
В. И. Иващенко, О. Б. Лавров, Н. И. Кондрашова, С. Я. Соколов

КОМПЛЕКСНОЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ УЧАСТКА ХАТУНОЯ АРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЯЛОНВАРА-ИЛОМАНТСИ

Введение

Территориально уч. Хатуноя находится в Суоярвском р-не Республики Карелия, размещаясь в пределах Ялонварской структуры архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси, на зарубежной части которого в последние годы открыто несколько промышленных месторождений и большое число рудопроявлений золота (Geological development., 1993). Установленные на территории Финляндии золоторудоконтролирующие структурно-вещественные комплексы прослеживаются в российской части зеленокаменного пояса и достаточно полно представлены в Ялонварской структуре.

Ялонварская структура покрыта геологической съемкой м-ба 1 : 50 000, сопровождавшейся соответствующим комплексом геофизических работ (Потрубович, Анищенко, 1956; Ганин и др., 1978). Отдельные ее участки, включая и Хатуноя, исследованы более детально, но специализированных работ на золото при этом не проводилось (Потрубович, 1949; Потрубович и др., 1950; Потрубович, Анищенко, 1956).

Систематические геологические изыскания данной структуры проводились в послевоенный период во время разведки колчеданного и молибденового месторождений (Потрубович, 1949; Потрубович, Анищенко, 1956). В дальнейшем геологические исследования здесь не носили целенаправленного характера и осуществлялись ПГО «Севзапгеология», ВСЕГЕИ, ИГ КарНЦ РАН и др. эпизодически или попутно при выполнении других работ.

Г. В. Фадеев (1977), проводя поисковые работы в пределах Ялонварской структуры, пришел к выводу о бесперспективности ее на медно-полиметаллическое и молибденовое оруденение. К северу от Ялонвары на Соанварской площади им было выявлено золоторудное проявление Соанйюки.

Работами И. Н. Рундквист и др. (1982), в ходе которых проводилось ревизионное опробование рудных объектов Ялонварской структуры на золото, ее металлогенические перспективы в этом аспекте были признаны отрицательными.

В. Е. Попов и др. (1994), характеризуя рудопроявления Хатуноя-I и Хатуноя-II, отмечали их исключительно медно-полиметаллическую металлогеническую специализацию (жильные тела и вкрапленные зоны мощностью до 4 м с содержаниями меди – 0,6–7,11%, свинца – 0,3–0,86%, цинка – 0,3–1,0% и примесью молибдена, золота (до 0,2 г/т) и серебра) при общей протяженности и ширине Хатуноиской зоны соответственно 1,7 и 0,7 км. Бурением оруденение прослежено на глубину 50–100 м. В то же время проведенное ими шлиховое опробование показало присутствие самородного золота в четвертичных отложениях по долинам р. Вельяканйюки и руч. Хатуноя.

В 1988–1994 гг. при выполнении тематических научных исследований ИГ КарНЦ РАН (Иващенко, Лавров, 1993, 1994) впервые в пределах Хатуноиской зоны было установлено несколько золоторудных проявлений, отнесенных к трем минеральным типам оруденения: Au-Bi-W-Mo кварцево-жильный штокверковый; золото-пирит-кварцевый жильный; золото-халькопирит-галенит-сфалеритовый в низкотемпературных метасоматитах пропилит-березитового ряда. Позднее (Иващенко, Лавров, 1996) были опубликованы аргументы, свидетельствующие о комплексном (Mo, Cu, W, Au) характере известного здесь медно-молибденового оруденения, связанного с ялонварскими гранитоидами.

В 2004–2006 гг. на уч. Хатуноя КГЭ и ИГ КарНЦ РАН проводились совместные геолого-поисковые и оценочные работы с бурением и опробованием, в результате которых перспективы его золотоносности были определены как положительные (Иващенко и др., 2004).

Геология Ялонварской структуры

Участок Хатуноя, являющийся частью Ялонварской структуры архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (рис. 1), примыкает к зоне сочленения Карельского кратона (AR₂) и Свекофеннского складчатого пояса (PR₁). В соответствии с общим простираанием зеленокаменного пояса

Ялонварская структура прослеживается в северо-западном направлении до р. Соан-йоки и оз. Соан-ярви. Она расположена в области подъема границы «М». Региональная составляющая магнитного поля

на ее площади изменяется от 26,7 до 16,8 нТл и коррелируется с положительными значениями локальной составляющей поля ΔG (Богданов и др., 1998).

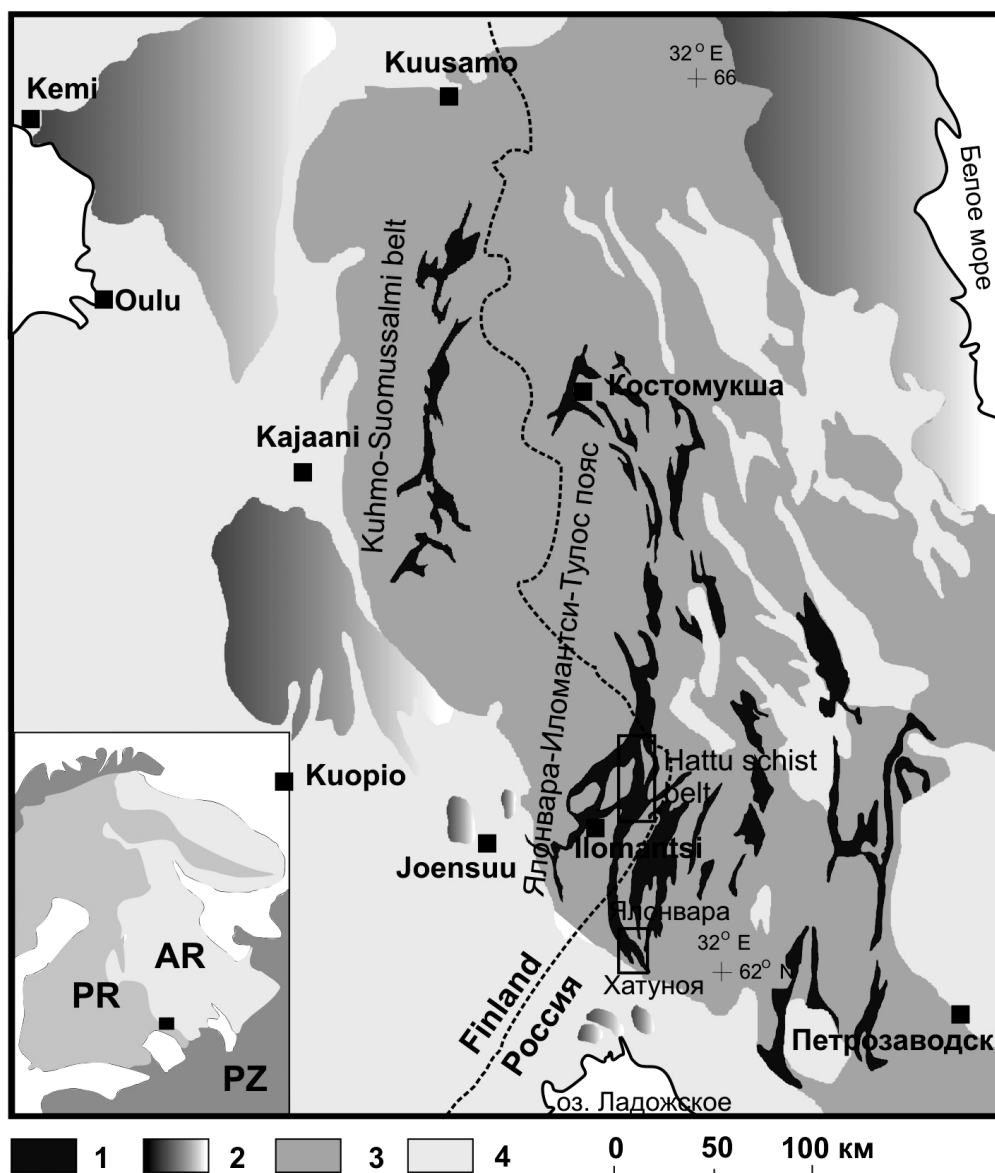


Рис. 1. Схема размещения золоторудных районов Хатту-Иломантси и Хатуноя-Ялонвара на Карельском кратоне; по: Geological development., 1993, с дополнениями:

1 – архейские зеленокаменные пояса; 2 – архейские гнейсы и гранитоиды; 3 – архейский ремобилизованный фундамент; 4 – протерозойские породы

В геологическом строении структуры (рис. 2) участвуют вулканогенно-осадочные образования ялонварской свиты лопия, варьирующие по составу от риодацитов до андезибазальтов с преобладанием вулканитов средней основности, многофазная позднелопийская гранитоидная интрузия и широко проявленный полиформационный и полихронный дайковый комплекс. Фундаментом для нее служат сложнотектонизированные раннеархейские гранитоиды.

На юге отложения ялонварской свиты дискордантно перекрываются конгломератами ручья Ха-

туноя, кварцитами малоянисъярвинской свиты и черносланцевыми толщами соанлахтинской свиты лудиковия нижнего протерозоя. По преобладанию среди хатунойских конгломератов валунных фаций, наличию глыб, валунов и галек гранитоидов Ялонварской интрузии, плохой сортировке материала, низкому метаморфизму зеленосланцевой фации, постепенному фациальному переходу к гравелитам и красноцветным доломитам они, вероятно, относятся или к сариолийским, или к ятулийским образованиям.

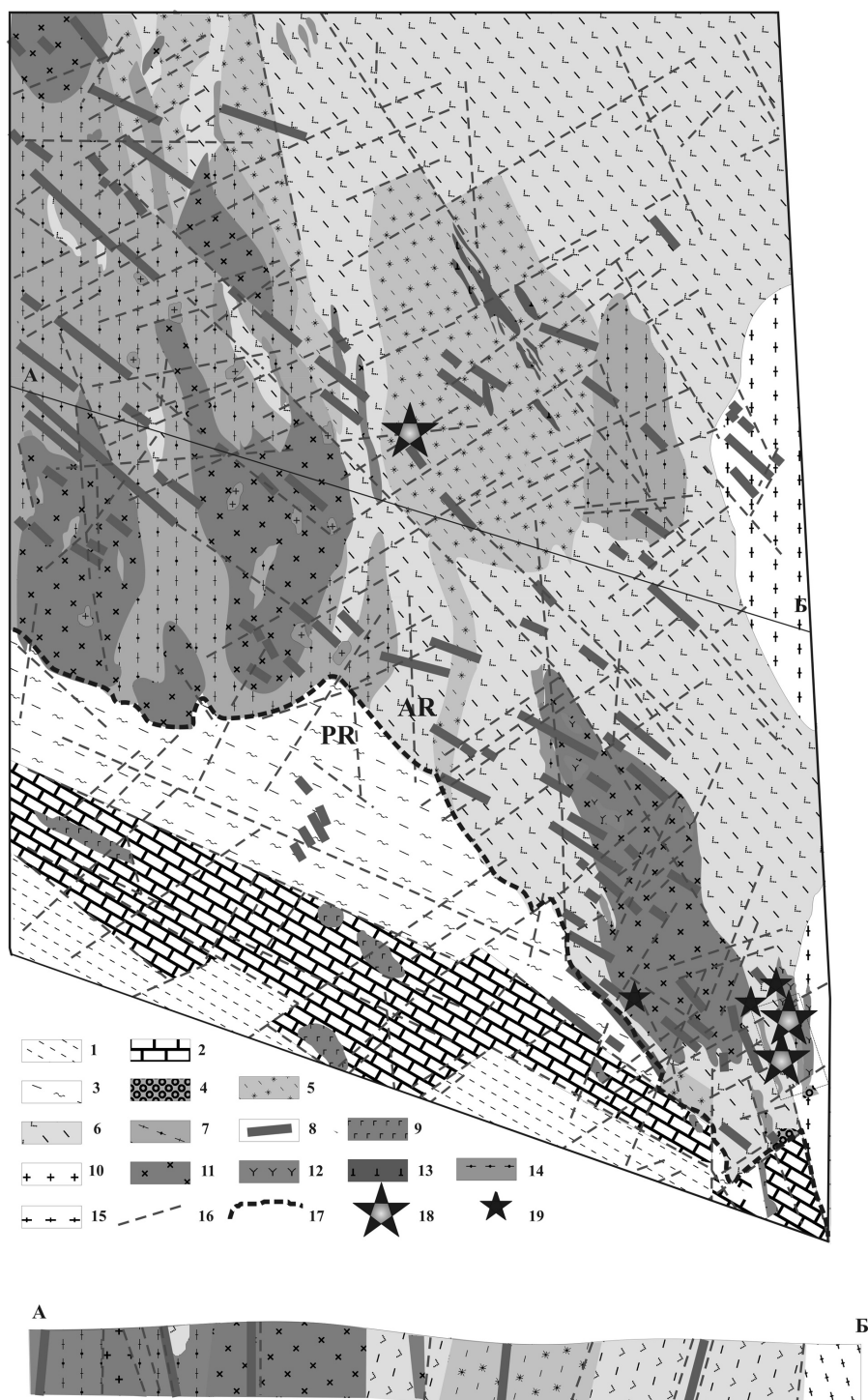


Рис. 2. Схема геологического строения российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси-Костомукша (р-н Хатуноя-Соан-ярви):

1 — тонкоритмичные кварц-полевошпат-биотитовые сланцы (ладожская серия); 2 — углеродсодержащие сланцы, карбонатные породы, metabазальты (соанлахтинская свита); 3 — кварцитопесчаники, конгломераты, карбонатные и филлитовидные сланцы, доломиты (малоянисьярвинская свита); 4 — валунные конгломераты Хатуноя; 5, 6 — ялонварская свита: 5 — кварц-слюдистые и углеродсодержащие сланцы, кислые метавулканыты, метадиабазы, прослои серноколчеданных руд и железистых кварцитов (верхняя подсвита), 6 — металавы андезибазальтов и андезитов, агломератовые туфы, лавобрекчии (нижняя подсвита); 7 — гнейсоамфиболиты и мигматиты по ним; 8 — дайки диабазов; 9 — силлы и дайки габбродиабазов; 10 — микроклиновые граниты; 11, 12 — Ялонварский гранитоидный комплекс: 11 — граниты, гранитпорфиры; 12 — диориты (санукитоиды); 13 — перидотиты, пироксениты, габбро; 14 — габброамфиболиты; 15 — гнейсограниты архейского фундамента; 16 — тектонические нарушения; 17 — граница архея и протерозоя; 18 — рудопроявления золота; 19 — пункты минерализации золота

Ялонварская свита подразделяется на две толщи: нижнюю, сложенную породами основного-среднего состава, и верхнюю с преобладанием кислых вулканитов (Потрубович, Анищенко, 1956 и др.).

Большую часть разреза нижней толщи составляют лавобрекчии и агломератовые туфы основного-среднего состава. Подчиненное значение имеют андезибазальтовые и андезидацитовые лавы, углеродсодержащие сланцы и линзы колчеданных руд. Местами для этой части разреза отмечается циклическое строение, проявляющееся как в структурно-фациальной, так и в вещественной изменчивости пород. По разрезу проследится неоднократная смена – средне-основных пород средними и кислыми. Циклы начинаются агломератовыми туфами с удлиненными по сланцеватости (аз. пр. 320–330°, $\angle$ 75–80°) обломками андезибазальтовых и андезитовых порфиритов, количество которых непостоянно и варьирует от 15 до 70%, а размеры достигают 30–50 см. Цемент туфов представлен вулканогенно-осадочным материалом, частично пепловым. Лавобрекчии макроскопически сходны с агломератовыми туфами, отличаясь эффузивным материалом цемента с отмечающейся в отдельных случаях флюиальностью. Излившиеся породы составляют лавовые потоки мощностью до нескольких метров, имеющие однородное строение с изредка сохранившимися миндалекаменными текстурами. Состав их – андезибазальтовый, андезитовый, андезидацитовый, дацитовый и риодацитовый. Для этой части разреза характерно также присутствие субвулканических тел (возможно экструзивов) риодацитов и дацитов, часто сопровождающихся эруптивными брекчиями.

Верхняя толща ялонварской свиты сложена в основном лавами дацитового и риодацитового состава, преобразованными в кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы с реликтами микрофелзитовых структур. Среди них отмечаются единичные потоки лав метаандезибазальтов, метаандезитов, а также прослои железистых кварцитов, кислых туфогенно-осадочных пород (сланцистых, кремнистых и биотитовых сланцев, кварцитов) с мелкозернистым кварц-серицитовым цементом, угловатыми обломками раскристаллизованного стекла и зерен плагиоклаза. Перечисленные породы залегают в виде чередующихся пачек, придавая разрезу циклическое строение. Всего выделяется семь пачек (Чернов и др., 1972; Попов, 1991), каждая из которых построена единообразно (снизу вверх): вулканиты средне-основного состава – вулканиты, туфы, туффиты кислого состава – кварцевые кератофиры. Между отдельными пачками залегают слои габбро-диабазов, вероятно, раннепротерозойского возраста. Мощность верхней толщи ялонварской свиты составляет первые сотни метров.

По простираанию разрез ялонварской свиты меняется. В районе урочища Ремссинкорпи (в 3–4 км к северу от серноколчеданного месторождения) он на всю мощность (~200 м) сложен преимущественно агломератовыми туфами с обломками андезитовых и

андезидацитовых порфиритов округлой и эллипсоидальной формы размером 2–3 см, сцементированными андезитовым материалом и занимающими до 40% объема породы. Еще севернее вблизи оз. Соан-ярви (СЗ часть Ялонварской структуры) развиты в основном отложения верхней толщи ялонварской свиты: кварц-полевошпат-амфиболовые, кварц-полевошпат-биотитовые, амфибол-хлоритовые кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы.

Овальная морфология обломков в вулканомиктовых брекчиях ялонварской свиты, вероятно, является следствием их формирования в водных условиях, а закономерное увеличение количества осадочных и вулканогенно-осадочных пород вверх по разрезу, по видимому, отражает ослабление со временем вулканической деятельности.

Среди вулканогенных образований Ялонварской структуры, являющейся частью палеовулканической постройки с ориентированной в северо-западном направлении и приуроченной к осевой части антиклинальной зоной с трещинными (линейными) магмоподводящими каналами, представленными многочисленными субвулканическими телами основного-среднего, среднего и кислого составов, выделяются эффузивные, жерловые (субвулканические) и эксплозивные фации.

Породы жерловой фации (мета- андезибазальты, андезиты, андезидациты, риодациты), составляющие дайкообразные тела мощностью до первых десятков метров, с четкими без закалочных зон контактами и обильным (до 60–70%) содержанием ксенолитов, сменяются в северо-западном направлении вулканитами прижерловой и удаленной фаций, прослеживающимися на расстояние более 10 км.

Прижерловая фация низов ялонварской свиты, представленная преимущественно лавобрекчиями и агломератовыми туфами с горизонтами лав мета- андезибазальтов, -андезитов, -андезидацитов и туфов соответствующего состава, характеризуется резкой изменчивостью по латерали и менее отчетливо выраженной неоднородностью по вертикали.

На участке Ремссинкорпи лавобрекчии обладают признаками пород, образованных в удаленной от вулканического центра зоне. Обломки здесь главным образом овальной формы, выдержаны по размеру (1–2 см) и составу (мета- андезиты, дациты). Эффузивный материал цементирующей массы однообразен, имеет порфировый или слабопорфировый облик, тонкозернистое сложение.

Лавовые потоки мощностью не более 10 м разделены горизонтами туфов. В низах разреза преобладают грубообломочные агломератовые туфы с обломками вышезалегающих эффузивов, встречающихся выше по разрезу, и кварц-серицит-хлоритовым цементом. Выше по разрезу, т. е. к юго-западу от выходов вулканитов прижерловой фации, грубокластические туфы сменяются мелкообломочными. Состав обломков при этом остается неизменным. Здесь же развиты горизонты туфогенно-кремнистых пород,

преобразованных обычно в эпидозиты. В юго-западной части структуры доминируют вулканогенно-осадочные образования удаленной фации, представленные туфами и туффитами средне-кислого состава, хемогенными кварцитами, графитистыми сланцами с прослоями и линзами колчеданных руд.

Приведенные особенности разреза ялонварской свиты указывают на многофазную динамику вулканогенно-осадочного процесса, обусловившую контрастную перемежаемость вулканитов разной кремнекислотности в прижерловых фациях и ритмичное строение вулканогенно-осадочных пачек по всему ее разрезу.

В целом породы ялонварской свиты метаморфизованы в зеленосланцевой и локально в эпидот-амфиболитовой фациях (473–485°, 485–500, Би-Амф и Амф-Пл геотермометры Л. Л. Перчука), интенсивно дислоцированы и превращены в разнообразные сланцы с реликтами первичных структур. Они слагают антиформу, опрокинутую на северо-восток, с падением крыльев на юго-запад 200°–250° под углом 60°–80° и осложненную мелкой изоклинальной складчатостью северо-западного простирания (Попов, 1991).

По соотношению главных петрогенных компонентов ялонварские вулканиты сопоставимы с неизмененными породами соответствующей кремнекислотности по Р. Ле Метру, отличаясь повышенным содержанием щелочей при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1\text{--}4$, что, вероятно, обусловлено их метаморфо-метасоматическими преобразованиями. По глиноземистости андезит-базальтовые порфиры относятся к умеренно-глиноземистому типу ($al = 1\text{--}1,1$), средние вулканиты – к высокоглиноземистому ($al = 1,1\text{--}1,3$), а кислые – к перглиноземистым разностям ($al = 3\text{--}3,5$), что может быть вызвано контаминацией магмы коровым материалом (Перчук, 1987; Маракушев, 1988).

На классификационной $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$, AFM и F_m/SiO_2 диаграммах (Ивашенко, Лавров, 1994) вулканогенные породы Ялонварской структуры образуют непрерывный известково-щелочной тренд от основных к кислым. Уровень содержаний в них Ti, K, Na, Rb, Sr, Ba, Ni соответствует таковому для пород известково-щелочной серии (Таусон и др., 1987).

Вулканиты ялонварской свиты, гранитоиды одноименной интрузии и сопряженные с ними дайки и субвулканические тела представляют собой единую позднеархейскую андезито-базальт-риолит-диорит-гранитовую вулканоплутоническую ассоциацию известково-щелочной серии (Ивашенко, Лавров, 1994). Критериями для отнесения этих пород к одной ассоциации служат их геологическое положение и возраст, минералого-петрографические особенности, петрохимическая родственность, включая близость изотопных характеристик (Pb, S), и генетическая сопряженность и преемственность в рамках закономерной эволюции рудогенерирующих процессов. Породы разных фаций обладают петрографическим сходством. Для них характерны тождественный минеральный состав с повсеместным присутствием голубоватого кварца, турма-

лина и шеелита, одни и те же минеральные вкрапления и акцессории, сходный порядок кристаллизации и единый тренд эволюции.

Для всех типов пород характерны низкие содержания рубидия и повышенные Ba, Sr. Распределение совместимых и несовместимых элементов относительно друг друга отвечает разным типам зависимости – линейной между совместимыми Ni-Cr и гиперболической между несовместимыми элементами, такими, как Rb, Sr. Такой характер соотношений между этими элементами соответствует их поведению при дифференциации в магматической камере. Вулканоплутоническая ассоциация формировалась в два крупных этапа: вулканический и плутонический. Согласно изотопным данным (Виноградов и др., 1959; Попов, 1991) и в соответствии с общими тенденциями эволюции вулканоплутонизма (Рудич, 1978; Светов и др., 1990 и др.), временной интервал между кульминационными стадиями этих этапов, вероятно, составлял несколько десятков миллионов лет. При этом на фоне сравнительно дискретного проявления вулканизма и плутонизма рудогенерирующие процессы, связанные с ними, по изотопным данным (Ивашенко, Лавров, 1994, 1996), не имели значительного временного разрыва и эволюционировали от колчеданного до комплексного Mo-W-Cu-Au-порфирового оруденения.

Ялонварская гранитоидная интрузия сформирована в три фазы: I – диориты, гранодиориты, II – граниты, III – лейкократовые порфировидные граниты, гранит-порфиры, субвулканические дациты, риодациты, риолиты. По геолого-геофизическим данным она представляет собой крупное (2–3 × 7–10 км) штокообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении. Его верхняя куполообразная часть в различной степени эродирована и сопровождается выступами сложной морфологии, образованными главным образом поздними интрузивными фазами. Для приконтактовых фаций пород характерны порфировидные текстуры и трахитоидность. Интрузия рассеяна дизъюнктивными нарушениями на ряд блоков. Большую ее часть на современном эрозионном срезе слагают гранитоиды ранних фаз. Модельный Sm/Nd возраст Ялонварской интрузии определяется в 3107–2928 млн лет, $\epsilon\text{Nd} = -1,7\text{--}+0,6$ (Лобач-Жученко и др., 2000). Изохронный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст ялонварских гранитоидов составляет 2600 ± 90 млн лет (Попов, 1991). Другие методы дают широкий разброс датировок со статистически значимыми временными интервалами: 3,0–2,8 млрд лет и 1,8–1,7 млрд лет (Виноградов и др., 1959; Глебова-Кульбах, 1960; Попов, 1991; данные авторов и др.), которые отвечают времени формирования ВПА и периодам ее омоложения в связи со свекофенскими эндогенными процессами. Аналогами ялонварских гранитоидов в пределах Карелии, вероятно, являются позднелопийские гранитоиды Хаутаваары, Пяяваары, Лобаша (Корнилов, 1993; Покалов, Семенова, 1993) и другие, а на территории Финляндии, вероятно, кварцевые диориты и гранодиориты Иломантси, тоналиты Куйттила, турмалин- и мусковитсо-

держателе граниты (Geological development., 1993). Гранитоиды имеют примерно равные содержания щелочей (табл. 1) и по соотношениям главных петрогенных компонентов соответствуют гранитоидам извест-

ково-щелочного ряда, специализированным на Мо, Cu, W. По геологическому положению, условиям генерации магмы и петрогеохимии они относятся к гранитам I типа (Ивашенко, Лавров, 1994).

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород ялонварского вулcano-плутонического комплекса, мас. %

Окислы, элементы	Фация пород								
	Плутоническая			Субвулканическая		Вулканическая			
	I фаза	II фаза	III фаза	Андезитовые порфириты (3)	Риолиты (6)	Андези- базальты (9)	Андезиты (9)	Цемент лавобрекчий (4)	Дацииты (8)...
	Диориты (17)	Граниты (13)	Лейкограниты (14)						
SiO ₂	61,68	70,32	74,52	54,26	72,23	52,90	57,96	57,34	64,66
TiO ₂	0,54	0,28	0,13	0,76	0,23	0,73	0,63	0,58	0,46
Al ₂ O ₃	15,07	13,91	13,20	13,12	13,33	14,86	15,42	15,52	15,36
Fe ₂ O ₃	2,70	1,42	0,88	2,41	1,21	2,65	2,12	2,29	1,66
FeO	2,66	1,27	0,63	7,39	0,98	3,07	4,72	4,13	1,89
MnO	0,08	0,03	0,03	0,14	0,05	0,17	0,11	0,12	0,06
MgO	3,71	1,36	0,60	7,38	1,51	6,92	6,45	5,95	3,01
CaO	4,28	1,64	1,28	7,34	1,47	8,06	3,93	5,44	2,90
Na ₂ O	3,93	4,04	4,46	2,84	4,65	2,95	3,12	4,91	3,54
K ₂ O	3,30	4,43	3,06	1,21	2,84	1,50	3,12	1,66	3,10
Li ₂ O	0,0067	0,0033	0,0023	0,0054	0,0031	0,0051	0,0219	0,0054	0,0060
Rb ₂ O	0,0171	0,0138	0,0097	0,0192	0,0070	0,0053	0,0173	0,0075	0,0130
Cs ₂ O	0,0014	0,0007	0,0004	0,0009	0,0004	0,0008	0,0013	0,0008	0,0010
ZnO	0,0104	0,0048	0,0113	0,0175	0,0053	0,0137	0,0133	0,0120	0,007
P ₂ O ₅	0,29	0,09	0,04	0,22	0,59	0,02	0,26	0,15	0,16
BaO	0,1300	0,1367	0,0900	0,0500	0,0900	0,0494	0,0900	0,0494	0,090
SrO	0,0700	0,0303	0,0200	0,0500	0,0300	0,0456	0,0300	0,0394	0,030
Cr	0,0265	0,0156	0,0121	0,0205	0,0135	0,0334	0,0367	0,0238	0,017
Ni	0,0122	0,0019	0,0023	0,0070	0,0035	0,0078	0,0072	0,0066	0,004
Co	0,0039	0,0017	0,0032	0,0045	0,0018	0,0042	0,0090	0,0075	0,004
Cu	0,0075	0,0077	0,0280	0,0280	0,0179	0,0101	0,0017	0,0139	0,024
V	0,0097	0,0044	0,0033	0,0114	0,0045	0,0229	0,0155	0,0163	0,017

П р и м е ч а н и е . Среди пород вулканической и субвулканической фаций отмечаются также риодациты; вулканическая фация кроме лав представлена туфами и туфогенно-кремнистыми образованиями, сильно варьирующими по кремнекислотности.

Контакты пород интрузивной, субвулканической и вулканической фаций Ялонварской ВПА обычно резкие субсогласные, иногда секущие. Породы в эндо- и экзоконтактных зонах подвергнуты биотитизации, окварцеванию, серицитизации и другим низкотемпературным преобразованиям, сопровождающимся обычно расщеплением, катаклазом и микронитизацией. Измененные породы относятся к пропилитам, березитам, вторичным кварцитам и турмалинитам. Метасоматиты, образованные в процессе формирования Ялонварской ВПА, впоследствии испытали полиметаморфические изменения лопийского и свекофенского времени. Они превращены в разнообразные сланцы, среди которых преобладают кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые и альбит-эпидот-хлорит-кварцевые разновидности, многие из которых являются рудоносными, а часть содержат золоторудную минерализацию.

Типы золотонесущего оруденения

В пределах южной части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси выявлено золотонесущее оруденение двух типов (Ивашенко, Лавров, 1994; Ивашенко и др., 2004): кварцево-жильное Мо-Cu-W-Au-порфировое и мезотермальное золотополисульфидное в низкотемпературных метасомати-

тах зон сдвиговых дислокаций. Пространственно оно ассоциируется с различными структурно-вещественными комплексами магматических пород и гидротермально-метасоматических образований, отличаясь характером структурного контроля, типоморфными ассоциациями рудных минералов и элементов-примесей.

Мо-Cu-W-Au-порфировый тип золотонесущего оруденения

Первые данные о золотоносности Мо-Cu-W-х порфировых руд в Ялонварской структуре были получены в 1990 г. при выполнении плановых НИР в Институте геологии КарНЦ РАН (Ивашенко, Лавров, 1994). Золоторудная минерализация была установлена на уч. Хатуноя и уч. № 3.

На уч. Хатуноя комплексное золотосодержащее оруденение локализовано в эндоконтакте диоритов (санукитоидов), относимых к первой фазе Ялонварского гранитоидного плутона (Ивашенко, Лавров, 1994). Диориты обнажаются южнее оз. Ялонварярви и в естественных обнажениях прослеживаются на 1,5–2,0 км на юг-юго-восток до руч. Хатуноя, где на них залегают валунные конгломераты сариолия. Они прорывают метавулканы нижнеялонварской под-свиты (агломератовые туфы, лавобрекчии, лавы метаандезитов и метаандезибазальтов), окаймляющие

их с северо-запада, запада и юго-запада. С севера и востока диориты перекрываются четвертичными отложениями, и их соотношения с обнажающимися восточнее раннеархейскими гранитоидами неизвестны. Диориты секутся маломощными преимущественно крутопадающими меридионального и северо-восточного простирания дайками долеритов (габбродиабазов), гранитов, дацитовых порфириров, риодацитов, риолитов и аплитов. Наиболее широко они развиты в северо-западной и центральной частях полосы распространения диоритов. Для даек и жил риолитов и риодацитов характерна сложная, местами многоярусная ступенчатая морфология, обусловленная, вероятно, синхронным раскрытием разноориентированных трещин отрыва. В местах широкого распространения в диоритах дайково-жильной фации кислого состава обычно развиты кварцево-жильные штокверки с комплексным (Mo, Cu, W, Au) оруденением (Ивашенко, Лавров, 1994).

В одном из таких мест, на поисковом участке № 9 с медно-молибденовым оруденением (Потрубович, Анищенкова, 1956), при детальном исследовании установлено, что помимо молибденита в кварцево-жильных рудных телах присутствует вольфрамовая, висмутовая и золото-теллуридная минерализация. Кварцевые жилы мощностью от 0,5 см до 1 м образуют штокверковые зоны сложной морфологии. Их простирание преимущественно северо-восточное ($10-80^\circ$), падение – северо-западное либо юго-восточное, и расположены они чаще почти перпендикулярно к линии контакта диоритов с вмещающими андезитовыми метавулканидами. Значительно реже встречаются жилы и прожилки северо-западного простирания (аз. пад. $210-260^\circ$, $\angle 50-80^\circ$), еще реже – субмеридиональные. Часть рудоносных кварцевых жил формировалась в условиях проявления сдвиговых дислокаций, о чем свидетельствует наличие в диоритах на контакте с ними отчетливо проявленной сланцеватости, имеющей подвороты, характерные для сдвиговых деформаций. Форма жил четковидная, с раздувами и пережимами, они ветвятся, сливаются и расходятся. Диориты в межжильном пространстве интенсивно серицитизированы и окварцованы. Метасоматические оторочки безрудных и слабоминерализованных кварцевых жил имеют обычно эпидот-биотитовый состав и мощность до 10 см. Эпидотовые ассоциации (эпидот-биотит-кварц, актинолит-эпидот-биотит-кварц, калишпат-эпидот-биотит-кварц) характерны также для ранних безрудных жил, образованных до формирования кварцево-жильного штокверка с комплексной рудной минерализацией и находящимися в аксессуарных количествах альбитом, апатитом, сфеном, турмалином, хлоритом, серицитом и кальцитом.

На площади участка № 9 и за его пределами в полосе коренных выходов диоритов общей протяженностью 1,5–2 км по набору наиболее распространенных сульфидов выделяются пирит-молибденитовые

и пиритовые кварцеворудные жилы и прожилки. Пирит-молибденитовая минерализация локализуется в кварцево-жильных штокверковых зонах, чаще – в метасоматически измененных зальбандах жил, реже – в зонах рассланцевания диоритов. Количество пирита, как правило значительно преобладающего над молибденитом, сильно варьирует – от единичных зерен до первых десятков процентов.

Одним из самых ранних минералов в кварцевых прожилках с пирит-молибденитовой минерализацией являются молибдошеелит и шеелит (содержания достигают 0,5–1%). Они представлены идиоморфными бипирамидальными кристаллами размером до 1–2 мм, единичными овальными зернами и их гломерозернистыми агрегатами размером 3–7 мм (рис. 3), распределенными крайне неравномерно. В зальбандах они тесно ассоциируются с мелкочешуйчатым молибденитом поздней генерации.

Молибденит развит в жильном кварце, в зальбандах кварцевых жил и в околожильных оторочках, а также в зонах рассланцевания в виде тончайшей дисперсной вкрапленности, крупных чешуек и гнездообразных скоплений размером до 1×5 см. Распределение молибденита в пределах жил и прожилков неравномерное с наибольшей концентрацией в их раздувах и зальбандах, где он слагает хорошо выраженную мономинеральную оторочку мощностью до 5 мм. По этим оторочкам происходили пострудные вертикальные смещения с образованием характерных зеркал скольжения. За счет тонкодисперсного молибденита жильный кварц окрашен в голубовато-серый цвет. Крупночешуйчатый молибденит содержит ^{187}Os – 3,516–7,298 г/т и Re – 118,36–245,6 г/т (анализы выполнены Н. Stein, ун-т шт. Колорадо, США). Соответственно его возраст равен 2772 ± 11 – 2773 ± 11 млн лет. Наиболее высокие содержания молибдена в жилах (до 2%) отмечаются в местах совместного нахождения нескольких генераций молибденита. Для большинства чешуек молибденита характерны полисинтетические двойники давления, фигуры смятия, блочное и волнистое погасание, свидетельствующие о сильной анизотропии среды рудообразования. Молибденит тесно ассоциируется с другими сульфидами – пиритом и халькопиритом (рис. 4, d). По структурным соотношениям с ними его кристаллизация происходила до и после образования пирита, близко одновременно с выделением основной массы халькопирита.

Пирит представлен кубическими, несколько удлиненной формы кристаллами размером до 1,5 см по длинной оси. Для него характерны включения других сульфидов и в большинстве случаев густая сеть микротрещинок, местами залеченная поздним халькопиритом (рис. 4, e, f). Содержание пирита в рудах сильно варьирует и достигает первых десятков процентов. Повсеместно с ним ассоциируется ранний халькопирит, представленный отдельными ксеноморфными зернами размером до 2–3 мм в поперечнике и их агрегатами. В сростках с последним отмечается сфалерит,

изредка – пирротин и кубанит. Единичными зернами представлены висмутин и галенит. Висмутин часто ассоциируется с халькопиритом (рис. 4, d). Его удлиненные кристаллы содержат микровключения самородного висмута (рис. 4, b, c). Кроме этого, висмут и висмутин встречаются совместно с халькопиритом в криптозернистых агрегатах, являющихся, вероятно, про-

дуктом разложения висмутовой сульфосоли – типа эмплектита. Таким же образом, видимо, образованы скопления самородного висмута, галенита и висмута (иногда икунолита) за счет разложения высоко-свинцовой висмутовой сульфосоли. Причем сохраняется первоначальная игольчатая форма разложившегося минерала размером до 1–2 мм по длинной оси.

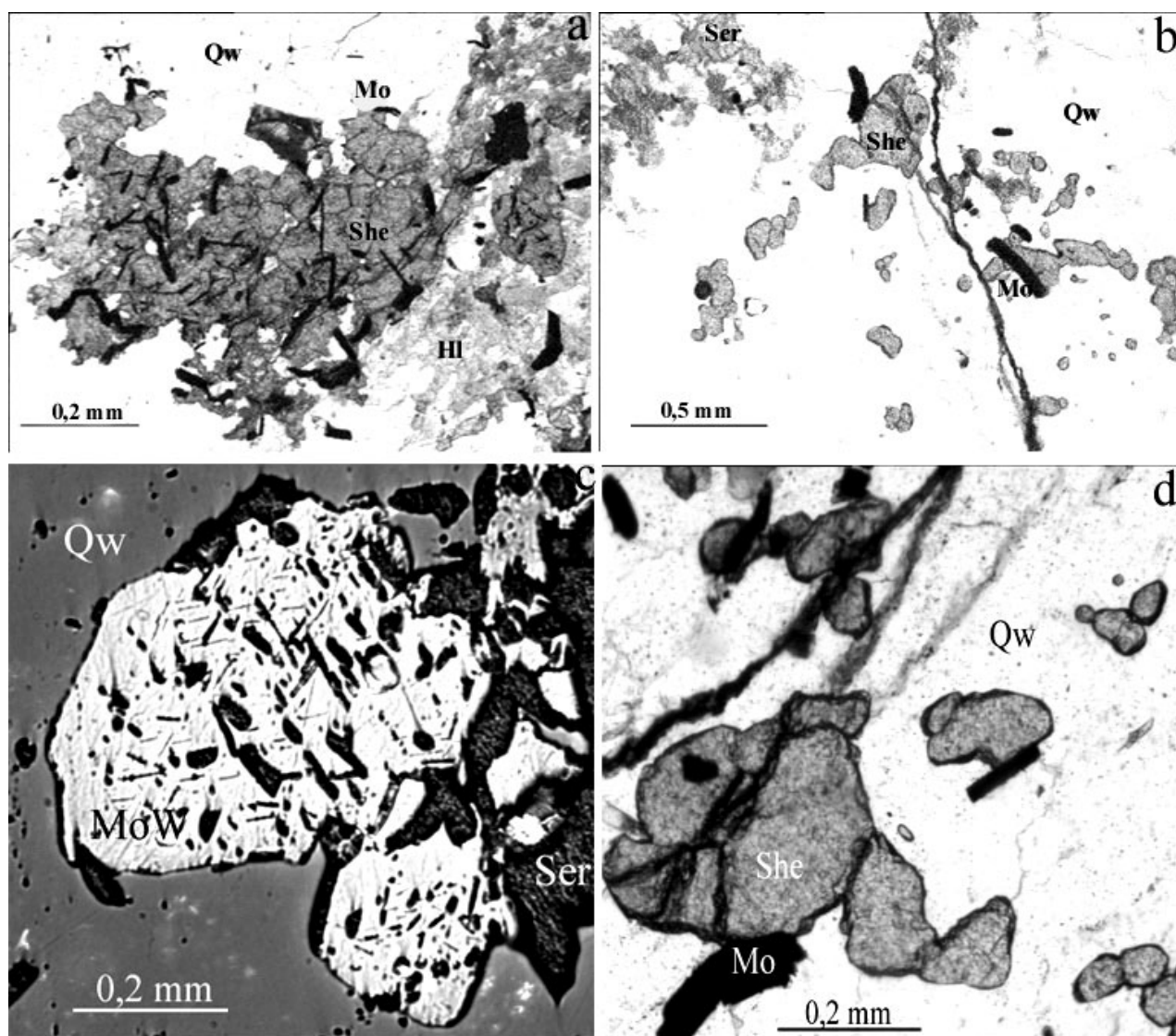


Рис. 3. Шеелитовая минерализация в комплексных (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) порфировых рудах уч. Хатуноя:

a, b – проходящий свет, николи II, обн. 9349; c – отраженный свет, обн. 9339; d – проходящий свет, обн. Ял13. She – шеелит, MoW – молибдошеелит; Mo – молибденит; Qw – кварц, Hl – хлорит, Ser – серицит

Самородное золото обнаружено в зальбандовых частях субширотной жилы мощностью около 0,5 м, выполненной светло-серым кварцем с обильной пирит-молибденитовой минерализацией. Размер золотинок – до 0,1 мм в поперечнике, форма изометричная, каплевидная, микропрожилковая (рис. 5). Содержание серебра в нем – 1,8%, остальные микропримеси не зафиксированы (табл. 2). Самородное золото отмечалось в ассоциации с пиритом, висмутом самородным и в сростках с теллуридом висмута (рис. 5, b, d),

состав которого по данным микрозондового анализа отвечает пильзениту. Совместно с ним золото образует микроскопические прожилки, в которых наблюдается их последовательная перемежаемость (рис. 5, d). Распределение золота в пределах опробованной тремя штучными пробами жилы – крайне неравномерное: от 2,13 до 5,3 г/т (табл. 3). По результатам опробования методом пунктирной борозды на двух расчистках содержание золота составляет 3,67 г/т на 0,55 м и 0,15 г/т на 1,0 м (табл. 4).

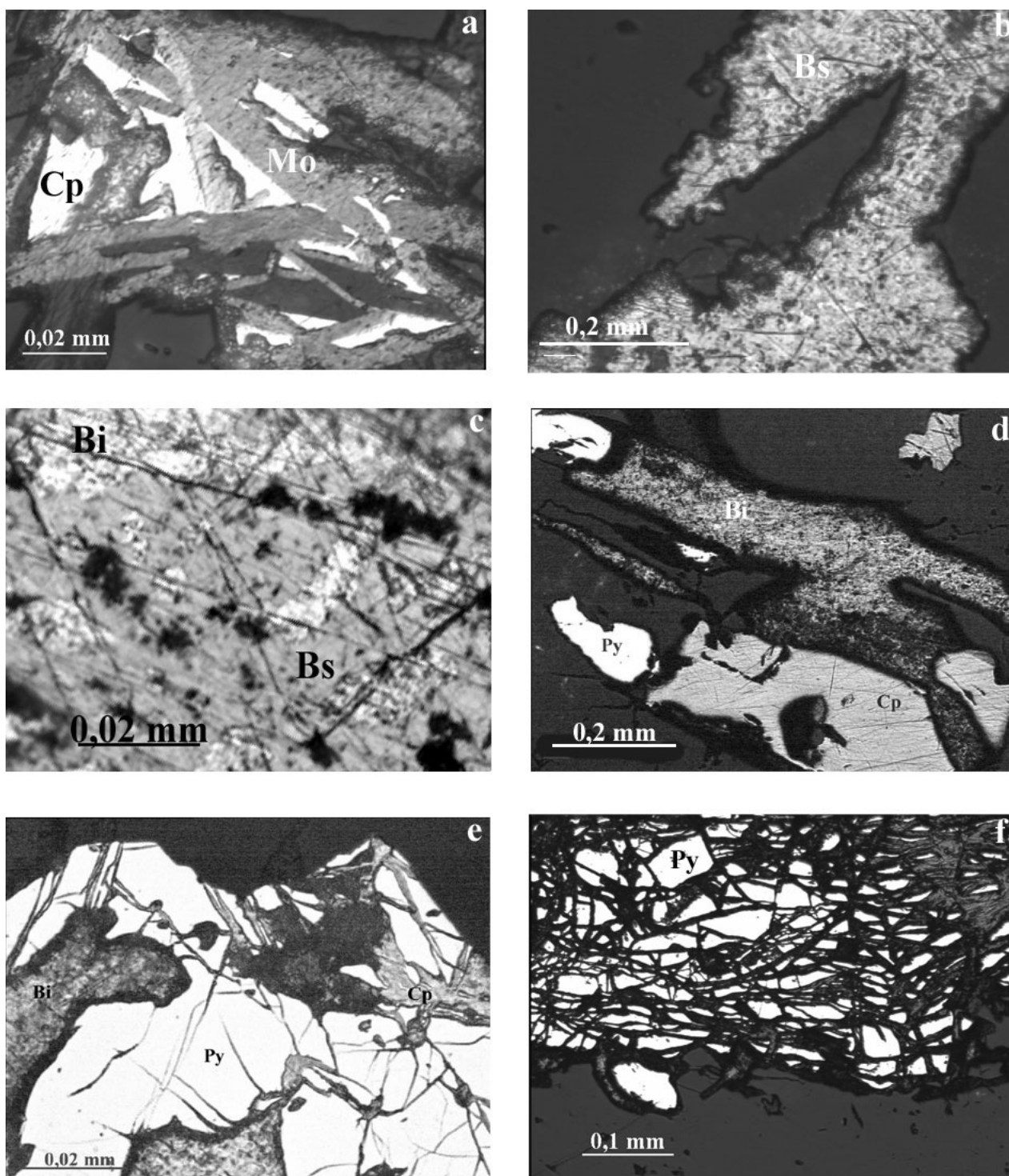


Рис. 4. Рудная минерализация комплексного (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) золото-порфирового оруденения в диоритах (санукитоидах) уч. Хатуноя. Отраженный свет

a – халькопирит-молибденитовые срастания в зальбандах кварцевых жил, обн. Ял16; b-d – пирит-халькопирит-висмут-висмутиновая минерализация, обн. Ял9334; e, f – развитие позднего халькопирита по системе микротрещин в пирите, обн. Ял9334. Bi – висмут самородный, Bs – висмутин, Cp – халькопирит, Py – пирит, Mo – молибденит

По набору минеральных ассоциаций, наблюдаемых на данном эрозионном срезе порфировой рудной системы, процесс рудообразования происходил, вероятно, в диапазоне температур 400–200°. Вначале отлагались шеелит и молибдошеелит, при повы-

шении активности серы в растворах сменявшиеся молибденитом, а затем сульфидами Fe, Cu, Bi, Pb, Zn и сульфосолями. Последующее изменение режима серы вызывало разложение висмутовых соединений в восстановительных условиях. Часть высвобо-

ждавшегося при этом висмута обособлялась в самородном виде при температуре ниже температуры его плавления – 271,5 °C (Vaughan, Craig, 1978), другая поступала в раствор и в соответствующих условиях связывалась с теллуридом. Близко к этому времени происходило выделение самородного золота, а немного позднее – образование кубанита за счет

распада халькопирита при температуре 200–250 °C (Cabri et al., 1973).

По данным минераграфических исследований руд устанавливаются две главные минеральные ассоциации комплексного золотонесущего оруденения порфирового типа, характеризующиеся определенной последовательностью выделения рудных минералов (табл. 5).

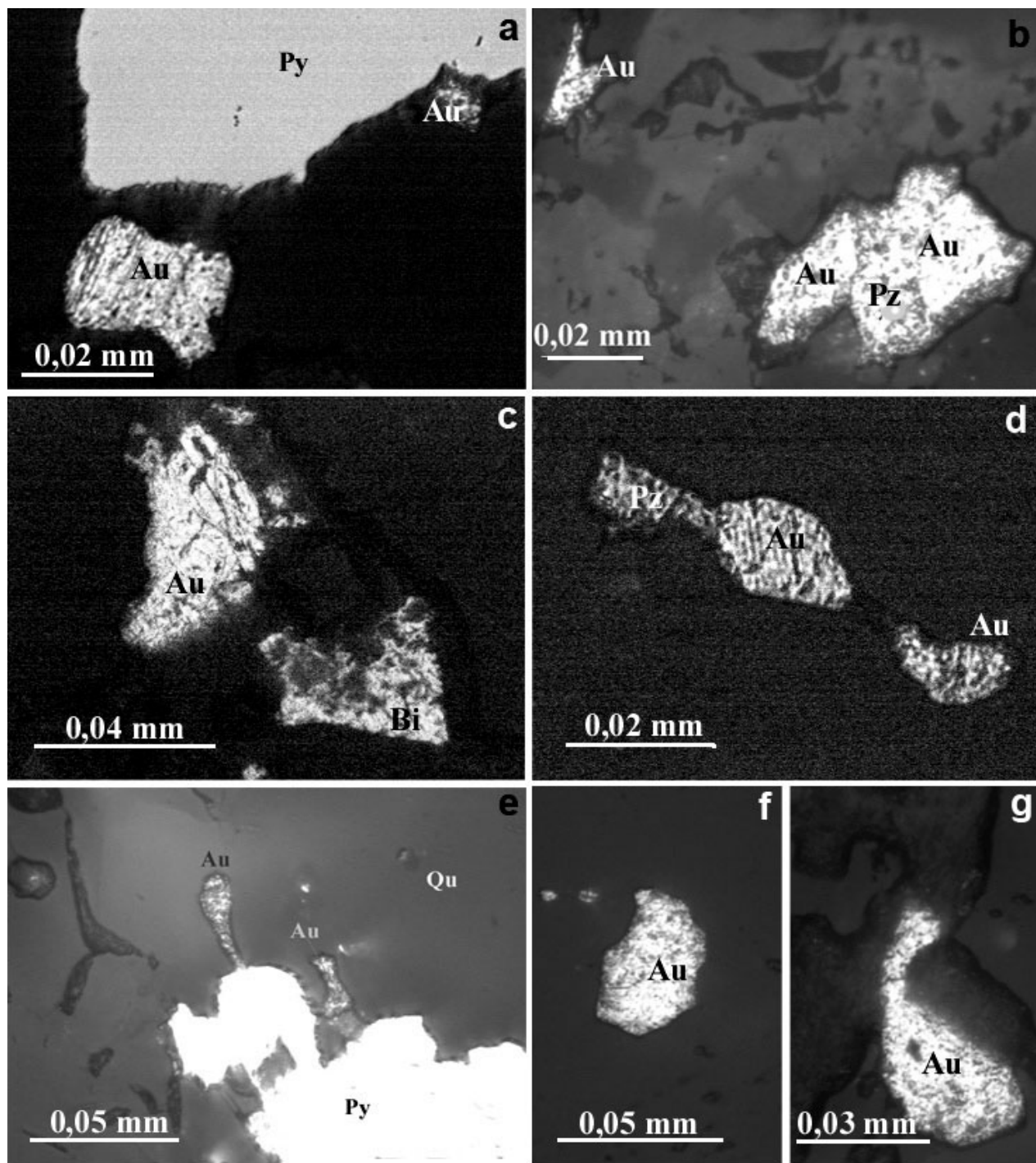


Рис. 5. Характерные морфотипы выделений самородного золота в гидротермально-метасоматических образованиях уч. Хатуной (отраженный свет). Золото-порфировое кварцево-жильное оруденение в диоритах (санукитоидах):

Au – золото самородное; Bi – висмут самородный; Py – пирит; Pz – пильзенит (Bi_4Te_3); Qu – кварц

Таблица 2

Химический состав рудных минералов из метасоматитов уч. Хатуноя

№ п. п.	№ пробы	Co	Ni	Cu	Fe	Cr	Bi	Te	Au	Ag	S
1	Ял18п	0,09	0,05	34,88	46,51	0,99 0,42	64,44 65,22 100	34,72 34,16	0,06	0,04	53,25
2	Ял18п	0,10	0,02		46,32						53,19
3	Ял18х	0,06			30,05						33,90
4	Ял18в										
5	Ял18в										
6	Ял18ви			35,20		0,99 0,42	64,44 65,22 100	34,72 34,16	96,40 98,21 69,29 68,83	1,80 1,26 29,88 30,63	
7	Ял18з										
8	Ял18з										
9	Хат1з										
10	Хат1з										
11	Хат1х				30,14						34,50
12	Ял9354	0,08			47,20						52,00
13	Ял9354	0,04			47,21						51,82
14	Ял9354	0,04	0,04		46,69						52,55
15	Ял9354	0,07	0,02		47,28						52,41
16	Ял9354	0,06	0,02		46,98						52,24
17	Ял9354	0,16	0,02		46,86						52,53
18	Ял9354	0,04	0,02		46,94						52,51
19	Ял9354	0,09	0,02		46,40						52,57
20	Ял9354	0,05	0,02		46,98						52,30
21	Ял9354	0,04			47,06						52,17
22	Ял9354	0,04	0,02		46,96						52,64
23	Ял9354	0,05	0,03		47,33						52,07
24	Ял9354	0,02			46,92						52,72
25	Ял9354	0,02			46,73						52,97
26	Ял9354	0,05	0,01		47,05						52,53
27	Ял9354	0,02			46,58						53,23
28	Ял9354	0,03	0,02		47,04						52,59
29	Ял9354	0,02	0,01		46,30						53,08
30	Ял9354	0,05			46,42						52,78
31	Ял9354	0,05	0,01		46,72						52,83

Примечание. 1–8 – комплексное золото-порфировое оруденение, 9–31 – золото-полисульфидное оруденение в зонах сдвиговых дислокаций. 1, 2, 12–31 – пирит; 3, 11 – халькопирит; 4, 5 – пилзенит; 6 – висмут самородный; 7, 8 – золото самородное; 9, 10 – электрум. МАР-4; ускоряющее напряжение при определении Au, Ag – 40 kv, при определении Ni, Co, Fe, S – 25 kv; ток зонда 30 nA; эталоны – Au, Ag, Cu, Ni, Co, пирит, халькопирит; предел обнаружения – 0,01%, относительная ошибка: Au, Ag, Fe, Cu, S – 2%, Co, Ni – 10%; физик-аналитик – А. Н. Терновой.

Таблица 3

Результаты золото-пробирного анализа рудоносных метасоматитов уч. Хатуноя

№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au
1	X0204a	13,16	2,80	29	X0204б	0,407	0,165	57	X0204в	0,822	4,75
2	X0204г	0,329	0,160	30	X0204д	2,31	0,634	58	X0204е	1,59	0,374
3	X0304б	1,94	0,147	31	X0304в	0,883	0,042	59	X0304г	2,27	0,180
4	X0304д	0,431	0,053	32	X0304з	2,08	0,121	60	X0304и	0,755	0,037
5	X0304м	1,72	0,147	33	X0404а	0,473	0,036	61	X0504	0,982	0,110
6	X0404б	0,612	0,063	34	X0404ш	1,34	0,103	62	X0404з	1,26	0,130
7	X0404и	8,27	1,15	35	X0504а	1,04	0,195	63	X0304п	2,43	0,239
8	Хат-10	0,042	0,009	36	Хат-101	0,021	0,007	64	Хат-11	0,048	0,008
9	Хат-12	0,150	0,009	37	Хат-13	0,190	0,007	65	Хат-14	0,154	0,005
10	Хат-16	0,894	0,140	38	Хат-17	0,025	0,017	66	Хат-18	0,073	0,009
11	X0404ш	1,43	0,103	39	X0304ш	2,63	0,125	67	X0505в	1,00	0,105
12	X0504г	0,75	0,069	40	X0704а	8,70	1,25	68	Ял-16	27,56	4,62
13	X0704б	6,14	0,119	41	X0804а	3,80	0,046	69	X0904а	11,84	1,07
14	Хат-1	0,58	0,047	42	Хат-2	1,31	0,062	70	Хат-4	0,77	0,066
15	муст	0,45	0,020	43	нут	0,26	0,020	71	Пот-1	0,15	0,028
16	Вял-1	7,29	3,43	44	Вял-2	7,84	2,77	72	Ял-61	0,80	0,073
17	Ял-70	0,43	0,055	45	Вял-3	23,00	0,882	73	Сим	0,26	0,101
18	Хат102	0,32	0,016	46	X0304м	2,20	0,095	74	X0404а	0,369	0,034
19	X3004	5,35	0,365	47	X3104а	3,06	0,023	75	X3104г	2,50	0,017
20	X3204	0,564	0,092	48	X3304д	0,269	0,034	76	Хат-4	0,774	0,057
21	Нут	0,320	0,005	49	Хат-19	0,472	0,061	77	Хат-20	0,345	0,052
22	Хат-21	0,235	0,036	50	Хат-22	0,561	0,046	78	Ял-14а	1,57	0,132
23	Ял-24	0,664	0,048	51	X0304п	2,55	0,566	79	ХК-1	0,176	0,005
24	Ял-47	0,206	0,051	52	Ял-49	1,23	0,404	80	Ял-50	5,23	0,247
25	Ял-52	0,211	0,017	53	Ял-54	0,150	0,009	81	Ял-56	5,74	0,320
26	Ял-57	3,62	0,108	54	Ял-65	0,541	0,134	82	Ял-66	1,30	0,149
27	Ял-67	2,39	0,195	55	Ял-68	1,25	0,286	83	Ял-69	1,86	0,088
28	X0904	0,814	0,110	56	X0904з	0,248	0,023	84	X0904к	4,91	0,116

Окончание табл. 3

№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au	№ п. п.	№ пробы	Ag	Au
85	X0904л	0,925	0,051	99	X0904м	0,600	0,029	113	X0904н	0,867	0,037
86	X0904о	0,860	0,042	100	X1104б	0,556	0,082	114	X1104г	0,595	0,085
87	X1104и	2,02	0,110	101	X1504	0,467	0,033	115	X1704б	0,130	0,052
88	X2704а	0,332	0,145	102	X2704в	0,496	0,153	116	Ял-49	1,38	0,338
89	Сим	0,193	0,159	103	Ял-01	0,712	0,030	117	Ял-04	3,53	0,337
90	Ял-05	0,750	0,061	104	Ял-06	1,14	0,156	118	Ял-09	0,79	0,115
91	Ял-13	3,55	0,324	105	Ял-15	1,28	0,064	119	Ял-16	27,16	5,30
92	Ял-16	27,54	4,60	106	Ял-17	9,92	2,58	120	Ял-18	14,66	2,13
93	Ял-18	14,68	2,27	107	Ял-18	15,51	2,85	121	Ял-19	1,47	0,180
94	Ял-21	32,94	1,28	108	Ял-22	1,43	0,085	122	Ял-23	2,25	0,100
95	Ял-25	8,07	0,555	109	Ял-26	3,59	0,063	123	Ял-28	1,07	0,043
96	Ял-29	0,558	0,023	110	Ял-30	0,872	0,228	124	Ял-33	0,908	0,044
97	Ял-39	1,55	0,027	111	Ял-40	1,04	0,025	125	Ял-38	1,95	0,043
98	Ял-36	0,776	0,044	112	Ял-37	0,426	0,018				

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, аналитики Н. В. Питкя, В. Л. Утицына.

Таблица 4

Содержание золота (в г/т) в рудоносных метасоматитах уч. Хатуноя (борздовое опробование)

№ пробы	Вид пробы	Интервал, м	Порода	Содержание золота	
				1	2
Обн. 0790, X0204					
Пр-1	Борозда	2,30	Кв-Хл-Сер-метасоматиты с Cu-Pb-Zn-оруденением	0,76	0,078
Пр-2	”	2,45	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом	0,10	0,041
Пр-3	”	1,95	То же	0,24	0,053
Пр-4	”	1,90	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом, висмутином	0,83	1,08
Обн. X0304					
X0304б	Пунктир. борозда	0,30	Кв-Хл-Сер-Эп-Аб-метасоматиты по диоритам с сульфидами Fe,Cu	0,147	
X0304м	”	1,00	Кварцевая жила с пиритом и молибденитом	0,150	
Обн. Ял-16					
Ял-16	Пунктир. борозда	0,20	Кварцевые метасоматиты с кальцитом, пиритом, висмутом	5,30	
Ял-17	”	0,15	То же	2,58	
Ял-18	”	0,20	То же	2,85	
Обн. X0704					
X0704а	Пунктир. борозда	0,80	Кв-Сер-Хл-метасоматиты с сульфидами Fe, Cu, Zn	1,25	

Примечание. Содержания золота (1, 2) – вид анализа: 1 – золото-пробирный (Институт геологии КарНЦ РАН); 2 – золото-спектральный (Геологический институт КНЦ РАН); вес проб: Пр-1–Пр-4 – 3–4 кг; остальные – 1–2 кг.

Таблица 5

Парагенетическая диаграмма комплексного золото-порфирового оруденения

Минералы	Минеральные ассоциации	
	Халькопирит-пирит-молибденитовая	Золото-теллуридная
Шеелит	-----	
Молибдосеелит	-----	
Молибденит	-----	
Пирит	-----	
Халькопирит	-----	
Сфалерит	---	
Пирротин	---	
Висмутин	--	
Сульфовисмутиды Pb, Cu	--	
Висмут		
Золото		-----
Теллуриды Bi		-----
Кубанит		-----
T°C	400°	271,5 200°

Прожилки пиритового или кварц-пиритового состава, как правило, маломощны (в среднем 2–3 см). В основном они имеют северо-восточное простирание (аз. пад. 325–345°; $\angle$ 30–40°), изредка – северо-западное (аз. пад. 245–355°; $\angle$ 30–60°). Обычно прожилки приурочены к флангам пирит-молибденитовых жильных тел, где группируются в субпараллельные зонки.

В юго-восточной части участка развиты маломощные серии «сухих» пиритовых прожилков. При наличии в них кварца с пиритом ассоциируется шеелит. Другие рудные минералы представлены халькопиритом, кубанитом, висмутином, самородным висмутом и продуктами разложения висмутовых сульфосолей. Данных о возрастных соотношениях

«сухих» пиритовых прожилков со штокверковыми пирит-молибденитовыми кварцево-жилными телами на настоящий момент нет. Результаты опробования на золото пиритовых и кварц-пиритовых прожилков, полученные пробирно-спектральным методом (г. Тула), оказались соответственно 1,0 и 2,7 г/т. Анализы аналогичных прожилков, выполненные в Институте геологии КарНЦ РАН пробирным методом, дали более низкие содержания золота: 0,5 и 1,25 г/т.

**Мезотермальный
золото-полисульфидный тип
оруденения в зонах сдвиговых
дислокаций**

Золотонесущее оруденение данного типа выявлено нами на уч. Хатуная, где по результатам поисково-оценочных работ прошлых лет (Потрубович, Анищенкова, 1956) было известно три медно-полиметаллических рудопроявления. К этому же типу оруденения, вероятно, относится и Соанйокское золото-сульфидное проявление, расположенное в пределах Соанварского участка на западном фланге одноименного серноколчеданного месторождения (Фадеев, 1977).

На Хатунойском участке золото-полисульфидное оруденение локализовано в экзоконтакте гранитного тела сложной морфологии, прорывающего метасоматически измененные (пропилитизированные) метавулканы средне-кислого состава, превращенные в пирит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые с турмалином и хлоритом метасоматиты, контролируемые сдвиговой зоной (мощность ~50 м, аз. пад. 250°, л. пад. 70°). Рудные минералы представлены обильным пиритом и гораздо реже встречающимися халькопиритом, пирротин, молибденитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом и шеелитом. Содержание золота в пирите достигает 6 г/т.

Рудная минерализация имеет гнездовой характер распределения в метасоматитах, а также приурочена к маломощным кварцевым, хлорит-кварцевым и карбонат-кварцевым прожилкам. Она представлена преимущественно халькопиритовыми и халькопирит-галенит-сфалеритовыми аллотриоморфнозернистыми агрегатами (рис. 6). С халькопиритом практически повсеместно ассоциируются пирротин и кубанит, реже – пирит. В сфалерите обнаружено изометричное включение самородного свинца (данные микрозондового анализа) размером около 10 мкм. Наряду с другими рудными минералами здесь встречается редкая вкрапленность самородной меди.

Самородное золото размером до 1 мм отмечается в сростании с халькопиритом и в обособленных выделениях (рис. 7) в окварцованных и серицитизированных андезидацитовых и дацитовых агломератовых туфах. Для него характерна пластинчатая форма выделений и удлиненные включения хлорита. Состав золота по данным микрозондового анализа приближает его к электруму: Au – 69,29–68,83%; Ag – 29,88–30,630%. Содержание золота по данным штучного опробования варьирует в пределах 0,16–4,75 г/т (см. табл. 3, 4, ан. 54–56,

99–101, 122, 123), бороздового опробования – 0,53 г/т на инт. 8,6 м, 1,08 г/т на инт. 1,90 м. Характер распределения золота и его размерность, вероятно, сильно варьируют, о чем свидетельствуют данные опробования методом пунктирной борозды одного и того же двухметрового интервала метасоматитов (в г/т) – 100,0, 0,80, 0,48, 0,80 (пробир. ан.: ЦНИИГРИ, ИГ КарНЦ РАН). Кроме золота метасоматиты содержат серебро – до 50 г/т и платину – 0,38 г/т (пробир. ан.: ЦНИИГРИ).

Таким образом, вся метасоматически измененная и минерализованная толща агломератовых туфов, выходящая на дневную поверхность на пересечении магистралей с профилем № 200 и вскрытая расчисткой и канавой в пределах сдвиговой зоны, является золотонесущей. Причем, хотя самородное золото и встречается в ассоциации с халькопиритом, максимальные его содержания по результатам обоих видов опробования характерны для интенсивно прокварцованных метасоматитов, в которых доминирует пирит, а остальные рудные минералы встречаются эпизодически, но постоянно присутствуют висмутин и самородный висмут.

Золотонесущие метасоматиты, приуроченные к полюсе развития агломератовых туфов, преобразованных в зоне сдвиговых дислокаций, прослеживаются по простиранию в естественных обнажениях и расчистках на 400 м. При этом стиль метасоматических преобразований, видовой состав рудной минерализации, ее масштабы и распределение, так же как и содержания золота, характеризуются достаточной изменчивостью. В метасоматитах в разной степени проявлено окварцевание и распространенность полиметаллической минерализации. В районе профиля № 400 обнажаются кварцевые метасоматиты с богатой гнездовой минерализацией сплошных пиритовых руд и содержаниями золота 0,16 г/т, а в районе 600-го профиля – бедные пиритовые руды, но с содержаниями золота 1,25 г/т.

По геолого-геофизическим данным сдвиговая зона, контролирующая развитие золотонесущих метасоматитов, прослеживается от уч. № 6 к уч. № 5 в северо-западном направлении на расстояние свыше 1 км. В пределах уч. № 5 сдвиговые дислокации, сопровождающиеся медно-полиметаллической с золотом минерализацией, накладываются на колчеданное оруденение, формируя сеть субпараллельных прожилков мощностью до 5–10 см. Содержание золота в них составляет 0,5 г/т.

Кроме этой главной золоторудоконтролирующей сдвиговой зоны в пределах уч. Хатуная установлены признаки проявления других подобных зон, но в силу неудовлетворительной обнаженности реальное подтверждение получила только одна из них – в 150–170 м к востоку от главной. В турмалинсодержащих кварц-хлоритовых метасоматитах краевой части этой зоны, которые удалось вскрыть расчисткой, содержания золота невысокие – 0,1–0,2 г/т (обн. Х0504). Зона фиксируется интенсивной магнитной аномалией, обусловленной магнетитовой минерализацией в турмалинизированных андезитовых туфах, и ее мощность составляет около 20 м.

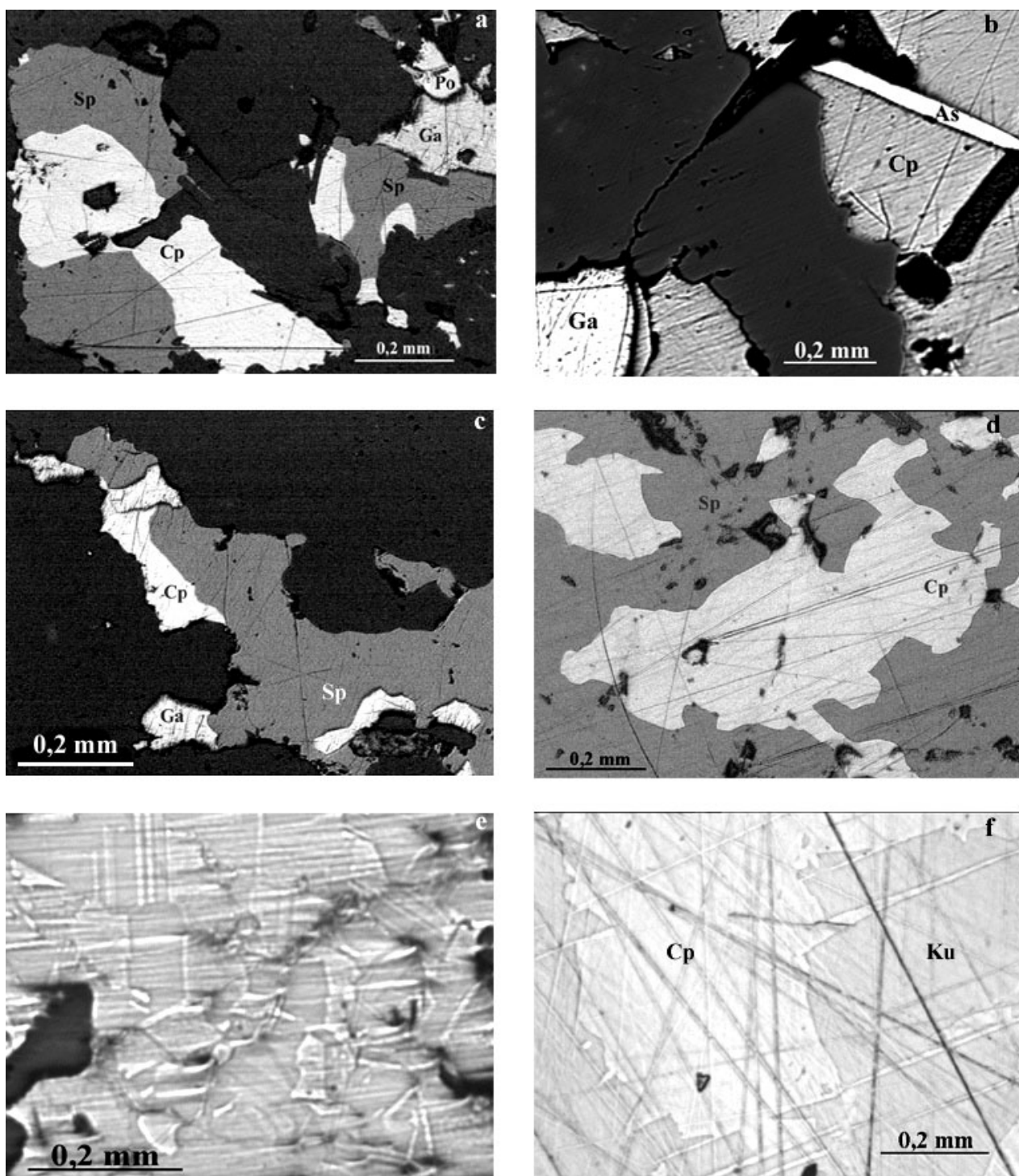


Рис. 6. Рудная минерализация оруденения золото-полисульфидного типа в зонах сдвиговых дислокаций уч. Хатуной. Отраженный свет

а – халькопирит-галенит-сфалеритовые прожилки в зонах прокварцевания агломератовых туфов, обн. X0204; б – ассоциация позднего игольчатого арсенопирита с халькопиритом и галенитом в кварцевых метасоматитах, обн. Ял91; в – пирротин-галенит-халькопирит-сфалеритовые обособления в кварц-серицитовых метасоматитах, обн. Ял91; д – выделения халькопирита в сфалерите, обн. X0204; е – полисинтетические двойники в сфалерите, Ял91; ф – сростания халькопирита и кубанита, обн. Ял9355. Cp – халькопирит, Ga – галенит, Ku – кубанит, Po – пирротин, Sp – сфалерит, As – арсенопирит

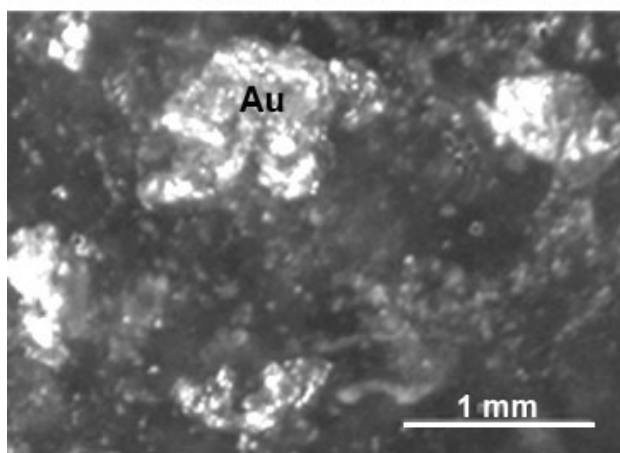
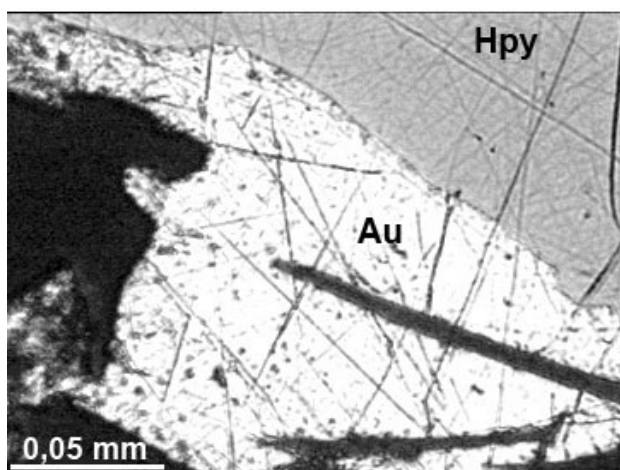
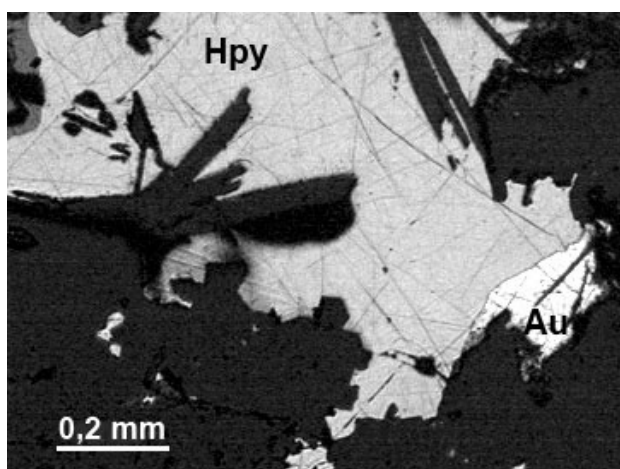


Рис. 7. Морфология выделений самородного золота (Au) в кварц-серицитовых метасоматитах в ассоциации с халькопиритом (Hpy). Мезотермальное золото-полисульфидное оруденение в метасоматитах зон сдвиговых дислокаций

Отражение золотонесущих структурно-вещественных комплексов в геофизических полях

На карте изолиний параметра $\log Rok$ (рис. 8) выявляются субмеридиональные ($\sim 350^\circ$) зоны пониженного сопротивления. Их ширина изменяется от 15 до

50 м, а общая протяженность равна 700 м. Располагаются зоны кулисообразно, смещаясь в северо-западном направлении от уч. № 6 (Хатуноя-2) к уч. № 5 (Хатуноя-1). Западная ветвь этих аномалий, согласно геологическим наблюдениям в естественных обнажениях, расчистках и канавах, обусловлена гидротермально-метасоматическими изменениями в зоне сдвиговых дислокаций с выявленным оруденением золото-полисульфидного типа. Другая линейная аномальная зона, расположенная в 100 м восточнее, приурочена к узкому заболоченному трог, не имеющему коренных выходов пород. Судя по конфигурации этой аномалии и ее интенсивности, она имеет, вероятно, ту же природу, что и восточная, т. е. она отражает присутствие золотопродуктивных низкотемпературных метасоматитов в сдвиговой зоне. Тем более, что маломощные проявления такого рода метасоматических образований зафиксированы по периферии этой аномальной зоны.

Площадь распространения комплексного золото-порфирового оруденения в диоритах также четко отражается на карте изолиний $\log Rok$ (рис. 8), но в отличие от аномалий над сдвиговыми зонами она не носит линейного характера.

На карте изолиний Ta (рис. 9) над зонами сдвиговых дислокаций фиксируются несколько положительных аномалий интенсивностью от 300 до 1500 нТл, также вытянутых в субмеридиональном направлении. Часть аномалий, по-видимому, связана с протяженными телами габбродиабазов.

По графикам, представленным на рисунках (рис. 10, 11), и картам (см. рис. 8, 9) можно сделать следующие выводы: профиль 200 в районе пикетов (-25)–(+25) пересекает зону золотонесущей сульфидной минерализации, частично выходящей на дневную поверхность. Зона представлена метасоматически преобразованными агломератовыми туфами. Все три метода отмечают ее: метод Rok – аномалией повышенной проводимости; метод ЕП – отрицательной аномалией до -225 мВ, осложненной тремя отрицательными экстремумами до 30 мВ, мощность зоны 25–30 м, падение на запад; метод магниторазведки – положительной аномалией Ta до 500 нТл, несколько смещенной в сторону отрицательных пикетов, также осложненной тремя относительными максимумами в 150–300 нТл, что говорит о неравномерности распределения магнитных минералов в зоне. Мощность по методу касательных около 15 м при глубине залегания верхней кромки (центра магнитных масс) около 22 м, падение на запад. Аномалия над этой зоной по методу сопротивления также осложнена тремя относительными минимумами.

В районе ПК 150 + 250 профиля 200 были выявлены аномалии: положительная потенциала ЕП до 50 мВ и пространственно ей соответствующая отрицательная аномалия Rok , вероятно отражающие эндоконтактные изменения в диоритах, коренные выходы которых зафиксированы в единичных обнажениях.

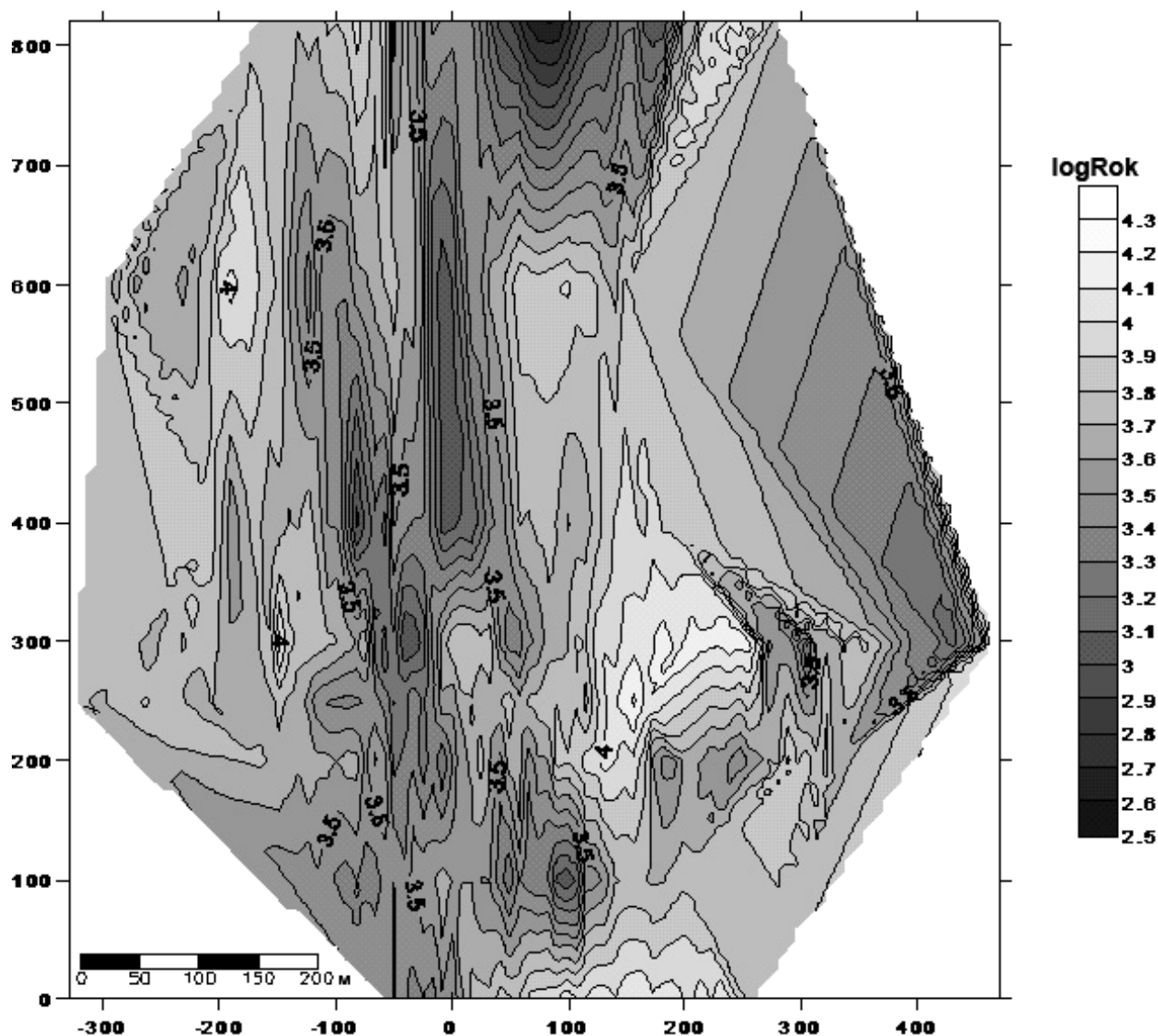


Рис. 8. Карта изолиний параметра logRok уч. Хатуноя

В районе ПК +150–170 профиля 200 выявлена интенсивная локальная аномалия Та до 1500 нТл (рис. 9), при заверке которой вскрыто субвулканическое тело риодацитов с турмалинсодержащими золото-несущими (0,2 г/т) метасоматитами, имеющими признаки формирования в транспрессивных условиях.

Таким образом, в результате проведенных геофизических работ установлено, что низкотемпературные метасоматиты пропилит-березитового ряда в зонах расланцевания и сдвиговых дислокаций с золотонесущей сульфидной минерализацией уверенно выделяются тремя методами (Rok, Та, ЕП) и прослеживаются в субмеридиональном направлении на 500–600 м. Кварцево-жильное комплексное золото-порфировое оруденение в диоритах четко фиксируется по параметру logRok, но его пространственная конфигурация не определена в связи с недостаточным объемом геофизических исследований.

Геолого-поисковая модель комплексного (Mo, Cu, W, Te, Au) золото-порфирового оруденения

Генетические модели месторождений порфирового типа, главным образом меди и молибдена, являются наиболее детально разработанными к настоящему времени. Их характеристики, приведенные в работах (Попов, 1977; Покалов, 1983; Власов и др., 1986; Кривцов, 1989, 1991; Берзина, Сотников, 1991; Sillitoe, 1993 и др.), дополняются результатами исследований, касающимися золото-порфирового и комплексного (Mo, Cu, Au, W и др.) порфирового типов оруденения (Ивашенко, Лавров, 1994; Сидоров, Волков, 2000; Коробейников и др., 2002; Kirkham et al., 1997; Sillitoe, 1997 и др.). Большинство порфировых месторождений являются золотоносными. Золото локализуется преимущественно в апикальных частях Cu-Mo- и Cu-порфировых рудообразующих систем. С учетом приведенных разработок по рудообразующим системам порфирового типа и

всей совокупности результатов исследований Ялонварского ВПК, геолого-поисковая модель комплексного золото-порфирового оруденения в одноименной

структуре архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси представляется в следующем виде (табл. 6).

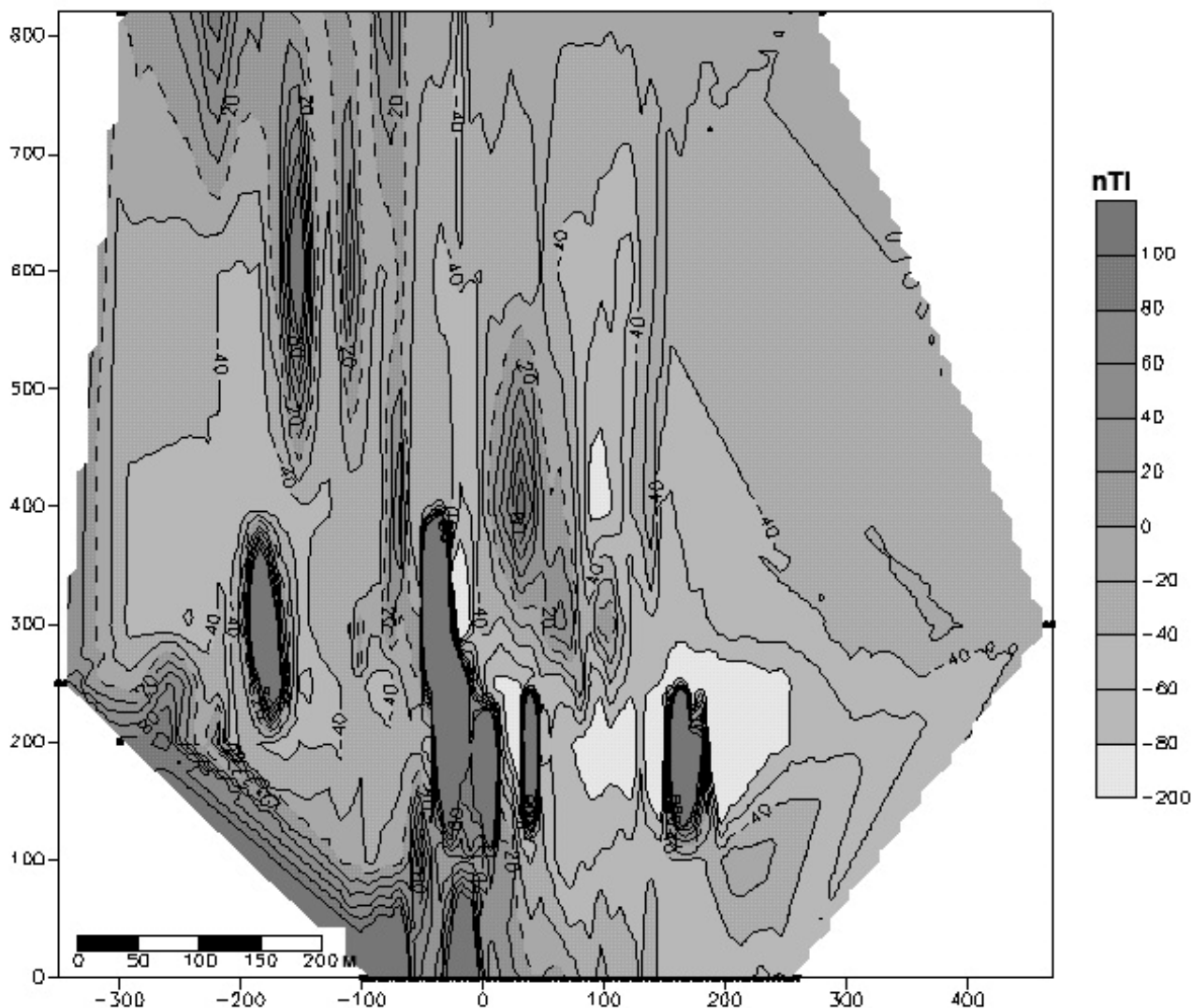


Рис. 9. Карта изолиний Та уч. Хатуноя

Некоторые системные элементы разработанной геолого-поисковой модели имеют принципиально важное значение. В первую очередь это касается отсутствия какой-либо геохимической специализации продуктивных гранитоидов на главный для данной модели рудный компонент – молибден, что вполне согласуется с его геохимическими свойствами и экспериментальными данными по распределению молибдена между расплавом и флюидными и кристаллическими фазами (Попов, 1988 и др.). Молибден является несовместимым (некогерентным) элементом и не концентрируется в породообразующих минералах. Он может накапливаться только в титансодержащих акцессориях (сфен – до 100 г/т) и частично в биотите. Вследствие этого лейкократовые фации гранитоидных плутонов, продуцирующих молибденовое оруденение, имеют исключительно низкие его содержания. Мо-

либден в ходе их кристаллизации концентрировался в постмагматических растворах, вызывавших гидротермально-метасоматическую проработку апикальных частей плутонов и оруденение.

Золото в месторождениях порфирового типа всегда отмечалось как попутный компонент и только в последние десятилетия установлено, что его главные концентрации приурочены к самым апикальным частям рудообразующей порфировой системы (Kirkham et al., 1997; Sillitoe, 1997 и др.), где его спутниками могут быть элементы платиновой группы (Коробейников и др., 2002).

В соответствии с этим, вследствие неглубокой эродированности порфировая рудная система Ялонварского ВПК имеет значительные перспективы в отношении благороднометалльного оруденения. Ранее изучавшиеся (Потрубович, Анищенкова, 1956; Попов, 1991 и др.)

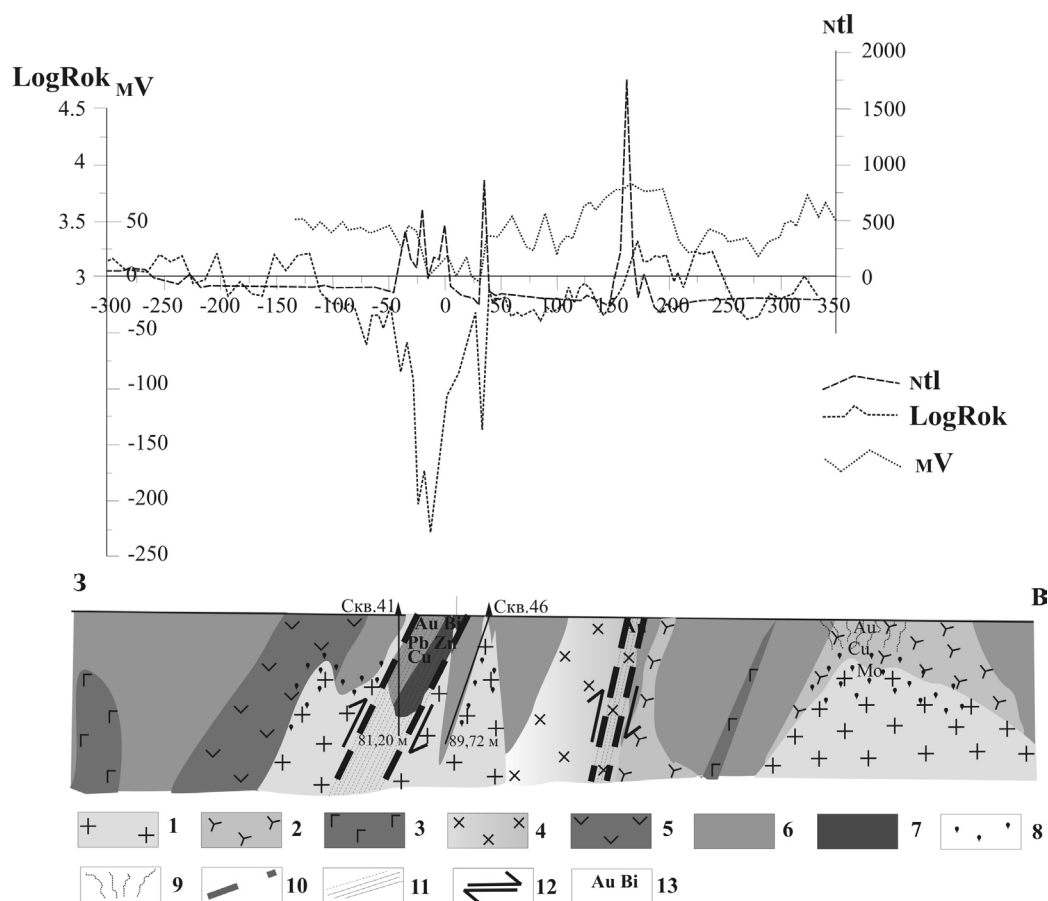


Рис. 10. Геолого-геофизический разрез по Пр. 200 уч. Хатуноя:

1 – граниты, гранитпорфиры; 2 – диориты (санукитоиды); 3 – габбродиабазы; 4 – риодациты; 5 – андезитовые лавобрекчи; 6 – андезитовые лавы и туфы; 7 – агломератовые туфы; 8, 9 – порфировое оруденение: 8 – вкрапленное, 9 – кварцевожилное штокверковое; 10 – сдвиговые зоны с золото-полисульфидным оруденением; 11 – элементарные сдвиги; 12 – направление движений; 13 – рудная зональность

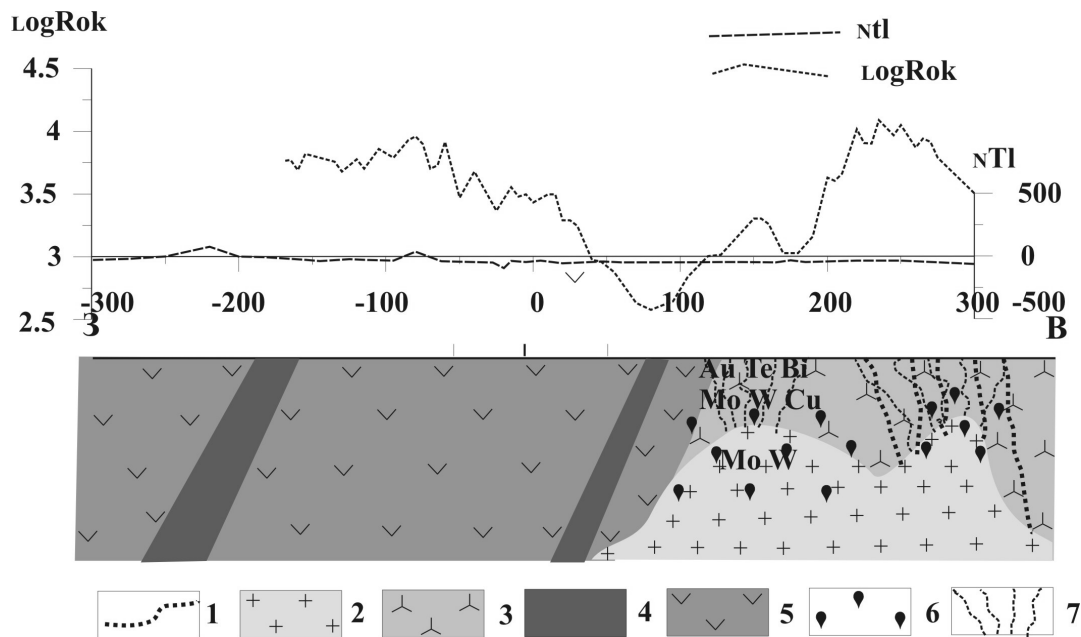


Рис. 11. Геолого-геофизический разрез по Пр. 820 уч. Хатуноя:

1 – дайки риолитов; 2 – граниты, гранитпорфиры; 3 – диориты (санукитоиды); 4 – агломератовые туфы; 5 – андезитовые лавобрекчи; 6, 7 – порфировое оруденение: 6 – вкрапленное, 7 – кварцевожилное штокверковое

Таблица 6

Геолого-поисковая модель комплексного (Mo, Cu, W, Te, Au) золото-порфирового оруденения

Элементы модели	Рудный узел; Рудное поле	Месторождение Рудопроявление
Геотектонический	Приуроченность комплексных месторождений порфировой группы к архейским зеленокаменным поясам	
Формационный	Вулканогенно-осадочная андезибазальт-риодацитовая и плутоническая – диорит-гранит-риолитовая формации	
Магматический	Многофазные гранитоидные плутоны K-Na типа щелочности, входящие в состав бимодальных вулканоплутонических ассоциаций известково-щелочного ряда и сопровождающиеся порфировыми и субвулканическими фациями магматитов. Андезибазальты, диориты – риолиты, лейкограниты	Невскрытая или слабоэродированная пологая кровля гранитоидного плутона, осложненная куполовидными апофизами и штоками, сложенными порфировыми фациями пород. Повышенная щелочность и магнезиальность ранних фаз (вплоть до санукитоидов и мондонитоидов) гранитоидного плутона
Структурный	Зоны трещиноватости над флюидно-магматической колонной в целом. Поздние тектонические нарушения сбросового характера, препятствовавшие глубокой эрозии рудоносной системы. Региональные зоны сдвиговых дислокаций и смятия	Зоны локального радиального трещинообразования в породах кровли над штоками и куполовидными апофизами. (Породами кровли могут служить и ранние интрузивные фазы по отношению к поздним) Зоны трещиноватости и катаклаза в гранитоидах. Поздние сдвиговые деформации и сопряженное трещинообразование
Литолого-фациальные	Первично контрастные, пестрые по составу вулканогенные толщи, с многочисленными прослоями хемогенно-осадочных кварцитов и углеродсодержащих сланцев, игравших роль геохимических барьеров	Сильно рассланцованные пестрые толщи с выраженными межформационными швами. Контакты резко контрастных по кремнекислотности интрузивных и вулканических пород
Метаморфический	Зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации	Постинтрузивный метаморфизм не превышал эпидот-амфиболитовой фации
Метасоматические	Широкое распространение низкотемпературных метасоматитов «оксеталитовой» формации	Доминирование метасоматитов пропилит-березитоидного ряда – кварц-серицитовых, кварцевых и кварц-карбонат-турмалиновых
Петрологические	Мантийно-коровый источник вулканоплутонической ассоциации. Вероятный механизм выплавления родоначальной магмы – адвекция	Признаки высокой флюидонасыщенности расплавов и резких изменений фугитивности серы и кислорода (структуры распада в молибдошеелите и других минералах)
Петрогеохимические	Гранитоиды известково-щелочной серии (Na/K~1). Наличие ранних интрузивных фаз, сходных с санукитоидами. Идентичность химических составов разнофациальных пород одинаковой кремнекислотности	Отсутствие высоких содержаний Mo, W в гранитоидах при наличии в них аксессуарных молибденита и шеелита. Геохимическая ассоциированность Au с Te, W и В. Геохимическая эволюция рудогенеза от Mo, W к Au, Ag. W – «сквозной» элемент
Минералогические	Шлиховые ореолы шеелита и золота	Классическая рудная зональность месторождений порфирового типа. Шеелит, черный дравит-увитовый турмалин, верлит и Au-пирит – минералы-индикаторы золота
Геофизические	Отрицательные магнитные и гравияномалии, фиксирующие гранитоидные плутоны	Локальные положительные аномалии ВП, ЕП и отрицательные магнитные над рудными телами
Морфология рудных тел		Штокверки, серии жил, прожилков, линзовидные тела тонковкрапленных руд, локализованных в эндо-экзоzone
Рудная зональность		Mo, W – Mo – Mo, Cu – Cu – Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag – Te, Au
Содержания рудных элементов		Mo – 0,0п%, до 1–2%; W – до 1%; Cu – 0,1–0,2% до 5%; Au – до 6 г/т; Ag – до 0,05%. Te – 90 г/т
Прогнозные ресурсы		Mo, W – по 40 тыс. т.; Cu – 100 тыс. т.; Au – 20–30 т

преимущественно молибденоносные рудные участки представляют наименьший практический интерес в отношении золота, так как являются, по результатам наших исследований, наиболее глубинными рудными зонами, прикорневыми и корневыми частями рудной системы. Участки развития вольфрамового оруденения (шеелит – косвенный индикатор золоторудной минерализации) и в особенности висмут-теллуридного и полиметаллического обладают гораздо более высоким металлогеническим потенциалом, представляя собой менее эродированные средние и верхние уровни рудной системы. В этом аспекте перспективна контактовая зона диоритов с вулканитами ялонварской свиты в полосе оз. Ялонвараярви – руч. Хатуноя, а также участки Ремссинкорпи и Соан-йоки с выявленными там шеелитовыми турмалинитами, кварц-турмалиновыми метасоматитами и геохимическими аномалиями висмута

(Ивашенко, Лавров, 1994). Перспективы этих участков могут быть существенно уточнены при проведении детальных геофизических работ с целью выяснения морфологии кровли Ялонварской интрузии и выявления слепых гранитоидных штоков и куполов.

**Геолого-поисковая модель
золото-полисульфидного оруденения
в зонах сдвиговых дислокаций**

Разработка геолого-поисковой модели золото-полисульфидного оруденения в сдвиговых зонах основывается на выявлении иерархической соподчиненности главных системных элементов его генетической модели. При этом наиболее важным представляется соотношение зон сдвиговых дислокаций со структурно-вещественными комплексами, включаю-

щими литологические компоненты, способные в силу своих физических свойств выступать в роли «экранов» и «коллекторов» тектонических напряжений, а также содержащими оруденение, которое при определенных условиях может выступать как базовая рудная формация (порфировая, колчеданная, скарновая и др.) для последующего формирования золото-полисульфидных руд. Особая роль в рудообразовании при сдвиговых деформациях в вулканогенно-осадочных толщах принадлежит, вероятно, углеродистому веществу, способному в этих условиях переходить в миграционные формы, тем самым меняя физико-химические параметры растворов и влияя на отложение рудных минералов, золота и других самородных элементов (медь, висмут, свинец). По степени упорядоченности и термоэффектам оно будет различаться в зависимости от пространственного расположения относительно поперечного сечения сдвиговой зоны и уровней проявления в ней разных стилей деформационных преобразований пород.

В соответствии с известными разработками по закономерностям формирования золоторудных месторождений в зонах сдвиговых дислокаций (Русинов, Русинова, 2003; Geological development..., 1993; Groves et al., 1998, 2003 и др.) и результатами наших исследований на уч. Хатуноя, геолого-поисковая модель рассматриваемого типа оруденения, адаптированная к условиям Ялонварской структуры, представляется следующей (табл. 7). Благоприятным для масштабности оруденения золота в сдвиговых зонах является также длительность рудного процесса. Для супергиганта Мурунтау она составляет 70 млн лет (Русинов, Русинова, 2003).

Согласно разработанной геолого-поисковой модели золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций (табл. 7) в пределах российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси наиболее перспективной на выявление соответствующего оруденения промышленной значимости представляется область (от уч. Хатуноя на юге до оз. Соан-ярви на севере) широкого распространения пород Ялонварского вулканоплутонического комплекса с порфировой и колчеданной минерализацией как потенциальной базовой золоторудной формации.

Поскольку в золоторудном районе Иломантси Финляндии золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны развиваются преимущественно между гранитоидными массивами, характер распределения которых среди супракrustальных пород тождествен таковому на российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (рис. 12), представляется вполне закономерным и аналогичное по масштабам распространение здесь золотоносных сдвиговых зон с сопоставимыми ресурсами золота.

Выводы

1. Проведенные на участке Хатуноя комплексные исследования определили его перспективы на выяв-

ление промышленно значимого золоторудного месторождения, сопоставимого по масштабам с некоторыми золоторудными объектами пояса Хатту на сопредельной территории Финляндии.

2. На площади участка установлены золоторудные проявления двух типов:

Оруденение первого типа – комплексное (Mo, Cu, W, Au) золото-порфировое, локализовано в эндоконтакте диоритов (санукитоидов?) Ялонварского вулканоплутонического комплекса, прослеживаясь от оз. Ялонвараярви на юг более чем на 1,5 км. Параметры зоны развития кварцево-жильного штокверкового оруденения – 200×800 м; распространенность на глубину по аналогии с известными докембрийскими месторождениями такого же типа может составлять n100 м. Высокопробное самородное золото размерностью до 0,2–0,3 мм ассоциируется с самородным висмутом, висмутином, висмутотеллуридами. Его содержание достигает 5,3 г/т на мощность 30–50 см (среднее по штокверку – 0,75 г/т), серебра – 40 г/т (среднее – 9,5), теллура – 90 г/т (среднее – 16). Наличие рудных валунов (вес >500 кг) в 300 м к юго-востоку от уч. Хатуноя с процентными концентрациями Mo, Cu и содержанием золота 2,77–3,43 г/т свидетельствует о более широком распространении оруденения данного типа, характеризующегося к тому же присутствием богатых комплексных руд. Прогнозные ресурсы золота для оруденения золото-порфирового типа по категории P₂ до глубины 100 м составляют 4,50 т, серебра – 57 т, теллура – 96 т.

Оруденение второго типа – золото-полисульфидное в зонах сдвиговых дислокаций (орогеническое мезотермальное), приурочено к низкотемпературным метасоматитам (пропилитоидам-березитоидам, часто с обильным турмалином), развивающимся преимущественно по андезидацитовым агломератовым туфам в северо-западных – субмеридиональных сдвиговых зонах. Методами магнито- и электроразведки рудоносные дислокации фиксируются двумя аномальными зонами северо-западного – субмеридионального простирания мощностью до 100 м и протяженностью до 700 м, имеющими кулисообразное строение и практически соединяющими два ранее известных медно-полиметаллических рудопоявления – Хатуноя-1 и Хатуноя-2. Самородное золото (размер до 1 мм) ассоциируется с пиритовой (в меньшей степени с медно-полиметаллической) минерализацией, висмутином. Максимальное содержание золота составляет 4,75 г/т (штуфное опробование) на мощность 1 м; 1,08 г/т (бороздвое опробование) на 1,9 м; 0,53 г/т (1,01 с учетом штуфных проб) – на 8 м, серебра – 40 г/т (среднее – 1,89), платины – 0,38 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории P₂ до глубины 100 м равны 4,05–7,79 т.

3. В целом по уч. Хатуноя прогнозные ресурсы золота по категории P₂ на глубину 100 м составляют 8,55–12,29 т; серебра – 72 т, теллура – 96 т, молибдена – 16 000 т, рения – 1,5 т (Mo, Re – до глубины 300 м).

Таблица 7

Геолого-поисковая модель золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций

Элементы модели	Рудный узел; Рудное поле	Месторождение Рудопроявление
Геотектонический	Приуроченность золото-полисульфидного оруденения в зонах сдвиговых дислокаций к архейским зеленокаменным поясам	
Геодинамический	Син- и позднеколлизионная стадия эволюции зеленокаменного пояса	
Формационный	Контрастные вулканическая – андезибазальт-риодацитовая и плутоническая – диорит-гранит-риолитовая формации	
Магматический	Многофазные гранитоидные плутоны К-Na типа щелочности, сопровождающиеся порфировыми и субвулканическими фациями магматитов, ответственными за формирование базовой золотоносной формации порфирового типа	Невскрытая или слабоэродированная пологая кровля гранитоидного плутона, осложненная куполовидными апофизами и штоками, сложенными порфировыми фациями пород. Дайковые серии в вулканогенно-осадочных толщах, повышающих степень их контрастности
Структурный	Региональные зоны сдвиговых дислокаций и смятия субмеридионального и северо-западного простираний	Поздние сдвиговые деформации и сопряженное трещинообразование разной направленности, обрамляющие тектонические упоры – интрузивные тела, массивные лавовые потоки, дайки. Зоны перехода пластических деформаций в хрупко-пластические
Литолого-фациальные	Первично контрастные, пестрые по составу вулканогенные толщи, с многочисленным чередованием хемогенно-осадочных, лавовых и дайковых образований с резко отличающимися реологическими и фильтрационными свойствами, выступающие в роли региональных геохимических барьеров	Сильно рассланцованные пестрые толщи с выдержанными горизонтами агломератовых туфов и лавобрекчий, межформационными швами, контактными зонами резко контрастных по кремнекислотности интрузивных и вулканических пород и другими эффективными петрофизическими экранами и коллекторами тектонических напряжений
Метаморфический	Зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации (возможно до гранулитовой включительно)	Динамометаморфизм в сдвиговых зонах не выше эпидот-амфиболитовой фации
Метасоматические	Региональное распространение углерод- и турмалинсодержащих метасоматитов пропилитового ряда (не исключено присутствие скарновых ассоциаций)	Доминирование метасоматитов пропилит-березитовидного ряда регрессивного этапа – кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицитовых, кварцевых и кварц-карбонат-турмалиновых
Петрологические	Мантийно-коровый источник рудовмещающей вулканоплутонической ассоциации. Высокоградиентные изменения физико-химических параметров в поперечных сечениях сдвиговых зон	Резкие изменения окислительно-восстановительного потенциала на геохимических барьерах. Признаки декомпрессионных условий минералообразования. Полистадийность рудоотложения
Петрогеохимические	Вулканоплутоническая ассоциация известково-щелочной серии (Na/K~1). Повышенные региональные геохимические кларки для золота и сопутствующих элементов	Геохимическая ассоциированность Au с Bi, Te, В. Геохимическая эволюция рудогенеза от Cu, Pb, Zn – к Au, Ag, Bi (As?)
Минералогические	Шлиховые ореолы шеелита и золота. Рассеянная вкрапленность пирита	Присутствие вимута-теллуридов, шеелита, графита, самородных – висмута, меди, свинца. Ассоциация пирита с галенитом, сфалеритом и халькопиритом
Геофизические	Положительные параметры Та, ЕП, logRok	Локальные положительные аномалии logRok
Морфология рудных тел	Рудные зоны протяженностью до нескольких десятков километров и мощностью до 100–200 м	Минерализованные зоны тонковкрапленных и прожилковых руд линзовидной и пластовой морфологии, унаследованной от горизонтов пород с благоприятными реологическими свойствами (агломератовые туфы, туфопесчаники и др.) и линеаризированной сдвиговыми нарушениями
Рудная зональность	Преимущественно только вертикальная с размахом 10–15 км: от мышьяковистых ассоциаций на глубине до сурьмянистых вблизи земной поверхности. Au/Ag – 1–10	Латеральная не проявлена. В поперечных сечениях рудных зон характерно появление полиморфных модификаций минералов (пирротина, графита, слюды и др.). Арсенопирит – признак большей глубинности оруденения
Содержания рудных элементов		Cu – до 2–3%, Pb – до 1%, Zn – до 10–15%, Au – до 5 г/т; Ag – до 0,05%, Te – до 5 г/т
Прогнозные ресурсы		Au – 10–20 т

4. Интегральная экономическая оценка оруденения на уч. Хатуная составляет 20969,8–21904,8 млн руб. Из них 82,63% приходится на молибден, 14,03% на золото, 1,89% на серебро, 1,16% на рений и 0,29% на теллур.

5. Золото в обоих типах оруденения – свободное легко обогащаемое.

6. Наличие весовых содержаний (3–5 г/т) слабо окатанного золота размерностью до 3–4 мм в шлихах руч. Хатуная, протекающего к юго-востоку от одноименного участка, указывает на его присутствие в морене, перекрывающей золотопродуктивную породную ассоциацию, и близость его коренного источника.

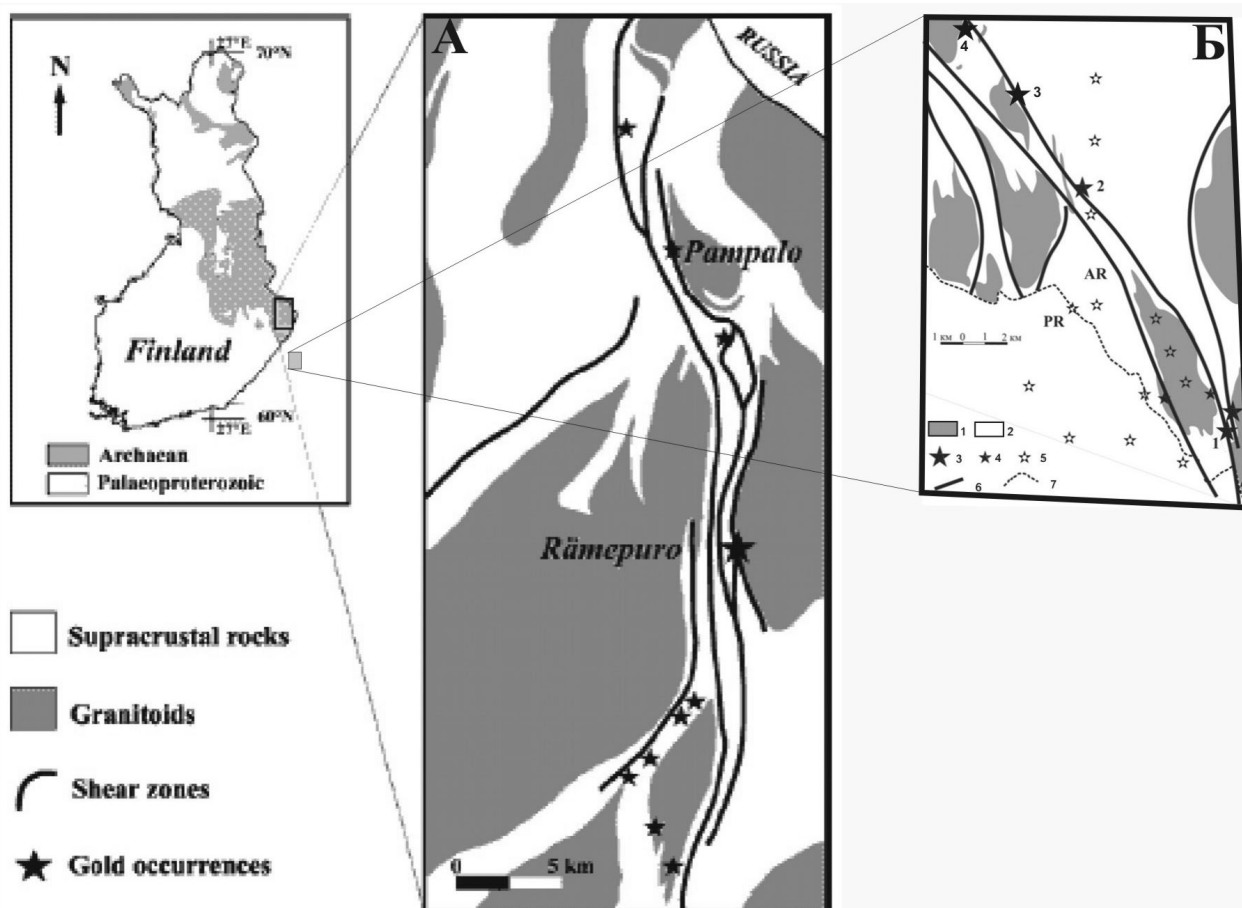


Рис. 12. Размещение золоторудных месторождений и проявлений в архейском зеленокаменном поясе Ялонвара-Иломантси-Костомукша:

А – Финляндия, р-н Иломантси (Geological development., 1993); Б – Россия, р-н Ялонвара-Соан-ярви: 1 – гранитоиды; 2 – супракрастальные породы; 3 – золоторудные проявления (1 – Хатуноя, 2 – Соан-йоки, 3 – Синкори, 4 – Юованйоки); 4 – пункты золоторудной минерализации с содержаниями $Au > 0,5$ г/т; 5 – пункты нахождения золота самородного в четвертичных отложениях (шлихи – до 4–5 г/т); 6 – shear-зоны; 7 – граница архея и протерозоя

7. На комплексный золото-порфировый тип оруденения перспективна контактовая зона диоритов с вулканитами ялонварской свиты в полосе оз. Ялонвара-ярви – руч. Хатуноя, а также участки Ремсинкорпи и Соанйоки с выявленными там шеелитонесными турмалинитами, кварц-турмалиновыми метасоматитами и геохимическими аномалиями висмута.

8. В пределах российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси на золото-полисульфидное оруденение в зонах сдвиговых дислокаций наиболее перспективна область (от уч. Хатуноя на юге до оз. Пертин-ярви на севере) широкого распространения пород Ялонварского вулcano-плу-

тонического комплекса с порфировой и колчеданной минерализацией как потенциально базовой для него золоторудной формацией.

Исследования проводились при финансовой поддержке программы ОНЗ-2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья», субпроект «Металлогения и оценка перспектив Карельского региона на крупные комплексные благороднометалльные месторождения».

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Л. А. Отчет по х/д № 477 «Разработка геофизических критериев прогноза и поисков крупных и средних месторождений золота разных формационных типов в архейских зеленокаменных поясах Карелии». 1998. Фонды ВСЕГЕИ.

Берзина А. П., Сотников В. И. Рудно-магматические системы разных геодинамических обстановок (на примере

медно-молибденовых месторождений МНР) // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 4. С. 957–961.

Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М., 1987. 260 с.

Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита // Геохимия. 1959. № 7. С. 571–607.

- Власов Г. М., Компаниченко В. Я., Малышев Ю. Ф. и др. Магматогенно-рудные системы. М., 1986. 256 с.
- Ганин В. А., Бондарев А. П. и др. Отчет по групповой геологической съемке и доизучению масштаба 1 : 50 000 в южной части Западно-Карельской синклинойной зоны в Суоярвском районе КАССР в 1974–1978 гг. 1978. Инв. № 1369. Фонды КГЭ. 1978ф.
- Глебова-Кульбах Г. О. Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1960. Вып. 11. С. 93–110.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б. Новый тип комплексного вольфрамового оруднения в докембрии Карелии // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 2. С. 231–234.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 127 с.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б. Комплексное порфировое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. № 5. С. 412–423.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Кондрашова Н. И. и др. Отчет по теме: «Геолого-экономическое обоснование постановки оценочных работ на золото в пределах участка Хатуноя в Суоярвском районе». Петрозаводск, 2004. 194 с.
- Корнилов М. Ф. Закономерности концентрации и распределения молибдена на докембрийском месторождении молибден-порфирового типа Лобаш (Восточная Карелия) // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1993. № 3. С. 25–32.
- Коробейников А. Ф., Грабежов А. И., Молошаг В. П. Поведение Pt, Pd и Au при формировании золото-медно-порфировой системы (Томинско-Мичуринский рудный узел, Южный Урал) // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 5. С. 668–671.
- Кривоцов А. И. Прикладная металлогения. М., 1989. 288 с.
- Кривоцов А. И. Градиентно-векторные модели медно-порфировых месторождений // Советская геология. 1991. № 9. С. 19–59.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Маракушев А. А. Петрогенезис. М., 1988. 293 с.
- Перчук Л. Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. М., 1987. Вып. 14. С. 39–64.
- Покалов В. Т. Геологические основы поисков и оценки эндогенных месторождений молибдена. М., 1983. 176 с.
- Покалов В. Т., Семенова Н. В. Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 262–270.
- Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л., 1991. 287 с.
- Попов В. Е. и др. Пакет геологической информации по Янисъярвинской площади. Петрозаводск, 1994. 26 с.
- Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., 1977. 203 с.
- Попов В. С. О магматических источниках рудного вещества молибден- и медно-порфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1988. № 4. С. 38–47.
- Потрубович Л. Н. Отчет о геологоразведочных работах на Ялонварском м-нии серного колчедана в Сортавальском р-оне КФССР. 1949. Инв. № 356. Фонды КГЭ.
- Потрубович А. А., Паутова Т. И., Кудрев А. Ф. Отчет о геологоразведочных работах на Ялонварском м-нии серного колчедана в Сортавальском р-оне КФССР за 1948–1949 гг. 1950. Инв. № 389. Фонды КГЭ.
- Потрубович Л. Н., Анищенко О. Н. Отчет Янисъярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском районе КФССР в 1953–1955 гг. Т. 1, кн. 1. 271 с., кн. 2, 181 с. СЗГУ. Ленинград, 1956.
- Рудич К. Н. Малоуглубленный магматизм. М., 1978. 143 с.
- Рундквист И. Н., Руссу И. А. и др. Отчет по теме: «Ревизионно-опробовательские работы в полосе развития зеленокаменных образований лопия». 1982. Инв. № 1523. Фонды КГЭ.
- Русинов В. Л., Русинова О. В. Метасоматические процессы в углеродистых толщах в региональных зонах сдвиговых деформаций // Доклады РАН. 2003. Т. 388, № 3. С. 378–382.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 321 с.
- Сидоров А. А., Волков А. В. О золоторудных месторождениях в гранитоидах // Доклады РАН. 2000. Т. 375, № 6. С. 807–811.
- Таусон Л. В., Гундобин Г. М., Зорина Л. Д. Геохимические поля рудно-геохимических систем. Новосибирск, 1987. 202 с.
- Фадеев Г. В. Отчет о результатах поисковых работ в пределах Ялонварского рудного поля и Соанварского рудопоявления золота за 1976–1977 гг. 1977. Инв. № 1336. Фонды КГЭ.
- Чернов В. М., Горьковец В. Я., Инина К. А., Раевская М. Б. Отчет по теме «Основные геолого-структурные элементы и закономерности развития докембрия восточной части Балтийского щита». Петрозаводск. ИГ КарНЦ РАН. 1972ф.
- Cabri L. J., Szymanski J. T., Stewart J. M. On the transformation of cubanite // Can. Miner. 1973. N 12. P. 33–38.
- Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Espoo. 1993. (Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 17). 386 p.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29.
- Kirkham R. V., Pilote P., Robert F. et al. Chibougamau mining district, Quebec, Canada: Vein Cu-Au and porphyry Cu(Mo) deposits related to a composite Archean tonalitic batholith // Mineral Deposits. Papunen (ed.). 1997, Balkema, Rotterdam. P. 647–649.
- Sillitoe R. H. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implication // Kirkham R. V., Sinclair W. D., Thorpe R. I., Duke J. M. (eds.). Mineral. Deposit. modeling. Geol. Assoc. Can., 1993. Spec. Pap. 40. P. 465–478.
- Sillitoe R. H. Gold deposits and intrusive rocks // Mineral Deposits. Papunen (ed.). 1997. P. 23–26.
- Vaughan D. J., Craig J. R. Mineral chemistry of metal sulfides. 1978. Cambridge Univ. Press. 493 p.