арсенопирита с плёнкой Fe, отожженного с буфером пирит-пирротин.  $\text{S}^0$  появляется вследствие конденсации пара серы на поверхности твердой фазы. При разложении пика Fe используется мультиплетное приближение.



**Рис. 24.** Данные РФЭС для образца халькопирита с плёнкой Fe, отожженного в присутствии избытка  $\text{CuFeS}_2$ .

Хотя НФ по стехиометрии близка к борниту, она содержит немного  $\text{Cu}^{2+}$  и преобладающую форму железа  $\text{Fe}^{2+}$ , тогда, как в борните, железо, в основном, имеет валентность 3+.

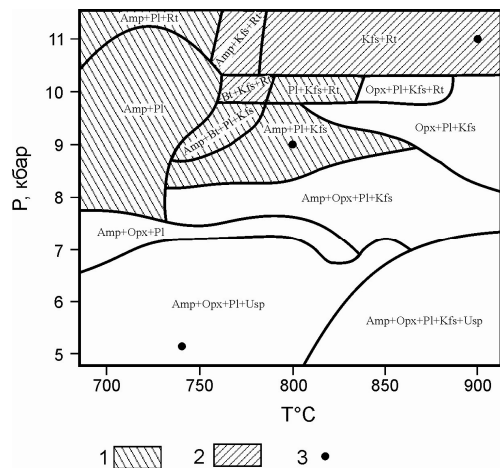


**Рис. 25.** Данные СЗМ в режиме туннельного микроскопа. Изменение структуры исходной поверхности арсенопирита после напыления плёнки Fe+Cu и дальнейшей сульфидизации с различными буферами. Показано изменение среднего размера наночастиц.

(д.х.н. В.Л. Таусон)

- Проведено моделирование изменений составов минеральных ассоциаций в метабазитах и метапелитах гранулитовой фации Алдано-Станового щита в широкой области  $P$ - $T$  условий. Изменение минералогического состава образца метабазита с изменением  $P$ - $T$  показано на Рис. 26. Эта диаграмма представляет собой частное сечение многомерной фигуры  $P$ - $T$ -флюид («псевдосекцию»), в котором состав флюида и его количество до реакции его с породой принималось постоянным. На диаграмме присутствуют три минеральных фации рассматриваемого метабазита, занимающих на рисунке поля, располагающихся в области температур 700-850 °C по возрастанию давления. В первом поле (5-8 кбар) везде устойчив парагенезис граната с плагиоклазом и двумя пироксенами, во втором поле (8-10 кбар) устойчива безортопироксеновая гранат-клинопироксен-плагиоклазовая минеральная ассоциация, и, наконец, третье поле (10,5-11,5 кбар) характеризуется бесплагиоклазовым гранат-клинопироксеновым парагенезисом. С возрастанием  $P$ - $T$  условий в минеральных ассоциациях исследованного образца также значительно увеличиваются количества граната и клинопироксена с последовательным уменьшением (вплоть до исчезновения) ортопироксена и плагиоклаза. Иллюстрацией отмеченных закономерностей могут служить минеральные парагенезисы основных кристаллосланцев наиболее глубинных комплексов юга Алданского щита. Учитывая то, что ранее (Авченко, 1990) отмечались повышенные давления метаморфизма для гранат-клинопироксен-плагиоклазовых, безортопироксеновых метагаббро бассейна горы Икондя и кл. Верхний Моксин (чогарский комплекс) сравнительно с гранат-двупироксеновыми кристаллосланцами охотского и сутамского комплексов, представленные данные однозначно свидетельствуют, что максимальная величина давления в метаморфических гранулитовых комплексах юга Алданского щита определяется интервалом 11-12 кбар, поскольку бесплагиоклазовые разности гранат-клинопироксеновых

метабазитов в этих комплексах не наблюдались. Таким образом, моделирование метабазита дает объемную картину изменения минерального парагенезиса за счет вариации  $P$ - $T$  условий и состава флюида, что является важным достоинством использованного метода моделирования.

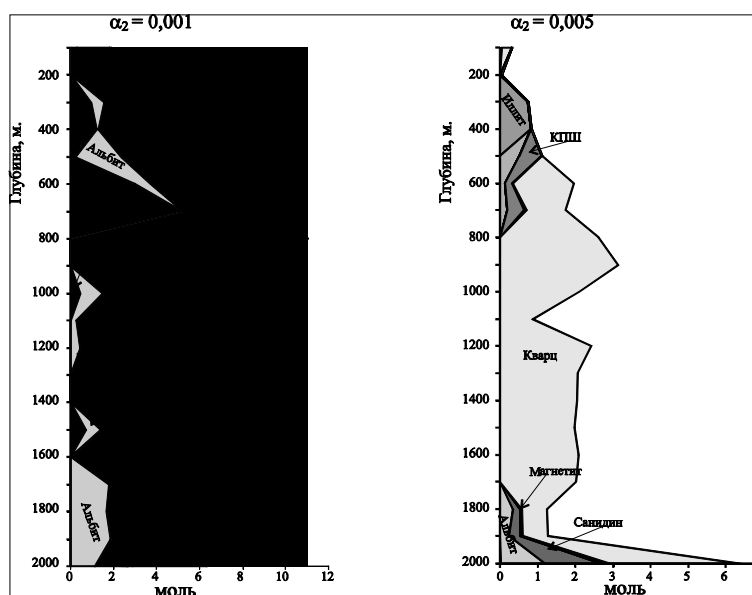


**Рис. 26.** Поля минеральных парагенезисов для образца метабазита на  $P$ - $T$  диаграмме. Парагенезисы заштрихованных полей также включают: гранат, клинопироксен, кварц, ильменит, апатит. В 1 – нет ортопироксена; в 2 – нет плагиоклаза и ортопироксена. 3 – модельные расчеты при различных составе флюида и соотношениях флюид/порода.

- Совместно с коллективом ИГМ СО РАН создана модель неизотермического физико-химического взаимодействия потока флюида и породы при наличии подвижных фазовых границ в области фильтрации флюида. В ней на каждом временном и пространственном шаге вычислительных процедур последовательно сопрягается расчет температуры, давления и фазового состояния флюида с расчетом гетерофазного физико-химического равновесия в проточном реакторе при данных  $T$  и  $P$ . Такой подход позволяет, кроме описания динамики тепло-массопереноса во времени и пространстве, перейти от «условного» времени в характеристике эволюции магматогенной флюидной системы к «виртуально размерному времени» развития моделируемой рудно-магматической системы от момента начала кристаллизации расплава в интрузивной камере до прекращения ретроградного кипения расплава. Таким образом, появляется возможность оценить роль нестационарной стадии в динамике рудообразующих вулканогенных эпитермальных систем. Важным фактором моделирования формационных особенностей вулканогенных порфировых месторождений является учет тепловых потерь потоков флюидов в трещинных флюидопроводниках в боковые породы. Другой существенный момент в отношении адекватности получаемого приближения связан с выбором термодинамического потенциала минимизации



(Гиббса или Гельмгольца) в зависимости от структурных условий фильтрации (трещиновато-пористые среды или открытые трещины). Полученные численные реализации количественных моделей динамики формирования Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка) (Рис. 27) позволяют оценить особенности минералогической зональности в зонах взаимодействия флюид-порода, которые в основном определяются в нестационарную прогрессивную стадию эволюции вулканогенных месторождений.



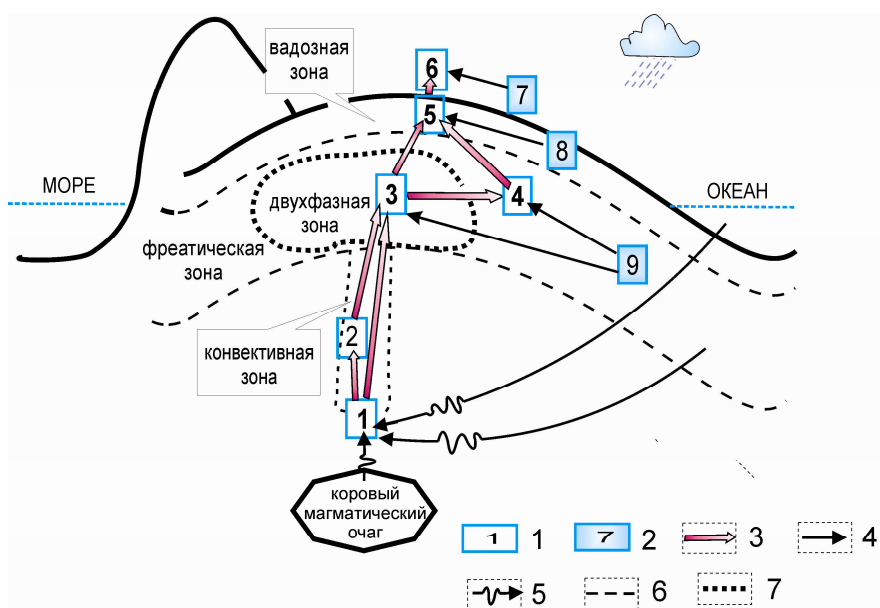
**Рис. 27.** Состав минералов околорудных пород в разрезе системы для времени 400 тыс лет и двух значений коэффициента теплоотдачи в боковые стенки флюидопроводника ( $\alpha_2$ ).

- Разработана физико-химическая модель для исследования процессов формирования различных типов гидротерм Паужетской гидротермально-магматической системы (ГМС). Обобщенная схема физико-химических процессов, протекающих в недрах месторождений парогидротерм Южной Камчатки, рассмотрена в рамках системы из девяти резервуаров (реакторов), в которых происходит подъем флюида по проницаемым зонам, вскипание водного раствора с образованием парогидротерм в области перехода пар-вода, интенсивное смешение восходящих глубинных и нисходящих (смешанных и метеорных) вод (Рис. 28).

На вход первого реактора поступают первичные (глубинные) хлоридно-натриевые термы. Их состав, представленный щелочными водами (pH = 8 и выше), типичен

для гидротермальных растворов, циркулирующих в породах неогенового фундамента всего Курило-Камчатского региона, включая и Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный район.

Восходящий поток в гидротермальной системе был условно разделен на четыре зоны: конвективную, двухфазную, фреатическую и вадозную (Mitchell, Leach, 1991). В двухфазной (пародоминирующей) зоне происходит вскипание гидротермального раствора. Причинами падения давления могут быть как наличие пустот на пути движения флюида, так и гидротермальное дробление и



**Рис. 28.** Обобщенная схема многорезервуарной термодинамической модели гидротермально-магматических систем Камчатки.

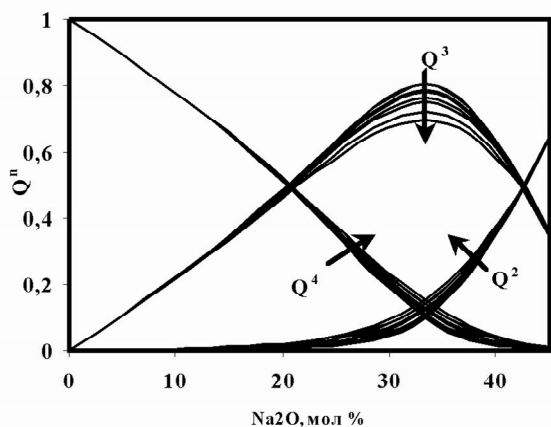
1 - резервуары модели с номерами, соответствующими зонам гидротермально-магматической системы (хлоридные гидротермы, конвективная, двухфазная, фреатическая, вадозная, поверхностная), 2 - резервуары модели, представляющие метеорные воды (атмосферные осадки, поверхностные, грунтовые и подземные воды), 3 - потоки между резервуарами, 4 - потоки метеорных вод, 5 - потоки, формирующие глубинные хлоридно-натриевые термы; 6 - границы зон, 7 - трещиноватый канал транзита восходящих потоков гидротерм.

брекчирование. Для Паужетки прогнозируемая глубина пародоминирующей зоны составляет 25-125 м. Фреатическая зона представляет собой совокупность горизонтов подземных вод. Для Паужетки она состоит из нижнего водоносного горизонта, сложенного третичными полимиктовыми песчаниками, и верхнего горизонта, состоящего из двух подуровней: 1 – туфобрекчий андезитов и базальтов и 2 – псефитовых туфов дацитов (Пийип, 1965). В вадозной зоне, или зоне аэрации, происходит каолинизация с образованием красных глин (каолинит и гидрогематит)

и голубых и серых глин (каолинит и пирит). Выходящие на поверхность термальные воды в основном представлены крупными кипящими пароводяными источниками с  $T = 99-100$  °C и рассредоточенными выходами горячих вод с температурой 80-100 °C (Пийип, 1965). В первом случае возможно отложение гейзерита, во втором – травертина. Питание гидротермальной системы метеорными водами происходит за счет поступления холодных вод (метеорных, отработанных термальных и морских) по участкам повышенной тектонической проницаемости до глубины более 1000 м.

В модели имеется возможность управления потоками, участвующими в формировании гидротермальных систем, путем изменения их количественного и качественного составов. Комбинация этих факторов позволяет проводить моделирование разнообразных типов гидротермальных систем.

Предложен подход на основе представления структуры силикатных расплавов как распределения  $Q^n$  - видов ( $Q^n$  - кремнекислородные тетраэдры, где  $n$  – число мостиковых атомов кислорода). Исходя из предположения о квазикристалличности, термодинамические функции  $NaSiO_3$ ,  $Na_2Si_2O_5$ ,  $Na_4SiO_4$  и  $Na_6Si_2O_7$  соответствуют термодинамическим функциям кремнекислородных тетраэдров  $Q^0$ - $Q^3$ ; структурная единица  $Q^4$  характеризуется термодинамическими функциями чистого  $SiO_2$ . Количественные характеристики компонентного состава силикатных расплавов были получены методом высокотемпературной спектроскопии комбинационного рассеяния (рис. 21). Проведено термодинамическое моделирование процессов, происходящих в расплавах системы  $Na_2O-SiO_2$  при изменении состава от чистого кремнезёма до ортосиликата натрия в широком интервале температур. Термодинамические характеристики структурных единиц силикатов натрия вычислены в диапазоне температур 298-6000 К. Сформирована база данных структурных единиц, реально присутствующих в стеклах и расплавах, что позволило откалибровать полученную модель путем введения поправок на термодинамические потенциалы.



**Рис. 29.** Зависимость  $Q^n$  - распределения в системе  $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2$  от температуры при экспериментально определенных значениях констант равновесия в области от 0 до 45 мол.%  $\text{Na}_2\text{O}$ . Стрелками обозначено направление увеличения температуры.

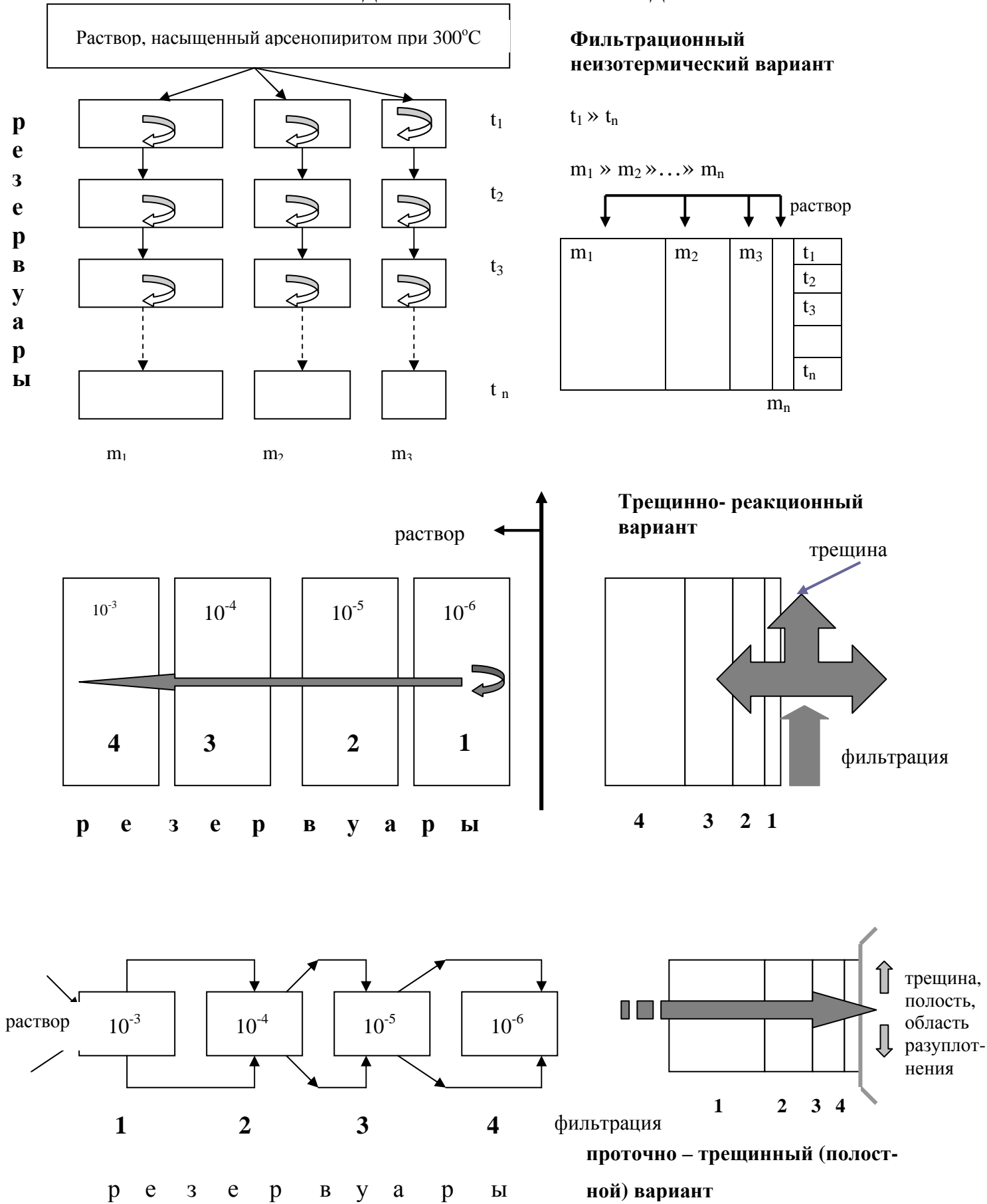
(д.г.-м.н. К.В. Чудненко)

• В соответствии с планами НИР 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 задачи. Исследование включало: 1. На основании ранее уточненных и рассчитанных термодинамических констант зависимых компонентов в методе прямой задачи ФХМ определение последовательности формирования парагенезисов с участием АПИ в зависимости от рН гидротермальных растворов с интервалом 1 ÷ 8 при температурах 100 ÷ 300 °С и давлении до 300 бар; 2. Выделение 3-х типов моделей формирования рудных АПИ+ПИ парагенезисов: **а.** фильтрационно-неизотермического, **б.** трещинно-реакционного, **в.** проточно-трещинного (полостного) (Рис. 30). В них с применением способа последовательно расположенных резервуаров по прямой задаче ФХМ рассчитана эволюция состава гидротермального раствора, насыщенного по отношению к АПИ при 300 °С, в равновесии с парагенезисами выделяющихся твердых минеральных фаз. Расчеты проведены в 1-м типе модели, **фильтрационно-неизотермическом**, где впервые рассматривается образование мышьяковистого пирита  $\text{PI}_{\text{As}}$  при инфильтрации раствора через пиритовую матрицу ранней рудной стадии. Природным аналогом воспроизводимого процесса является золоторудное месторождение Верный в Бодайбинском рудно-россыпном районе.

Взаимодействие при инфильтрации данного раствора, насыщенного в отношении

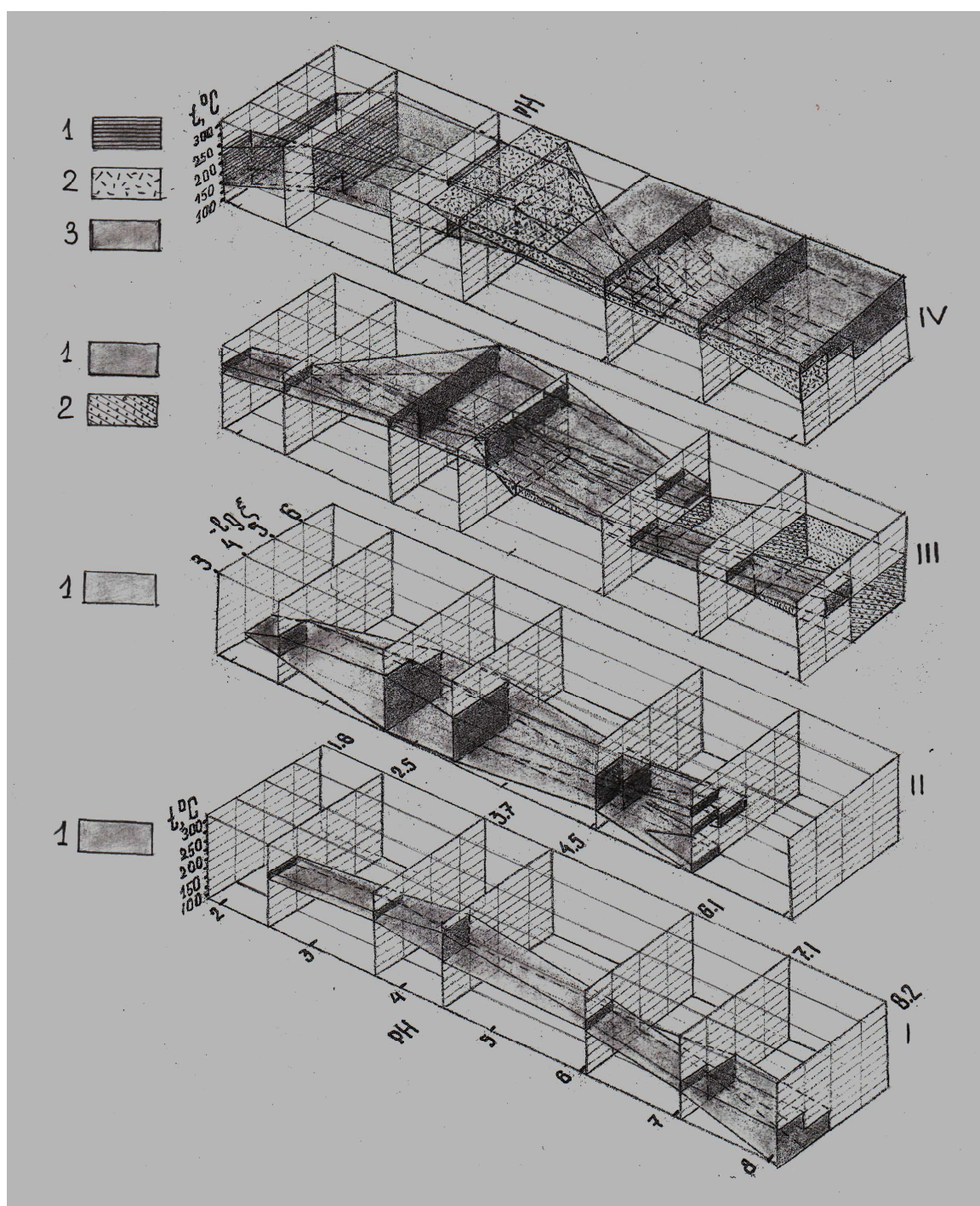
АПИ, через пиритовую матрицу предшествующей рудной стадии в золоторудном месторождении Верный воспроизведено путем расчета состава парагенезисов в координатах рН – температура. Использована последовательность резервуаров с изобарическим снижением температуры на 300 барах от 300 до 100 °С с шагом 25 °С при переменной величине  $\xi$  – отношения раствор : твердая фаза, ПИ – Р/П.

**ВОЗМОЖНЫЙ ДИНАМИЧЕСКИЙ ТИП МОДЕЛИ**



**Рис. 30.** Рассчитываемые типы физико-химических моделей процессов минералообразования в рудоносной сульфоарсенидной системе

Использованные термодинамические функции мышьяковистого пирита  $\text{PI}_{\text{As}}$  впервые рассчитаны на основании свойств серии составов данной фазы, приведенных в работе (Blanchard et al., 2007), для которой учтены 4 стехиометрических минала:  $\text{PI}_{\text{As1}} \text{Fe}_{0.96875} \text{S}_2 \text{As}_{0.03125}$  (1 As замещает 1 Fe),  $\text{PI}_{\text{As2}} \text{FeS}_{1.96785} \text{As}_{0.03125}$  (1 As S замещает 1  $\text{S}_2$ ),  $\text{PI}_{\text{As3}} \text{FeS}_{1.9375} \text{As}_{0.03125}$  (1 As замещает 1  $\text{S}_2$  + 1  $\text{S}_{\text{вакансия}}$ ),  $\text{PI}_{\text{As4}} \text{FeS}_{1.93375} \text{As}_{0.0625}$  (2  $\text{As}^{-1}$  замещает 1  $\text{S}_2^{2-}$ ). В последовательности резервуаров, в зависимости от pH, температуры и соотношения «ПИ – раствор» формируются поля парагенезисов, среди которых выделяются 4 основные поля (Рис. 31): 1) Устойчивость мономинерального ПИ от 200 °С до 100 °С независимо от кислотности – щелочности ( $\text{pH} \geq 2.5$ ) соответствует  $\xi = \text{P}/\text{П} \geq 1,10^{-3}$ . 2). Ассоциация ПИ + АПИ +  $\text{PI}_{\text{As}}$  располагается от 200 °С в кислом – слабокислом интервале с Р/П до  $1,10^{-4}$ . В умеренно кислом и близнейтрально-нейтральном интервале вместо АПИ +  $\text{PI}_{\text{As}}$  устойчива ассоциация ПИ +  $\text{PI}_{\text{As}}$  + АУП (аурипигмент). 3) Поле мономинерального АПИ распадается на 2 области: одну – выше 175 °С в широком интервале Р/П и pH и другую – от 200 °С и ниже при низких Р/П в равновесии со щелочным и близнейтральным раствором соответственно. 4) Группа парагенезисов, формирующихся в контрастных условиях: в кислотных ( $\text{pH} \geq 1,8$ ) реальгар РЕ (реальгар) + АПИ на 150-250 °С и при увеличении щелочности раствора при  $t^\circ$  от 300 до 175 °С парагенезисы АПИ + МГ(магнетит) и АПИ + МГ+ ЛЕ (лелингит), замещающие друг друга. Везде преобладающей формой переноса мышьяка являются тиоарсениты, среди которых доминирует  $\text{H}_3\text{AsS}_3$  и его диссоциаты. При увеличении щелочности возрастает роль арсенатов и арсенитов. Однако на 100 °С изотерме существенно главенствуют тиоарсениты. В кислотном и слабо щелочном растворах железо находится в форме гидросульфида  $\text{FeHS}^+$ , которому на 1 порядок уступает концентрация акваиона  $\text{Fe}^{2+}$ . 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



**Рис. 31.** Условия образования минеральных ассоциаций при расчете фильтрационно-неизотермического типа ФХМ. I.1 – ПИ, I I.1 - ПИ + АПИ + ПИ<sub>As</sub>, I I I. 1 -АПИ<sub>1</sub>, 2- АПИ<sub>2</sub>, IV. 1- PE+АПИ, 2- АПИ+МГ, 3- АПИ+МГ+ЛЕ в сульфоарсенидной системе

На фоне фильтрации гидротермального раствора, содержащего мышьяк (и золото), в блоках пиритизированных пород и метасоматитов образование золотосодержащих ПИ<sub>As</sub> и АПИ зависит от сочетания основных параметров кислотности - щелочности, температуры и соотношения Р/П . При температурах от 200 °С и ниже золотосодержащий ПИ<sub>As</sub> обычно соседствует с избытком пирита. Это – одно из



основных условий. Широко известная фракция наиболее золотоносного позднего тонкозернистого АПИ выделяется в трещинных зонах, на стенках трещин и на крайних флангах зон пиритизации. Ассоциации с ЛЕ ( и МГ), видимо, наиболее свойственны температурам выше 200 °С при повышении щелочности раствора от 6 и более. Получены решения для построения **проточно-трещинной (полостной)** модели, имитирующей образование АПИ содержащих парагенезисов при фильтрации сульфоарсенидного гидротермального раствора через пиритизированный массив в зону проницаемости – трещиноватости или разуплотнения.

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<sub>As</sub> при участии сульфидов мышьяка, имеющие важнейшее значение на всех золоторудных месторождениях, особенно крупномасштабных. Результаты расчетов на основе полученной базы термодинамических данных отражают геохимическое соответствие сульфоарсенидной системы при анализе минералообразования на золоторудных месторождениях. В дальнейшем они 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*).