

---

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

---

**П  
Р  
О**

---

**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 (Пер. № 01201055602)**

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

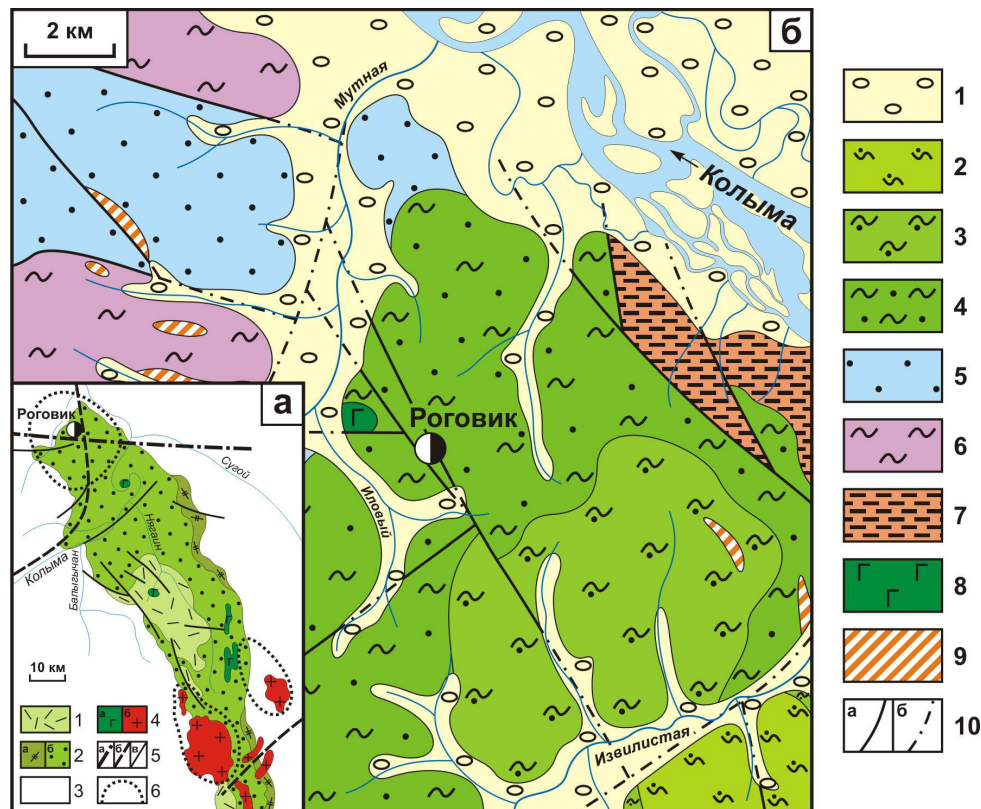
---

**Б  
Л  
О  
К**

• Изучен минеральный и геохимический состав вмещающих пород и руд Au-Ag месторождения Роговик (Омсукчанский рудный район, ОЧВП). Проведенная в 2010-2011 гг. Дукатским ГРП ООО «Полиметалл» детальная разведка позволила расширить имеющиеся на этот момент сведения о вещественном составе пород и руд месторождения. Нами было отобрано и проанализировано на широкий круг элементов более 2 тысяч геохимических проб, в том числе большеобъемных, отобрано более 250 образцов, изготовлено и просмотрено около 150 шлифов и аншлифов. Минералого-геохимические исследования в таком объеме были выполнены впервые, в первую очередь, за счет изучения состава пород и руд на глубину. Впервые изучены состав и строение эндогенных аномальных геохимических полей (АГХП), закономерности их развития в околорудном пространстве, связь с околорудно измененными породами. Установлено более 40 минералов, в том числе около 20 новых, в основном рудных. Начато изучение форм нахождения элементов, в первую очередь Au и Ag, в рудах и ореолах (геохимических полях) месторождения Роговик.

В структурном отношении район исследований, где расположено месторождение, находится в центральной части ОЧВП в северном замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба (БСП), в месте пересечения его субширотным

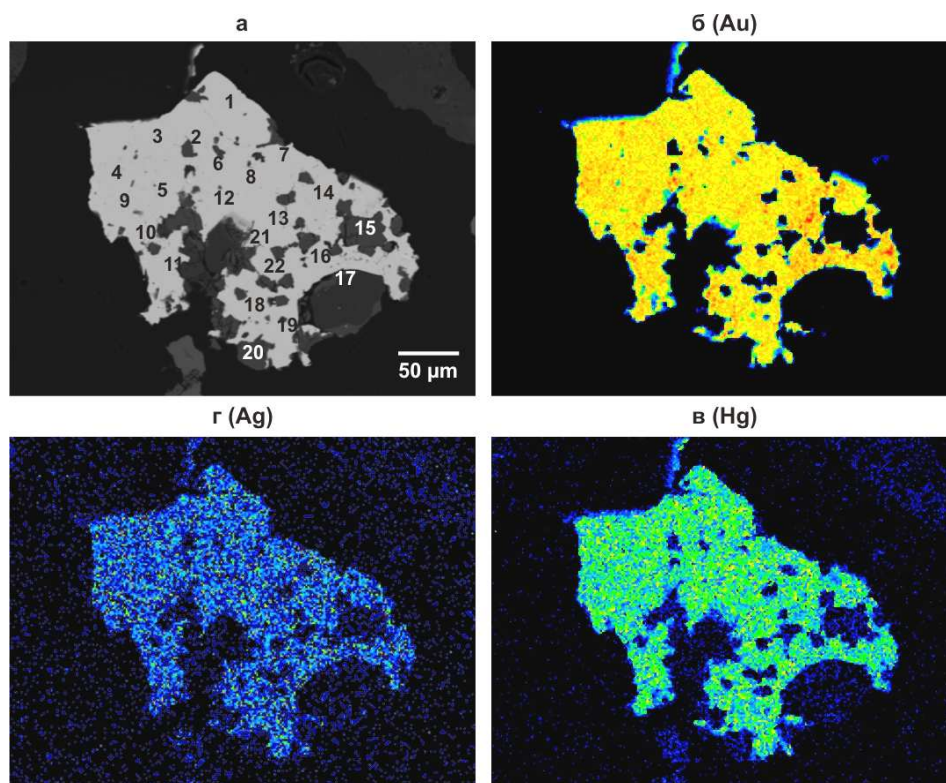
Усть-Сугойским разломом (Рис. 12а). Район сложен вулканогенно-осадочными породами нижнемеловой омуksчанской свиты (Рис. 12б). Площадь месторождения характеризуется высокой степенью задернованности. Для поверхностных наблюдений доступны лишь две небольшие по размерам (<1 км<sup>2</sup>) водораздельные возвышенности. Настоящие его размеры в силу закрытости территории не установлены.



**Рис. 12а.** Схема строения северного фланга Балыгычано-Сугойского прогиба [Кузнецов, Ливач, 2005<sup>1</sup>]: 1 – нижне-верхнемеловые вулканогенные образования таватумской и наяханской свит; 2 – нижнемеловые отложения: вулканиты аскольдинской свиты (а), терригенные угленосные отложения омуksчанской свиты (б); 3 – домеловые отложения верхоянского комплекса; 4 – поздне-меловые интрузивные образования: габбро (а), граниты (б); 5 – разломы: осевая линия Усть-Сугойского скрытого разлома фундамента (а), глубинные (б), прочие (в); 6 – контуры погребенных частей гранитоидных массивов по геофизическим данным.

**Рис. 12б.** Схематическая геологическая карта района работ (по материалам В.М. Кузнецова, П.П. Сыркина): 1 – четвертичные отложения; 2-4 – нижнемеловые отложения омуksчанской свиты: 2 – верхняя подсвита: алевролиты, аргиллиты, 3 – средняя подсвита: алевролиты, песчаники, аргиллиты, 4 – нижняя подсвита: аргиллиты, вулканомиктовые песчаники, прослои алевролитов и углей, туфы и лавы риолитов; 5 – юрские отложения: алевролиты, песчаники, глинистые сланцы; 6 – триасовые отложения: алевролиты, глинистые сланцы; 7 – пермские отложения: глинистые и алевроглинистые сланцы; 8 – поздне-меловые интрузии габбро; 9 – поздне-меловые субвулканические тела риолитов; 10 – разрывные нарушения: достоверные (а), скрытые под четвертичными отложениями (б).

<sup>1</sup>Кузнецов, В.М., Ливач А.Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005, С. 156-176.



**Рис. 13.** Зерно неоднородного ртутистого электрума с большим количеством трещинок и полостей, заполненных нерудными минералами. Изображение дано: а – в обратно-рассеянных электронах; б (Au), в (Ag), г (Hg) – в рентгеновских лучах. 1-22 на рис. 12 а – номера точек замера содержаний элементов, указанных в таблице.

Таблица 1.

Химический состав зерна ртутистого электрума

№№ точек замера	S	Ag	Hg	Si	Au	Fe	Сумма
1	–	29.05	10.69	–	62.83	–	102.567
2	–	29.59	2.29	–	66.40	0.32	98.598
3	–	28.83	11.31	–	62.56	–	102.702
4	–	29.11	9.83	–	61.81	–	100.756
5	–	29.40	6.11	–	63.18	–	98.685
6	–	28.96	7.36	–	61.87	–	98.188
7	–	28.55	10.04	–	60.77	–	99.365
8	–	28.65	7.83	–	61.10	–	97.569
9	–	28.75	8.27	–	62.76	–	99.774
10	–	28.67	8.28	–	63.40	–	100.356
11	–	28.93	10.83	–	60.92	–	100.672
12	–	28.72	8.45	–	60.67	–	97.836
13	–	28.66	9.53	–	61.49	–	99.687
14	–	28.81	10.79	–	62.98	–	102.582
15 – захват матрицы	10.57	–	1.80	2.06	1.80	26.02	49.834
16	–	27.87	2.33	–	72.41	–	102.610
17 – захват матрицы	–	–	–	41.36	–	–	41.360
18	–	27.51	10.46	–	63.46	–	101.422
19	–	29.25	8.31	–	62.29	–	99.840
20 – захват матрицы	12.70	–	–	0.33	0.43	31.03	50.504
21	–	29.02	10.10	–	62.06	–	101.19
22	1.11	26.16	8.57	–	55.86	2.10	94.444

Примечание. Cu, As, Zn, Pb, Ni, Sb, Se, Ge, Te, Bi, Na, Ca, Sn, Zr, Mn – не обнаружены. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. Исследования проводились с помощью электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализатора Superprobe-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan). Измерения интенсивностей выполнены с помощью волнового и энергодисперсионного спектрометров. Расчеты концентраций проведены с помощью программного обеспечения прибора. Аналитик Л.А. Павлова (Лаборатория рентгеновских методов анализа ИГХ СО РАН).

Рудные тела представлены маломощными кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами и прожилками, рудные минералы – пиритом, самородным золотом, сульфосолями серебра, сульфидами полиметаллов, науманнитом и киноварью. Самым распространенным является пирит. Выделяется ряд разновидностей пирита: генерации пирита – I, II, III, IV; пирит, затронутый процессом арсенопиритизации; пиритовые конкреции. Пирит является «сквозным» минералом и основной составляющей всех рудных минеральных ассоциаций. Наличие такого количества генераций пирита, арсенопиритизация, образование конкреций указывает на сложность и длительность процесса рудообразования. Встречаются также арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, мельниковит, магнетит.

Самородное золото (электрум) в рудных прожилках мелкое – 10-70 мкм и тонкодисперсное – < 10 мкм. Пробность золотин изменяется в интервале от 200 до 720 ‰. В качестве постоянной примеси отмечается Hg (Рис. 13, Табл. 1). При этом, на верхних горизонтах месторождения в типичных эпитеpmальных Au-Ag рудах преобладает электрум, пробность которого в основном равна 650-680 ‰, а уровень концентраций Hg не превышает 1-2 ‰. С глубиной в «преимущественно серебряных» и полиформационных рудах содержание Hg в золотилах увеличивается, достигая значений 18% и выше, образуется ртутистое золото, появляются Se, Te, Bi, Ge. В «преимущественно серебряных» рудах преобладает кюстелит и низкопробный электрум (200-360 ‰). В полиформационных рудах пробность золотин крайне изменчива – наблюдается весь спектр значений.

Из минералов серебра самыми распространенными являются селениды серебра (науманит, агвиларит), высокортутистый кюстелит, аргентит-акантит, штромейерит, сульфосоли (прустит, пираргирит, полиаргирит, стефанит, полибазит) и блеклые руды (теннантит, тетраэдрит, фрейбергит). Реже встречаются самородное серебро, гессит, аргиродит, канфильдит. Зерна рудных минералов в жилах составляют 2-3 ‰, приурочены к краевым частям жил и к включениям переработанных вмещающих пород.

Нерудные минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, гидрослюдой, серицитом. По данным рентгеноструктурного анализа в рудных

жилках и прожилках в верхних частях разреза преобладает калиевый полевой шпат, представленный адуляром, а в нижних – более высокотемпературным ортоклазом.

Сделан вывод о том, что рудная минерализация месторождения Роговик сформировалась в два этапа. С ранним вулканогенным этапом связано формирование собственно эпитермальных Au-Ag руд. На более позднем этапе, обусловленном процессами гранитоидного магматизма, происходит формирование руд, названных нами условно «преимущественно серебряными», которые, по всей вероятности, можно отнести к серебро-полиметаллической формации, широко проявленной на территории БСП. На участках совмещения различных по возрасту рудоносных систем первого и второго этапов, а также с глубиной проявлены обогащенные Au и Ag руды, имеющие полиформационный состав (полиформационные Ag-Ag руды).

Для вмещающих пород и руд каждого из этапов рудообразования характерен свой минеральный и геохимический состав. Установлена тесная связь между минеральными и геохимическими парагенезисами, а также закономерный характер распределения их в пространстве. Выявленная вертикальная геохимическая зональность носит полиформационный характер (Рис. 14). С глубиной Au-Ag ассоциации элементов (основные типоморфные элементы – Au, Ag, Hg, Sb и As) и метасоматиты адуляр-кварцевого состава, тесно связанные с рудами эпитермальной близповерхностной золото-серебряной формации, сменяются преимущественно Ag ассоциациями элементов (основные типоморфные элементы – Ag, As, Sb, Hg, Pb, Zn, В, Se) и метасоматитами кварц-адуляр(ортоклаз)-карбонатного состава, связанными, по всей вероятности, с рудами серебро-полиметаллической формации. На нижнерудных горизонтах появляются полиформационные Au-Ag руды, характеризующиеся сложным составом геохимических ассоциаций элементов (основные элементы – Au, Ag, As, Hg, Sb, Pb, Zn, В, Se, Te, Bi, Ge). Вмещающие их породы представлены метасоматитами кварц-ортоклаз-карбонатного, кварц-ортоклаз-карбонат-хлоритового состава. Появляются Mo, W, F, Li, Cs, La, Ce.

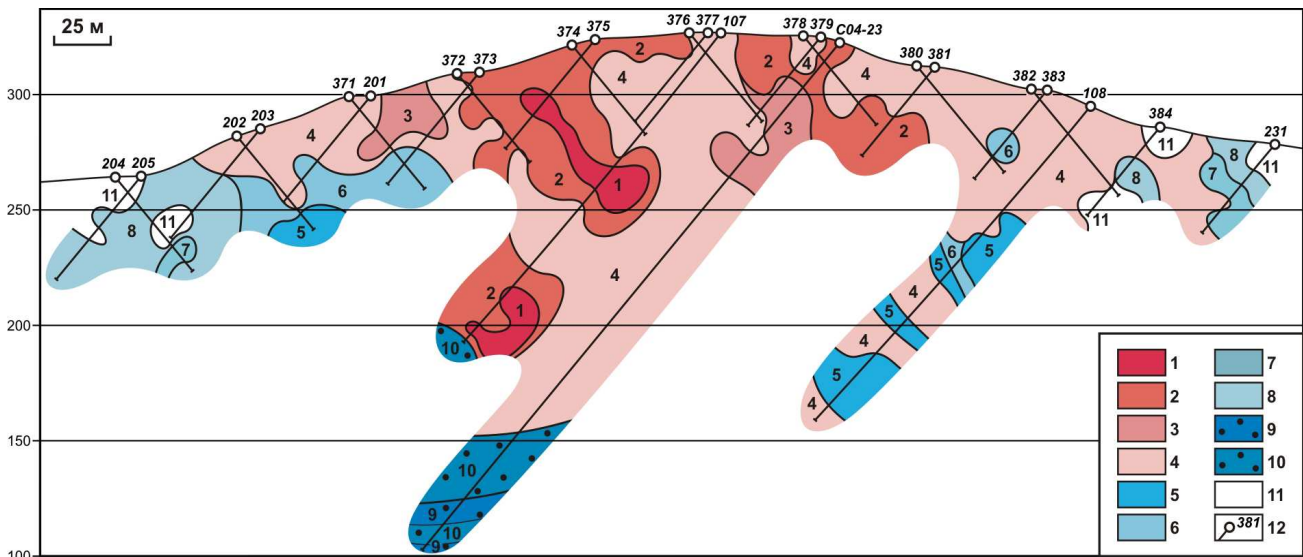


Рис. 14. Месторождение Роговик. Профиль 400. Полиэлементные эндогенные АГХП.

**1-4 – Au-Ag ассоциации элементов:** 1 – Au (11.1 г/т, КК=2220), Ag (53 г/т, КК=530), As (210 г/т, КК=105), Sb (43 г/т, КК=86), Hg (6.6 г/т, КК=33); 2 – Ag (19 г/т, КК=190), As (320 г/т, КК=160), Au (0.5 г/т, КК=100), Sb (29 г/т, КК=58), Hg (1 г/т, КК=5); 3 – As (420 г/т, КК=210), Ag (5 г/т, КК=50), Au (0.23 г/т, КК=46), Sb (20 г/т, КК=40), Hg (0.8 г/т, КК=4); 4 – As (290 г/т, КК=145), Ag (5.2 г/т, КК=52), Sb (25 г/т, КК=50), Au (0.06 г/т, КК=12), Hg (1.4 г/т, КК=7);

**5-8 – Преимущественно Ag ассоциации элементов:** 5 – Ag (80 г/т, КК=800), As (230 г/т, КК=115), Sb (47 г/т, КК=94), Hg (10 г/т, КК=50), Au (0.08 г/т, КК=16), В (70 г/т, КК=7), Pb (30 г/т, КК=3); 6 – As (350 г/т, КК=175), Ag (15.7 г/т, КК=157), Sb (51 г/т, КК=102), Hg (7.6 г/т, КК=38), В (80 г/т, КК=8), Pb (40 г/т, КК=4); 7 – Ag (12.2 г/т, КК=122), As (230 г/т, КК=115), Sb (50 г/т, КК=100), В (130 г/т, КК=13), Hg (2 г/т, КК=10), Zn (200 г/т, КК=4); 8 – As (174 г/т, КК=87), Sb (23 г/т, КК=46), В (220 г/т, КК=22), Ag (2 г/т, КК=20), Hg (1.4 г/т, КК=7), Zn (200 г/т, КК=4), Se (4 г/т, КК=4).

**9-10 – Au-Ag ассоциации элементов полиформационного состава:** 9 – Au (20 г/т, КК=4000), Ag (100 г/т, КК=1000), Se (39 г/т, КК=780), Bi (4 г/т, КК=400), Te (0.2 г/т, КК=200), Hg (28.2 г/т, КК=141), Sb (64 г/т, КК=128), As (146 г/т, КК=73), В (60 г/т, КК=6), Zn (200 г/т, КК=4), Pb (30 г/т, КК=3), Ge (3 г/т, КК=3); 10 – Au (0.09 г/т, КК=18), Se (60 г/т, КК=1200), Ag (8.8 г/т, КК=88), Bi (1 г/т, КК=100), Te (1.3 г/т, КК=1300), Hg (1 г/т, КК=5), Sb (20 г/т, КК=40), As (290 г/т, КК=145), В (70 г/т, КК=7), Zn (200 г/т, КК=4), Pb (50 г/т, КК=5), Ge (5 г/т, КК=5) [Mo, W, F, Li, Cs, La, Ce].

11 – низкоконтрастные АГХП зон рассеянной сульфидной минерализации. 12 – скважины и их номера.

Опыт проведения минералого-геохимических исследований на территории Северо-Востока России в рудных районах центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволяет предположить, что месторождение Роговик – это не единственный и, возможно, не главный рудный объект на этой территории. Полученные результаты говорят в пользу оптимистичной оценки данной территории на предмет обнаружения новых рудных объектов и не только золото-серебряных. (д.г.-м.н. Кравцова Р.Г.)

- В процессе совместных исследований сотрудников ИГЕМ РАН (отв. исп. д.г.-м.н. В.Ю. Прокофьев) и ИГХ СО РАН (отв. исп. к.г.-м.н. Л.Д. Зорина) установлено зональное распределение изотопного состава кислорода и углерода в минералах

(турмалинах, кварце, магнетите, гематите, КПШ, карбонатах) золотосодержащих руд Дарасунской золоторудной флюидно-магматической рудообразующей системы, объединяющей Дарасунское, Теремкинское и Талатуйское месторождения золото-порфирирового типа, расположенные на разных расстояниях от магматического очага и различающиеся минеральным составом руд, физико-химическими параметрами рудоотложения и составом рудообразующего флюида.

Намечается тенденция к облегчению изотопного состава кислорода минералов руд от месторождения Дарасун к месторождению Талатуй, что согласуется с возрастанием в этом направлении начальной температуры рудного процесса.

Полученные результаты согласуются с поведением изотопного состава кислорода гетерогенного рудообразующего углекислотно-водного флюида в процессе эволюции единой флюидно-магматической системы с начальным изотопным составом водной фазы флюида +7 ‰ для месторождения Талатуй и +9 ‰ для месторождения Дарасун. По современным представлениям эти параметры соответствуют водному флюиду магматогенной природы. Гетерогенизация флюида, содержащего значительные количества углекислоты, сопровождается фракционированием изотопов кислорода. В результате отделения углекислоты, обогащенной изотопом  $^{18}\text{O}$ , из нижних горизонтов рудообразующей системы и ее поступления в вышележащие горизонты, происходит обогащение тяжелым изотопом кислорода флюида более высоких горизонтов. Изотопный состав кислорода рудообразующего флюида в нижней части системы при этом становится изотопно-облегченным. После прекращения процесса гетерогенизации конвекция в рудообразующей системе приводит к постепенному выравниванию изотопного состава флюида между разными уровнями, что выражается в облегчении изотопного состава кислорода поздних карбонатов месторождения Дарасун и утяжелении изотопного состава поздних карбонатов месторождения Талатуй. Таким образом, установлено, что появление флюида с легким изотопным составом кислорода в рудообразующей флюидно-магматической системе может быть вызвано процессами фракционирования изотопов при гетерогенизации флюида, а не поступлением в систему изотопно-облегченных вод метеогенной природы.

Исследование изотопного состава углерода карбонатов рудных жил показали

наличие легкого по изотопному составу углерода в карбонатах руд месторождений Теремкинское и Талатуй. Этот углерод вполне мог иметь магматический источник. В рудах месторождения Дарасун появляются карбонаты с относительно тяжелым изотопным составом углерода, которые могут свидетельствовать о протекании окислительно-восстановительных реакций, связанных с осаждением золота. Главной реакцией такого рода могло быть окисление железа вмещающих пород, сопровождавшееся восстановлением золота и осаждением его из раствора. (к.г.-м.н. Зорина Л.Д.).

- Изучены формы нахождения золота в рудных образованиях месторождения Амурские дайки Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье).

**а) Золото из кварц-актинолитовых жил и прожилков в гибридных порфирах** (Рис. 15).

Золото самородное. Цвет ярко желтый. Оксидных пленок на золоте не выявлено. Иногда в углублениях отмечаются остатки нерастворенного кварца, светлых слюдистых минералов. Размеры зернистых агрегатов колеблются от сотых долей мм до  $0,5 \times 1,55$  мм. Основная масса золотин более 0,25 мм (около 90 %).

Формы зерен золота идиоморфные и гемиидиоморфные; агрегаты изометричные, вытянутые, ветвистые, пластинчатые, комковидные, ячеистые, каркасные, тонкозернистые гроздьевидные, дендритовидные. Тонкие индивиды образуют двойниковые, тройниковые сростания. На поверхности более крупных индивидов и агрегатов золота в виде наростов наблюдаются тонкие кристаллические и кристаллоподобные единичные индивиды (пластинчатые, палочковидные, октаэдрические, тригональные, округлые) или их агрегаты.

По морфогенетической классификации Н.И. Петровской золото можно отнести к смешанному типу. Это кристаллы и гемиидиоморфные монокристалльные выделения, их сростки, дендритовидные, трещинные образования с ограниченными выступами. По условиям образования их можно отнести к кристаллизации в гелях, суспензиях, а также к метасоматическому росту и рекристаллизации в сочетании с отложениями в трещинах.



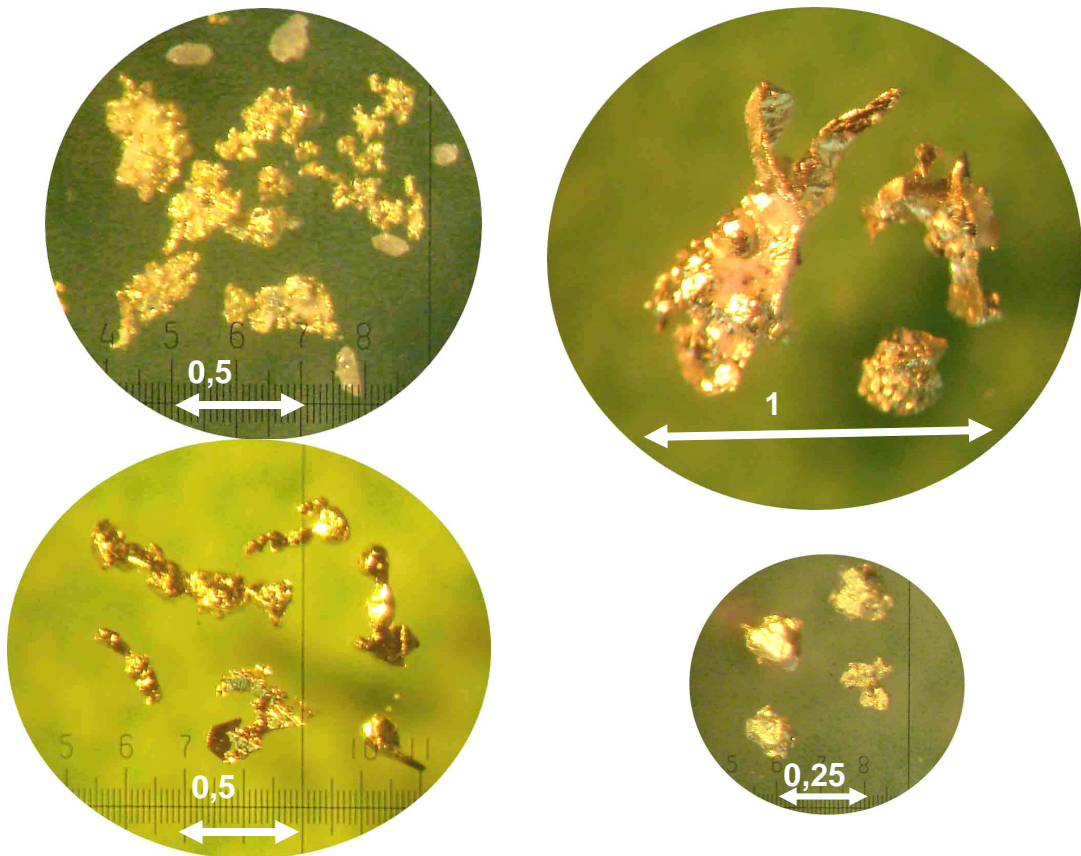


Рис. 15. Золото из кварц-актинолитовых жил и прожилков в гибридных порфирах

### **б) Золото из кварцевых жил в метасоматитах. (Рис. 16)**

Цвет золота однородный, яркий, насыщенный золотисто-желтый. Размеры зерен и агрегатов золота от 20-30 мкм до 4,85 мм. Основная масса золота относится к классам крупности 0,2-0,5 мм.

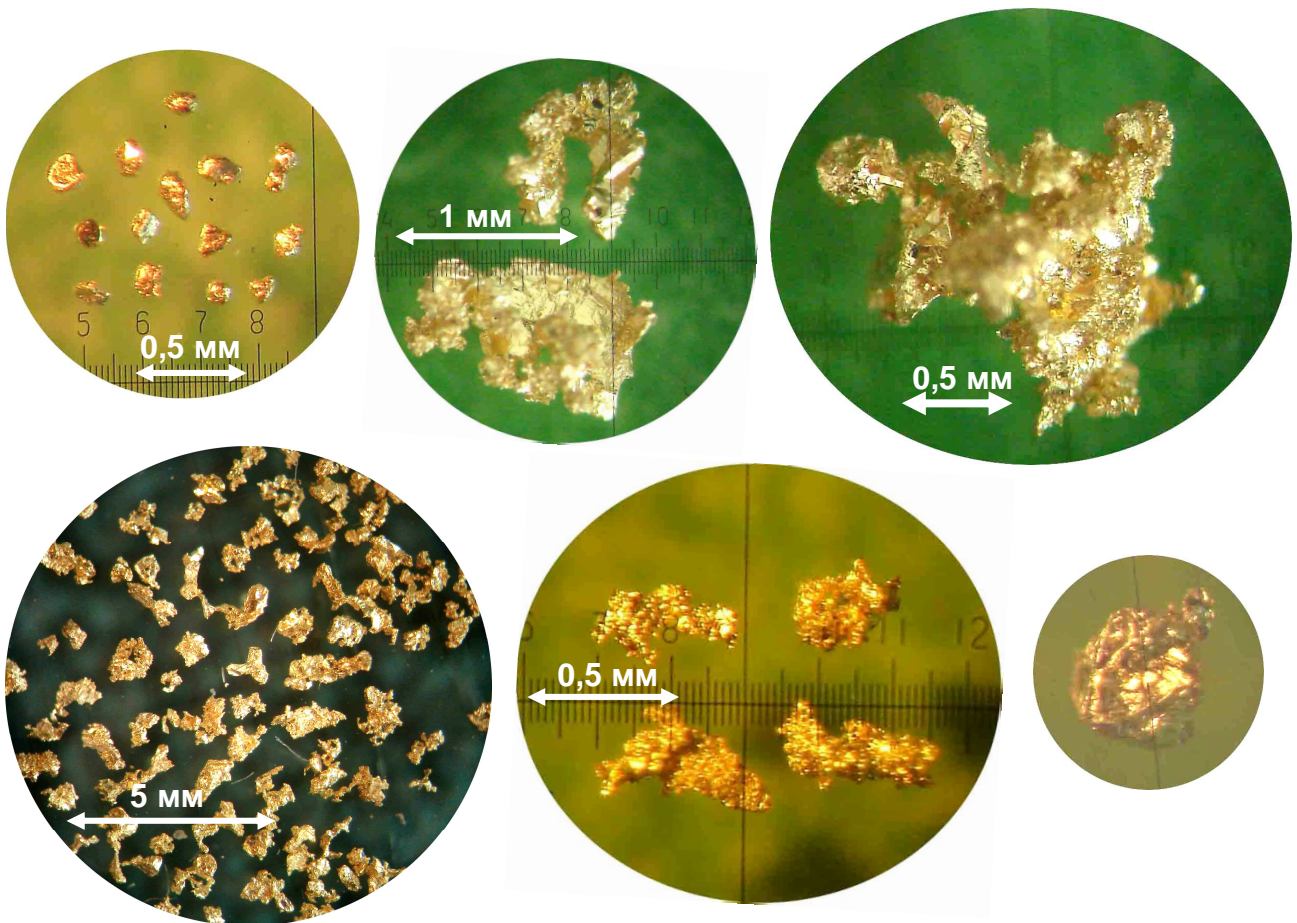
Характерны комковидные, прожилковидные, ячеистые, изогнутые пластинчатые, агрегаты с наростами кристаллических – ажурных, ветвистых, крючковатых (единичных мелких и тонкозернистых гроздьевидных, друзовидных, пластинчатых) агрегатов. Отмечены сростки ксеноморфных частиц с кристаллическими агрегатами. Значительно распространены проволоковидные, крючковатые, заканчивающиеся наростами кристаллических индивидов со сглаженными вершинами.

Наряду с ровной, чистой, блестящей поверхностью отмечается мелкобугорчатая, шероховатая, ямчатая, ребристая, с углублениями и тонкими перегородками. На ровных плоскостях и гранях золота отмечаются ступенчатые, зональные структуры.

Поверхность золота, в основном чистая, без пленок, иногда отмечаются бурые корочки, тонкозернистый кварц.

Золото самородное, крупное.

По морфогенетической характеристике Н.В. Петровской золото относится к смешанному типу, гемиидиоморфным монокристалльным выделениям, трещинным образованиям с выступами кристаллов. По условиям образования – кристаллизация в гелях, суспензиях и сочетание условий свободного роста, метасоматоза и выполнения трещин при отложении и переотложении золота среди более ранних минералов.



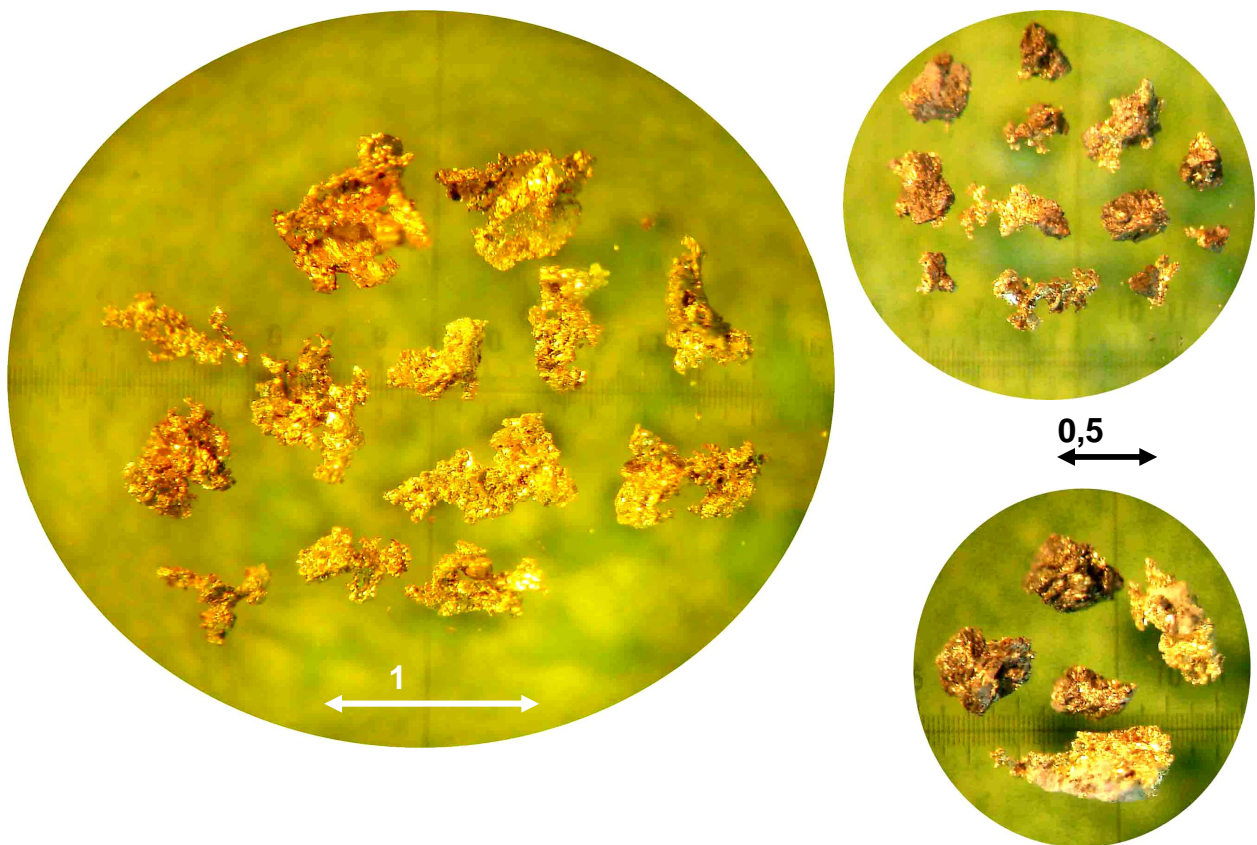
**Рис. 16.** Золото из кварцевых жил в метасоматитах

**в) Золото из калишпатизированных метасоматитов с кварцем и сульфидами (Рис. 17)**

Цвет золота однородный, яркий, светло-желтый. Размеры золота от долей мм до 0,9 мм, основная масса менее 0,5 мм. Формы агрегатов золота комковидные или уплощенные, прожилковидные, ажурные, с наростами тонких кристаллоподобных

зерен и агрегатов, пленки, ячеистые сростки идиоморфных и ксеноморфных частиц. Поверхность шероховатая, ямчато-бугорчатая с перегородками, отпечатками вмещающих минералов. В сростании с золотом на поверхности видны остатки темноцветных агрегатов нерастворенных породообразующих минералов и сульфидов (черные), в которых видны тонкие – ветвистые, проволоковидные, нитевидные выделения золота.

По морфогенетической характеристике Н.В.Петровской золото относится к смешанному типу, гемиидиоморфным монокристалльным выделениям, трещинным образованиям с выступами кристаллов. По условиям образования – это отложение в неоднородных средах: сочетание условий свободного роста, метасоматоза и выполнения трещин при отложении и переотложении золота среди более ранних минералов.



**Рис. 17.** Золото из калишпатизированных метасоматитов с кварцем и сульфидами

**г) Золото из сульфидов (пирит) (Рис. 7, 8)**

Исследования золота в сульфидах проводили с помощью электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализатора JXA8200 (JEOL Ltd, Япония). Согласно

количественному спектральному анализу монопроб сульфидов в образцах присутствуют Cu, Zn, Au, Ag, Pb, As, W. Золото в сульфидах установлено в виде минеральных примесей, размер золотин колеблется от 5 мкм до 50 мкм. Пробность золота изменяется от 960 до 980 ‰.

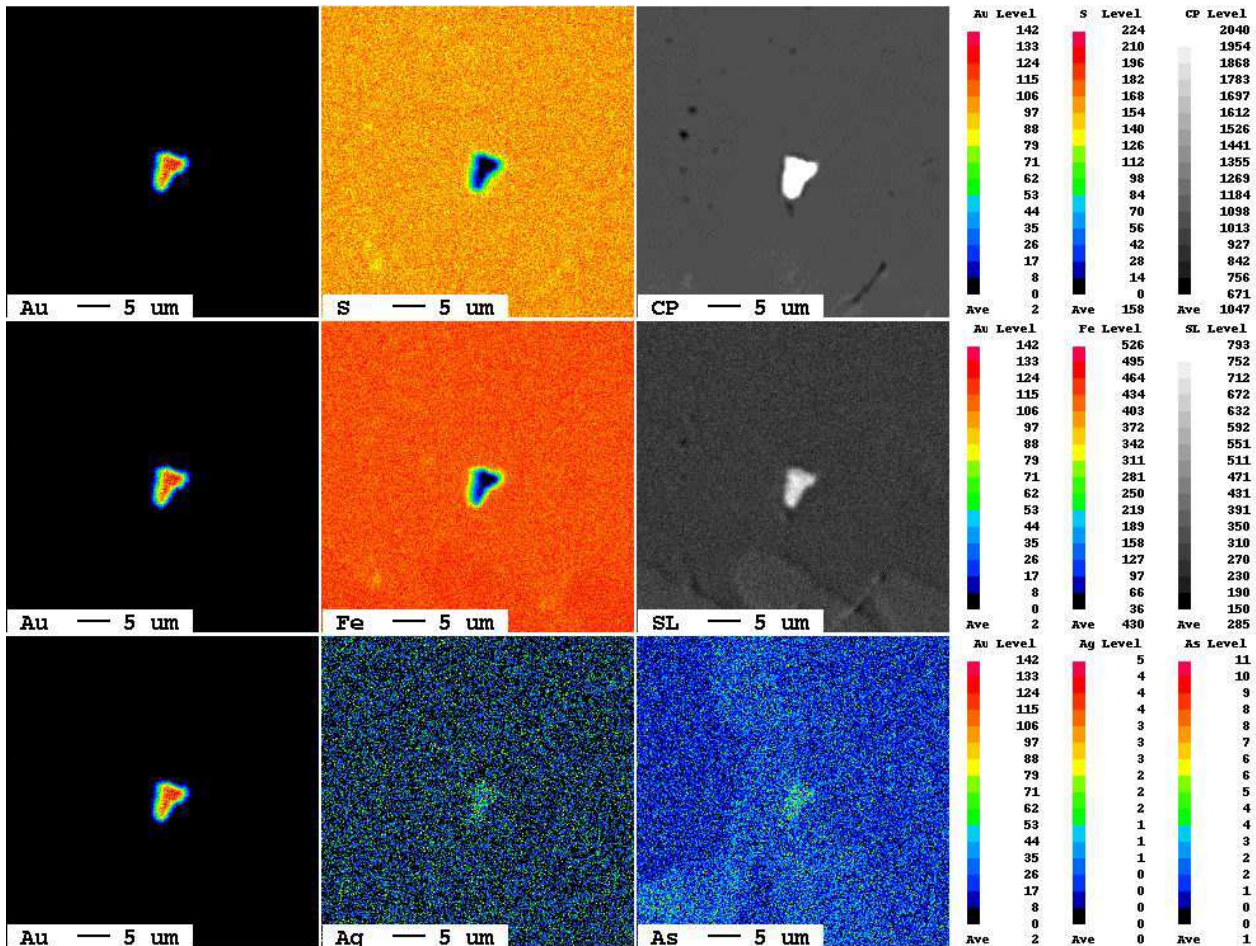


Рис. 18.

Таким образом, золото, выделенное из кварцевых жил, более крупное. Максимальные размеры его, наряду с мелким золотом, часто более 1 мм (до 5 мм). Размеры золота из калишпатизированных метасоматитов с сульфидами не превышает 1 мм. Формы золота из кварцевых жил более идиоморфные, агрегаты прожилковидные, дендритовидные, поверхность золотин, преимущественно, чистая, ровная, без пленок. В калишпатизированных метасоматитах с сульфидами золото более тонкое, агрегатистое; поверхность золота часто бугорчатая, шероховатая, с многочисленными углублениями, с остатками сульфидов. В сульфидах золото от тонкодисперсного до мелкого.

(д.г.-м.н. Спиридонов А.М.)

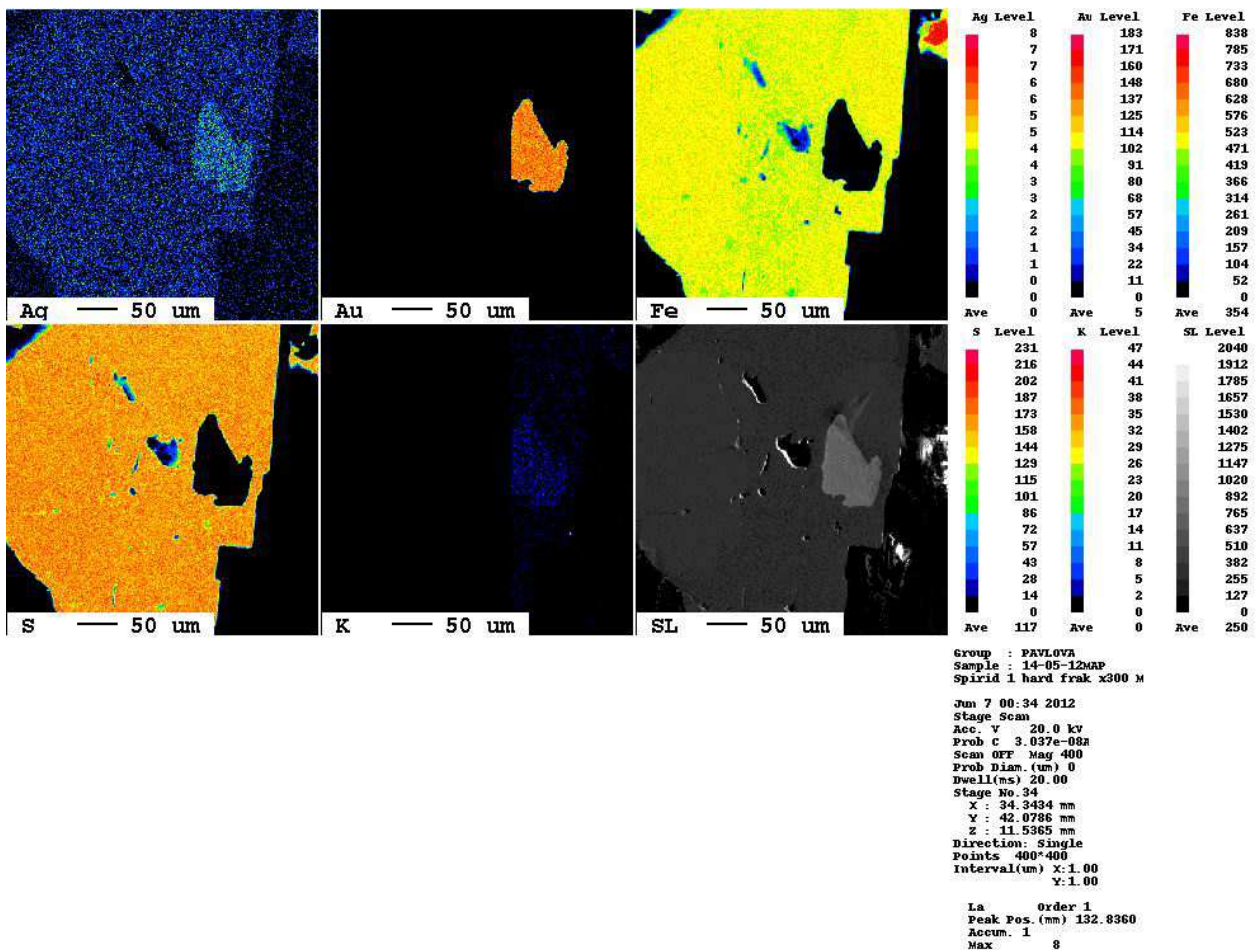


Рис. 19.

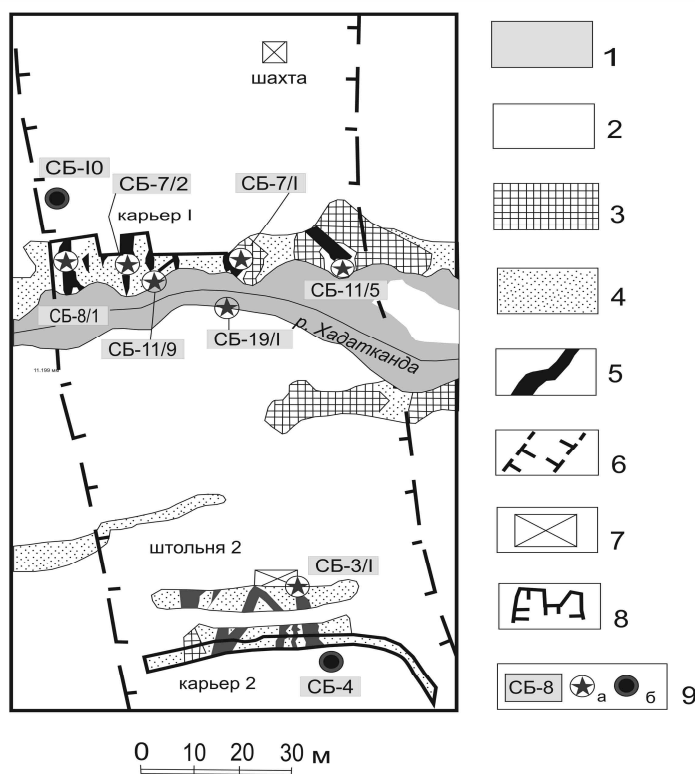
**Блок 2. Изучить петрохимические и геохимические особенности руд и пород черносланцевых формаций** (отв. исполнители: д.г.-м.н. Спиридонов А.М., к.г.-м.н. А.Е. Будяк, к.х.н. Э.А. Развозжаева).

- Работы 2012 года были сосредоточены на золото-урановом месторождении Хадатканд. Расположено оно на территории Кодаро-Удоканской структурной формационной зоны (СФЗ). Для детальных исследований оно было выбрано по причине его стратиграфической принадлежности к нижнепротерозойским карбонатно-терригенным отложениям удоканского комплекса, а также ввиду совмещения в пределах месторождения золотой и урановой минерализации. Образования комплекса делятся на четыре крупные литолого-стратиграфические единицы (серии): джялтуктинскую, кодарскую, чинейскую и кеменскую.

Месторождение приурочено к терригенно-карбонатным породам чинейской серии, которые повсеместно прорваны дайками габброидов. В структурном плане месторождение находится на пересечении двух глубинных разломов Сюбанского и

Хадаткандского в юго-западной периферии Верхнесюльбанского магматического узла, образованного крупным (единым на глубине по геофизическим данным) массивом габбро-норитов рудопродуктивного чинейского комплекса раннего протерозоя и многофазным (от габбро до гранитов) позднепалеозойских интрузий. По данным Л.Б. Макарьева и соавторов, ураново-рудные тела, вскрытые на поверхности, представляющие собой линзы различной мощности, образуют мощную зону (порядка 10 м) меридиональной ориентировки, протяженностью около 3,5 км. Среднее содержание урана на месторождении от 0,1 до 0,72 %.

Наиболее доступными для исследования структурных, петрографических и геохимических особенностей пород и руд месторождения являются его обнажение по береговой линии реки Хадатканда (Рис. 9) и рудоотвалы месторождения, находящиеся в пределах рудной зоны.



**Рис. 20.** Геологический план месторождения Хадатканда. 1 – современный аллювий; 2 – моренные отложения; 3 – габброиды измененные; 4 – альбититы, альбит-пироксен-амфиболовые метасоматиты, скарноиды; 5 – генерализованные рудные тела; 6 – границы Главной урановорудной зоны; 7 – штольня и шахта, пройденные Ермаковским рудоуправлением; 8 – карьеры, пройденные Мантышлакской экспедицией; 9 – места отбора и номера бороздовых проб (а), штуфные пробы из рудоотвалов (б).

На нижнем стратиграфическом уровне района изучения обнаружены черносланцевые образования, вероятно, кодарской серии. В разрезе которой выделяются икабийская, аянская и инырская свиты. Эти отложения формировались в условиях дистального шельфа и материкового склона. Породы серии представлены слюдисто-кварцевыми метапесчаниками. Текстура пород

сланцеватая, структура – лепидогранобластовая, обломки алевропсаммитовой размерности представлены кварцем (60-80 %), единичными зёрнами плагиоклаза, микроклина. Биотит, мусковит и хлорит (15-40 %) присутствуют в виде отдельных чешуек, рассеянных среди кварцевой массы, но чаще образуют тонкие прерывистые полосы, формирующие сланцеватость. На фоне общей массы наблюдаются линзы, полностью сложенные хлоритом, пилитизированные калиевые полевые шпаты, единичные зёрна карбонатов. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом; вторичные – эпидотом.

Чинейская серия залегает на отложениях кодарской серии и расчленена на читкандинскую, александровскую и бутунскую свиты. Породы александровской и читкандинской свит представлены метапесчаниками, в последней наблюдаются также алевросланцы и сланцы. Метапесчаники этих свит петрографически сходны с метапесчаниками кодарской серии. Алевросланцы характеризуются сланцеватой и плейчатой текстурами и лепидогранобластовой структурой. Они сложены на 50 % биотитом и мусковитом и на 50 % обломками кварца. Сланцы читкандинской свиты серицитовые с пиритом, тонколепидобластовой структуры. В сланцах и алевросланцах присутствуют ромбовидной формы зёрна доломита до 5 %. Отложения бутунской свиты представлены плагиоклаз-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песчаниками и алевропесчаниками. Текстура однородная, иногда слоистая, структура – лепидогранобластовая. Вкрапленная рудная минерализация – от 3 до 10 % породы. Обломки кварца в породе составляют до 50 %; плагиоклаз, микроклин, биотит и мусковит присутствуют в различных соотношениях в зависимости от петрографической разновидности. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом; вторичные – эпидотом, цоизитом, карбонатом. Цемент контактовый представлен рудным веществом и серицитом.

**Геохимические исследования.** Ряд отобранных проб с уранового месторождения Хадатканда, проявивших повышенную относительно фона радиоактивность, были направлены на спектральный анализ в центральную аналитическую лабораторию «Сосновгеология» г. Иркутска с целью получения

данных о концентрации золота в уране. Полученные результаты представлены в Табл. 2. Анализируя их, можно отметить, что повышенная концентрация Au (2 г/т)

Таблица 2.

Содержание редких элементов месторождения Хадатканда

№  
№  
□

ХД  
12-  
4□н

ХД  
ХД  
ХД  
ХД  
ХД

*Примечание:* н.о. – не обнаружено.

обнаружена в пробах ХД 12-30 и ХД 12-30А. Важным является, что содержание радиоактивных элементов U и Th в этих пробах не представляет интереса в виду их незначительных концентраций. Как видно из таблицы, уран и торий имеют положительную корреляционную связь с рядом элементов: Mn, Cu, Pb, Ag, Fe. В свою очередь, золото имеет положительную корреляционную связь с Mn, Fe, Ag, As и яркую отрицательную связь с Mo.

Анализируя первые полученные данные, можно предположить, что гипотеза единого источника рудного золота и радиоактивных урана и тория вряд ли будет иметь подтверждение при дальнейшем изучении как месторождения Хадатканда, так и в целом рудной территории Сюльбанского разлома. Что не противоречит выводам И.В.Кучеренко считавшим, что продуктивные золотоносные ассоциации выполняют более поздние относительно Сюльбанского разлома мелкие трещины, которые были образованы в результате новых импульсов тектонических деформаций данного региона. В частности для месторождения Хадатканда речь идет об одноименном Хадаткадском разломе.

Получение в дальнейшем дополнительных изотопно-геохимических данных и сопоставление их со структурно-динамическими и минералогическими характеристиками исследуемого месторождения позволят приблизиться к более



точному пониманию процессов рудообразования как для конкретного месторождения, так и для других месторождений и рудопроявлений в пределах Кодаро-Удоканской СФЗ.

- Изучены типоморфные элементы-индикаторы для месторождений золота в черносланцевых формациях Байкальской горной области. Черносланцевые формации осадочно-метаморфических комплексов за счет обогащения как рудными так и сопутствующими компонентами, в большинстве случаев, являются геохимически аномальными образованиями. Были выявлены закономерности поведения группы элементов-тиофилов (Hg, Bi, As, Se, Te) при образовании золоторудных месторождений различного генезиса, приуроченных к черносланцевым отложениям.

Объектами исследований были выбраны месторождения метаморфогенно-гидротермального типа – «Сухой Лог» и «Голец Высочайший», расположенные в Бодайбинском районе Восточной Сибири.

Получены данные, из которых следует, что на месторождениях метаморфогенно-гидротермального типа (Сухой Лог и Голец Высочайший) содержания Se, Bi, Au, Ag от неизменных пород к минерализованным и рудоносным сланцам увеличиваются, а Hg понижаются.

Селен и теллур зачастую являются элементами-спутниками благородных металлов на эпитермальных Au-Ag и колчеданных месторождениях, где золото и серебро присутствуют в виде теллуридов и селенидов. Для месторождений Сухой Лог и Голец высочайший наблюдается увеличение содержаний селена более, чем в 10 раз, но концентрация теллура при этом не изменяется, оставаясь на уровне предела обнаружения (Табл. 3). Увеличение концентрации висмута в 10-20, а мышьяка в 2-5 раз в черных сланцах, как правило, сопровождается ростом содержания S. Характерным для месторождений сухоложского типа является резкое уменьшение концентраций Hg в рудной зоне рассматриваемых месторождений (от 0,п до 0,0п г/т).

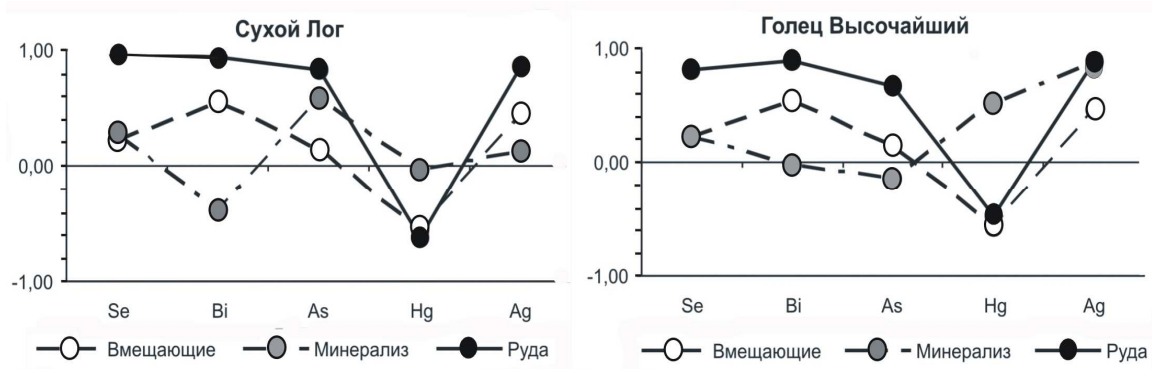
Для выявления связей элементов был применен корреляционный анализ (Рис.

21). На его основе получены следующие результаты: в образцах из *вмещающих пород* выделяются 2 группы элементов, коррелирующихся между собой: Se, Bi, Au и As, Hg, Ag. В зоне *околорудной минерализации* корреляционная связь селена и висмута, связь между которыми сохраняется. Золото коррелирует только с мышьяком. В рудной зоне вся группа рассмотренных элементов имеет высокую положительную корреляционную связь между собой, за исключением ртути, поведение которой резко изменяется. На месторождении Голец Высочайший корреляционная связь предложенных для рассмотрения элементов вмещающих пород повторяет аналогичную зону месторождения Сухой Лог. В зоне *околорудной минерализации* ситуация так же идентична, за исключением положительной корреляции Au и Hg. Однако в *рудной зоне* никаких отличий в корреляции рассматриваемых элементов от месторождения Сухой Лог не отмечается.

Таблица 3

Тип месторождения	Месторождение	Порода	Содержание микроэлементов (г/т)				
			среднеквадратичное отклонение				
<input type="checkbox"/> Se <input type="checkbox"/> Bi <input type="checkbox"/> As <input type="checkbox"/> Hg <input type="checkbox"/> Au <input type="checkbox"/> Ag <input type="checkbox"/> Метаморфогенно-гидротермальный <input type="checkbox"/> Сухой Лог <input type="checkbox"/> Черные сланцы							
Сухой Лог		0 ± 3 7	0 1				
Черные сланцы		0 ± 6 5					Черные сланцы
Голец	Черные сланцы	0 37	0				Черные сланцы

Примечание: \* - количество проб



**Рис. 21.** Корреляционная зависимость Au с элементами-тиофилами  
По оси ординат КК Au с элементами, по оси абсцисс – элементы.

Полученные данные по распределению элементов-тиофилов (особенно Se, Bi и Hg), отчетливо указывают на метаморфогенно-метасоматический генезис месторождений сухоложского типа (Сухой Лог и Голец Высочайший). На основе представленных результатов, можно сделать вывод, что Se, Bi и Hg могут служить индикаторами при определении генетической типизации месторождений золота в черносланцевых толщах. Изменение их концентраций, а также корреляционных связей в породах и рудах золоторудных месторождений на разных стадиях рудогенеза, отражает источник рудного вещества, способ его миграции и отложения на различных термодинамических и геохимических барьерах, вплоть до промышленно-значимых концентраций.

---

**Блок 3. Изучить геодинамические обстановки и возрастные рубежи формирования рудоносной платиноидно-медно-никелевой провинции юга Сибири (отв. исполнители: к.г.-м.н. А.С. Мехоношин, д.г.-м.н. О.М. Глазунов).**

---

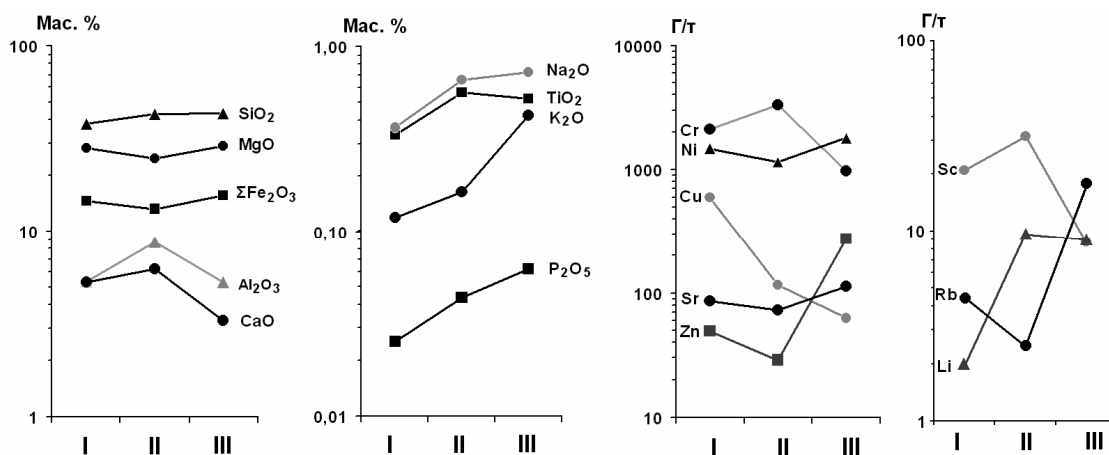
- По плану НИР продолжено изучение особенностей геохимии гипербазитов Канского и Шарыжалгайского террейнов и сопоставление их с ультраосновными породами и рудами Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (и одноименного массива), находящегося в стадии подготовки к промышленной эксплуатации Кингашской горно-рудной компанией (КГРК).

В результате сопоставления геохимии гипербазитов из трёх разновозрастных блоков (от архея до протерозоя) южного обрамления Северо-Азиатского кратона оказывается, что наиболее обогащённые Ni, Cu, ЭПГ гипербазиты Канского и

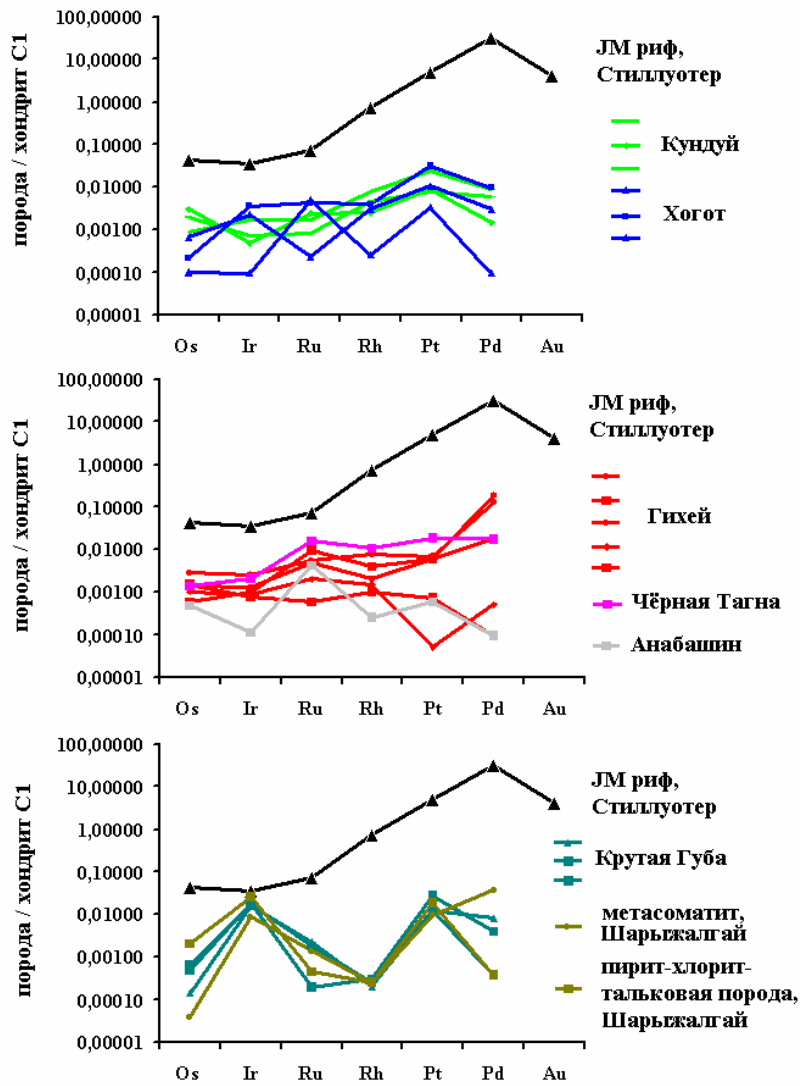
Бирюсинского террейнов несут повышенные содержания  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $Cr$  относительно гипербазитов Шарыжалгая, где минерализация носит рассеянный характер и повсеместно отмечаются аномалии щелочей,  $P_2O_5$ ,  $Zn$ ,  $Rb$  и  $Sr$  (Рис. 22).

Отмечено нарастание от Прибайкалья к Канскому террейну в гипербазитах рудной продуктивности и смещение геохимического профиля ЭПГ от Pt-Ir к Pd-Pt.

Новые данные ЭПГ по эталонному для архея массиву Крутая Губа показывают своеобразный тренд их распределения за счёт положительных аномалий Ir и Pt (Рис. 23).



**Рис. 22.** Изменение содержания петрогенных и рудных элементов в перидотитах Канского (I), Бирюсинского (II) и Шарыжалгайского террейнов (III).



**Рис. 23.** Содержание благородных металлов в породах гипербазитовых массивов, нормированных к хондриту C1 [Naldrett, Duke, 1980<sup>2</sup>].

Выдержанный нижехондритовый уровень концентрации в них ЭПГ может быть принят за нормативный для региональной архейской мантии.

Сделаны первые определения полного спектра ЭПГ в гипербазитах Булунского блока и Онотского грабена. Хоготский и Гихейский массивы рекомендованы Ангарской экспедиции для оценки рудоносности. Этому способствовали определения ЭПГ, сделанные с устойчивой повторяемостью методом ICP-MS (аналитики: В.И. Ложкин, В.Н. Власова, В.И. Меньшиков).

На основе совмещения разработанных геохимической и магнитно-плотностной моделей в соавторстве с Норильским филиалом ВСЕГЕИ выявлены прогнозные металлогенические факторы локализации аномального концентрирования

<sup>2</sup> Naldrett, A.J., and Duke, J.M., Platinum metals in magmatic sulfide ores. Science, 1980, v. 208, p. 1417–1428

платиноидно-медно-никелевых руд кингашского типа.

Перспективными для масштабного прогноза оказываются высокоградиентные зоны, совмещённые со скупиванием массивов и проседанием условной поверхности региональной мантии на глубинах до 30 км при широких полях деструкции в области Саянского линейного элемента, отделяющего кратон от складчатого обрамления.

Сравнение минералого-геохимического состава ультраосновных пород Канского блока позволило наметить критерии рудоносности гипербазитов кингашского комплекса относительно слабо сульфидизированного идарского (в скобках), соответственно: повышенные содержания  $TiO_2 > 0,1$  мас. % ( $< 0,02$  мас. %);  $Cu > 35$  г/т ( $< 20$  г/т);  $\Sigma PЗЭ - 4 - 25$  г/т ( $< 5,6$  г/т) с отрицательной Eu аномалией; низкое отношение  $Ni/Cu - 2,8-10,5$  (105) при широких вариациях концентраций Ni и высоком  $Ti/Cr - 0,2-2,0$  (0,1).

Известные критерии поисков богатых руд пополнены выдержанным парагенезисом висмутотеллуридов палладия с высокосернистым пирротинном и высоконикелистым пентландитом.

---

**Блок 4. Провести моделирование распределения благородных металлов (Au, Ag, Pt, Pd) в системах «рудный минерал-гидротермальный раствор», оценку коэффициентов распределения благородных металлов. Создать физико-химические модели эволюции гидротермально-магматических систем в различных термобарических условиях (отв. исполнители: д.х.н. В.Л. Таусон, д.г.-м.н. К.В. Чудненко).**

---

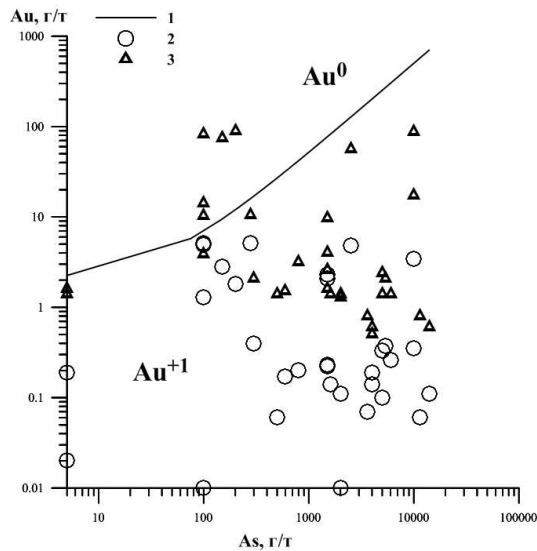
- Завершены исследования распределения и форм нахождения золота в пиритах месторождений различных генетических типов методом статистических выборок аналитических данных для монокристаллов (СВАДМ). Изучено 38 проб из 12 объектов на территориях Сибири, Дальнего Востока РФ, Узбекистана. Всего проанализировано на золото около 3000 монокристаллов, что обеспечивает статистическую достоверность результатов. Установлено две основных формы нахождения равномерно распределенного золота – структурная и поверхностно-связанная. Их соотношение изменяется в широких пределах: от  $\sim 0,00n-0,0n$  в пиритах околорудных метасоматитов, образовавшихся в дозолоторудную стадию сульфидизации пород, до  $\sim 0,1n-1,3$  в рудных пиритах. На диаграмме химических состояний Au (Рис. 24) 100% точек, отвечающих структурному золоту, попадают в

поле  $Au^+$ . Поверхностное Au также, в основном, является химически связанным (в составе неавтономных фаз). Очевидное исключение представляют лишь пириты м-ния Кызылалмасай, где основная часть равномерно распределенного Au, по-видимому, представлена в поверхности собственной минеральной формой. Таким образом, **в подавляющем большинстве случаев равномерно распределенное золото в пирите представляет собой форму элемента, химически связанную в его структуре и в структуре, находящейся на поверхности кристаллов наноразмерной неавтономной фазы.** Полученные данные показывают, что использование валового содержания Au, даже равномерно распределенной его формы, для реконструкции состава рудообразующего флюида, приведет к ошибке до 1-2 порядков величины. Для этой цели необходимо применять только структурную составляющую и экспериментально полученные для нее коэффициенты распределения «минерал-гидротермальный раствор» [Таусон и др., 2011<sup>3</sup>; 2012<sup>4</sup>]. Оценки для изученных проб пирита показывают, что содержания Au в рудообразующих растворах, формирующих рудные тела, могли составлять от 0.6 до 50 г/т. Для месторождений черносланцевой формации они тяготеют к началу этого интервала, для эпитеермальных золото-серебряных – к середине и концу. Но даже концентрации на уровне десятых долей грамма на тонну не могут быть обеспечены только морской водой как источником металла, без привноса его эндогенным источником при формировании синседиментационных эксгальационных месторождений.

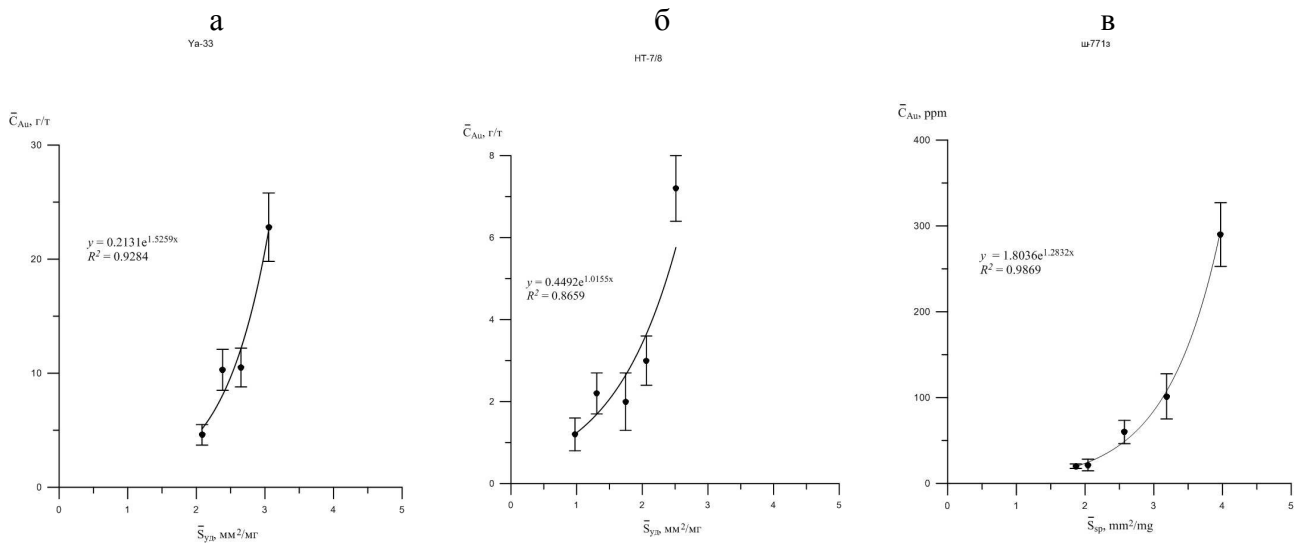
---

<sup>3</sup>Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пастушкова Т.М., Краснощекова Т.С., Лустенберг Э.Е., Белозерова О.Ю. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал–гидротермальный раствор». Аккумуляция золота пиритом // Геохимия, 2011, Т. 49, № 6, С. 595-604.

<sup>4</sup>Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пастушкова Т.М., Акимов В.В., Краснощекова Т.С., Липко С.В., Белозерова О.Ю. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». II. Золото в магнетите// Геохимия. 2012. № 3. С. 251-270.



**Рис. 24.** Диаграмма химического состояния золота в пиритах изученных проб.  
 1 – линия предельных содержаний Au в As-содержащем пирите по [Reich et al., 2005<sup>5</sup>], пересчитанная на весовые концентрации:  
 $C_{Au}^{lim} (ppm) = 0.05 C_{As}(ppm) + 2$ ;  
 2 – структурная форма Au;  
 3 – поверхностно-связанное Au.



**Рис. 25.** Зависимости среднего содержания равномерно распределенного Au в размерных фракциях кристаллов от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке.

- а – арсенопирит, {101}, месторождение Амурские Дайки (Карийский рудный узел, Восточное Забайкалье);  
 б – галенит, {100}, месторождение Зун-Холба (Прибайкалье);  
 в – магнетит, {111}, месторождение Новинка (Карийский рудный узел, Восточное Забайкалье).

Единичные данные для арсенопирита, галенита и магнетита (Рис. 25) позволяют предполагать, что обнаруженная закономерность – размерная зависимость содержания однородно распределенного золота и приуроченность значительной его части к поверхности кристаллов – является общим свойством рудных минералов. Однако только пирит отвечает требованиям корректного и достаточно широкого применения метода СВАДМ. Для других рудных минералов полногранные

<sup>5</sup> Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., et al. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005, V. 69, P. 2781-2796.

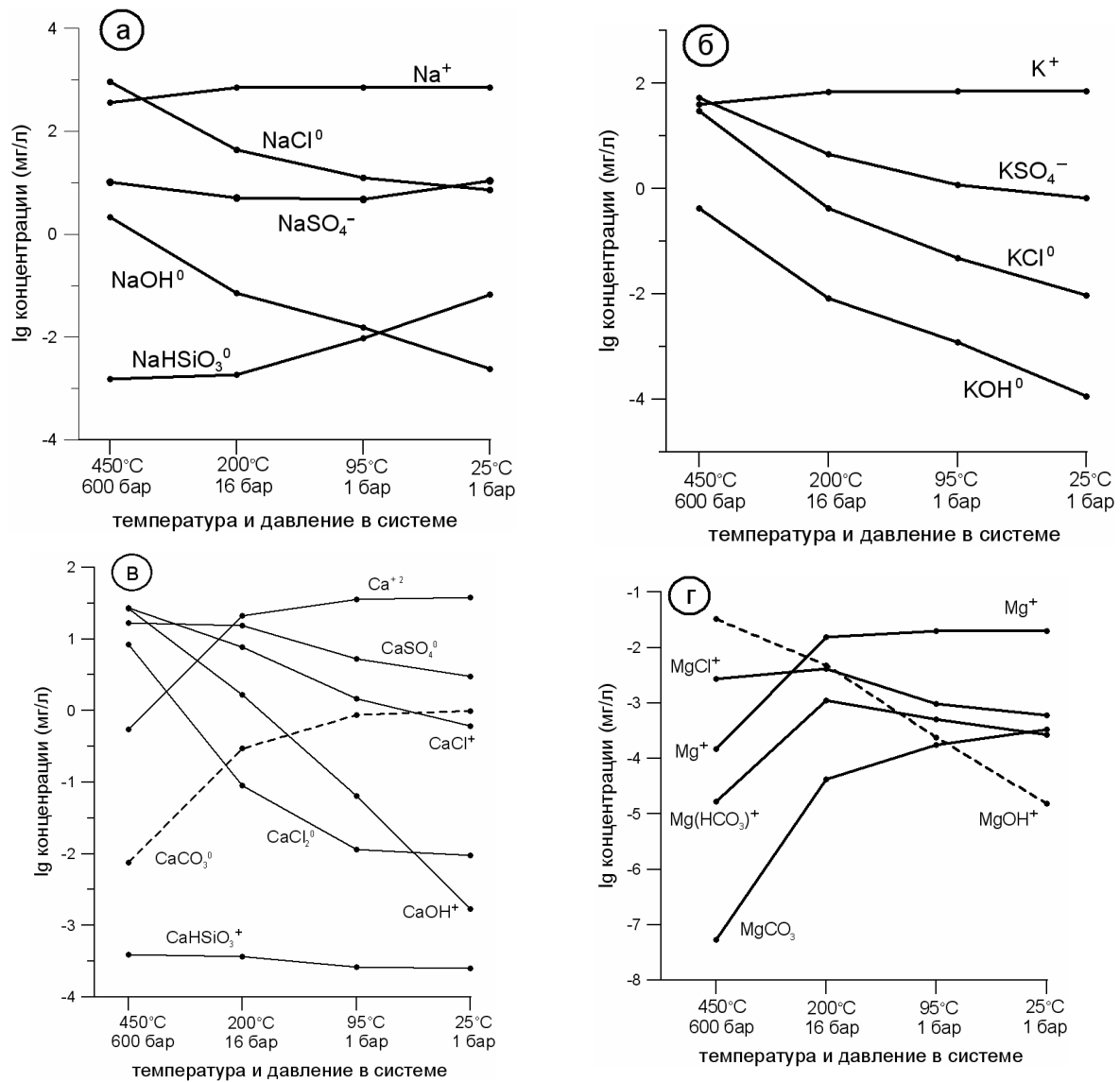


кристаллические формы и представительные размерные фракции являются редкими исключениями. В этом видится значительный потенциал развития данного метода, состоящий в его адаптации к объектам неправильной формы и сколам, содержащим неполный набор граней. Восстановление формы возможно, например, с использованием теоремы Минковского. (д.х.н. В.Л. Таусон, д.г.-м.н. Р.Г. Кравцова, д.г.-м.н. В.И. Гребенщикова, д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, к.г.-м.н. А.Е. Будяк, к.х.н. Н.В. Смагунов).

- С помощью ПК Селектор-С выполнено моделирование в различных Р,Т – условиях поведения петрогенных элементов (Na, K, Ca, Mg) в гидротермальных растворах по зонам магматогенно-гидротермальной системы. Выявлены закономерности изменения концентраций различных форм элементов в зависимости от Т,Р-параметров (Рис. 26). (к.г.-м.н. Артименко М.В.).

- Изучено распределение благородных металлов (БМ) в системах «рудный минерал–гидротермальный раствор» с целью оценки истинных и кажущихся коэффициентов распределения, коэффициентов фракционирования БМ в неавтономные фазы. Проведены эксперименты при 450 и 500 °С, 1 кбар в системе «магнетит–оксид Mn (оксид Cr)–Au, Pt, Pd». По Pt не удалось получить представительных данных для использования метода СВАДМ в III версии. В отношении Au и Pd показано, что добавление в систему Mn (1,3 мол.% якобитового минерала в магнетите) увеличивает содержание обоих элементов как в структурной, так и в поверхностной формах, причем особенно Pd (почти в 3 раза). В экспериментах с добавками хрома в форме Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> образовывался гематит, т.е. хром еще больше увеличивает окислительный потенциал системы. Содержание Cr в кристаллах не превышает 0,2 мас.%. Концентрация Au и Pd в обеих формах существенно увеличивается по сравнению с магнетитом и для структурной формы составляет 2 г/т Au и 4,7 г/т Pd. Во всех этих случаях наблюдались высоко детерминированные зависимости среднего содержания равномерно

распределенной примеси БМ от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке (Рис. 27). Валовые коэффициенты распределения «магнетит-раствор» однородно распределенной примеси на порядок превосходят структурные для золота и более, чем в 20 раз, – для палладия. (д.х.н. В.Л. Таусон, Д.Н. Бабкин, Т.М. Пастушкова, Т.С. Краснощекова, И.Ю. Воронова, Н.В. Смагунов)

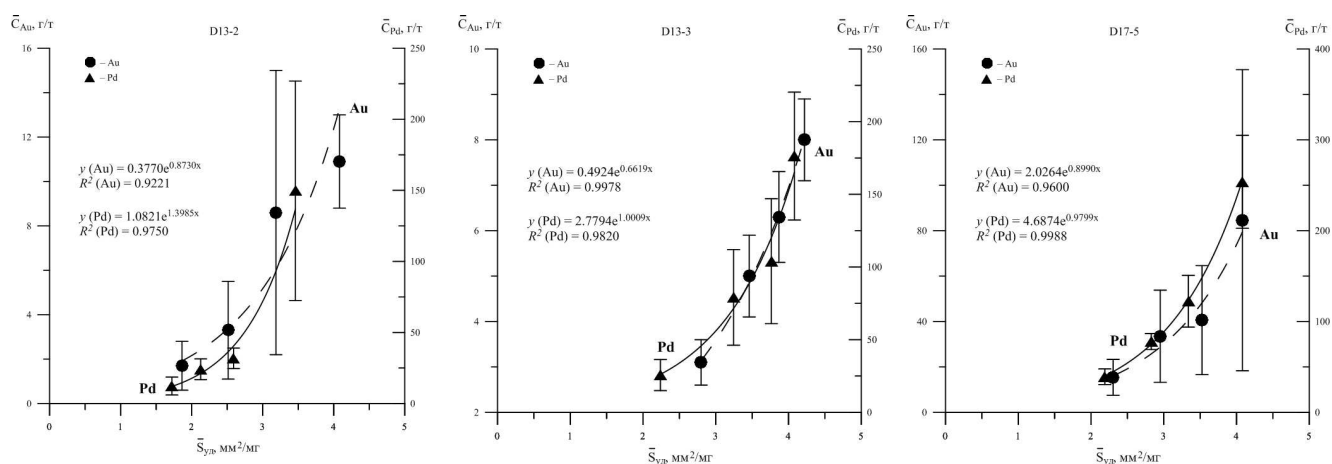


**Рис. 26.** Зависимость содержания форм нахождения петрогенных элементов (а – натрия, б – калия, в – кальция, г – магния) в гидротермальном растворе от термодинамических условий зон Паужетской гидротермальной системы.

а

б

в



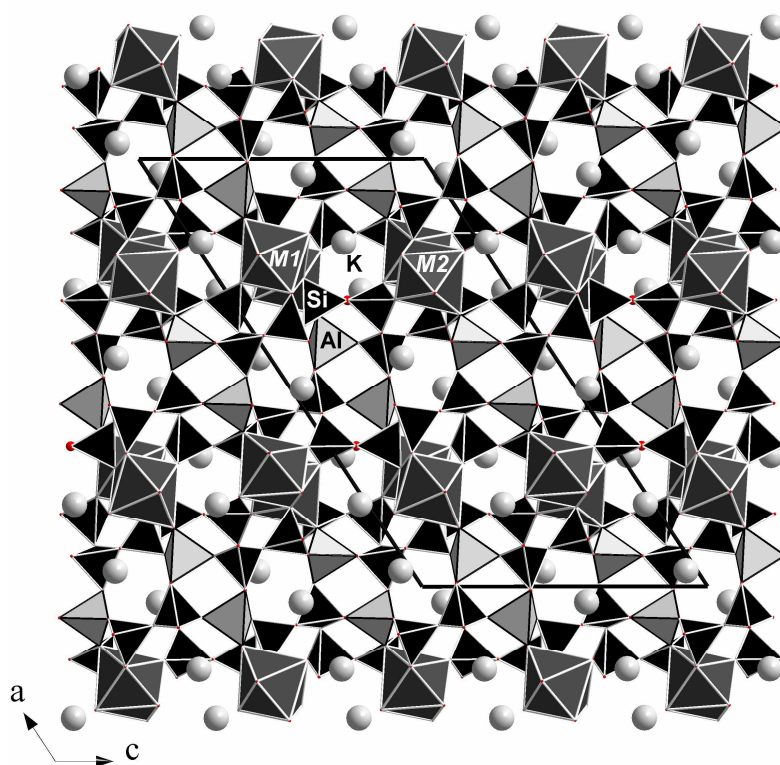
**Рис. 27.** Зависимости среднего содержания равномерно распределенных Au и Pd в размерных фракциях кристаллов от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке.

- а – магнетит,  $C_{\text{Au}}^{\text{CTP}} = 0,38$ ;  $C_{\text{Pd}}^{\text{CTP}} = 1,08$  г/г  
 б – магнетит-Mn,  $C_{\text{Au}}^{\text{CTP}} = 0,49$ ;  $C_{\text{Pd}}^{\text{CTP}} = 2,78$  г/г  
 в – гематит-Cr,  $C_{\text{Au}}^{\text{CTP}} = 2,03$ ;  $C_{\text{Pd}}^{\text{CTP}} = 4,69$  г/г.

• Изучено распределение Au между минералами ассоциации пирит-пирротин-магнетит, получены коэффициенты распределения – валовые и структурные при 450°C и 1 кбар. Подтверждено, что зависимость содержания микроэлемента (МЭ) от размера кристалла обусловлена, главным образом, присутствием на поверхности неавтономных фаз, поглощающих МЭ. Показано, что предел вхождения Au в пирит существенно возрастает в присутствии повышенного содержания Mn (более, чем в 2 раза по сравнению с чистым пиритом), по-видимому, вследствие проявления изоморфного замещения  $2\text{Fe}^{2+} = \text{Mn}^{3+} + \text{Au}^+$ . Трехвалентный Mn зафиксирован при РФЭС-исследовании пирита. Вместе с тем, валовое содержание Au при высоком Mn значительно ниже, поскольку в его присутствии менее проявлена неавтономная фаза, и оно меньше накапливается на поверхности. (д.х.н. В.Л. Таусон, д.х.н. В.В. Акимов, Д.Н. Бабкин и др.)

• В ходе исследований по гидротермальному синтезу и структурному изучению щелочных силикатов редких земель синтезированы два новых силиката  $\text{K}_4\text{M}_2[\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{24}]$  ( $M=\text{Ce}, \text{Gd}$ ). Параметры моноклинных ячеек  $\text{K}_4\text{Ce}_2[\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{24}]$  и  $\text{K}_4\text{Gd}_2[\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{24}]$ :  $a=26.867(1)$ ,  $b=7.4150(2)$ ,  $c=14.910(1)$  Å,  $\beta=123.516(7)^\circ$ ,  $a=26.6520(2)$ ,  $b=7.2854(1)$ ,  $c=14.8182(1)$  Å,  $\beta=123.458(1)^\circ$ , пр. гр.  $P2_1/n$ . Изученные соединения кристаллизуются в новом структурном типе, в основе которого лежат двухэтажные

слои  $[\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{24}]$ , объединенные в трехмерный каркас колонками реберно-связанных *REE*-семивершинников. В каналах каркаса располагаются атомы К (Рис. 28). Синтезированы соединения  $\text{K}_{7.88}\text{Sm}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{32.44} \cdot 1.2\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{K}_{7.369}\text{Tb}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{33.5}$  триклинной симметрии с пространственной группой  $P\bar{1}$ , изоструктурные с  $\text{K}_8\text{Nd}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{32}(\text{OH})$ . Структуры кристаллов  $\text{K}_2\text{GdAlSi}_4\text{O}_{12} \cdot 0.25\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{SmAlSi}_4\text{O}_{12} \cdot 0.375\text{H}_2\text{O}$ , также полученных в Ni контейнерах, относятся к пространственной группе  $C^2/c$  с параметрами моноклинной ячейки  $a = 26,671(10)$ ,  $b = 7,294(3)$ ,  $c = 14,835(6)$  Å и  $\beta = 123,44(3)^\circ$  и  $a = 26,7406(9)$ ,  $b = 7,3288(2)$ ,  $c = 14,8498$  Å и  $\beta = 123,5142(10)^\circ$  соответственно. Близкие по составу кристаллы синтезированы при более высоком потенциале кислорода, их структуры расшифрованы в пространственной группе  $P2_1/n$ . В структуре  $\text{Yb}_2\text{K}_4\text{Si}_8\text{O}_{21}$  установлен новый тип трубчатого радикала. Эта структура имеет моноклинную ячейку и относится к пространственной группе  $C^2/c$  с параметрами  $a = 17,440(2)$ ,  $b = 11,786(1)$ ,  $c = 12,802(2)$  Å и  $\beta = 130,902(1)^\circ$ . Структура представляет собой смешанный каркас из трубок, образованных кремнекислородными тетраэдрами, которые соединены спаренными по ребру Yb – октаэдрами. (к.г.-м.н. В.К. Тароев, д.х.н. В.Л. Таусон)



**Рис. 28.** Общий вид кристаллической структуры фаз  $\text{K}_4\text{M}_2[\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{24}]$ ,  $M = \text{Ce}, \text{Gd}$ . Двухэтажные слои  $[\text{Si}_8\text{Al}_2\text{O}_{24}]$  объединены в трехмерный каркас колонками реберно-связанных *REE*-семивершинников. В каналах каркаса располагаются атомы К.

Фазы синтезированы в лаборатории экспериментальной геохимии под руководством В.Л.Таусона.

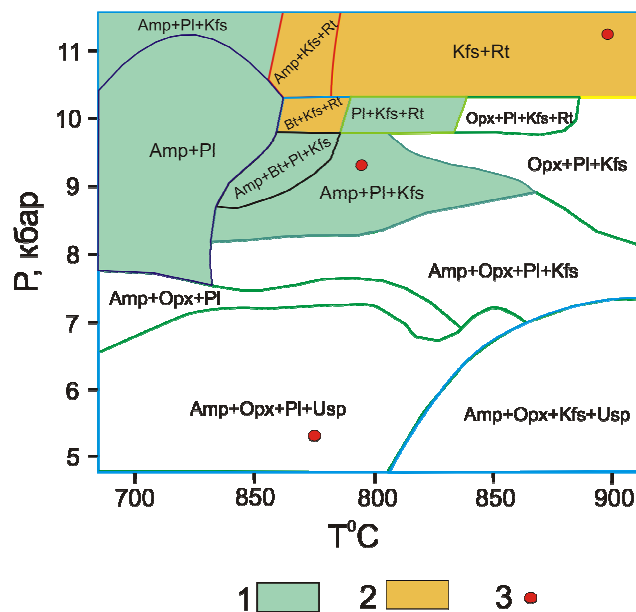
- Выполнено моделирование изменений составов минеральных ассоциаций в метабазитах и метапелитах гранулитовой фации Алдано-Станового щита в широкой области  $P$ - $T$  условий. Проведенное исследование показало, что обогащенные трехвалентным железом породы могут буферировать восстановленный флюид, поступающий извне, с помощью внутренних реакций, поддерживающих окислительный потенциал этих пород на определенном уровне. Окислительный потенциал втекающего восстановленного флюида при этом повышается, с изменением общего состава флюида по всем главным компонентам –  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{O}_2$ . Моделирование подобных пород позволяет видеть, что реальные минеральные ассоциации могут быть образованы при небольшом весовом отношении флюид/порода – не более 0,01–0,04, что предполагает ограниченную инфильтрацию восстановленного флюида в метаморфические породы.

На сечении многомерной фигуры  $P$ - $T$ -флюид для образца метабазита (Рис. 29) присутствуют три минеральных фации, 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 безплагиоклазовым 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<sup>6</sup>] отмечались повышенные давления метаморфизма для гранат-клинопироксен-плагиоклазовых, безортопироксеновых метагаббро бассейна горы Икондя и кл. Верхний Моксин

---

<sup>6</sup> Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. - М: Наука, 1990. - 180 с.

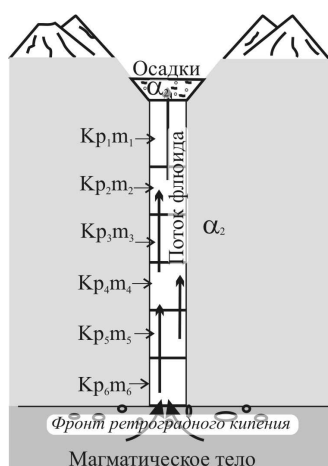
(чогарский комплекс) сравнительно с гранат-двупироксеновыми кристаллосланцами охотского и сутамского комплексов, представленные данные (Рис. 29) однозначно свидетельствуют, что максимальная величина давления метаморфических гранулитовых комплексов юга Алданского щита определяется интервалом 11-12 кбар, поскольку безплагноклазовые разности гранат-клинопироксеновых метабазитов в этих комплексах не наблюдались. Таким образом, моделирование метабазита дает объемную картину изменения минерального парагенезиса за счет вариации Р-Т условий и состава флюида, что является важным достоинством использованного метода моделирования.



**Рис. 29.** Поля минеральных парагенезисов для образца метабазита на  $P$ - $T$  диаграмме. Парагенезисы заштрихованных полей также включают: гранат, клинопироксен, кварц, ильменит, апатит. 1 – нет ортопироксена; 2 – нет плагноклаза 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  $P$  (Рис. 30). Такой подход позволяет, кроме описания динамики тепло-массопереноса во времени и пространстве, перейти от «условного» времени в характеристике эволюции магматогенной флюидной системе 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 эпитегрмальных 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) позволяют оценить особенности минералогической зональности в зонах взаимодействия флюид-порода, которые в основном определяются в нестационарную прогрессивную стадию эволюции вулканогенных месторождений.



**Рис. 30.** Схема модели разреза вулканогидротермальной системы.  $Kp_i$  – пористость,  $m_i$  – проницаемость  $i$ -го слоя флюидопроводника,  $\alpha_1$  – коэффициент теплоотдачи с поверхности,  $\alpha_2$  – коэффициент теплоотдачи боковых стенок флюидопроводника.

- Разработана термодинамическая модель магматогенно-гидротермальной системы, характерной для геотектонической обстановки Курило-Камчаткой островной дуги. Обобщенная схема формирования различных типов парогидротерм Южной Камчатки построена на основе петрографических и геохимических данных по Паужетской гидротермально-магматической системе и включает шесть 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 гидротерм и их конденсата с более холодными подземными и метеорными водами (Рис. 31).

Нижняя зона представляет собой первичные хлоридно-натриевые гидротермы вблизи магматического очага. Известно, что пояс вулканов трассирует на поверхности Восточно-Камчатский глубинный разлом, активизация которого в среднем плейстоцене повлекла за собой образование коровых магматических очагов и развитие гидротермальной деятельности [Леонов, 1989<sup>7</sup>]. Предполагаемая глубина кровли магматического очага в пределах Паужетской гидротермальной системы составляет 2,0-2,5 км от поверхности [Структура..., 1993<sup>8</sup>]. Вторая зона – это зона конвективных трещин тектонического происхождения, по которым поток глубинного гидротермального флюида поднимается к поверхности. В модели предусматривается также возможность смешения глубинного гидротермального флюида с более холодными подземными водами. Третья зона – пародоминирующий резервуар. По мере продвижения гидротермального флюида к поверхности давление падает, что приводит к вскипанию: водяной пар и другие газы, главным образом  $\text{CO}_2$  и в меньшей степени  $\text{H}_2\text{S}$ , отделяются от флюида. Поэтому эта зона еще называется двухфазной. По оценкам исследователей пародоминирующий резервуар на Паужетском месторождении парогидротерм локализован на глубинах от 25 до 125 м [Структура..., 1993<sup>8</sup>]. В предлагаемой модели в пародоминирующий резервуар поступают три потока: гидротермальный флюид из зоны глубинного хлоридно-натриевого резервуара, гидротермальный флюид из зоны конвективных трещин и подземные воды. Пароводяная смесь при охлаждении конденсируется и смешивается с более холодными подземными водами. Конденсация может происходить в зоне горизонтов подземных вод (четвертая зона модели) и в вадозной зоне (пятая зона модели). В модели для четвертой зоны мы рассматривали только второй уровень верхнего водоносного горизонта, который находится в псефитовых туфах дацитов. И, наконец, в шестой зоне модели, т.е. на поверхности, происходит разгрузка

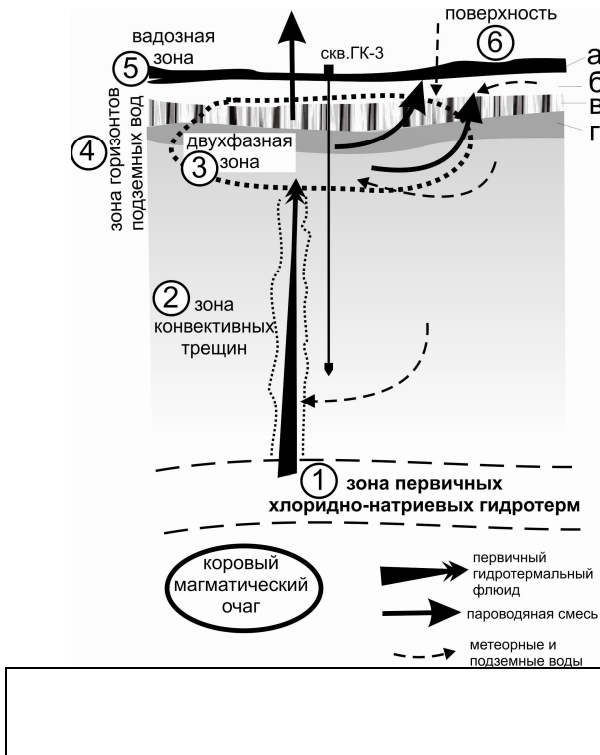
---

<sup>7</sup> Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. – М.: Наука, 1989. – 104 с.

<sup>8</sup> Структура гидротермальной системы. – М.: Наука, 1993. – 298 с.



гидротермального раствора в виде горячих и кипящих источников, парогазовых струй и прогретых участков почвы.



**Рис. 31.** Концептуальная модель гидротермально-магматической системы Паужетского месторождения парогидротерм.

а – алевропелитовый чехол; б – псефитовые туфы дацитов; в – спекшиеся туфы; г – вулканомиктовые песчаники.

Таблица 3.

Результаты моделирования Паужетской гидротермально-магматической системы

Т  
е  
м  
п  
е  
р  
а  
-  
т  
у  
р  
а

		р Н	М и н е	
Вадозная зона	100 °С 3 бар	7,2	535	Каолинит-ломонтит-иллит-кварц-клинохлор-ильменит-рутил
Второй уровень верхнего водоносного горизонта	200 °С 16 бар	6,9	2035	Ломонтит-амфибол-кварц-монтмориллонит-калишпат-ильменит-пирит-сфен
То же	150 °С	6,5	6747	Монтмориллонит-кварц-

	20 бар			амфибол-калишпат-кальцит-флогопит-ильменит-пирит-апатит
Пародоминирующий резервуар	200 °С 38 бар	5,5	102572	Калишпат-вайрацит-кварц-ильменит

350 °С 6,73310 Плагноклаз-  
260 бар амфибол-  
биотит-  
кварц-  
ильменит-  
сфен-  
апатит-  
кальцит

500 °С 600 бар	8,4	3263	Альбит-анортит-кварц-флогопит-магнетит-клинопироксен-калишпат-сфен-ильменит-апатит
-------------------	-----	------	--

В результате моделирования определены физико-химические условия формирования гидротермальной системы Паужетского геотермального поля (Табл. 3). Произведен расчет форм нахождения летучих компонентов в гидротермальном растворе и их количественное содержание в зависимости от температуры и давления основных зон гидротермально-магматической системы. Исследовано влияние атмосферного воздуха на концентрацию летучих компонентов гидротермального раствора в верхнем водоносном горизонте и при изливе гидротерм на земную поверхность. (д.х.н. В.Л. Таусон, д.г.-м.н. К.В. Чудненко)