

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Санкт-Петербургский горный университет»

На правах рукописи

ГОРДОН ФАИНА АНДРЕЕВНА

**ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ПРЕДПОСЫЛКИ ЗОЛОТОГО
ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ
(ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)**

Специальность 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, А.Н. Евдокимов

Санкт-Петербург – 2017 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА	12
1.1 Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона	12
1.2 Геолого-промышленные и геолого-генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона.....	17
1.2.1 Месторождения орогенного типа	20
1.2.2 Месторождения, связанные с интрузивами.....	22
1.2.3 Месторождения колчеданного типа	27
1.3 Закономерности размещения золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах Карельского кратона.....	28
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ	33
2.1 Геологическое строение Хаутаваарской зеленокаменной структуры ...	35
2.1.1 Стратиграфия.....	36
2.1.2 Магматизм.....	38
2.1.3 Тектоника	40
2.1.4 Метаморфизм.....	41
2.2 Особенности геологического строения северо-восточной части Хаутаваарской структуры	49
ГЛАВА 3. ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ СЕВЕРО- ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ.....	58
3.1 Статистический анализ результатов геохимического опробования первичных ореолов рассеяния	61
3.2 Закономерности распределения точечных геохимических аномалий в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры.....	63
ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И РУДОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ	68
4.1 Кварц-калишпатовые метасоматиты	72
4.2 Пропилиты.....	73
4.3 Карбонат-хлорит-кварцевые, турмалинсодержащие карбонат-серицит- кварцевые и карбонат-талък-хлоритовые метасоматиты	77
4.4 Петрохимические особенности метасоматитов.....	85
4.5 Рудная минерализация гидротермально-метасоматических образований	89

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ.....	101
5.1 Анализ физико-химических параметров формирования золотого оруденения.....	101
5.2 Сравнительная характеристика золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры с оруденением других геолого-генетических типов зеленокаменных поясов Карельского кратона.....	104
5.3 Геолого-генетическая модель формирования золотого оруденения....	110
5.4 Поисковые признаки и предпосылки золотого оруденения	114
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	117
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	118
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	133
ПРИЛОЖЕНИЕ 2	134
ПРИЛОЖЕНИЕ 3	136

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Act	актинолит	Ilm	ильменит
Ab	альбит	Kfs	калиевый полевой шпат
AgPn	аргентопентландит	Mag	магнетит
Aln	алланит	Mb	молибденит
An	андезин	Pn	пентландит
Atm	антимонит	Pl	плагиоклаз
Ap	апатит	Py	пирит
Apy	арсенопирит	Pn	пентландит
Brt	барит	Po	пирротин
Bt	биотит	Qtz	кварц
Cal	кальцит	Sch	шеелит
Crb	карбонат	Ser	серицит
Csp	халькопирит	Sp	сфалерит
Chl	хлорит	Srp	серпентин
Chr	хромит	Sd	сидерит
Czo	клиноцоизит	Sulf	сульфиды
Cob	кобальтин	Tlc	тальк
Dol	доломит	Ttn	титанит
Ep	эпидот	Tmt	титаномагнетит
Fhb	железистая роговая обманка	Tur	турмалин
Gn	галенит	Zrn	циркон
Hbl	роговая обманка		

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Хаутаваарская зеленокаменная структура расположена в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса восточной части Балтийского щита, к которому приурочены известные в Карелии золоторудные объекты Педролампи, Новые Пески и др. Начиная с середины прошлого столетия на территории Южной Карелии проводились многочисленные геологоразведочные работы под руководством М.Е. Зильбера, В.В. Яковлевой, И.П. Папазова, В.В. Сиваева, А.Ф. Горошко и др. [113, 115, 116, 119, 120] в результате которых в Хаутаваарской структуре были выявлены серноколчеданные месторождения, произведена оценка золотоносности и выделены перспективные рудные поля. Не смотря на более чем полувековую историю исследований и высокие оценки перспективности, поиски значимых месторождений золота пока не увенчались успехом, а многие вопросы геологического строения структуры и рудоносности остаются дискуссионными. Выполняемая работа направлена на развитие методики ведения поисковых работ, решение вопроса о позиции оруденения в пределах северо-восточной части Хаутаваарской структуры и создание геолого-генетической модели формирования золотого оруденения.

Степень разработанности исследуемого направления. Значительный вклад в изучение геологического строения и металлогении Хаутаваарской структуры внесли С.И. Рыбаков [66, 67], В.И. Робонен [75], А.И. Светова [73], С.А. Светов [70, 71], А.Ф. Горошко [115], В.В. Сиваев [119] и другие геологи-исследователи Карелии. В тематической работе О.А. Воиновой, Б.Ю. Астафьева и др. [114], посвященной всестороннему изучению средне-, низкотемпературных метасоматитов раннего докембрия Карелии, в частности рассмотрены состав и строение метасоматитов краевых частей Хаутаваарской структуры. В последние годы вопрос благороднометалльной минерализации структуры активно разрабатывается Л.В. Кулешевич и соавторами [18, 38, 43]. С 2012 года по настоящее время в пределах площади

ведутся геологоразведочные работы ООО «Карельская Рудная Компания» (главный геолог – Тытык В.М.).

Цель работы. Создание геолого-генетической модели и выделение комплекса поисковых признаков и предпосылок золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры.

Задачи:

1. Проанализировать фондовые и литературные данные по геологическому строению Хаутаваарской структуры, минеральному и вещественному составу рудной минерализации в пределах её северо-восточной части;
2. Уточнить особенности геологического строения северо-восточной части Хаутаваарской структуры, выделить геологические структуры благоприятные для локализации золотого оруденения;
3. Провести типизацию рудной минерализации и установить закономерности ее проявления;
4. Установить геологические, структурные и вещественные признаки потенциальной рудоносности северо-восточной части Хаутаваарской структуры.

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора. Автор принимал участие в поисковых работах на золото, проводившихся в северной части Хаутаваарской структуры под руководством к.г.-м.н. И.А. Алексеева и к.г.-м.н. А.В. Сергеева (Институт Наук о Земле, СПбГУ) в 2013-2014 г.г. Эти работы определили выбор объекта детального изучения для проведения дальнейших исследований. Геологический и каменный материал, собранный автором в ходе детальных работ в северо-восточной части Хаутаваарской структуры в период с 2015 по 2016 г.г., послужил основой диссертации. Собрана представительная коллекция пород изученной площади (250 образцов). Кроме того, автором

проанализирован значительный объем фондовых и опубликованных данных по району работ.

Комплексное минералого-петрографическое изучение гидротермально-метасоматических образований и исходных пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры проводилось на оптическом микроскопе Leica DM2700 P на кафедре геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Горного университета. Химический состав пород определялся рентгеноспектральным флуоресцентным (силикатным) методом (XRF) в ЦАЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (аналитик Цимощенко Б.А.), портативным рентгеноспектральным флуоресцентным анализатором Innov-X Delta в Горном университете, атомно-эмиссионным анализом с индуктивно связанной плазмой на атомно-эмиссионном спектрометре iCap6300duo фирмы Intertech в лаборатории ЗАО «РАЦ МИА» (аналитик Зими́на С.Н.). Расчёт баланса вещества для оценки направленности метасоматических процессов проведён с использованием программы MassBalance (Д.В. Доливо - Добровольский, С.А. Бушмин, 2010).

Исследования аншлифов для установления последовательности минералообразования, выявления закономерностей распределения и определения состава рудной минерализации проводились на оптическом микроскопе Leica DM2700 P, а также на сканирующем электронном микроскопе TM 3000, оснащённом приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD в Ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ (аналитик Брусницына Е.А.), микроскопе-микроанализаторе CamScan MV 2300 в ФГБУ «ВСЕГЕИ» (аналитик Грузова Е.Л.) и сканирующем электронном микроскопе Hitachi S 3400 N, оснащённом приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD в ресурсном центре Научного парка СПбГУ «Геомодель» (аналитики Власенко Н.С., Шиловских В.В.). Исследования состава минеральных включений проводились с помощью спектрометра комбинационного рассеяния Renishaw InVia в Горном университете (аналитик Васильев Е.А.). Содержания

благородных металлов в породах исследуемой площади определялись пробирно-атомно-абсорбционным методом в ЗАО «РАЦ МИА» (аналитик Ушинская Л.А.).

Защищаемые положения:

1. В северо-восточной части Хаутаваарской структуры наиболее перспективными для обнаружения золотого оруденения являются участки проявления геохимических аномалий Cu, Bi, W, As, Pb, Mo в пределах зон рассланцевания северо-западного и северо-восточного простирания в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива и As, Pb, Mo в субмеридиональной зоне рассланцевания вдоль контакта с массивом Коруд.

2. Выделено два типа золоторудной минерализации: золото-висмут-халькопиритовая в зонах развития эпидот-пропилитовой гидротермально-метасоматической ассоциации; золото-серебро-полиметаллическая, приуроченная к зонам интенсивного проявления гидротермально-метасоматических ассоциаций карбонат-хлорит-кварцевого и карбонат-серицит-кварцевого состава.

3. Особенности формирования и размещения золотого оруденения в северо-восточной части Хаутаваарской структуры определяются его генетической связью с дифференцированным санукитоидным массивом, структурной связью с субмеридиональной и диагональной системами рудоконтролирующих разломов и областью развития даек базит-гипербазитового состава.

Научная новизна. На основе анализа, полученного с помощью комплексных геолого-геохимических, петролого-минераграфических исследований гидротермально-метасоматических образований и вмещающих их пород, в пределах северо-восточной части Хаутаваарского зеленокаменного пояса выделено два типа потенциально перспективного золотого оруденения и предложена геолого-генетическая модель его формирования. На исследуемой площади впервые выделено и описано золотое оруденение с атипичной минеральной ассоциацией.

Практическая значимость. В результате исследований уточнены закономерности распределения и особенности формирования золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры, позволяющие выделить комплекс поисковых признаков, который может быть использован при проектировании геологоразведочных работ.

Апробация работы и публикации. Основные положения диссертационной работы докладывались на Пятой и Шестой Российской молодежной научно-практической Школе с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» ИГЕМ РАН, 2015, 2016. Автором по теме диссертации опубликовано 4 статьи и тезисы докладов, в том числе 2 статьи в журналах из списка ВАК.

Структура и объём работы. Диссертация изложена на 136 страницах, включая введение, 5 глав, заключение, список литературы из 120 наименований; содержит 39 рисунков, 13 таблиц и 3 приложения. В *первой главе* представлены сведения о геологической позиции, строении и истории геологического развития архейских зеленокаменных поясов центральной части Карельского кратона. Приведена характеристика основных геолого-генетических типов золотого оруденения зеленокаменных поясов и намечены рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки золотого оруденения различного генезиса. Во *второй главе* рассмотрено геологическое строение Хаутаваарской структуры и площади детальных исследований, расположенной в её северо-восточной части, выделены геологические структуры благоприятные для локализации золотого оруденения. В *третьей главе* приведена характеристика первичных геохимических аномалий исследуемой площади, описаны особенности их строения и состава. В *четвертой главе* охарактеризованы типы гидротермально-метасоматических образований северо-восточной части Хаутаваарской структуры, описана их зональность и сопутствующая им рудная минерализация. *Пятая глава* содержит геолого-генетическую модель формирования золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры, поисковые признаки и

предпосылки золотого оруденения с атипичной минеральной ассоциацией. В заключении приведены основные результаты выполненных исследований, полученные из них выводы и рекомендации.

Благодарности Автор выражает благодарность своему научному руководителю профессору д.г.-м.н. А.Н. Евдокимову за помощь в работе над диссертацией. Автор глубоко признателен заведующему кафедрой геологии и разведки месторождений полезных ископаемых д.г.-м.н. А.В. Козлову за конструктивную критику, внимание и поддержку. Особую благодарность автор выражает к.г.-м.н. В.И. Леонтьеву, к.г.-м.н. Я.Ю. Бушуеву, к.г.-м.н. Е.Л. Котовой, а также другим сотрудникам и аспирантам кафедр ГРМПИ и МКП за всестороннюю помощь и полезные рекомендации.

Автор выражает благодарность главному геологу ООО «Карельская Рудная Компания» В.М. Тытыку за ценные материалы, консультации и предоставление возможности проведения исследований на площади; к.г.-м.н. И.А. Алексееву и к.г.-м.н. А.В. Сергееву (Институт Наук о Земле, СПбГУ) за возможность участия в полевых работах и каменный материал; к.г.-м.н. С.В. Кашину (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), д.г.-м.н. С.А. Бушмину (ИГГД РАН) за консультации и помощь в исследовании гидротермально-метасоматических образований; к.г.-м.н. Л.В. Кулешевич и А.В. Дмитриевой (ИГ КарНЦ РАН) за консультации и сотрудничество; М.В. Стифеевой (ИГГД РАН) за переданные искусственные полированные аншлифы.

Значительную помощь в проведении лабораторных исследований оказали к. х. н. Л.А. Ушинская и С.Н. Зими́на (ЗАО «РАЦ МИА»), д. г. - м.н. В.Ф. Проскурнин (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Е.А. Брусницына (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Е.В. Черемазова (Горный университет), Е.Ю. Акимова (Институт Наук о Земле, СПбГУ), Е.Л. Грузова (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Н.С. Власенко и В.В. Шиловских (РЦ СПбГУ «Геомодель»), к.г. - м.н. Е.А. Васильев (Горный университет) – всем автор выражает искреннюю благодарность.

Автор сердечно благодарит А.А. Блинова за помощь и участие в полевых работах, постоянную поддержку и мотивацию к работе над диссертацией.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

1.1 Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона

Геологическое строение и геотектоническая позиция. Карельский кратон занимает центральную часть Кольско-Карельского геоблока Балтийского щита и рассматривается как неоднородная гранит-зеленокаменная область архейского возраста, вытянутая в северо-западном направлении более чем на 620 км при ширине 220-360 км, увеличивающейся в юго-восточном направлении (рисунок 1.1). Общая площадь геоструктуры в обнаженной части превышает 175 тыс. км². На юго-западе кратон ограничен областью распространения свекофенид, юго - восточная часть кратона перекрыта отложениями венда - палеозоя Русской платформы, на северо-западе обрамляется протерозойскими структурами Куолаярви-Паанаярви-Куусамо-Кукаозеро, а на северо-востоке - Беломорским подвижным поясом, отделяющим его от Кольской гранулит - зеленокаменной области [49, 64]. Протерозойские осадочные и вулканогенные породы, выполняющие мульды и линейные синклинали, имеют большее распространение в центральной и



Рисунок 1.1 - Схема разделения Карельского кратона на домены [64]:

1 – архейские породы; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – протерозойские породы; 4 – платформенный чехол; 5 – границы доменов; 6 – государственная граница РФ. Зеленокаменные пояса: I – Ведлозерско-Сегозерский, II – Ялонваара-Иломантси, III – Гимольский, IV – Хедозерско-Нюкозерский, V – Хизоварский, VI – Парандово-Пебозерский.

восточной частях кратона [28]. Архейские структуры, принимающие участие в строении кратона, разделяются на два разновозрастных и отличных по строению типа: зеленокаменные пояса и разделяемые ими гнейсо-гранитные ареалы [32, 64].

На территории Карелии, на основании результатов анализа геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных, в составе кратона выделяют три основных домена (или блока, с востока на запад): Водлозерский, Центрально-Карельский и Западно-Карельский домен (см. рисунок 1.1) [64].

Водлозерский домен имеет длительную геологическую историю. Древнейшие породы - континентальное ядро - представлены дифференцированной вулканической серией, сложенной коматиитами и толеитовыми базальтами, амфиболитами и гнейсами с изотопным возрастом более 3 млрд лет (возраст метакоматиитов р. Винела 3391 ± 76 , Sm-Nd, по породе, [63]). В краевых частях Водлозерского домена располагаются крупные цепочечные структуры, к которым приурочены реликты эруптивных центров и максимальные мощности вулканитов – зеленокаменные пояса, сформированные на западной окраине домена в интервале 3,0-2,9 млрд лет, на северной и северо-восточной – 2,9-2,85 млрд лет. В течение этих временных интервалов были сформированы и разнообразные плутонические породы, которые прорывают вулканиты зеленокаменных поясов, а также тоналиты и гнейсы центральной части домена. Зеленокаменные пояса сложены породами контрастных базальт-андезит-дацит-риолитовой и коматиит-базальтовой серий. Наибольшее развитие на площади домена имеют позднеархейские (2,80-2,65 млн лет) разнообразные гранитоиды, сформированные на завершающей стадии архейского магматизма [64].

Большая часть Западно-Карельского домена располагается на территории Финляндии. На современном эрозионном срезе домен сложен плутоническими породами среднего и кислого состава, формирование которых происходило в три этапа: около 2,95, 2,83-2,78 и 2,76-2,73 млрд лет.

Зеленокаменные пояса домена Типасъярви, Кухмо, Суомуссалми и Костомукшский были сформированы в интервале 2,87 – 2,76 млрд лет [20]. Костомукшский зеленокаменный пояс, расположенный на территории России, сложен вулканогенными и терригенными породами. В вулканогенной части разреза преобладают породы коматиит-базальтовой серии (2,84 млрд лет) и кислые вулканиды (2,79 млрд лет), в терригенной – метаграувакки с прослоями железистых кварцитов, углеродистыми и слюдястыми сланцами (возраст < 2,70 млрд лет) [64, 85].

Центрально-Карельский домен сложен более молодыми комплексами, относительно граничащих с ним образований Водлозерского и Западно-Карельского доменов. Домен отличается гетерогенным строением, его южная часть сложена преимущественно древними гранитоидами основания, на севере распространены раннепротерозойские породы [64]. В западной части домена расположены вытянутые лопийские зеленокаменные структуры: пояса Ялонвара-Иломанси, Гимольский и Хедозерско-Нюкозерский. В северной части Центрально-Карельского домена расположены Хизоварский и Парандово-Пебозерский зеленокаменные пояса. Возраст кислых вулканидов последнего составляет 2805 ± 14 млн лет [44]. Главной особенностью зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена является их принадлежность к парагнейсовой группе, т.е. преобладание в их составе метаосадков, вулканокластических и вулканогенных пород среднего и кислого состава [64]. Интрузивный магматизм внутри парагнейсовых поясов представлен интрузиями гипабиссальных высокомагнезиальных субщелочных пород, варьирующих по составу от габбро до лейкогранитов. Интрузии высокомагнезиальных гранитоидов представлены многофазными массивами Ялонварским, Нюкозерским, Куйттила и др. Массивы таких же пород известны в Хаутаваарской структуре западного обрамления Водлозерского блока [64]. Все гранитоиды характеризуются принадлежностью к так называемой санукитоидной геохимической серии [21, 64, 81] - высокомагнезиальным субщелочным составом, близостью

времени формирования (около 2,7 млрд лет), связью с надвиговыми/сдвиговыми зонами и золотым оруденением [17, 20, 64, 82].

В данной работе особое внимание уделено зеленокаменным структурам центральной части Карельского кратона – это Ведлозерско-Сегозерский, Парандово-Надвоицкий и Ялонвара-Иломантси пояса, близкие по строению разреза, возрасту формирования и составу интрузивных тел, прорывающих вулканогенно-осадочные образования.

История геодинамического развития и металлогения. Долгое время зеленокаменные пояса рассматривались, как региональные синклинали с простой слоистой стратиграфией [32]. За последние 25 лет в понимании и реконструкции истории геологического развития Карельского кратона в целом, и зеленокаменных поясов в частности, произошли существенные изменения, вызванные в первую очередь развитием методов изотопного датирования и почти повсеместным переходом трактовки на плейт-тектоническую геодинамическую модель. Существенное влияние также оказали исследования зарубежных ученых в области геодинамики и металлогении древних кристаллических щитов мира (зарубежная часть Фенноскандинавского щита, Канадский щит, Бразильский щит, Украинский щит и др.). В своей работе В.Н. Кожевников [28] доказал, что архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона представляют собой аккреционно-орогенные структуры, в составе которых выделяется набор тектонически совмещенных страто-тектонических ассоциаций, маркирующих контрастные геодинамические режимы формирования. Для древнейшего зеленокаменного пояса Ведлозерского домена - Ведлозерско-Сегозерского, С.А. Световым была разработана подробная геодинамическая модель формирования [71], объясняющая совмещение в разрезе пояса геохимически контрастных серий, в рамках которой выделено 3 этапа эволюции структуры: островодужный базальт-андезит-дацит-риолит - адакитовый (3,05 – 2,95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3,05 – 2,95 млрд. лет) и окраинно-континентальный андезит-дацит-риолит-

адакитовый (2,90 – 2,85 млрд. лет) [70, 71].

Металлогении архейских зеленокаменных поясов Карелии посвящены работы В.Н. Кожевникова [28, 29, 30, 31], В.И. Иващенко [23, 26], Л.В. Кулешевич [35, 37, 39, 40, 41] и многих других исследователей. Работы предшественников содержат данные о геологическом строении, условиях формирования оруденения, перспективах известных месторождений и проявлений золота Карелии различных геолого-генетических и геолого-промышленных типов, многие из которых пространственно и/или генетически связаны с гранитоидными интрузиями. В работах В.Н. Кожевникова [29], В.П. Чекулаева [82], В.И. Иващенко [26], А.В. Самсонова [68], А.В. Дмитриевой [17] рассмотрена связь золотого оруденения и гранитоидов санукитоидной серии (Хаутаваарский массив, Ялонварский массив, Эльмусский массив и др.).

Исследования истории геодинамического развития региона, указывают на то, что с пиком орогенических событий или их завершением - складчатостью, гранитообразованием, метаморфизмом и метасоматозом соотносится образование большинства геологических структур, контролирующих формирование и размещение золоторудных объектов в архейских зеленокаменных поясах Карелии [37, 39].

В своей работе К.О. Кратц [33] выделил в истории развития региона три крупных периода деформации – ребольский, селецкий и шуйский. Согласно современным представлениям выделяют 5 основных этапов орогении [3, 20]: 2,93 – 2,91 млрд лет – широкое распространение трондьемитового магматизма в краевых частях зеленокаменных поясов, связанное с плавлением тоналитов фундамента; 2,87 – 2,83 млрд лет – становление многочисленных даек и субвулканических тел, варьирующих по составу от габбро-диоритов до дацит-риолитов и базит-ультрабазитовых интрузий; 2,74 – 2,68 (ребольская орогения) – внедрение внутренних гранитоидных массивов, в том числе санукитоидной серии (массивы Хаутаваарский, Ялонварский, Лобаш); две стадии протерозойской

тектонометаморфической переработки архейской коры, около 2.1 и 1.7 млрд лет назад (свекофенская орогения)).

Формирование золотого оруденения в пределах Карельского кратона исследователи связывают с ребольской и свекофенской орогеническими эпохами [40, 68, 72].

Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона представляют собой набор контрастных страто-тектонических ассоциаций, сформированных в ходе смены геодинамических режимов формирования структур [28, 71]. В зеленокаменных поясах центральной части кратона распространены синколлизонные многофазные интрузии высокомагнезиальных гранитоидов санукитоидного ряда, близких по времени формирования (около 2,7 млрд лет), приуроченных к зонам сдвиговых-надвиговых нарушений и обнаруживающих связь с золотым оруденением [17, 29, 68, 82]. Формирование золотого оруденения в пределах центральной части Карельского кратона происходило в течение ребольской (2,74-2,68 млрд лет) и свекофенской (1,7 млрд лет) орогенических эпох [40, 68, 72].

1.2 Геолого-промышленные и геолого-генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона

На территории Республики Карелия известно 5 месторождений и 84 золоторудных проявления, более трети из которых относятся к группе рудных объектов, локализованных в архейских зеленокаменных поясах [48]. Основные геолого-промышленные типы золотого оруденения известные в пределах архейских зеленокаменных структур центральной части Карельского кратона приведены ниже, по схеме - (максимальное содержание/среднее содержание, г/т || запасы, ресурсы, т) (По [48]).:

- Медно-молибден-порфировая формация: Месторождение Лобаш-1 (21,6 / 4,5 || С2 – 5,06), Проявление Хатуноя (Макс. – 3,4 || Р3 - 20 - 30), Ялонварское проявление (Макс. – 0,5 || -)

- Золото-сульфидная стратиформная формация в вулканогенных толщах дацит-риолитового состава: Месторождение Педролампи (Ср. - 5,91 || С2 – 0,931, P1+P2 – 2,5)
- Медьсодержащая формация в сульфидизированных метасоматитах зон дробления: Проявление Эльмус (15,0 / 4,2 || С2 – 0,931, P1+P2 – 2,5), Проявление Новые Пески (Макс. – 56,4 || P1+P2 – 12,0);
- Сульфидная медно-никелевая формация в плутонических ультрамафитах: Проявление Хюрсюля (Макс. – 22,0 / 4 || P1+P2 – 10,0, P3 – 20,0)
- Серно-медно-колчеданная формация: Ведлозерское проявление (Макс. – 3,0 || -), Нялмозерское проявление (Макс. – 3,90 || P1+P2 – 10,0) Хаутаваарское золоторудное проявление (Макс. – 5,5 || -);
- Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая жильная и прожилково-вкрапленная формация в связи с малыми интрузиями кислого, среднего и субщелочного состава: Проявление Центральное Хаутаваарское (Макс. – 20,0 || P1+P2 – 4,5)

Следует отметить, что данная классификация была составлена в 2005 году и на сегодняшний день получены новые данные, указывающие на то, что представления о геолого-промышленной принадлежности некоторых объектов устарели.

Максимальными содержаниями золота обладают проявления, отнесенные к медьсодержащей формации в сульфидизированных метасоматитах зон дробления (проявление Новые Пески – 56,4 г/т), высокими значениями среднего содержания золота характеризуются объекты, отнесенные к золото-сульфидной стратиформной формации в вулканогенных толщах дацит-риолитового состава (месторождение Педролампи – 5,91 г/т). Самые крупные запасы металла связывают с месторождением Лобаш-1, отнесенным к медно-молибден-порфировой формации (рисунок 1.2).

Приведенные геолого-промышленные типы месторождений и проявлений золота проявляют черты сходства, и, при переходе к геолого-генетической классификации, предложенной D.I. Groves [95, 96], могут быть отнесены к 3 группам: золоторудные орогенные, связанные с интрузивами (intrusion-related) / порфировые и золотосодержащие колчеданные [26]. Опираясь на работы предшественников, посвященные изучению золоторудных месторождений архейских зеленокаменных поясов Карелии и Мира, приведем краткую характеристику геолого-генетических типов, названных выше, а также соответствующих им месторождений и проявлений на территории Карелии.

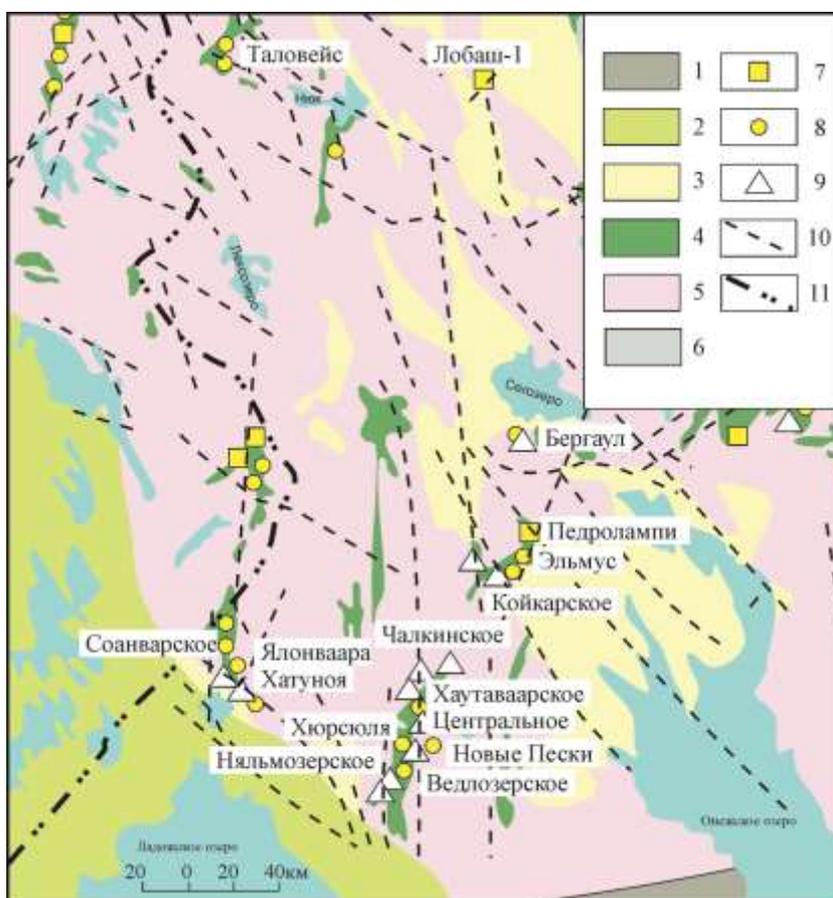


Рисунок 1.2 - Схема размещения архейских золоторудных и колчеданных месторождений и проявлений на территории Карелии по [26]:

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофенский складчатый пояс; 3 – 6 Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – Протерозойские породы, 4 – Архейские зеленокаменные пояса, 5 – комплекс основания; 6 – Беломорский мобильный пояс; 7 – золоторудные месторождения; 8 – золоторудные проявления; 9 – серноколчеданные месторождения и проявления; 10 - рудоконтролирующие тектонические нарушения; 11 – государственная граница РФ.

1.2.1 Месторождения орогенного типа

Данный тип является доминирующим для большинства докембрийских регионов (провинция Супериор, ЮАР, Бразильский щит) [26, 95]. В различных источниках орогенные месторождения известны, как мезотермальные, жильные кварцевые, месторождения зон дробления и сдвиговых зон [88, 90, 93, 94, 97]. Золоторудные месторождения формируются в диапазоне глубин (2-20 км) и связаны с коллизионной стадией развития гранит-зеленокаменных областей [26]. Структурный контроль оруденения данного типа осуществляют протяженные зоны сдвиговых дислокаций. Для орогенных месторождений характерен широкий спектр вмещающих пород. В пределах архейских структур обычно это мафитовые и ультрамафитовые вулканические породы, силы толлеитовых высокожелезистых габбро и гранитоидные интрузии [88]. В околорудных метасоматитах развиваются зоны штокверковой, вкрапленной, прожилково-вкрапленной золото-сульфидно-кварцевой, золото-полисульфидной минерализации, образующие линзовидные и пластовые тела мощность от $n \cdot 0,1$ м до 10 м и протяженностью до 1000 м [26]. В региональном масштабе месторождения ассоциируют с крупными полями проявления карбонатных метасоматитов, размеры которых косвенно указывают на параметры действовавшей гидротермальной системы [90]. В масштабе месторождения, состав, распределение и интенсивность гидротермально-метасоматических изменений определяется вмещающими породами и степенью их метаморфизма [95]. Главные жильные минералы – кварц, карбонат (кальцит, доломит, анкерит или сидерит), мусковит (серицит), хлорит, турмалин и, иногда, шеелит. Количество сульфидных минералов обычно составляет 5 – 10% [26, 95]. Главные рудные минералы: золото, пирит, пирротин, халькопирит. Арсенопирит – главный сульфид месторождений, уровень метаморфизма которых достиг амфиболитовой фации, а также месторождений, связанных с метаосадочными породами [90, 95].

Золотосодержащие жилы характеризуются повышенными

концентрациями As, B, Bi, Hg, Sb, Te, W, содержания Cu, Pb, Zn слабо повышены или близки к фоновым. P. Nurmi и соавторы [107] исследовали 42 золоторудных месторождения орогенного типа в архейских зеленокаменных структурах Финляндии, наибольшие значения коэффициентов концентрации получены для Te, S, W, As, Ag и Bi.

В архейских структурах Карелии к проявлениям данного типа относятся проявления Новые пески, Орехозеро, Талпус, Хюрсюля, Хатуноя, и месторождение Педролампи, расположенные в центральной части Карельского кратона [6, 26, 68].

Описание геологического строения и золотого оруденения проявления Хатуноя приводится по данным работ В.И. Иващенко и др. [24, 26]. Рудопоявление расположено в пределах Ялонварской структуры архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси, в зоне сочленения Карельского кратона (AR) и Свекофеннского складчатого пояса (PR) (см. рисунок 1.2). В Ялонварской структуре также известно одноименное проявление Mo-Cu-W-Au-порфирирового типа и Соанварское серноколчеданное месторождение. Золото-полисульфидное оруденение локализовано в экзоконтакте Ялонварского санукитоидного интрузива сложной морфологии (рисунок 1.3). Изохронный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст ялонварских гранитоидов составляет 2600 ± 90 млн лет [56]. На контакте с интрузивом вмещающие лопийские метавулканы среднего и кислого состава превращены в пирит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые с турмалином и хлоритом метасоматиты, контролируемые сдвиговой зоной (мощность ~50 м). Рудная минерализация имеет гнездовой характер распределения в метасоматитах, а также приурочена к маломощным кварцевым, хлорит-кварцевым и карбонат-кварцевым прожилкам. Рудные минералы представлены (в последовательности убывания содержания): пиритом, халькопиритом, пирротинном, молибденитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, шеелитом, кубанитом, самородной медью, висмутином, самородным висмутом. Содержание золота в пирите достигает 6 ppm. Самородное золото

размером до 1 мм отмечается в сростании с халькопиритом и в обособленных выделениях, по составу оно соответствует электруму. Содержание золота в метасоматитах варьирует в пределах 0,16–4,75 г/т, Ag – до 50 г/т, Pt – 0,38 г/т [24].

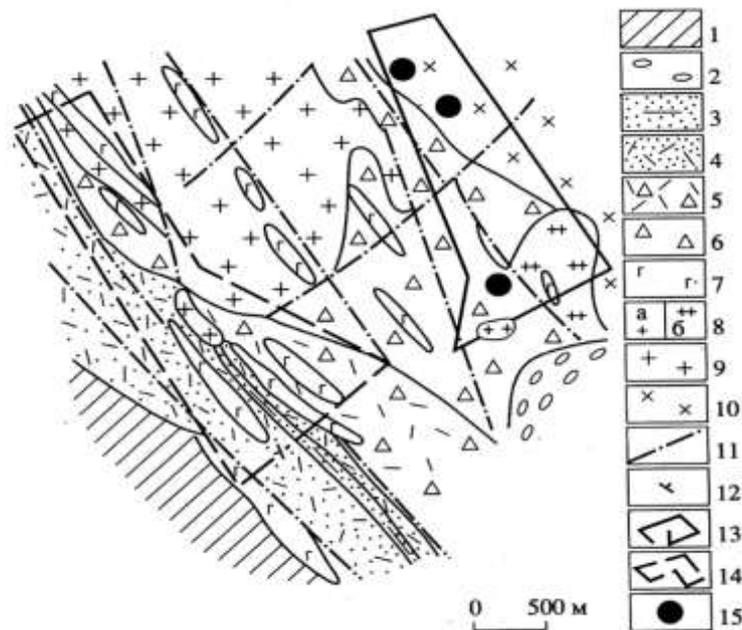


Рисунок 1.3 - Схема геологического строения Яловарской структуры [24]: 1, 2 – PR: 1 – сланцы, 2 – конгломераты; 3–6 – AR, яловарская свита: 3 – кремнистые туффиты и кварц-серицитовые сланцы по кислым вулканитам с линзами колчеданных руд, 4 – метатUFFы дацитов и риодацитов, серицит-хлоритовые и другие сланцы по вулканитам среднего состава, 5 – агломератовые туфы, металавы дацитов и сланцы по ним, 6 – агломератовые туфы, лавобрекчии, металавы андезитов и андезито-базальтов, биотит-хлоритовые и хлорит-амфиболовые сланцы; 7 – габбро-долериты; 8–10 – Яловарская гранитоидная интрузия AR₂: 8 – III фаза, лейкограниты, гранит-порфиры (а), субвулканическое тело риодацитов, риолитов (б), 9 – II фаза, плагиомикроклиновые граниты, 10 – I фаза, диориты, отчасти гранодиориты; 11 – разрывные нарушения; 12 – элементы залегания сланцеватости; 13, 14 – контуры площади распространения оруденения: 13 – Mo-W-Cu-Au и полиметаллическое, 14 – Mo-Cu, серебро-полиметаллическое и колчеданное; 15 – шеелит-молибдошеелит-(+Au)-кварцево-жильное рудопроявление

1.2.2 Месторождения, связанные с интрузивами

Термин «intrusion related deposit» (с англ. - месторождение связанное с интрузивом) появился в начале 90-х годов XX века. К настоящему времени существовавшие тогда проблемы точности классификации и отличия этого

типа от типичных порфировых [34] и орогенных месторождений решены в работах J.R. Lang, C. J.R. Hart и др. [98, 99, 100, 106]. Месторождения широко распространены в орогенах различного возраста - в зонах интрузивного магматизма и известны в пределах всех древних зеленокаменных поясов мира [106].

Месторождения золота, связанные с интрузивами по характеристикам окислительно-восстановительного режима формирования рудогенерирующего магматического тела, условно разделяют на «восстановленные» и «окисленные» – Reduced Intrusion Related Group и Oxidized Intrusion Related Group [99, 110]. Согласно классификации, разделяющей породы на ильменитовую и магнетитовую серии по соотношению Fe_2O_3/FeO [101] восстановленные интрузии относятся к ильменитовой серии, а окисленные - к магнетитовой.

В своей работе R.H. Sillitoe [110] выделяет 5 типов месторождений, связанных с интрузивами, отличающихся, в первую очередь, геохимической специализацией руд: Cu-Au, Cu-Mo, Mo, W и Sn. Для каждого из типов выделены характерные золотосодержащие ассоциации (рисунок 1.4). Порфировые Cu – Au (Cu-(Mo)-Au) месторождения являются крайним членом ряда месторождений, связанных с интрузивами – они приурочены к интенсивно окисленным интрузивам магнетитовой серии и характеризуются ассоциациями Au-Fe-Cu, Au-Cu-Mo-Zn и Au-Te-Cu-Pb-Zn. Большинство Cu - Mo месторождений связаны с умеренно окисленными гранитоидами, Au ассоциирует с As-Pb-Zn-Cu. Месторождения, для которых ведущую роль играет Sn, W связаны с восстановленными интрузивами, для которых соотношение Fe_2O_3/FeO не превышает 0,3 [98, 100], для месторождений вольфрама характерна ассоциация Au с As-Bi-Sb. Молибденовые месторождения приурочены к интрузивам, попадающим на границу ильменитовой и магнетитовой серии по соотношению окисного и закисного железа и отличаются ассоциацией Au с Bi и Te [110].

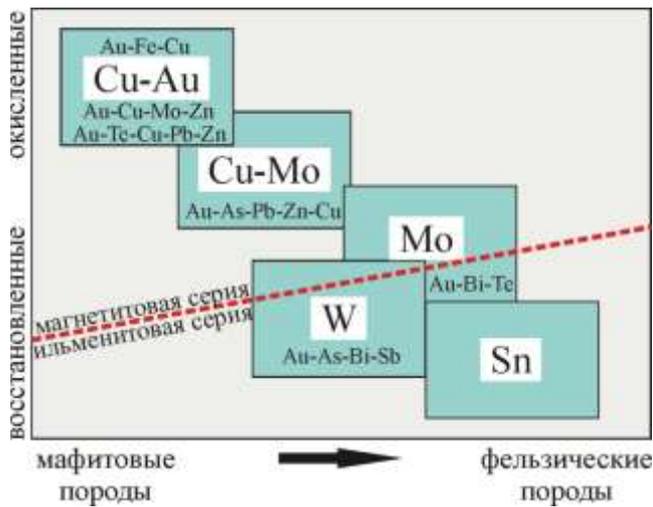


Рисунок 1.4 – схематический график, отражающий зависимость состава рудно-минеральной ассоциации месторождений, связанных с интрузивами, от геохимических характеристик материнских интрузивных пород по [99, 100].

Месторождения золота формируются в диапазоне глубин 2-15 км (глубинность образования порфировых месторождений не превышает 5 км) в различных геодинамических обстановках, в условиях метаморфизма зеленосланцевой - гранулитовой фации. Промышленное оруденение локализуется как в самих интрузивах, так и в их над- и околоинтрузивных зонах [100]. Рудные тела месторождений представлены жилами мощностью 0,1–1 м и протяженностью 2–100 м, штокверковыми ареалами площадью до 1–2 км², зонами дробления мощностью до 2–3 м и протяженностью до 200–300 м [7]. Распределение метасоматитов в пространстве контролируется до- и син-интрузивными структурами. Для порфировых Cu-(Mo)-Au месторождений характерна гидротермально-метасоматическая зональность от ранних безрудных Ca-Na изменений через рудоносные щелочные, пропилитовые, хлорит-серицитовые ассоциации к поздним аргиллизитовым метасоматитам. Подобная зональность может быть нарушена, вследствие высокого уровня эродированности структуры [34, 108, 111].

Золото и металлы, с которыми оно проявляет наиболее сильные корреляционные связи, приурочены к поздним метасоматитам серицитового, силицитового, карбонатного составов, минеральным парагенезисам грейзонового и скарнового типов [99, 109]. Их области развития зачастую ограничены интрузивным контактом [110]. Для большинства месторождений характерно низкое содержание золота при большом объеме рудной массы и запасов металла [7]. Рудные тела содержат обычно 1-3% рудных минералов.

Минералогия руд отвечает зональности, которая контролируется температурой флюида во время осаждения металлов и взаимодействия с вмещающими породами. Ранние высокотемпературные ассоциации содержат шеелит, молибденит, пирротин, пирит, халькопирит, Au. При понижении температуры доминирующее значение в сульфидной ассоциации приобретают пирит и арсенопирит с переменным количеством минералов Bi-Te-Sb-Pb-Au [100].

Месторождения данного типа в пределах Карелии связаны только с архейскими гранитоидами, при этом особый интерес представляют массивы "внутренних гранитоидов" [30]. К проявлениям подобного типа относятся Лобаш-1, Эльмус, Ялонвара, Таловейс, Центральное [6, 26].

Характеристика месторождения Лобаш-1 приводится по данным В.М. Тытыка [80], Л.В. Кулешевич [36], В.И. Иващенко [26]. Штокверковая золоторудная минерализация локализована в эндо- и экзоконтактовом ореоле верхнеархейского гранитоидного плутона и непосредственно связана со штокверковым молибденовым оруденением (месторождение Лобаш) [80]. Возраст гранитов Лобашской интрузии – $2807 \pm 1,5$ млн лет (U-Pb, Zr), 2732 ± 15 , 2715 ± 13 млн лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-II) [26]. Лобашская интрузия, являясь поздней фазой Шобинского массива, отличается от его более ранних фаз внедрения низкой концентрацией Sr и высокой – Rb, содержания Ti, Hf, LREE в ней относительно понижены, а Nb, Ta – повышены. Высокие концентрации Mo, U, Be (до 24 г/т), Sn (до 20 г/т), Ag (до 1,5 г/т), Bi (до 18 г/т), W (до 27 г/т) подчеркивают рудогенерирующие способности гранитов [26]. Граниты прорывают субгоризонтально залегающие метавулканы лопийского возраста, секутся маломощными, преимущественно крутопадающими меридионального и северо-восточного простирания дайками долеритов, гранитов, дацитовых порфиритов, риодацитов, риолитов и аплитов (рисунок 1.5). Рудная минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах окварцевания мощностью до 1–2 м, сопряженных с рассланцеванием,

биотитизацией и пропилитизацией, интенсивно проявленных вдоль контактов пород разной кремнекислотности, особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов [48]. По данным Л.В. Кулешевич [36] руды полисульфидные - молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, пентландит, кобальтин, шеелит, висмутотеллуриды, электрум, самородные золото, серебро и висмут, висмутин, жозеит, гессит, акантит, петцит. Самородное золото и электрум обычно приурочены к зальбандовым частям кварцевых жил, находятся в ассоциации с пиритом, висмутовой и висмуто-теллуридной минерализацией. 97,5% золота находится в свободной форме, 2,5% – в сульфидах. Преобладает тонкодисперсное золото, проба колеблется в пределах 620–950. Запасы и ресурсы месторождения: золото – 0,46 г/т, С2 – 34,4 т, P1+P2 – 209,7 т; медь – 0,18%, С2 – 126,2 тыс. т [26].

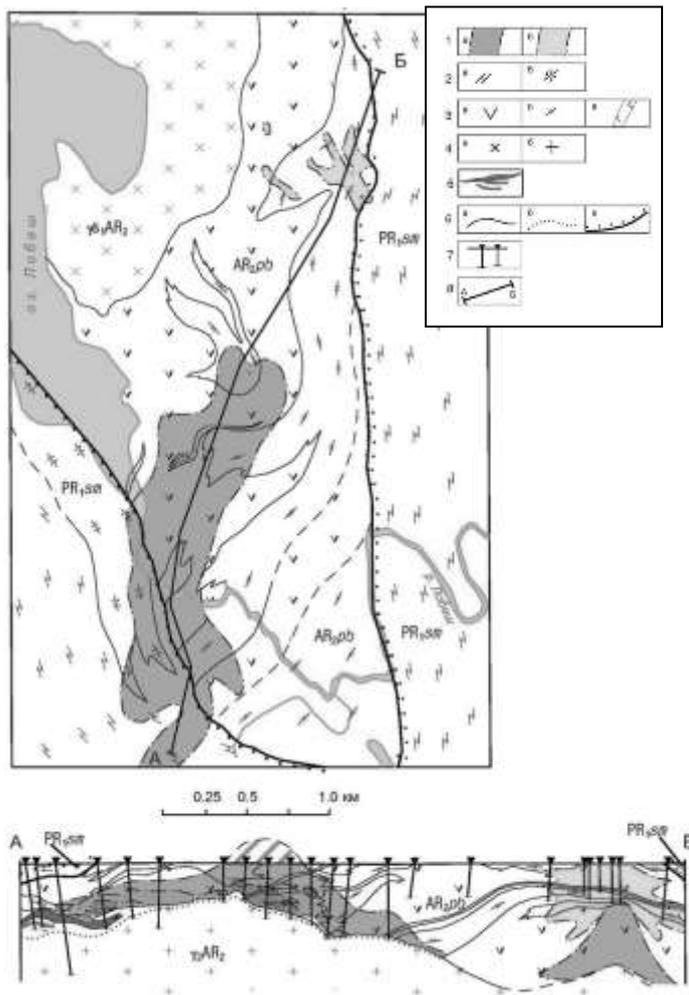


Рисунок 1.5 - Схематическая геологическая карта Лобашского рудного поля [80]:

1. Молибденовое месторождение Лобаш (а), золоторудное месторождение Лобаш1 (б). 2. PR_{1sm} – сланцы кварц-полевошпат-карбонатные серицит-хлорит-содержащие (а); кварциты и кварцитопесчаники (б). 3. AR_{2pb} – метадолериты, метагаббро-долериты (а); сланцевая толща метавулканитов нерасчлененная (б); измененные эффузивные и интрузивные (субвулканические) породы кислого состава – липариты (плагиопорфиры) (в). 4. $\gamma\delta_1AR_2$ – плагиограниты и гранодиориты (а); γ_2AR_2 – рудогенные биотитовые порфировидные граниты Лобашской интрузии (б). 5. Жильные сульфидно-кварцевые тела. 6. Геологические границы установленные (а), предполагаемые (б), структурно стратиграфических несогласий (в). 7. Буровые скважины. 8. Линия геологического разреза

1.2.3 Месторождения колчеданного типа

На аккреционной стадии, во время которой формируется супракрустальный комплекс и его коллажированный разрез, при доминировании субгоризонтальных движений, благоприятными для накопления золота являются вулканогенно-осадочные толщи кислого и среднего составов [25, 39]. Колчеданные проявления западной части Водлозерского домена, подробно изучены С.И. Рыбаковым с соавторами [67, 75], они представлены преимущественно прерывистыми линейно-вытянутыми зонами субмеридионального – северо-западного простирания, контролируемые глубинными разломами, сопряженными с ними вулканическими аппаратами и мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Формирование золотонесущей полисульфидной минерализации происходит вследствие локальной регенерации и метаморфических преобразований колчеданных руд. На месторождениях (Хаутаваарское, Соанварское, Ялонварское, Нялмозерское, Ведлозерское и др.) оруденение приурочено к протяженным линейным зонам сдвиговых дислокаций и сопровождается метасоматитами березит-пропилитового ряда. В колчеданных месторождениях Ведлозерско-Сегозерского пояса зоны золото-полисульфидной минерализации приурочены к лопийским углеродсодержащим сланцам и туфам андезит-дацитового состава. Минеральный тип руд – золото-полисульфидный [25, 115, 119].

В архейских зеленокаменных поясах центральной части Карельского кратона известны золоторудные объекты орогенного (проявления Новые пески, Орехозеро, Талпус, Хюрсюля, Хатуноя, и месторождение Педроламти), связанного с интрузивами (порфирового) (Лобаиш-1, Эльмус, Ялонвара, Таловейс, Центральное) и колчеданного (Хаутаваарское, Соанварское, Ялонварское, Нялмозерское, Ведлозерское) геолого-генетических типов [6, 26]. Месторождения различных типов отличаются условиями формирования, характеристиками рудоконтролирующих

структур, рудовмещающих формаций, ассоциирующих магматических пород, характером метасоматических изменений, геохимической специализацией и составом рудно-минеральных ассоциаций.

1.3 Закономерности размещения золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах Карельского кратона.

Модели месторождений орогенного, связанного с интрузивами и колчеданного типов основаны на эмпирических и теоретических данных изучения геологического строения крупнейших месторождений мира. Установление генетической принадлежности оруденения является ключевой задачей при проведении поисковых и разведочных работ, решение которой позволяет выделить рудоконтролирующие факторы и оценить уровень эрозионного среза. Безусловно частные характеристики конкретных месторождений (проявлений) могут отклоняться от идеализированной модели того или иного типа. Длительная геологическая история Водлозерского домена включает несколько этапов магматизма и орогении, в результате которых в зеленокаменных поясах могли формироваться полигенные объекты с атипичными характеристиками.

Резюмируя данные, приведенные в разделах 1.1, 1.2, наметим комплекс определяющих поисковых признаков и рудоконтролирующих факторов, характерных для каждого из описанных ранее геолого-генетических типов.

Структурный фактор является определяющим для месторождений орогенного типа [26, 28, 29, 95, 96]. В масштабе центральной части Карельского кратона системы долгоживущих разломов фиксируются разновозрастными дайками габброидов, ультрабазитов, плагиопорфиров, плагиогранитов и имеют преимущественно субмеридиональное простирание [115, 119]. При переходе к масштабу рудных районов и отдельных месторождений отмечается связь их не с главными, а с опережающими разломами 2-3-го порядков, обычно согласными с простиранием, по которым

наблюдаются незначительные смещения в десятки-первые сотни метров [28]. Физико-механические неоднородности вмещающих пород, обусловленные их составом, стратиграфическими, интрузивными и тектоническими контактами контролируют деформации в пределах отдельных месторождений. Важным механизмом, формирующим деформации, является внедрение «внутренних» и «внешних» гранитоидов [28, 29]. Формирующиеся вокруг гранитоидов автономные контактовые ореолы включают несколько систем золотоносных разрывных нарушений – от хрупких разломов до пластичных сдвиговых зон с пологими или крутыми углами падения [95, 96]. Эти зоны могут вмещать как орогенное, золотосодержащее колчеданное, так и оруденение связанное с интрузивами.

Тектонический фактор. В условиях признания плейт-тектонической модели, и определения зеленокаменных поясов Карельского кратона, как аккреционно-коллизонных орогенов [28, 71], палеогеодинамические реконструкции проведены для большей части зеленокаменных структур кратона. Каждому этапу геодинамического развития структуры соответствует определенный спектр месторождений полезных ископаемых, которые могли сформироваться в существовавших условиях (рисунок 1.6).



Рисунок 1.6 - Геодинамические обстановки формирования ведущих типов золоторудных месторождений по [95].

Метаморфический фактор. Диапазон РТ-условий формирования руд широк - $T^{\circ}C = 200-700^{\circ}C$, $P = 1-6$ кбар [94], но большая часть золоторудных месторождений зеленокаменных поясов Карелии связана с метаморфическими зонами амфиболитовой фации умеренных и низких

давлений. Минеральные ассоциации зон изменений и их распределение в пространстве зависят от условий метаморфизма.

Гидротермально-метасоматический фактор. Для месторождений, связанных с интрузивами характерна выдержанная вертикальная и латеральная зональность: от ранних безрудных кварц-альбитовых или кварц-калишпатовых изменений через рудоносные серицитовые, силицитовые, карбонатные, грейзеновые, скарновые или щелочные, пропилитовые, ассоциации к поздним существенно-кварцевым или аргиллизитовым метасоматитам (для порфировых месторождений) [109]. Для орогенных месторождений определяющими являются рудоносные карбонат-, турмалинсодержащие гидротермально-метасоматические ассоциации, которые в зеленокаменных поясах Карелии часто сопровождаются пропилитовыми изменениями. Золотосодержащие колчеданные месторождения Карельского кратона связаны с метасоматитами пропилит-березитового ряда. На месторождениях орогенного и колчеданного типа вертикальная метасоматическая зональность отсутствует, а латеральная проявлена не всегда [112].

Плутонический фактор. Рудовмещающими или рудоконтролирующими структурами на проявлениях, связанных с интрузивами (порфирового типа) являются «внутренние гранитоиды» I-типа, представленные плутонами, штоками, силлами и дайками гранитоидов известково-щелочного ряда (в том числе санукитоидами, распространенными в центральной части Карельского кратона), прорывающими внутренние части супракрустальных последовательностей [28]. Состав гранитоидов, их возраст и окислительный режим формирования являются определяющими факторами, контролирующими золотое оруденение. На месторождениях связанных с интрузивами (порфирового типа) возраст золотого оруденения близок к возрасту формирования гранитоидов, в случае орогенного и золоторудного колчеданного типов, оруденение формируется до или после становления интрузивных тел. Пространственная связь гранитоидных

интрузий и месторождений орогенного типа отмечена для большинства зеленокаменных поясов мира и объясняется общей природой интрузивных тел и золоторудных месторождений – и те, и другие сформировались в результате акреционно-коллизийных процессов на конвергентных границах плит [93, 96].

Вулканизм как фактор контроля оруденения может быть оторван во времени от остальных процессов, способствующих формированию оруденения [28]. В последующих процессах его продукты играют роль источника золота (особенно сингенетические руды, углеродистые, хемогенные сульфидистые осадки, коматииты и другие породы с повышенными содержаниями золота) и рудовмещающей среды совместно с вулканогенными и терригенными осадками, ассоциирующими с кислородными вулканитами [28, 30]. Колчеданные проявления центральной части Карельского кратона формировались в обстановках развития бимодального полициклического андезит-риолитового вулканизма, которому предшествовал коматиит-толеитовый этап магматизма [115, 119].

Литологический фактор. Контактные зоны между высокожелезистыми (или углеродсодержащими) и силикатными (или карбонатными) породами создают благоприятные условия для осаждения Au на геохимических барьерах [92]. В пределах Балтийского щита оруденение часто ассоциирует с толщами коматиитов или интрузивами габбро-долеритов (месторождения Суурикусико, Лобаш-1).

Геохимическая специализация. Орогенные месторождения обогащены Ag, As, В, Hg, Sb, Te, Bi, W, реже Pb, Zn и Cu. Месторождения, связанные с интрузивами (в том числе порфиоровые) в центральных зонах системы обогащены Au–Mo ± Bi ± W ± Cu, в периферических зонах концентрируются Pb–Zn–Ag аномалии. Золотосодержащие колчеданные месторождения обогащены S, Cu, Zn, Pb, As [26].

Таким образом, для орогенных систем архейских зеленокаменных поясов Карелии определяющим поисковым признаком является присутствие

минерализованных зон повышенной трещиноватости и проницаемости, сопровождающихся ореолами карбонат-, турмалинсодержащих метасоматитов и повышенными концентрациями As, В, Hg, Sb, Те, Вi, W, реже Рb, Zn и Сu. Определяющими факторами для выявления месторождений, связанных с интрузивами и месторождений порфирирового типа являются состав гранитоидов, возраст их становления относительно возраста формирования золотого оруденения. Наличие гидротермально-метасоматической и геохимической зональности является важным поисковым признаком месторождений, связанных с интрузивами. Размещение золотосодержащих колчеданных месторождений определяется присутствием первичных колчеданных руд и поздних, по отношению к рудам, протяженных линейных зон сдвиговых дислокаций.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

История изучения. Хаутаваарская зеленокаменная структура является южным окончанием Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса западной части Водлозерского домена. В 50-80-х годах XX века в пределах структуры проводились геологоразведочные работы под руководством М.Е. Зильбера, С.А. Морозова, С.А. Яковлевой, И.П. Папазова [116, 117, 118, 120], разносторонние научно-исследовательские изыскания С.И. Рыбакова, В.И. Робонена, А.И. Световой, Ю.В. Миллера и др. [50, 66, 67, 73, 75] в результате которых были выявлены серноколчеданные месторождения (Хаутаваарское, Ведлозерское, Нялмозерское) и детально изучено их геологическое строение, а также проведено стратиграфическое расчленение вулканогенно-осадочных и интрузивных образований района в целом. В результате государственных геолого-съемочных и поисково-оценочных работ масштаба 1:50 000, проведенных в 1983-1988 г.г. и 1990-1995 г.г. В.В. Сиваевым, А.Ф. Горошко и др. [115, 119], была произведена оценка золотоносности структуры и выделены перспективные рудные поля – Хаутаваарское, Хюрсюльское, Южно-Игнойльское, Нялмозерское. В последние годы в пределах северо-восточной части Хаутаваарской структуры выполнены поисковые работы на золото (РГЭЦ - филиал ФГУГП «Урангео» Отчет о результатах работ по договору № 1/01-08 от 28.01.2008 г. с ООО «Онего-Золото»: «Геохимические поиски золота по вторичным ореолам на Хаутаваарском участке (Республика Карелия)», ООО «Биоланд». Отчет о результатах геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния в пределах участка недр «месторождение рудного золота Хюрсюльское» в рамках лицензии ПТЗ 01666 БЭ от 28.02.2013) и научно-исследовательские изыскания Л.В. Кулешевич, В.Д. Слюсарева, В.М. Тытыка, А.В. Дмитриевой, А.С. Вихко и др. [5, 18, 38, 42, 43]. В итоге

проведенных работ в пределах Хаутаваарского рудного поля установлены новые участки перспективные на обнаружение золотого оруденения.

Присутствие известных золоторудных объектов, высокая степень изученности структуры, обнаружение литогеохимических аномалий [11] и новых точек проявления золоторудной минерализации определили выбор северо-восточной части Хаутаваарского пояса в качестве перспективного объекта для проведения детальных исследований.

2.1 Геологическое строение Хаутаваарской зеленокаменной структуры

Структура протягивается в меридиональном направлении на 55 км при ширине 3-12 км [115]. В геологическом строении принимают участие вулканогенно-осадочные и интрузивные образования лопийского возраста, в южном окончании верхнеархейские толщи перекрываются раннепротерозойскими породами Улялегского и Салминского массивов гранитов-рапакиви (рисунок 2.1).



Рисунок 2.1 - Схема геологического строения Хаутаваарской зеленокаменной структуры [75]:

1 – граниты-рапакиви PR₁; 2 – граниты, гранодиориты, диориты лопийского возраста AR₂lp; 3 – габбро-долериты, габбро-амфиболиты, феррогаббро AR₂v; 4 – гипербазиты хюрсюльского комплекса AR₂h; 5 – усмитсанъярвинская свита AR₂us; 6 – кульюнская свита AR₂kn; 7 – каляярвинская свита AR₂ka; 8 – лоухиваарская свита AR₂lh; 9 – виетукалампинская свита AR₂vt; 10 – гранитоиды Шуйского комплекса; 11 – эруптивные центры андезитового вулканизма; 12 – разрывные нарушения; 13 – площадь детальных исследований.

2.1.1 Стратиграфия

В геологическом строении территории принимают участие стратифицированные образования архея (средний лопий), представленные хаутаваарской серией. В состав хаутаваарской серии входит 5 свит вулканогенно-осадочных пород: виетукалампинская, лоухиваарская, каляярвинская, кульюнская и усмитсанъярвинская, общей мощностью 6 км [70]. Породы хаутаваарской серии приняты стратотипом лопия – верхнего карелия (таблица 1, [77]).

Породы шотозерской свиты, распространенные в южной части Хаутаваарской зеленокаменной структуры, находятся в основании разреза вулканогенно-осадочных толщ и по различным данным соответствуют саамскому-раннелопийскому или среднелопийскому времени [13, 119].

Таблица 1. Фрагмент общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия России по [77].

Акротема	Эонотема	Эратема	Возрастная граница, млн лет	Местные подразделения	
Архейская AR	Верхнеархейская (Лопийская) L	Верхнелопийская L ₃	2800	Гимольская серия	AR ₂ us AR ₂ kn 2840 AR ₂ ka 2935
		Среднелопийская L ₂	3000	Хаутаваарская серия	AR ₂ lh
		Нижнелопийская L ₁	3200	Водлозерский комплекс ТТГ	2950
	Нижнеархейская (Саамская) S				AR ₂ vt

Виетукалампинская свита (AR₂vt). Породы виетукалампинской свиты протягиваются прерывистой полосой северного – северо-западного простирания, вдоль западного обрамления Хаутаваарской структуры [13]. Мощность свиты оценивается от 1200 до 1500 м. Литологический состав свиты представлен андезитовыми и дацитовыми порфиритами, разнообразными (агломератовыми, глыбовыми, лаппилиевыми,

псаммитовыми) туфами, туффитами, кристаллокластическими туфами андези-дацитовых порфиритов, с прослоями хемогенных кварцитов, графитистых, графитисто-кремнистых сланцев [66]. Верхняя возрастная граница отложений свиты оценивается по U-Pb возрасту крупнопорфировых дацитов Игнойльского субвулканического нека равному 2995 ± 20 млн лет [74].

Лоухиваарская свита (AR₂lh). Образования лоухиваарской свиты преобладают в северной части пояса, в значительно меньшем объеме свита также представлена в южной части Хаутаваарской структуры. Породы свиты смяты в кулисообразные и флексурные складки. Мощность свиты оценивается до 2700 м. Литологически свита представлена долеритовыми порфиритами, амфиболитами, амфибол-плагиоклазовыми сланцами [70]. Sm - Nd изохронный возраст пород свиты – 2921 ± 55 млн лет [69].

Калаярвинская свита (AR₂ka). Породы калаярвинской свиты согласно залегают на образованиях лоухиваарской и виетукалампинской свит. Свита подразделяется на 3 пачки: нижняя – терригенная, представлена полимиктовыми конгломератами, аренитами, алевролитами, внутриформационными конгломератами, вулканическими аренитами, аркозами, графитистыми алевролитами (мощностью до 320 м); средняя пачка – вулканогенные породы дацитового состава; третья пачка – осадочные породы, представленные туффитами – граувакками – аренит-силицитами – графитистыми алевролитами – серноколчеданными рудами (мощностью до 400 м). Общая мощность свиты составляет 900 м [70]. Породы свиты прорываются монцогаббро-монцодиорит-граносиенит-монцогранитным Хаутаваарским массивом ~2,73 - 2,74 млрд лет [68, 85].

Кульюнская свита (AR₂kn). Породы свиты представлены линзовидными пластовыми телами мощностью до 650 м, образующими локальные выходы в северной-восточной и юго-восточной части площади. Это массивные и шаровые долериты, долеритовые порфириты и амфиболиты [66].

Усмитсанъярвинская свита (AR₂us). Отложения свиты образуют узкие вытянутые полосы (160-220 м) вдоль восточного борта структуры. Представлены лаппилиевыми, псамитовыми туфами, кварц-сланцевыми и графитистыми слюдяно-кварцевыми сланцами, метапесчаниками [119].

По данным С.А. Светова [70] породы виетукалампинской, лоухиваарской и кульюнской свит являются одновозрастными образованиями. Лоухиваарская и кульюнская свиты представляют собой фрагмент единого прото-океанического комплекса, а разновозрастные каляярвинская и виетукалампинская свиты (БАДР-серия) маркируют островодужный и окраинно-континентальный режимы.

2.1.2 Магматизм

Базит-гипербазитовая формация. Ультрабазиты хюрсюльского комплекса распространены в восточной части Хаутаваарской структуры (рисунок 2.1). Дифференцированные силлы и дайки небольшого размера маркируют зоны глубинных разломов [115, 119]. Это метаморфизованные (серпентинизированные) оливиниты, амфиболовые перидотиты, верлиты и пироксениты. В центральной части структуры породы комплекса образуют Хюрсюльский массив протяженностью 10 км, шириной 1-3 км, прорывающий вмещающие породы виетукалампинской и лоухиваарской свит [119]. Породы виетукалампинского комплекса представлены дифференцированными дайковыми телами, сложенными ферррогаббро, габбро-долеритами и габбро-амфиболитами и, согласно представлениям В.В. Сиваева, А.Ф. Горошко [115, 119], являются поздними фазами хюрсюльского комплекса. Они также маркируют зоны глубинных разломов и межформационных контактов, часто ассоциируя с гипербазитами [75]. В северо-западной части структуры габброиды слагают дифференцированный массив Виетукалампи, прорывающий вулканогенно-осадочные породы виетукалампинской свиты [76]. Возраст массива определен U-Pb методом по циркону из габбро-пегматитов и составляет 2914±9 млн лет [51]. В

восточном борту Хаутаваарской структуры выделяются детально неизученные тела габброидов (комплекс Кайнооя), внедрившиеся позднее виетукалампинского комплекса [17].

Гранитоидная формация. Синорогенные гранито-гнейсы и тоналиты Шуйского комплекса являются древнейшими интрузивными образованиями района – 2,86 млрд лет [17, 115]. Они слагают обрамление структуры, образуя многофазный Шуйский массив. Первая фаза массива сложена кварцевыми диоритами и гнейсо-диоритами, вторая – плагиогранитами, тоналитами и гранодиоритами, третья – плагиомикроклиновыми и лейкократовыми гранитами, четвертая – пегматитами, встречающимися в эндоконтактах гранитных тел и зонах повышенной трещиноватости [115]. На востоке Хаутаваарская структура ограничена гранитным массивом Коруд, вытянутом в меридиональном направлении на 13 км, при ширине 2,5-3 км. Северная и западная граница массива полого погружается под отложения каляярвинской свиты, южная – перекрыта Улялегским массивом гранитов-рапакиви [115]. Массив сложен плагио- и плагиомикроклиновыми гранитами, 2 и 3-й фазы Шуйского комплекса. Геофизические данные свидетельствуют о неглубоком уровне эрозионного среза массива Коруд по сравнению с Шуйским массивом [119]. Гранитоиды Хаутаваарского комплекса распространены в центральной части структуры. Дифференцированный монцогаббро-монцодиорит-граносиенит-монцогранитный массив и ряд более мелких тел к югу от него, прорывают лопийские метаморфизованные толщи хаутаваарской серии [17, 119]. По геофизическим данным Хаутаваарский массив отличается глубоким уровнем эрозионного среза [119]. По геохимическим характеристикам породы массива относятся к санукитоидной серии [17, 46]. Возраст интрузивов ~2,73-2,74 млрд лет (1 фаза – 2742 ± 23 млн лет [85], 2 фаза - 2735 ± 2 млн лет [68]). В южной части структуры распространен комплекс малых посторогенных интрузий Виртаойа, связанных с заключительным этапом лопийского магматизма. Это мелкие штокообразные и линзовидные тела, площадью не

более 1,6 км², сложенные калиевыми гранитами и пегматитами, в том числе редкометалльными, возраст которых составляет 2,68 – 2,7 млрд лет [17, 115, 119]. Раннепротерозойские интрузивные образования Улялегского и Салминского массива представленные в южном окончании структуры, принадлежат формации анортозитов-гранитов-рапакиви и датируются возрастными 1,54 – 1,5 млрд лет [115].

Хаутаваарская зеленокаменная структура образована верхнеархейскими вулканогенно-осадочными толщами хаутаваарской серии и прорывающими их интрузивными комплексами. Базит-гипербазитовая формация представлена: дайковыми телами гипербазитов хюрсюльского и базитов виетукалампинского комплексов (2914±9 млн лет [51]), распространенными в осевой части структуры, а также более молодыми и детально неизученными габброидами комплекса Кайнооя, представленными в восточной части пояса. Гранитоидная формация представлена синорогенными гранитоидами Шуйского комплекса (2,86 млрд лет [17]), слагающими западное и восточное обрамление структуры, дифференцированным Хаутаваарским массивом (2,73 - 2,74 млрд лет [68, 85]), прорывающим породы хаутаваарской серии в центральной части пояса, пегматитами и калиевыми гранитами комплекса Виртаойа (2,68 – 2,7 млрд лет) распространенными на юге, и раннепротерозойскими Улялегским и Салминским массивами гранитов-рапакиви (1,54 – 1,5 млрд лет), перекрывающими южную часть структуры [17, 115, 119].

2.1.3 Тектоника

Заложение региональных глубинных субмеридиональных разломов на породах древнего фундамента определило расположение центров вулканической активности и подводящих каналов, для формирования лопийских вулканитов и базит-гипербазитовых интрузий [66]. По данным [119] в Хаутаваарской структуре выделяются три зоны субмеридиональных разломов. Первая зона разлома шириной 200-300 м, с падением на запад под

углом 80-85°, ограничивает Хаутаваарскую структуру на западе и протягивается до Улялегского массива. Вторая зона проходит в северной части структуры по западному склону гранитного массива Коруд и сопровождается милонитами, катаклазитами, мелкими сбросовыми нарушениями, мощность зоны 500 м. Третий субмеридиональный разлом проходит примерно по центру структуры – это крутопадающий (75-80°) сброс, сопровождающийся тонкосланцеватыми милонитами. Более поздними разломами, являются крутые северо-восточные сбросы и оперяющие их многочисленные крутопадающие разрывы. В позднелопийский орогенный этап развития структуры формировались многочисленные поперечные к простиранию структур северо-западные (на юге) и северо-восточные (на севере) пологие сбросы и сбросо-сдвиги с вертикальными перемещениями от 50-100 до 600 м [115]. Отдельные зоны сближенных северо-западных разломов прослеживаются через всю структуру и сопровождаются интенсивным катаклазом, милонитизацией, интенсивными метасоматическими преобразованиями пород. Становление интрузий гранитов-рапакиви раннепротерозойского возраста сопровождалось практически повсеместным оживлением всех более ранних систем разломов [119].

2.1.4 Метаморфизм

Подробные исследования проявлений процессов метаморфизма и метасоматоза Хаутаваарской структуры проводились С.И. Рыбаковым, В. И. Робоненом в связи с изучением колчеданных месторождений. Авторами была составлена схема проявления регионального метаморфизма и выделены следующие стадии развития Хаутаваарской структуры: 1) аутометаморфизм, носящий объемно-площадной характер; 2) метаморфизм погружения; 3) зональный региональный метаморфизм, связанный с главной фазой складчатости и гранитизации; 4) раннепротерозойский диафторез, связанный

со свекофенской орогенцией и становлением Салминского и Улялегского массивов [66, 67, 75].

Метаморфизм погружения в породах вулканогенно-осадочных толщ выражен в развитии пропилитоподобных ассоциаций – ранней альбитизации, эпидотизации, карбонатизации и хлоритизации пород кислого, среднего и основного составов, а также серпентинизации гипербазитов Хюрсюльского комплекса. Региональный метаморфизм андалузит-силиманитового типа носит зональный характер, степень метаморфизма возрастает в приграничных зонах структуры доходя до условий амфиболитовой фации, при этом в ядерных частях сохраняются реликты автometасоматической стадии [28, 66]. Характерна как региональная, так и локальная неоднородность проявления метаморфизма, обусловленная неравномерным насыщением толщ растворами, неоднородностью физико-механических свойств пород и физико-химическими особенностями метаморфизма [66]. Породам базитового состава соответствует ассоциация: амфибол (роговая обманка) – плагиоклаз – эпидот – биотит. Для вулканогенно-осадочных пород кислого-среднего составов – кварц-хлорит-серицитовая, кварц-биотитовая и кварц-биотит-эпидотовая ассоциации, сохраняется реликтовая структура вулканитов. В породах ультраосновного состава появляются амфибол (актинолит) и магнетит.

Состав и строение метасоматических комплексов краевых частей Хаутаваарской структуры подробно исследованы Б.Ю. Астафьевым, О.А. Воиновой и др. в ходе проведения тематических работ [13, 14, 114]. Метасоматические образования архейского возраста представлены комплексом, характерным для архейских зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области – скёли (куммингтонит-гранат - роговообманковые метасоматиты) – пропилиты - березиты [13, 114]. Низкотемпературные члены комплекса образуют зональные тела, краевые части которых сложены эпидот-хлоритовыми пропилитами, а центральные – мусковит-кварцевыми березитами, часто содержащими сульфидную

вкрапленность. Возраст метасоматитов гранат-куммингтонитового и гранат-кварцевого состава определён U-Pb методом по циркону и составляет $2715,5 \pm 15$ млн лет, по данным Б.Ю. Астафьева и О.А. Воиновой [14]. Раннепротерозойская орогения сопровождалась формированием эпидот-хлоритовых, тальк-серпентиновых, кварц-мусковит-карбонатных и хлорит-карбонатных метасоматических ассоциаций [114]. Возраст поздних метасоматических ассоциаций определен в северной части Хаутаваарской структуры, по результатам Rb-Sr изотопного датирования силикатных минералов из зон березитизированных гранитоидов Хаутаваарского массива, их изохронный возраст составляет около 1700 млн. лет [68].

Породы Хаутаваарской структуры претерпели архейский региональный метаморфизм, связанный с главной фазой складчатости и гранитизации в течение ребольской орогенической эпохи (2,74-2,68 млрд лет). В структуре выделяются три зоны глубинных раннеархейских разломов субмеридионального простирания. В позднелопийский орогенный этап формировались многочисленные поперечные к простиранию структур северо-западные (на юге) и северо-восточные (на севере) пологие сбросы и сбросо-сдвиги. Отдельные зоны сближенных северо-западных разломов прослеживаются через всю структуру и сопровождаются интенсивным катаклизмом, милонитизацией, интенсивными метасоматическими преобразованиями пород. Метаморфизм андалузит-силлиманитового типа носит зональный характер и в краевых частях структуры достигает уровней амфиболитовой фации. Метасоматические образования архейского возраста изучены предшественниками [13, 14, 114] в краевых частях Хаутаваарской структуры и представлены комплексом куммингтонит-гранат-роговообманковых метасоматитов (скёли), эпидот-хлоритовых пропилитов и мусковит-кварцевых березитов. Раннепротерозойская орогения сопровождалась формированием эпидот-хлоритовых, тальк-серпентиновых, кварц-карбонатных и хлорит-карбонатных метасоматических ассоциаций.

2.1.5 Полезные ископаемые

Золото-сульфидное оруденение в породах Хюрсюльского массива (Хюрсюля) локализуется в диагональных трещинах и мелких разломах сколового типа северо-западного простирания, в пределах Хюрсюльского глубинного разлома (рисунок 2.2) [119]. Вмещающие породы базит-гипербазитового комплекса изменены до тальк-карбонатных, эпидот-актинолит-хлоритовых, тремолит-антофиллит-карбонатных, кварц-хлорит-карбонатных метасоматитов. В хлоритовых пропилитах (по метагаббро) установлена прожилково-вкрапленная пирит-халькопиритовая золоторудная минерализация, максимальные содержания рудных минералов приурочены к маломощным кварцевым прожилкам - Au до 20,3 г/т, Cu 0,5%, Ag 20 г/т [38]. В тальк-карбонатных листовенитах также установлены повышенные содержания золота – до 1,2 г/т [115]. По геохимическим и геофизическим аномалиям, рудоносным метасоматитам и точкам с содержанием золота в десятые доли г/т оруденелая зона прослежена на 8 км при ширине 0,5 – 1,5 км [115].

Золото-сульфидное оруденение в породах массива Виетуккалампи приурочено к зоне окварцевания, эпидотизации и биотитизации габброидов на контакте с секущими дайками плагиопорфиров. Мощность зоны метасоматических изменений 20 м, она сопровождается сульфидной минерализацией (5-10%) - пирротинном, халькопиритом, редким галенитом и самородным серебром. В рудном теле, представленном маломощными кварцевыми прожилками с сульфидами, секущими измененные габбро, установлено до 3,5–3,9 г/т Au, рудное тело не оконтурено, его мощность до 2 м. В зоне кварц-куммингтонитовых метасоматитов с сульфидами на этом же участке установлено 0,011 г/т Au [76].

Золото-сульфидно-кварцевое рудопроявление Центральное Хаутаваарское приурочено к кварцевому штокверку в северо-восточной части Хаутаваарского массива [17, 18, 19, 43]. Граносиениты в пределах рудопроявления рассланцованы (аз. пр. 310° и 70°) и катаклазированы. На

контактах кварцевых жил и в зонах рассланцевания в граносиенитах развиваются околорудные полевошпатовые, эпидот-биотитовые и кварц-серицитовые метасоматические ассоциации. В околорудной зоне наблюдается увеличение содержаний ряда элементов относительно слабо измененных граносиенитов - Mo, Pb, Cu, Te, Bi, Ag [43]. Данные бурения (ООО «Карельская Рудная Компания») указывают на прямую корреляцию Au, Pb и S [5, 43]. Рудная минерализация развита в зальбандах кварцевой жилы (преимущественно в северном контакте). Мощность основной жилы колеблется от 30 до 10 см, при длине около 20 м, прожилков – первые мм. На глубину жила прослеживается почти на 100 м (ООО «Карельская Рудная Компания»). Рудная минерализация представлена пиритом, молибденитом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, золотом и редкими минералами Bi-Te-Pb-S. Содержание Au в главной жиле достигает 28 г/т, в среднем составляя 7 г/т, в экзоконтакте – 0.01-0.08 г/т (ООО «Карельская Рудная Компания») [17].

Хаутаваарское молибденовое проявление, открыто Т.Л. Гольтбуртом в 1949 г., описано С. М. Бреслер [113], расположено в 3.5 км на юго-восток от ж/д ст. Хаутаваара. Оно приурочено к монцогранитам и представлено вкрапленной молибденитовой минерализацией с содержанием Mo 0.004-0.032 % [17, 119]. Тонковкрапленная молибденитовая минерализация также встречается на проявлениях Центральное Хаутаваарское и Виетуккалампи. Повышенные содержания Mo (62 ppm) отмечаются в кислых дайках, развитых в западном экзоконтакте Хаутаваарского массива [17].

Месторождение Новые пески расположено в южной части Хаутаваарской структуры (рисунок 2.2), геологическая характеристика приводится по данным В.М. Тытыка, Л.В. Кулешевич, А.Ф. Горошко и В.В. Сиваева [42, 115, 119]. Вмещающие породы представлены амфиболитами, сланцами среднего состава верхнелопийской шотозерской толщи (AR2 st). Они прорваны жилами архейских гранитов и пегматитов виртаойского комплекса (AR₂ v) и Улялегским массивом гранитов-рапакиви рифейского

возраста. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Оруденение приурочено к зоне расланцевания ССВ простирающаяся в актинолит-хлорит-кварц-эпидотовых метасоматитах по габбро-амфиболитам [119]. Минеральная ассоциация вкрапленно-прожилковых золото-сульфоарсенидных руд включает арсенопирит, леллингит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, глаукоцит, галенит, шеелит, золото, единичные выделения висмута и мальдонита [42]. Золоторудные зоны выделяются повышенными концентрациями As, Pb, Te, Se, Bi [78]. При средних содержаниях Au 2,79 г/т ресурсы месторождения Новые Пески оцениваются в 5,8 т. (ООО «Карельская Рудная Компания»).

Нялмозерское, Ведлозерское и Хаутаваарское золотосодержащие серноколчеданные проявления локализованы вблизи серноколчеданных залежей и близки по своим характеристикам, описание приводится по данным отчета В.В. Сиваева и др. [119]. Нялмозерское проявление расположено в южной части Хаутаваарской зеленокаменной структуры. Золоторудная минерализация локализована в пачке переслаивания порфиробластических амфиболовых, гранат-амфиболовых и кварц-биотитовых сланцев. Рудовмещающая пачка залегает в зоне разлома, рассекающего вдоль площадь серноколчеданного месторождения и выраженного в динамометаморфизме пород. Породы всего участка подвергались воздействию гранитов-рапакиви с образованием кварц-биотит-амфиболовых роговиков и метасоматитов - пропилитов и серицитолитов. Максимальные содержания золота 3,9 г/т установлены в пирит-пирротин-содержащих хлорит-кварцевых сланцах. Рудный интервал является частью зональной системы, насыщенной арсенопиритом, галенитом, сфалеритом. Минерализация прослежена на 0,7 км в виде мощных первичных ореолов, скоплений элементов и минералов-спутников, хлорит-сульфидных метасоматитов.

Золото-сульфидное оруденение в северной части массива Коруд находится на закрытой площади, обнаружено в ходе работ Ведлозерской

партии 1983-1988 г.г. [119]. Проявление вскрыто скважинами в районе контакта вулканогенно-осадочных пород калаярвинской свиты с гранитным массивом Коруд и малой интрузией Хаутаваарских гранитов. Дацитовые туфы и силициты калаярвинской свиты превращены в кварц-турмалиновые породы, обогащенные арсенопиритом и пиритом. Содержания золота в рудных интервалах составили 0,1 – 0,6 г/т.

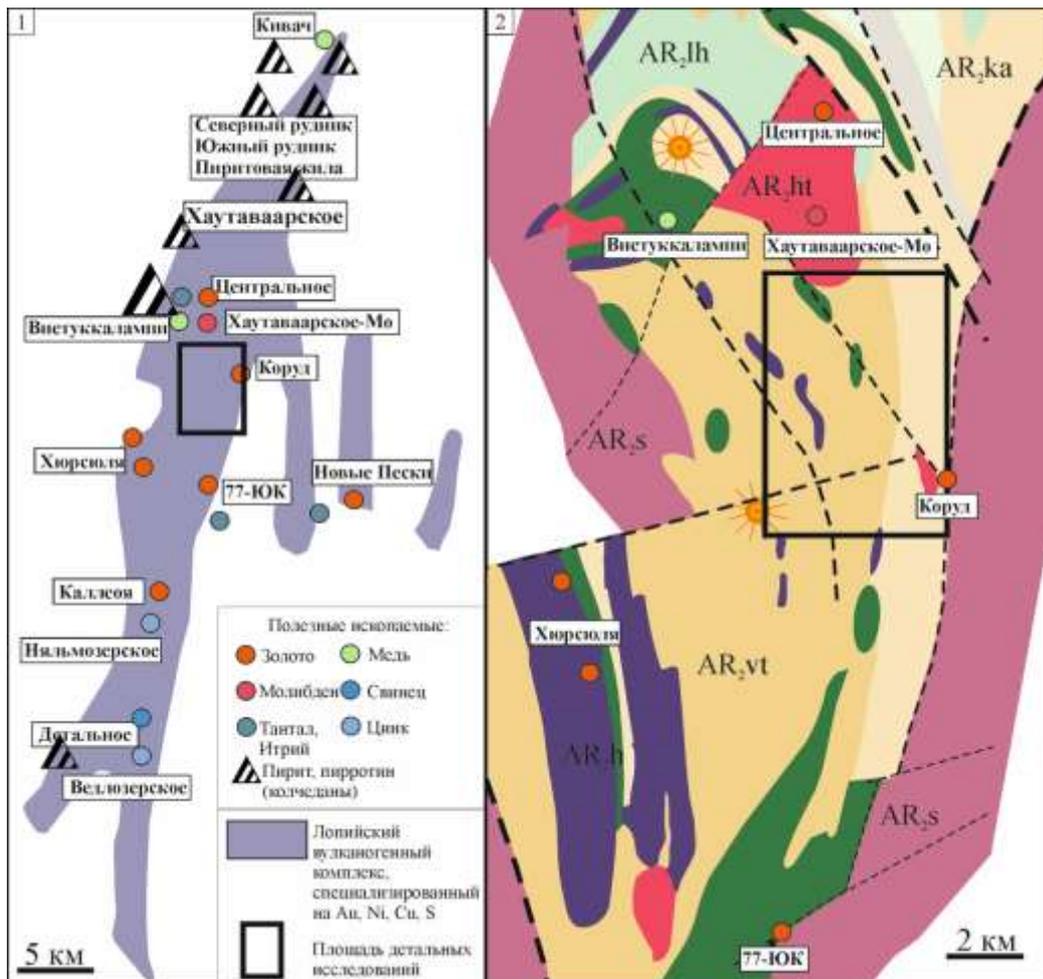


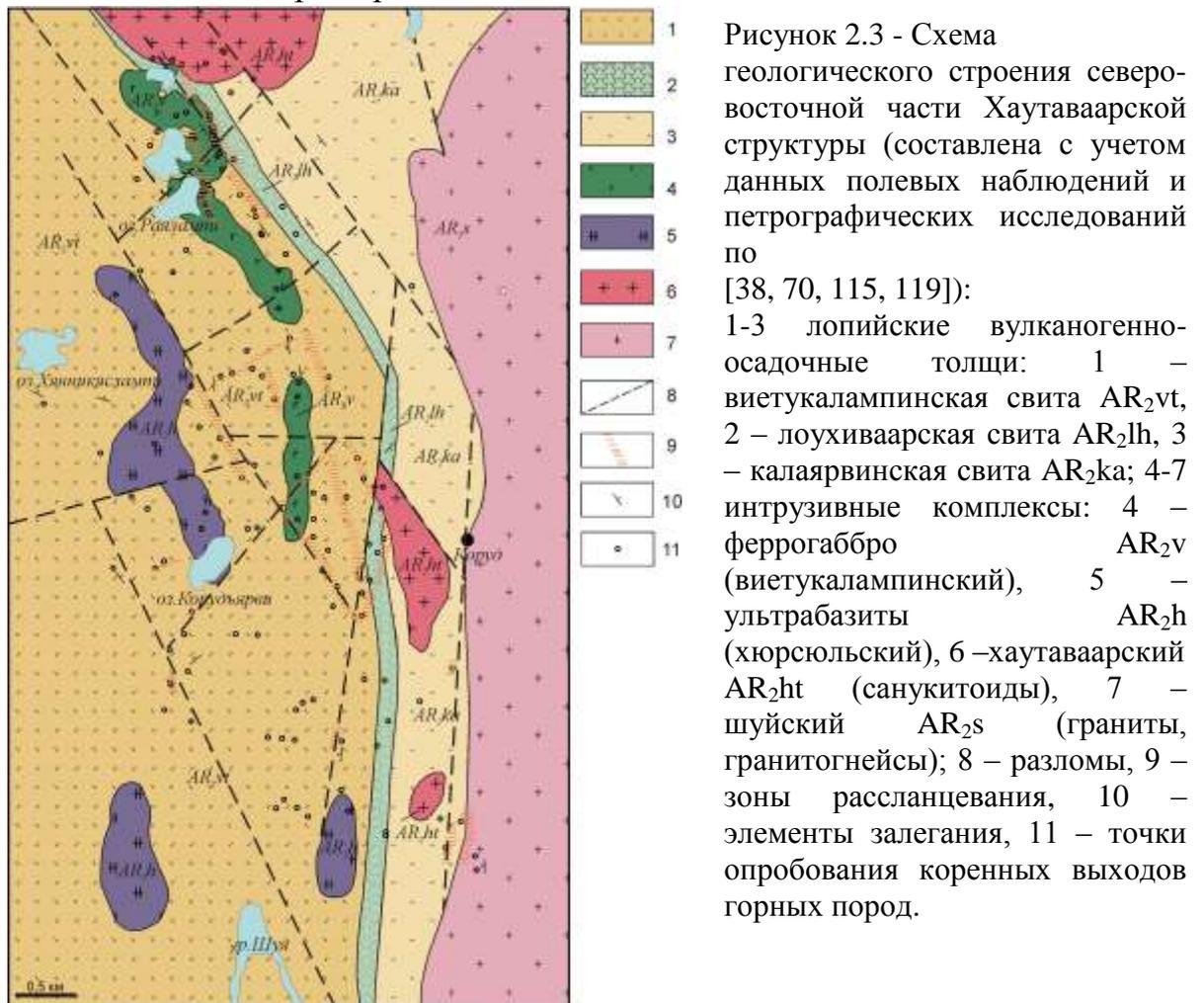
Рисунок 2.2 – Схематические карты полезных ископаемых Хаутаваарского зеленокаменного пояса: 1 - Фрагмент государственной геологической карты масштаба 1:1000000, лист Р-35-37. Полезные ископаемые [13], 2 – Фрагмент схемы геологического строения Хаутаваарской структуры по [75], условные обозначения приведены на рис. 2.1

Проявления золота, известные в пределах Хаутаваарской структуры (рисунок 2.2) можно разделить на три группы по характеру доминирующих рудоконтролирующих факторов: 1. приуроченные к зонам расщепления и расположенные в краевых частях структуры (Хюрсюльское, Новые Пески, Коруд, 77-ЮК); 2. проявления, связанные с Хаутаваарским санукитоидным

массивом (Центральное, Виетуккаламти); 3. Приуроченные к колчеданным проявлениям (Нялмозерское, Ведлозерское, Хаутаваарское) [38]. Наиболее перспективные проявления золота (Новые Пески, Центральное, Хюрсюльское) относятся к первым двум группам и расположены в центральной части структуры, над скрытыми диагональными разломами северо-западного и северо-восточного простирания [119]. Высокие концентрации Au установлены в зонах окварцевания, катаклаза и рассланцевания. Также обнаруживается связь с зонами межформационных контактов и участками распространения высокожелезистых пород. Рудные тела расположены в пределах тел пропилитовых метасоматитов, реже ассоциируют с метасоматитами березит-лиственитового ряда. Доминируют золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый минеральные типы оруденения.

2.2 Особенности геологического строения северо-восточной части Хаутаваарской структуры

Северная граница изучаемого участка ограничена породами Хаутаваарского массива, восточная – гранитоидами Шуйского комплекса, западная – примерным положением осевой линии Хаутаваарской структуры, южная граница проходит по руслу р. Шуя вдоль оси широтного разлома, отделяющего Хаутаваарский и Хюрсюльский блоки структуры. Площадь участка составляет примерно 28 км².



В геологическом строении площади принимают участие вулканогенно-осадочные породы виетукалампинской, лоухиваарской и каляярвинской свит. Базит-гипербазитовые интрузивные образования представлены дайковыми телами габбро-долеритов виетукалампинского и пироксенитов хюрсюльского комплекса (рисунок 2.3). Интрузивы ориентированы вдоль оси скрытого

глубинного разлома субмеридионального простирания, проходящего в центральной части площади. Граносиениты Хаутаваарского массива представлены на северной границе участка, а плагиомикроклиновые граниты массива Коруд обнажаются на юго-востоке. Породы вулканогенно-осадочных толщ смяты в мелкие складки, шарниры которых ориентированы вдоль направления простирания, генеральное простирание осей напластования и сланцеватости в целом совпадает и составляет $350-360^\circ$ в южной и центральной частях площади, на севере изменяясь до 310° при юго-западном падении с углами $65-78^\circ$.

Вулканогенно-осадочные породы виетукалампинской свиты (AR_2vt) представлены преимущественно метаморфизованными андезитами и дацитами с прослоями мусковит-кварц-хлоритовых сланцев. Макроскопически это серые, зеленовато-серые мелко-, средне и крупнозернистые породы порфиробластовой, участками лепидогранобластовой структуры (рисунок 2.4). Текстуры массивные, сланцеватые. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз №30 – 45 (40-75%), кварц (30-60%), обыкновенная роговая обманка $Ng-Np = 0,18$ (0-10%). Основная масса породы сложена альбитом, кварцем, хлоритом, карбонатом, эпидотом, биотитом. Акцессорные минералы: ильменит, апатит, циркон, титанит, сульфиды.



Рисунок 2.4 - Метаморфизованный андезит виетукалампинской свиты (Ep – эпидот, Hbl – роговая обманка, Qtz – кварц)

Мелкозернистые амфиболиты, кварц-магнетит-амфиболовые и кварц-актинолитовые сланцы лоухиваарской свиты (AR_2lh) образуют узкую полосу

в центральной части площади. Макроскопически породы представлены мелко-, среднезернистыми сланцеватыми темно-зеленовато-серыми породами (рисунок 2.5). Для амфиболитов и амфиболовых сланцев характерны лепидогранобластовая и нематобластовая структуры. Породы свиты состоят из обыкновенной роговой обманки или актинолита (30-70%), кварца (25-50%), плагиоклаза №43-56 (5-15%), эпидота (5-15%) с полосками тонкозернистого магнетита. Акцессорные минералы: ильменит, титанит, апатит, сульфиды.



Рисунок 2.5 - Кварц-магнетит-амфиболовый сланец лоухиваарской свиты (Chl – хлорит, Act – актинолит, Ttn - титанит)

Калаярвинская свита (AR₂ka), завершает разрез лопийских вулканогенно-осадочных образований и представлена андези-дацитовыми вулканитами и серицит-кварцевыми, биотит-хлорит-кварцевыми сланцами. Текстуры сланцеватые, пятнистые, структуры порфиробластовые, лепидогранобластовые. В минеральном составе андези-дацитовых вулканитов преобладают плагиоклаз №23-30 (0-30%), кварц (15-75%), мусковит (0-30%), биотит (5-25%), хлорит (до 50%) (рисунок 2.6). Акцессорные минералы: титанит, апатит, турмалин, сульфиды.

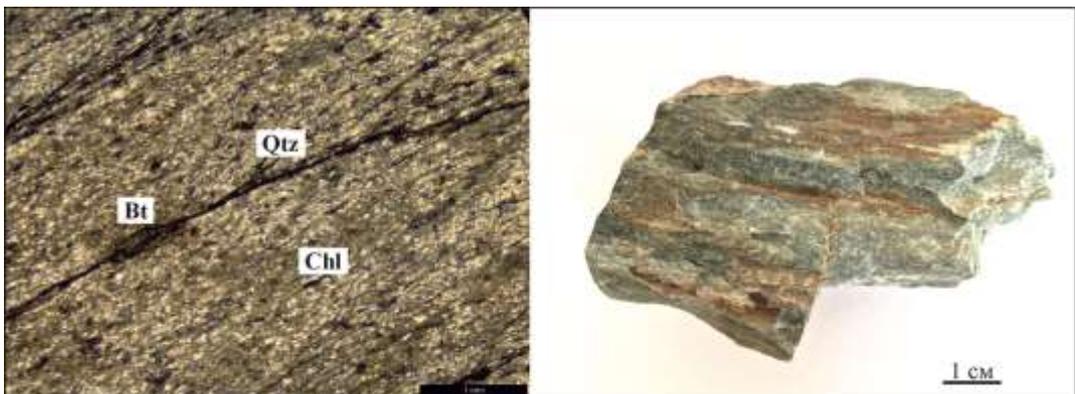


Рисунок 2.6 - Биотит-хлорит-кварцевый сланец калаярвинской свиты (Bt - биотит, Chl – хлорит, Qtz – кварц)

На TAS-диаграмме фигуративные точки пород лоухиваарской свиты попадают в поля базальтов и умеренно-щелочных пикритов, отличаясь от средних и кислых пород различной щелочности виетукалампинской и каляярвинской свит (рисунок 2.7). Также породы лоухиваарской свиты отличаются повышенным содержанием $MgO > 7\%$ и суммарного железа ($FeO+Fe_2O_3$ до 12,9 мас.%, приложение 1).

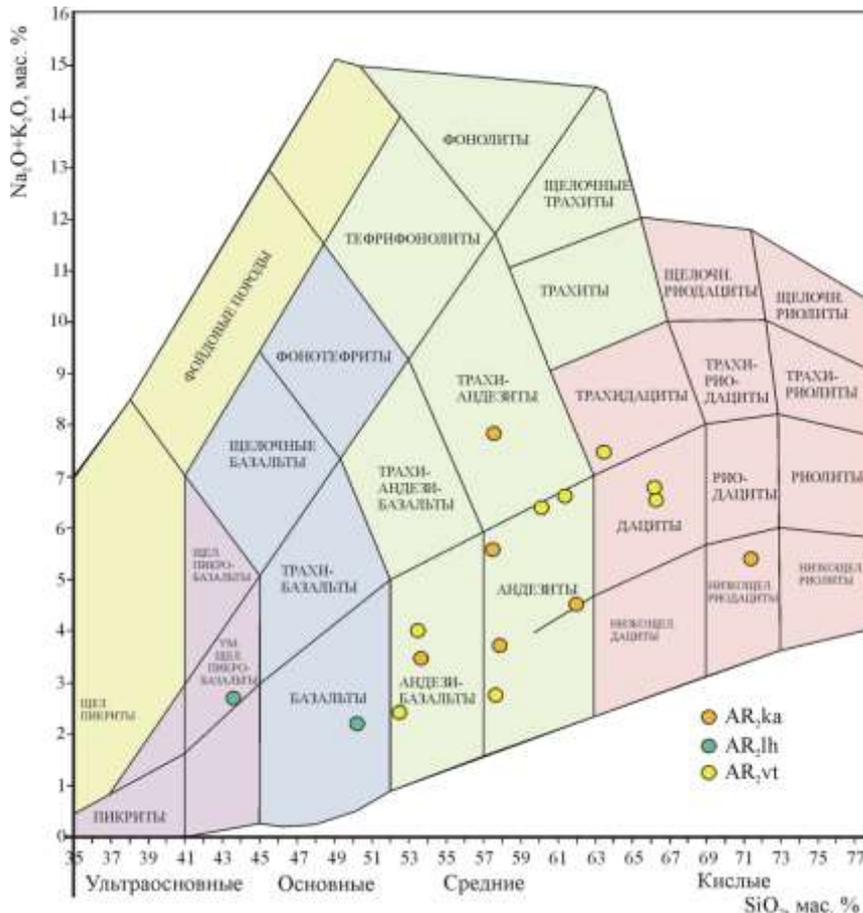


Рисунок 2.7 - TAS - диаграмма химической классификации вулканических горных пород [54] с фигуративными точками пород виетукалампинской (AR_2vt), каляярвинской (AR_2ka) и лоухиваарской свит (AR_2lh).

Породы виетукалампинского комплекса (AR_2v) встречаются в центральной части площади, представлены субмеридианально и северо-западно ориентированными дайковыми телами, прорывающими породы виетукалампинской и лоухиваарской свит. Для габброидов характерно уменьшение зернистости и степени лейкократовости от приконтактных частей даек к осевым. Габбро-долериты и феррогаббро – темно-серые до черных плотные массивные породы, гранобластовой или пойкилобластовой структурой (рисунок 2.8). В минеральном составе преобладает железистая роговая обманка, плагиоклаз (№48-54), альбит, кварц, серицит, биотит,

эпидот, хлорит, карбонат, клиноцоизит. Акцессорные минералы: титаномагнетит, ильменит, титанит, апатит, циркон, сульфиды.

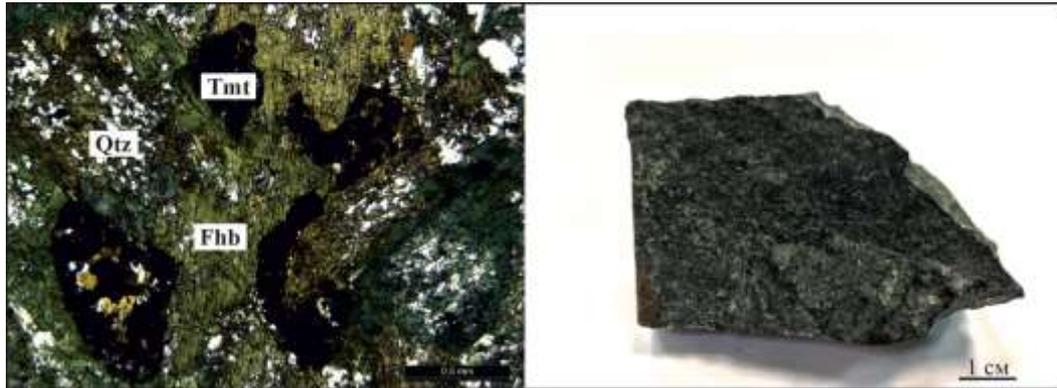


Рисунок 2.8 - Феррогаббро вьетукалампинского комплекса
(Qtz – кварц, Tmt – титаномагнетит, Fhb – железистая роговая обманка)

Гипербазиты хюрсюльского комплекса закартированы в восточной части площади, они образуют вытянутые тела, северо-западного и субмеридионального простирания. Преобладают мелко-среднезернистые массивные перидотиты, цвет пород меняется от светло-зеленовато-серого до почти черного, в зависимости от степени интенсивности серпентинизации и последующих метасоматических изменений, которая закономерно увеличивается в краевых частях дайковых тел. Структуры гипидиоморфнозернистые, сидеронитовые. Породы состоят из оливина (до 40%), пироксена (10-30), роговой обманки (0-20%), серпентина (до 80%), хлорита (0-30%), талька (0-25%), карбоната (0-20%) (рисунок 2.9). Акцессорные минералы: хромит, магнетит (в сумме до 15%), сульфиды, апатит.



Рисунок 2.9 - Серпентинизированный пироксенит хюрсюльского комплекса
(Chr – хромит, Srp – серпентин)

Габбро-долериты вьетукалампинского комплекса характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (до 2,3%) и значениями коэффициента железистости $f=100 \cdot (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (78-88), при суммарных содержаниях железа (12,9 – 19,8 мас.%), содержанием SiO_2 (45,7 – 61,3%), сумма щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) меняется от 1,53 до 4,21%. Гипербазиты хюрсюльского комплекса отличаются высокими содержаниями MgO (до 35%), низкими значениями коэффициента железистости f (28-38), при суммарных содержаниях железа (12,5 – 17,1 мас.%), содержание SiO_2 не превышает 40%, а сумма щелочей – 1% (приложение 1, рисунок 2.10).

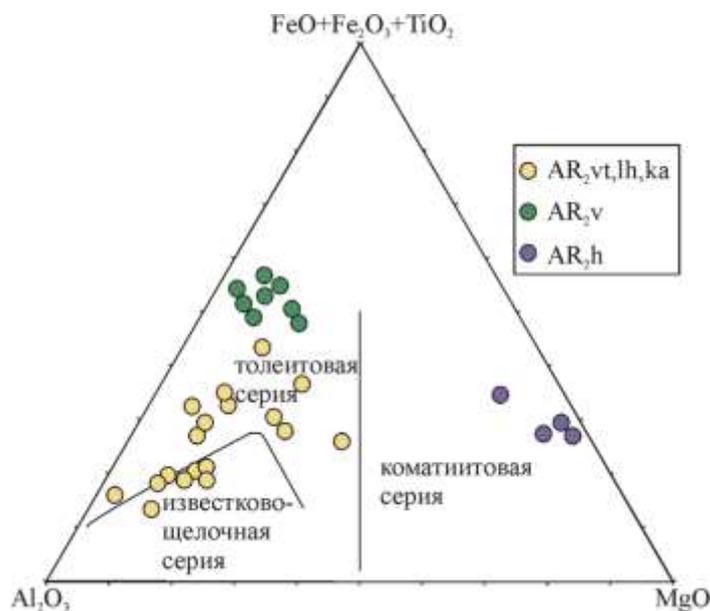


Рисунок 2.10 - AFM - диаграмма химической классификации магматических горных пород [102] с фигуративными точками пород вулканогенно-осадочных толщ вьетукалампинской (AR_{2vt}), калаярвинской (AR_{2ka}) и лоухиваарской свит (AR_{2lh}), габбро-долеритов вьетукалампинского комплекса (AR_{2v}) и гипербазитов хюрсюльского комплекса (AR_{2h}).

Граносиениты южного эндоконтакта Хаутаваарского массива обнажаются в северной части площади. Это средне-крупнозернистые массивные светло-серые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, не подвергшиеся процессам регионального метаморфизма (рисунок 2.11). Они сложены: калиевым полевым шпатом (15-25%), плагиоклазом № 10-35 (15-20%), кварцем (10-15%), биотитом, роговой обманкой, эпидотом (в сумме менее 20%). Акцессорные минералы: ильменит, гранат, циркон, апатит, алланит, торит, монацит, сульфиды.

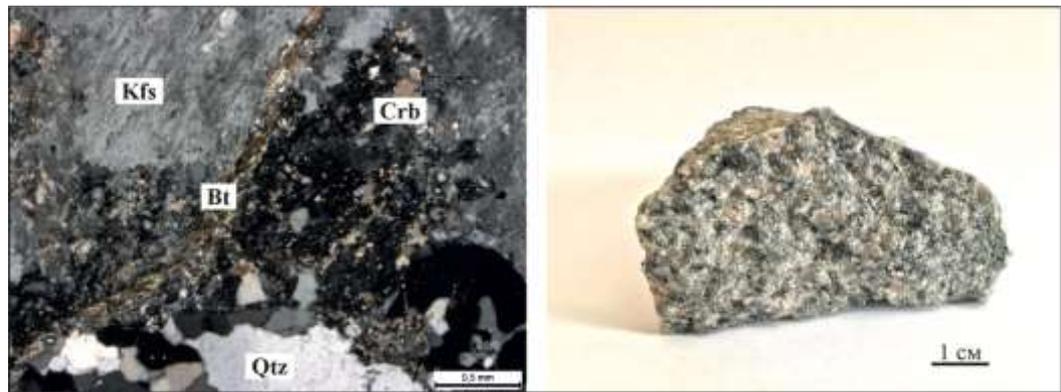


Рисунок 2.11 - Граносиенит Хаутаваарского массива
(Kfs – калиевый полевой шпат, Qtz – кварц, Bt – биотит, Crb – карбонат)

Породы массива Коруд протягиваются полосой вдоль восточной границы участка. Это серые, серо-розовые среднезернистые плагиомикроклиновые граниты. Структуры гипидиоморфнозернистые, текстуры массивные. Породы состоят из калиевого полевого шпата (10-15%), кварца (10-25%), плагиоклаза (30-50%), биотита (до 7%). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, циркон.

Особенностью геологического строения исследуемой площади является её расположение в пределах зоны влияния глубинных разломов субмеридионального простирания (центральная и восточная часть площади) и диагональных нарушений. Разрывные нарушения проявлены в виде прерывистых участков расланцевания, ожелезнения и катаклаза. Крупнейшая из таких зон закартирована в северной части площади (район оз. Раялампи). Мощность зоны достигает 50 м, предполагаемая протяженность – до 1 км. Зона расположена в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива и протягивается вдоль контактов дайкового тела феррогаббро виетукалампинского комплекса со вмещающими породами лоухиваарской и виетукалампинской свит. На севере она ограничена граносиенитами Хаутаваарского массива, на юге постепенно затухает в породах виетукалампинской свиты (см. рисунок 2.3). Морфология зоны не однородна – в её северной части доминирует система субпараллельных трещин с

азимутами простирания 310-340°, пересекающаяся со второстепенной системой нарушений 60-70°, преобладающей на юге.

Породы зоны подверглись объемному окварцеванию, в участках наиболее интенсивного рассланцевания и пересечения систем трещиноватости различной ориентировки развиваются маломощные ожелезненные кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки с хлоритом (от 2 до 10 мм), с макроскопически различимой сульфидной вкрапленностью (рисунок 2.12 а). В центральной части тела габброидов (оз. Раялампи) система оперяющихся трещин с азимутом простирания 70°, сопровождается сульфидизированными прожилками существенно карбонатного состава.

Зоны рассланцевания меньшей мощности закартированы в центральной и южной частях площади, где они приурочены к межформационным контактам интрузивных тел и вулканогенно-осадочных толщ, часто выходя за их пределы. В восточной части участка, в области действия глубинного субмеридионального разлома, проходящего вдоль контакта гранитного массива Коруд, азимуты зон рассланцевания и трещиноватости пород также приобретают субмеридиональную ориентировку. В породах калаярвинской свиты установлена мощная протяженная зона окварцевания, сопровождающаяся густой сетью кварцевых прожилков (до 50 мм) с сульфидной вкрапленностью (рисунок 2.12 б).



Рисунок 2.12 - Зоны рассланцевания северо-восточной части Хаутаваарской структуры: а–рассланцованные и ожелезненные габбро-долериты виетукалампинского комплекса (район оз. Раялампи), б–система ветвящихся кварцевых прожилков в сланцах калаярвинской свиты (юго-восточная часть площади)

В северо-восточной части Хаутаваарской структуры развита система зон рассланцевания, маркирующих разрывные нарушения и межформационные контакты. Крупнейшая из таких зон расположена в области влияния Хаутаваарского массива и приурочена к эндо- и экзо-контактам дайки габбро-долеритов района оз. Раялампи. Её мощность составляет 50 м. Системы рассланцевания ориентированы с азимутами 310° - 70° и сопровождаются объемным окварцеванием. В участках пересечения систем трещиноватости различной ориентировки развиваются маломощные кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки с хлоритом, содержащие вкрапленность сульфидов. Система рассланцевания субмеридионального простирания проявлена в юго-восточной части площади, вдоль контакта пород калаярвинской свиты с гранитным массивом Коруд. Сопровождается густой сетью кварцевых прожилков, мощностью до 50 мм, с сульфидной вкрапленностью.

ГЛАВА 3. ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Геохимические аномалии в коренных породах (первичные геохимические ореолы) представляют собой первоисточник всего комплекса экзогенных аномалий используемых при поисках рудных месторождений по литохимическим вторичным ореолам и потокам рассеяния, гидрохимическим и др. аномалиям. Помимо этого, геохимические аномалии в коренных рудовмещающих породах являются составной частью самих месторождений, а, следовательно, могут служить индикаторами условий локализации оруденения [16]. Установление особенностей первичных геохимических аномалий является одной из ключевых задач, требующих решения при проведении поисковых работ и построении геолого-генетической модели оруденения [1].

В целом для Карельского региона характерна следующая ассоциация элементов-спутников золоторудной минерализации - Bi, Ag, Pb, As, Sb, Zn, W Co, Se, Pd, Cd, Mo, Sn [83]. Это достаточно широкий спектр элементов, допустимый для объектов различных геолого-генетических типов, как было показано в главе 1. Для выбора оптимальной ассоциации элементов-индикаторов золота необходимо учесть данные как регионального (Карельский кратон), так и локального масштаба (Хаутаваарская структура).

А.С. Вихко и др. [5, 43] были выявлены первичные геохимические аномалии на золото-сульфидно-кварцевом проявлении Центральное Хаутаваарское, в северной части Хаутаваарского массива. Авторами была установлена связь Au с Pb, Bi, Ag, и в меньшей степени с As и S [5]. Внешний ореол оруденения характеризуется повышенными концентрациями Mo, Cu и пониженными концентрациями Th и U [43]. На проявлении Коруд (расположенном в восточной части исследуемой площади) золото ассоциирует с арсенопиритом [115]. В целом, мышьяк является устойчивым элементом-индикатором для золоторудных объектов большинства

генетически-формационных типов и хорошо определяется экспрессными аналитическими методами, что позволяет эффективно использовать мышьяковые аномалии в качестве поискового признака для разных площадей. По данным бурения ООО «Карельская Рудная Компания» в рудных зонах рудопроявления Хюрсюльское (западная часть Хаутаваарской структуры) отмечены повышенные содержания Bi, Te, Pb, Zn, Cu, а также повышенные содержания Fe, Ti, V, Ni, Cr, отвечающие составу вмещающих пород базит-гипербазитого Хюрсюльского массива.

Методика и материалы исследований. Для выделения геохимических аномалий в северо-восточной части Хаутаваарской структуры, были изучены образцы 100 проб коренных пород, отобранных в естественных обнажениях. Содержания элементов определялись портативным рентгенофлуоресцентным анализатором Innov-X Delta на кафедре ГРМПИ Горного университета. (приложение 2). Отбор проб, пробоподготовка и аналитические работы выполнены автором.

В последние десятилетия портативные рентгенофлуоресцентные анализаторы широко и достаточно эффективно применялись в практике геологоразведочных работ, в том числе и в сложных ландшафтно-геологических и геолого-минерагенических условиях. Портативные РФ-анализаторы обеспечивают одновременное определение содержаний от Ca до U, а некоторые типы анализаторов от Mg. Чувствительность в зависимости от элемента и состава пробы находится в пределах 0,000n-0,0n %. Это позволяет применять портативные анализаторы для литохимических поисков по потокам рассеяния, вторичным и первичным ореолам для ряда элементов (V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Nb, La, Pb и др.). В качестве преимуществ данных методов можно выделить простоту использования прибора, низкую стоимость, оперативность получения данных и возможность определения содержаний элементов в естественных условиях нахождения материала опробования [27]. Однако за эти достоинства приходится платить невозможностью измерения легких элементов, высокой погрешностью и

узким диапазоном измеряемых концентраций. Вследствие вышеуказанных недостатков было принято решение выборочно заверить результаты рентгенофлуоресцентного анализа прецизионными аналитическими методами. Из общей выборки были отобраны 30 проб с повышенными содержаниями элементов-спутников золота, в целом характерных для Хаутаваарской структуры (As, Pb, Ni, Zn, Mo, Cu). Для этих проб был проведен атомно-эмиссионный анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP - AES) на ряд элементов: As, Bi, Cu, Mo, Ni, Pb, Se, Te, Zn, на спектрометре iCap6300duo фирмы Intertech (ЗАО РАЦ МИА, аналитик Зимина С.Н.) (приложение 3), а также выявлены содержания благородных металлов (Au, Ag, Pt, Pd) пробирно-атомно-абсорбционным методом (ЗАО РАЦ МИА, аналитик Ушинская Л.А.). Сопоставление результатов анализов по 30 пробам показало хорошую сходимость общего тренда распределения элементов-индикаторов (коэффициенты корреляции больше 0,9), что позволяет использовать результаты экспрессного РФ-анализа для выявления первичных геохимических аномалий. Результаты сопоставимости по наиболее представительным элементам показаны на рисунке 3.1.

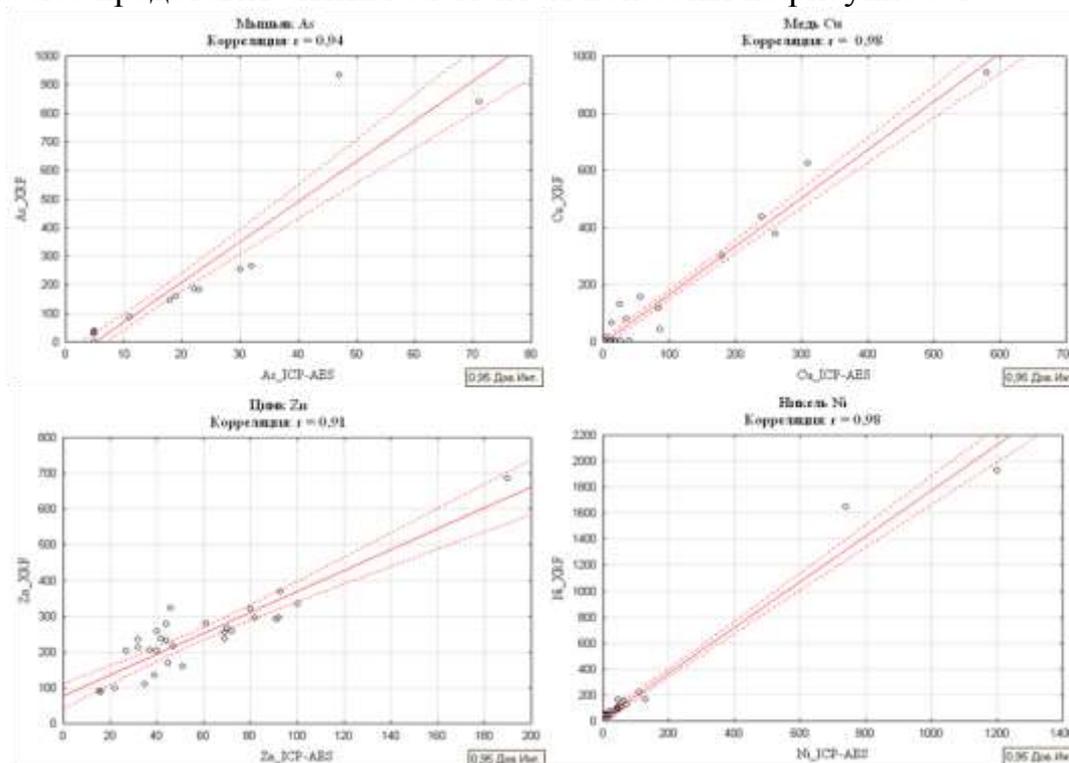


Рисунок 3.1 - Сравнение результатов анализов проб методами XRF и ICP-AES по элементам-индикаторам: As, Cu, Zn, Ni, ppm, n=30

3.1 Статистический анализ результатов геохимического опробования первичных ореолов рассеяния

Для первичной геохимической характеристики пород и выявления возможных геохимических ассоциаций в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры был выполнен факторный анализ методом главных компонент (объем выборки – 100 проб, таблица 3.1). Анализ элементных ассоциаций показывает, что первый фактор с наибольшим весом (20%) отвечает за состав исходных пород:

$$\frac{+Ba_{74} Rb_{69} Sr_{58} Zr_{48} Mo_{30}}{-Fe_{88} Mn_{83} Ti_{54} V_{48} Cu_{45} As_{38} Ni_{21}}$$

Породы базит-гипербазитовых комплексов обогащены элементами сидерофильной группы (Fe, Ti, V, Ni), а ассоциация литофильных элементов (Ba, Rb, Sr, Zr) соответствует породам вулканогенно-осадочных толщ и гранитоидов среднего и кислого состава. Мышьяк, медь и молибден входят в структуру первого фактора, что подчеркивает закономерное обогащение меланократовых комплексов халькофильными элементами, а лейкократовых – литофильными.

Второй фактор весом 18% можно интерпретировать как «общий рудный» и закономерно предположить, что он отражает процесс накопления возможных элементов-спутников золоторудной минерализации Bi, W, Pb, Mo:

$$\frac{+Cr_{31} Ni_{30}}{-Bi_{89} W_{86} Zr_{49} Pb_{41} Ti_{38} Mo_{32}}$$

Определенного внимания заслуживает маловесный (9%), но интересный с точки зрения интерпретации, четвертый «полиметаллический» фактор:

$$\frac{+Zr_{36} Ti_{34}}{-Pb_{77} As_{70} Zn_{45} Cu_{31} Mo_{27} Hg_{20}}$$

Группа Pb, As, Zn представляет собой отдельную сульфидную полиметаллическую ассоциацию. Следует отметить значимые нагрузки Zr и Ti в предполагаемом «рудном» и «полиметаллическом» факторах, что возможно связано с пространственной и генетической приуроченностью повышенных концентраций элементов-индикаторов к габбро-долеритам виетукалампинского комплекса, обогащенным титаном и породам кислого и среднего состава, обогащенным цирконием.

Совместное рассмотрение нагрузок второго и четвертого факторов позволяет предположить наличие нескольких ассоциаций элементов-индикаторов золотого оруденения, концентрация которых могла происходить в течение разных процессов (рисунок 3.2).

Таблица 3.1 - Значения факторных нагрузок (n=100, критическое значение факторной нагрузки при уровне значимости $\alpha 0,05 = 0,20$)

Элемент	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4
Ti	-0,54	-0,38	0,54	0,34
V	-0,48	-0,15	0,57	0,03
Cr	-0,24	0,31	-0,71	0,07
Mn	-0,83	0,06	0,14	0,18
Fe	-0,88	-0,19	0,28	-0,07
Ni	-0,21	0,30	-0,68	0,12
Cu	-0,45	-0,25	0,09	-0,31
Zn	0,06	0,10	0,25	-0,45
As	-0,38	0,03	-0,07	-0,70
Rb	0,69	-0,14	0,20	-0,17
Sr	0,58	0,16	0,11	-0,09
Zr	0,48	-0,49	0,32	0,36
Mo	0,30	-0,32	0,10	-0,27
Ba	0,74	-0,14	0,18	-0,04
W	0,01	-0,86	-0,35	0,12
Hg	0,01	-0,01	0,40	-0,20
Pb	0,01	-0,41	-0,03	-0,77
Bi	0,02	-0,89	-0,38	0,01
Th	0,25	-0,23	0,31	0,28
Вес фактора, %	20	18	12	9

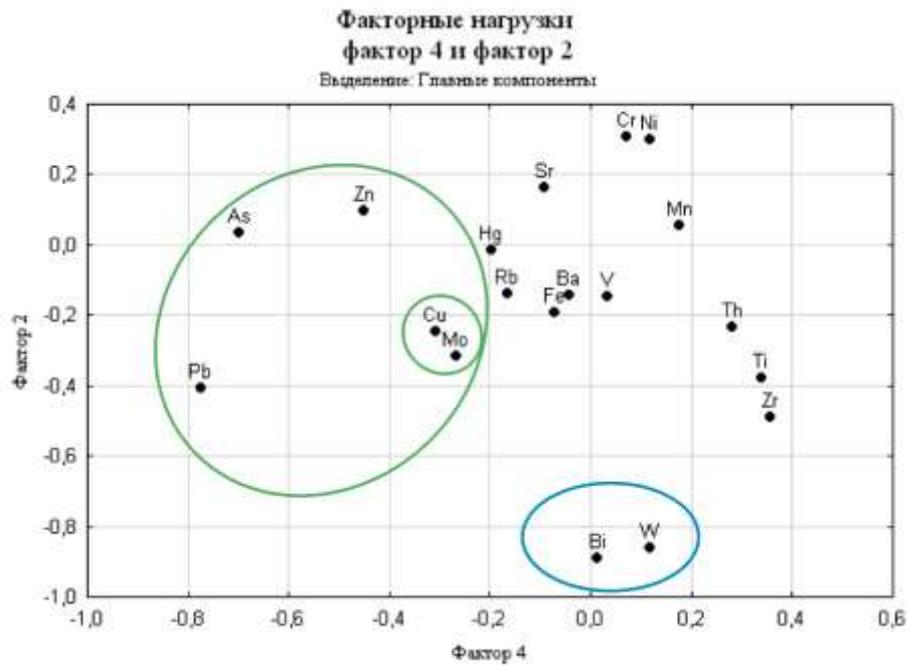


Рисунок 3.2 - Факторные нагрузки второго и четвертого факторов.

3.2 Закономерности распределения точечных геохимических аномалий в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры

Исходя из анализа данных предшественников и результатов факторного анализа для изучения были выбраны следующие ассоциации элементов-индикаторов золотого оруденения: Bi-As-Mo-W-Pb-Zn-Cu, Ti-V-Ni-Cr.

Выявлению локальных аномалий индикаторных элементов предшествовала оценка фоновых параметров. Для слабо вариабельных геохимических полей определения фоновых концентраций основывается на использовании в качестве репера медианы (Me), которая является наиболее надежной оценкой фона [2]. Выявление аномальных значений проводилось с использованием критерия, основанного на «правиле трёх сигм» [57]. С вероятностью $p=0,997$ аномальным может быть признано значение превышающее сумму медианного значения и трёх стандартных отклонений, (таблица 3.2). На основании полученных статистических данных и информации о геологическом строении площади в программе ArcGis были построены точечные карты распределения аномалий элементов в северо-восточной части Хаутаваарской структуры (рисунок 3.3).

Таблица 3.2 - Статистические характеристики распределений содержаний химических элементов в коренных породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры (по результатам анализа портативным XRF-анализатором Delta, ppm, n=100)

	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Порог аномального значения (медиана+3*стандартное отклонение)
Ti	898,85	521,00	849,21	3068,62
V	96,38	77,50	72,97	296,42
Cr	130,24	46,00	334,69	1050,08
Ni	203,16	69,50	605,56	1886,17
Cu	96,83	5,00	177,58	537,74
Zn	242,19	231,00	131,65	625,94
As	144,83	25,00	264,81	819,43
Mo	11,50	1,00	21,32	64,96
W	4,46	1,00	23,06	70,19
Pb	58,35	46,00	60,44	227,32
Bi	133,58	5,00	918,70	2761,1

Аномальные значения Ti, V, Ni, Cr закономерно маркируют распространенные в осевой части Хаутаваарской структуры габбро-долеритовые (виетукалампинский комплекс) и гипербазитовые (хюрсюльский комплекс) дайковые тела. Несмотря на сходство петрохимических характеристик габбро-долеритов северной и центральной частей площади, габброиды, расположенные в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива обогащены Ti, а в центральной части площади – ванадием (рисунок 3.3-1). Гипербазиты хюрсюльского комплекса относительно равномерно обогащены Ni и Cr.

Аномальные содержания Cu зафиксированы только в зоне расланцевания северной части площади (район оз. Раялампя) и приурочены к контактовым частям дайки габбро-долеритов виетукалампинского комплекса (рисунок 3.3-2). В образцах зоны также выявлены повышенные содержания золота, вплоть до 5,58 г/т (таблица 3.3). В центральной части площади, в расланцованных породах виетукалампинской свиты вблизи гипербазитов хюрсюльского комплекса установлены аномальные значения Zn и Ag (0,55 г/т). В то время, как в зонах расланцевания северной части площади локализованы точечные аномалии Pb, повсеместно сопровождаемые содержаниями Au > 0,02 г/т

Таблица 3.3 – Представительные результаты определений содержаний благородных металлов методом пробирного анализа (приведены значения, превысившие порог обнаружения: Au > 0,02 г/т, Ag > 0,2 г/т, Pt и Pd – ниже порога обнаружения, n= 30)

№	6-042А	6-043В	6-044А	6-047А	6-048А	6-049А	6-050А	6-060А	6-062А
Ag, г/т	0,22	0,55	0,2	0,26	0,22	0,36	0,28	0,2	0,75
Au, г/т	5,58	0,12	-	-	-	-	-	-	0,04
№	6-063А	6-064А	6-013А	6-016А	6-023А	6-024В	6-027А	6-028А	
Ag, г/т	0,3	0,2	0,2	-	0,2	0,2	-	0,36	
Au, г/т	-	0,2	-	0,07	-	-	0,13	-	

6-042А, 6-043В, 6-062А, 6-063А, 6-064А, 6-024В, 6-027А, 6-028А – габбро-долериты вьетукалампинского комплекса AR_{2v}; 6-048А, 6-013А – гипербазиты хюрсюльского комплекса AR_{2h}; 6-044А – амфиболовый сланец лоухиварской свиты AR_{2lh}; 6-024В, 6-047А, 6-049А, 6-050А – андезитовые порфириты вьетукалампинской свиты AR_{2vt}; 6-023А, 6-060А – серицит-кварцевые сланцы калаярвинской свиты AR_{2ka}; 6-016А – граносиенит Хаутаваарского массива AR_{2ht}.

Точечные аномалии As отчетливо коррелируют с Мо и также расположены в пределах северной и юго-восточной зон рассланцевания (рисунок 3.3-2, 3). Группа аномальных значений As отмечена в районе озера Раялампи и приурочена к рассланцованным породам западного контакта дайки габбро-долеритов. Единичные аномалии Вi и W зафиксированы в ядерной части зоны рассланцевания в северной части площади. Результаты ICP-AES (приложение 3) и пробирного анализа образца в данной точке выявили содержания Au – 0,12 г/т, Ag – 0,55 г/т, Вi – 170 г/т, содержание W определено анализатором Innov-X Delta и составляет 148 г/т.

Повышенные концентрации Au и Ag в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры сопровождаются аномальными содержаниями элементов-индикаторов золотого оруденения. Наиболее крупная комплексная аномалия (Cu, Вi, W, As, Pb, Мо), с содержанием Au до 5,58 г/т, приурочена к зонам рассланцевания СЗ-СВ простирания в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива. Вторая по степени интенсивности точечная аномалия As-Мо-Pb приурочена к зоне рассланцевания субмеридионального простирания, прослеженная вдоль контакта массива Коруд с породами калаярвинской свиты, к которой также приурочена точка с аномально высоким содержанием золота [115].

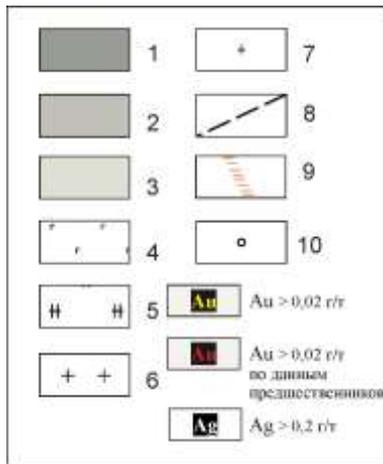


Рисунок 3.3 - Точечные карты распределения аномалий в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры (1 – Ti, V, Ni, Cr; 2 – Cu, Pb, Zn; 3 – As, Bi; 4 – Mo, W): 1 – виетукалампинская свита AR₂vt, 2 – лоухиваарская свита AR₂lh, 3 – калаярвинская свита AR₂ка; 4-7 интрузивные комплексы: 4 – феррогаббро AR₂v (Виетукалампинский), 5 – ультрабазиты AR₂h (Хюрсюльский), 6 – Хаутаваарский AR₂ht (санукитоиды), 7 – Шуйский AR₂s (граниты, гранитогнейсы); 8 – разломы, 9 – зоны рассланцевания, 10 – точки опробования коренных выходов горных пород.

Анализ особенностей геологического строения и закономерностей распределения первичных геохимических аномалий северо-восточной части Хаутаваарской структуры позволяет сформулировать первое защищаемое положение:

В северо-восточной части Хаутаваарской структуры наиболее перспективными для обнаружения золотого оруденения являются участки проявления геохимических аномалий Cu, Bi, W, As, Pb, Mo в пределах зон рассланцевания северо-западного и северо-восточного простирания в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива и As, Pb, Mo в субмеридиональной зоне рассланцевания вдоль контакта с массивом Коруд.

ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И РУДОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Геологическая позиция северо-восточной части Хаутаваарской структуры (приуроченность к южному экзоконтакту Хаутаваарского массива и расположение в зоне влияния разрывных нарушений СЗ-СВ и субмеридионального направления) определила отличия сформировавшихся здесь метасоматитов от метасоматитов южной и северной частей Хаутаваарской структуры [114, 115, 119]. Выявленные точечные геохимические аномалии и повышенные содержания золота и его элементов-спутников определили необходимость проведения детальных исследований. Изучение эпигенетических минеральных ассоциаций в северо-восточной части Хаутаваарской структуры, соотнесение их со стадиями эволюции системы и выделение минеральных типов измененных пород направлено на выявление особенностей формирования золотого оруденения, его поисковых критериев и признаков.

Методика и материал для исследований. Исследование гидротермально-метасоматических ассоциаций построено на комплексном минералого-петрографическом изучении гидротермально-метасоматических образований посредством петрографического изучения прозрачных шлифов измененных и исходных горных пород на световом микроскопе Leica DM2700 P по методике Е. В. Плющева, В. В. Шатова и др. [58, 61].

Критериями выделения минеральных ассоциаций в ранге метасоматических, служили: а) приуроченность к зонам проявления разрывных нарушений и субвулканических интрузивов, б) секущий характер по отношению к метаморфической зональности, в) наложенный характер поздних рудных парагенезисов, г) отсутствие барофильных минералов [8]. В ходе петрографического исследования шлифов пород площади были установлены эпигенетические минеральные ассоциации и возрастные взаимоотношения с исходной породой, выполнена количественная оценка содержания в породе, как отдельных минералов, так и ассоциации в целом.

Подсчет проводился по 5-бальной градации (0-10%, 10-30%, 30-50%, 50-100% новообразований), впоследствии выделенные категории были объединены в 2 группы: 0-50% - метасоматически измененные породы и 50-100% - метасоматиты. Такая система была выбрана вследствие слабой интенсивности проявления гидротермально-метасоматических изменений в породах площади и частого наложения одного минерального парагенезиса на другой.

При петрографических исследованиях в гидротермально-измененных породах в качестве эпигенетических установлено 17 минералов (или минеральных групп), из которых самыми распространенными являются (в порядке убывания): кварц, эпидот, хлорит, клиноцоизит, альбит, биотит, калиевый полевой шпат, актинолит, титанит, карбонат, рудные минералы, серицит, турмалин, рутил, гранат, барит, тальк. Новообразованные минералы проявлены в породах района в различных сочетаниях друг с другом, образуя устойчивые в структурно-вещественном отношении ассоциации (парагенезисы). При этом под структурно-вещественными признаками понимаются устойчивые (повторяющиеся) пространственно-возрастные и количественные соотношения минеральных зерен в ассоциации, их формы и размеры [58]. Для выявления закономерностей распределения эпигенетических ассоциаций минералов в пространстве были намечены и выполнены работы по составлению схем проявления гидротермально-метасоматических ассоциаций. Они состояли из 3-х этапов: 1) кодирование и ввод петрографических данных в компьютер, 2) обработка данных с помощью программного обеспечения Surfer, 3) картосоставительские работы с использованием программного пакета CorelDraw. При интерпретации полученных данных и построении карт учитывалась неравномерность сети опробования, проводился анализ геологического строения площади, архивных материалов, применялся метод аналогий. В результате были составлены схемы проявления эпигенетических ассоциаций, отражающие их

состав и интенсивность развития в пределах северо-восточной части Хаутаваарской структуры (рисунок 4.1).

Анализ последовательности минералообразования и выявление закономерностей распределения рудной минерализации в отдельных зонах измененных пород, а также определение состава благороднометалльной минерализации проведен в результате минераграфического и микронзондового исследования шлифов на световом микроскопе Leica DM2700 P, сканирующем электронном микроскопе TM 3000, оснащенный приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD (Ресурсный центр микроскопии и микроанализа, СПбГУ, аналитик Брусницына Е.А.), микроскопе-микроанализаторе CamScan MV 2300 (ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик Грузова Е.Л.) и сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400 N, оснащенный приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD (ресурсный центр Научного парка СПбГУ Геомодель, аналитики Власенко Н.С., Шиловских В.В.).

4.1 Кварц-калишпатовые метасоматиты

Данная эпигенетическая ассоциация закартирована в северной и центральной частях площади (см. рисунок 4.1 а). Содержание кварц-калишпатовых новообразований в породах достигает 60% и снижается по мере удаления от южного экзоконтакта Хаутаваарского массива. Ореолы распространения существенно калишпатовых изменений образуют изометричные вытянутые, линзовидные тела, задокументированная протяженность которых составляет 550 м (северная часть площади). Метасоматическая колонка в габброидах виетукалампинского комплекса имеет вид: I Hbl+Ep+An+Kfs+Qtz II Hbl+Ep+Kfs+Qtz III Kfs+Qtz [10]. В эндоконтактных частях даек габбро-долеритов виетукалампинского комплекса и вмещающих вулканогенно-осадочных породах ярко проявлены процессы «перекристаллизации» с образованием микропойкилитовых структур, образованных крупными зернами калиевого полевого шпата, содержащих во включениях мелкие (не более 0,01 мм) ксеноморфные зерна кварца.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, угол оптических осей 60°, погасание прямое, двупреломление слабое, сохраняются реликты первичного идиоморфного плагиоклаза. *Кварц* представлен ксеноморфными зернами, размер которых не превышает 0,01 мм (рисунок 4.2 а, б).

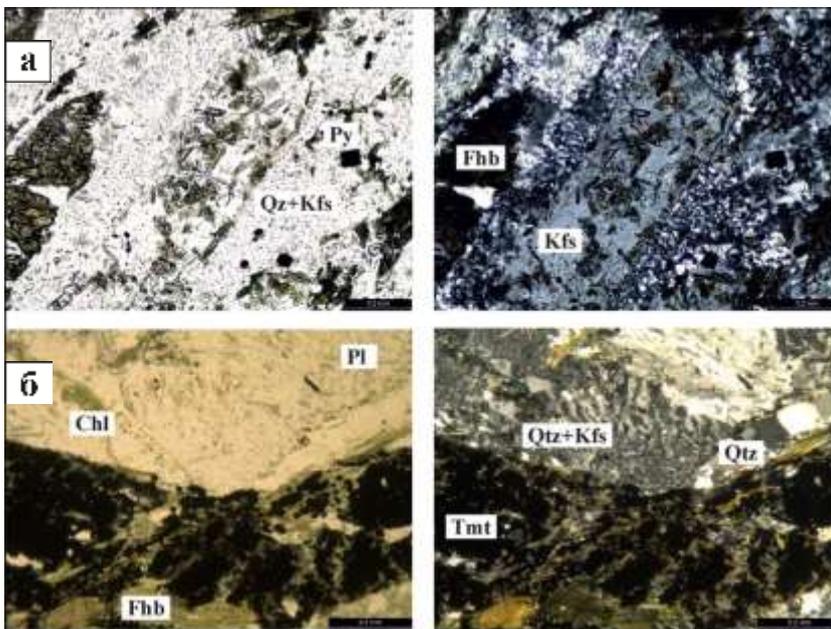


Рисунок 4.2 - Минеральные ассоциации кварц-калишпатовых метасоматитов
а – микропойкилитовая структура кварц-калишпатового агрегата со вкрапленностью пирита; б – контакт метагаббро-долерита виетукалампинской толщи с порфирированным андезитом-дацитом виетукалампинской свиты (слева – николи ||, справа – николи X)

4.2 Пропилиты

В работе принято определение предложенное в работе Б.И. Омеляненко [52], согласно которой определяющим признаком пропилитизации является замещение исходных минералов хлоритом, эпидотом, актинолитом, карбонатом, альбитом. Пропилиты являются наиболее распространенными метасоматическими породами Карелии [65, 114]. Они приурочены к обширным приразломным зонам и проявлены сравнительно слабо (30-50% новообразований), но местами слагают тела нацело замещенных исходных метаморфических пород [4].

На исследуемой площади пропилиты образуют зональные площадные ореолы, ориентированные согласно направлению основных тектонических нарушений (310° и 70°) (см. рисунок 4.1 б, в). Микроскопические исследования позволили разделить пропилиты на эпидотовую и хлоритовую ассоциации, проявляющие между собой тесную пространственную связь, но отличные по составу и строению ореолов.

Основные минералы эпидотовой ассоциации – эпидот (клиноцоизит), кварц, актинолит и биотит. Эпидотовые пропилиты образуют зоны площадных изменений, предполагаемой протяженностью до 1 км. Эпидотовые изменения затрагивают все породы площади, включая гранитоиды южного эндоконтакта Хаутаваарского массива. В районе озера Раялампи интенсивность проявлений максимальна, зоны рассланцевания северо-западного и северо-восточного простирания в центральной части площади сопровождаются ореолами изменений меньшей мощности, развивающиеся по породам вулканогенно-осадочных толщ (см. рисунок 4.1 б). Наблюдается чередование кварцевых, актинолит-кварц-эпидотовых и эпидот-биотитовых прожилков или маломощных линз, отвечающее составу исходных пород. Кварц является постоянным компонентом ассоциации, представленным в виде сегрегаций и прожилков, вне зависимости от состава исходных пород. Его количество уменьшается по мере удаления от зон рассланцевания и дробления пород. Наиболее сильным

изменениям подвержены габбро-долериты вьетукалампинского комплекса в северной части площади - в приконтактных зонах, породы преобразованы в роговообманково-биотит-эпидот-калишпат-кварцевые сланцы, вследствие наложения эпидотовой пропилитизации на предшествующую кварц-калишпатовую ассоциацию. Для метавулканитов в тыловой части метасоматической колонки характерно преобладание эпидота (рисунок 4.3 а). Мощность линз эпидозитов достигает 2 м (район оз. Раялампи), прожилки существенно актинолитовых изменений характеризуются меньшей мощностью, не превышающей 0,3 м и развиваются в периферических частях.

Эпидот (клиноцоизит) образует мелко-среднечешуйчатые зерна и агрегаты, незакономерные скопления которых приурочены к реликтовым зернам полевых шпатов, часто ориентированные вкрест метаморфической сланцеватости. Содержание FeO в клиноцоизите достигает 13,4 % (таблица 4.1), общее содержание минерала в породе колеблется от 5 до 75%.

Амфибол ряда *тремолит-актинолит* представлен игольчатыми зернами, лучистыми агрегатами бесцветной или светло-зеленой окраски, угол погасания 80° , развивается по реликтовым зернам метаморфического амфибола, реже по основной массе. Химический состав отвечает актинолиту (таблица 4.1), процент содержания в породе колеблется от 3 до 45.

Биотит представлен железистой разновидностью: в породах вулканогенно-осадочных толщ центральной и южной частей площади развивается слабоокрашенная бурая маложелезистая разновидность с содержанием FeO – 14,24, MgO – 15,3 мас.%, которая сильно отличается от насыщенно-коричневых биотитов северной части площади с содержанием FeO до 26,3 и Mg до 8,15 мас.% (таблица 4.1). Такое различие составов может быть объяснено влиянием высокожелезистых габбро-долеритов вьетукалампинского комплекса распространенных на севере. Биотит образует зерна различной степени идиоморфизма, размером от 0,01 до 0,3 мм, замещающая зёрна сине-зеленой роговой обманки и кварц-полевошпатовую

основную массу, в габбро-долеритах и вулканогенно-осадочных толщах соответственно (рисунок 4.3 б).

Таблица 4.1 - Состав минералов гидротермально-метасоматически изменённых пород северо-восточной части Хаутаваарской площади (мас.%)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	*	Σ
Bt	36,39	2,42	16,64	26,3		8,15			9,96		99,86
Bt	41,25	1,14	18,17	14,24		15,3			9,9		100,00
Czo	38,67		23,88	13,39			24,06				100,00
Czo	38,72		24,43	11,11			23,93			1,81 V ₂ O ₅	100,00
Act	54,26		2,16	19,44		11,5	12,65				100,00
Fhb	41,71	0,4	13,84	24,93		5,09	11,87	1,34	0,65		99,83
Chl	32,83		10,88	46,44		9,84					99,99
Chl	32,06		24,32	18,22	0,37	25,03					100,00
Cal							100,0				100,00
Sd				84,74	2,46		12,79				100,00
Ab	68,6		20,29					11,11			100,00
Ttn	30,86	39,57	1,22				28,35				100,00

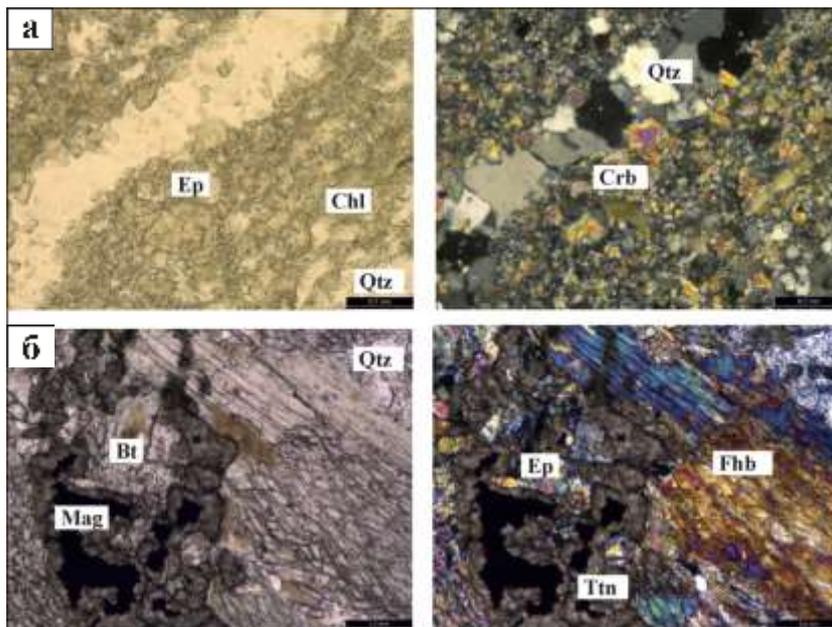


Рисунок 4.3 - Минеральные ассоциации эпидотовых пропилитов: а – эпидозит, по которому развивается поздняя карбонат-хлоритовая ассоциация хлоритовых пропилитов; б – эпидот-биотитовая ассоциация в феррогаббро виетукалампинского комплекса (фото слева – николи ||, фото справа – николи X).

Хлоритовые пропилиты сложены хлоритом, альбитом, карбонатом, кварцем. Доминирующий минерал ассоциации – хлорит, также повсеместно присутствуют альбит и кварц, но в меньших количествах. Карбонатсодержащие линзы распространены крайне неравномерно, их мощность не превышает 1 м. Зоны, обогащенные карбонатным минералом, являются переходными между низкотемпературной пропилитовой

ассоциацией и низкотемпературной карбонат-хлорит-кварцевой ассоциацией кислотной направленности. Образования хлорит-пропилитовой ассоциации преобладают в центральной части площади, изменениям подвергаются породы вулканогенно-осадочных толщ, базиты виетукалампинского и гипербазиты хюрсюльского комплексов. Мощность зон достигает 900 м (см. рисунок 4.1 в).

Хлорит представлен изометричными, пластинчатыми, листоватыми, удлинёнными зёрнами и агрегатами, ориентированными перпендикулярно сланцеватости породы или образующими незакономерно расположенные скопления и гнезда, развивается по эпидоту, образует псевдоморфозы по биотиту. Окрашен в зеленоватые тона, характерен плеохроизм по схеме: зелёный – бледно-зелёный – светло-жёлтый. Состав хлоритов меняется в зависимости от железистости пород, подвергающихся изменениям. В ореолах базит-гипербазитовых даек он представлен преимущественно шамозитом (FeO – 46,4%, MgO – 9,8%) с серо-зелеными, грязновато-бурыми цветами интерференции, в зонах изменения вулканогенно-осадочных пород преобладает клинохлор (FeO – 18,2%, MgO – 25,0) (см. таблица 4.1, рисунок 4.4 а).

Альбит представлен ксеноморфными зёрнами, образует псевдоморфозы по реликтовым плагиоклазам и кпш, ассоциирует с кварцем и хлоритом, выполняя прожилки (рисунок 4.4 б). Полисинтетические двойники наблюдаются редко, в подобных сечениях угол погасания составляет 6-10°, для большинства зёрен характерно неравномерное, «волновое» погасание. Химический состав соответствует стехиометрической формуле, процент содержания в породе колеблется от 3 до 20.

Карбонат представлен кальцитом, реже доломитом с резкой псевдоабсорбцией. Зёрна ромбические, полигональные, округлые, пластинчатые с «изорванными» краями, нередко образуют цепочки и скопления, выполняя трещины и оконтуривая фенокристы. Карбонат развивается по кварцу, полевым шпатам, железистой роговой обманке. В

некоторых зернах кальцита обнаружена незначительная примесь железа, вероятно связанная с тесной ассоциацией кальцита с сульфидами (Fe до 2,6%). Содержание в породе колеблется от 0 до 20%.

Титанит широко распространен в низкотемпературной пропилитовой ассоциации, образует рассеянную вкрапленность и скопления зерен, содержание в породе достигает 7%. Развивается по Fe-Mg алюмосиликатам, при разложении титаномagnetита оконтуривает зерна ильменита и магнетита, порой образуя агрегаты сноповидной формы (рисунок 4.4 а).

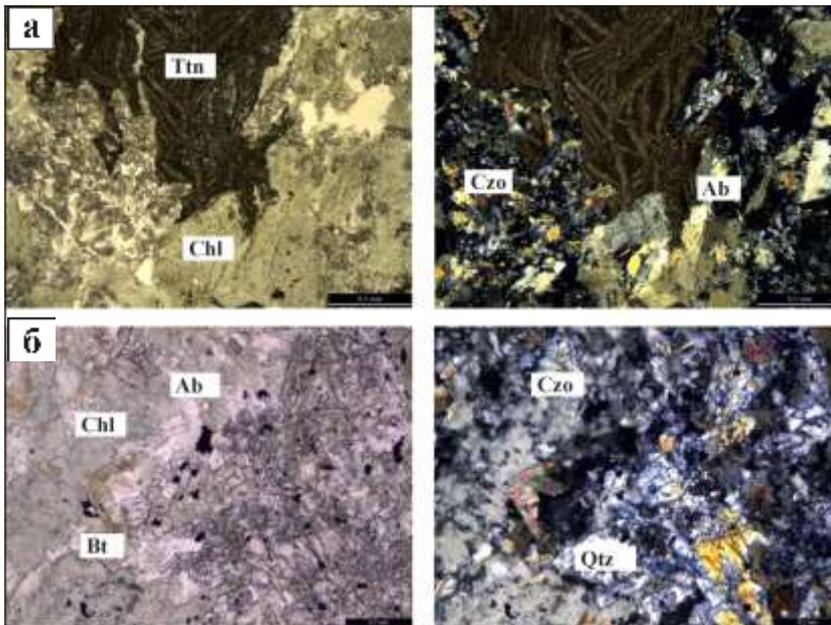


Рисунок 4.4 - Минеральные ассоциации хлоритовых пропилитов:
а – сноповидный агрегат титанита в пропилитизированном метавулканите виетукалампинской свиты, б - альбит-кварц-хлоритовая ассоциация с сопутствующим рудным минералом в метавулканите виетукалампинской свиты (фото слева – николи ||, фото справа – николи X).

4.3 Карбонат-хлорит-кварцевые, турмалинсодержащие карбонат-серицит-кварцевые и карбонат-талък-хлоритовые метасоматиты

Разделение образований низкотемпературной пропилитовой ассоциации и следующих за ними карбонат-хлорит-кварцевых метасоматитов весьма условно, так как границы между этими ассоциациями размыты. В северной и центральной частях площади широко распространены карбонат-хлорит-кварцевые метасоматиты, приуроченные к системе разрывных нарушений (70° - 310°) и образующие изометричные тела мощностью до 250 м, сопровождающиеся объемным окварцеванием и системами субпараллельных кварц-хлоритовых, кварц-карбонатных прожилков (см. рисунок 4.1 в) [12].

К востоку от озера Раялампи в породах калаярвинской свиты развиваются карбонат-серицит-кварцевые турмалинсодержащие (березитоподобные, в дальнейшем - «березиты») метасоматиты, наложенные на предшествующие эпидотовые пропилиты, основные породы лоухиваарской свиты превращены в карбонат-тальковые метасоматиты. Мощность зон подобных изменений в северной части площади не превышает 10 м. В юго-восточной части площади закартированы линзы турмалинсодержащих карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов, ориентированные субмеридионально, предполагаемой мощностью до 200 м. Турмалинсодержащие метасоматиты сопровождаются системой ветвящихся кварцевых прожилков мощностью в первые сантиметры.

Различие в составе ассоциаций кислотного характера между породами северной и юго-восточной частей площади, обусловлено составом исходных пород и интенсивностью проявления разрывных нарушений. По высокожелезистым породам базитового состава развивается хлорит-содержащая ассоциация, в породах кислого состава появляется серицит и турмалин. Однако, наложенный характер развития минералов данной эпигенетической ассоциации по отношению к предшествующим гидротермально-метасоматическим образованиям и её минеральный состав, позволяют предположить единство разнопроявленных процессов северной и юго-восточной частей площади.

Кварц и карбонатный минерал (кальцит, доломит, сидерит) образуют изометричные зерна и прожилки, рассеянную вкрапленность и включения в реликтовых полевых шпатах, амфиболах (рисунок 4.5 а). Содержание кварца достигает 30%, карбоната - не превышает 15%. Сидерит, развивается по кальциту, образу каймы и прожилки.

Мусковит (до 20%) распределен крайне неравномерно, также образует вкрапленность тонкочешуйчатых, пластинчатых, игольчатых зёрен, замещая полевые шпаты, биотит, хлорит, карбонат (рисунок 4.5 б, в). *Тальк* наблюдается только в шлифах измененных пород лоухиваарской свиты (от

3% до 30%). Образует мелкочешуйчатые агрегаты, каймы, находится в тесном сростании с карбонатом и хлоритом (рисунок 4.5 г).

Турмалин присутствует в породах с существенным содержанием серицита. Представлен идиоморфными призматическими зернами, размером не более 1мм, содержание в породе не достигает 1%.

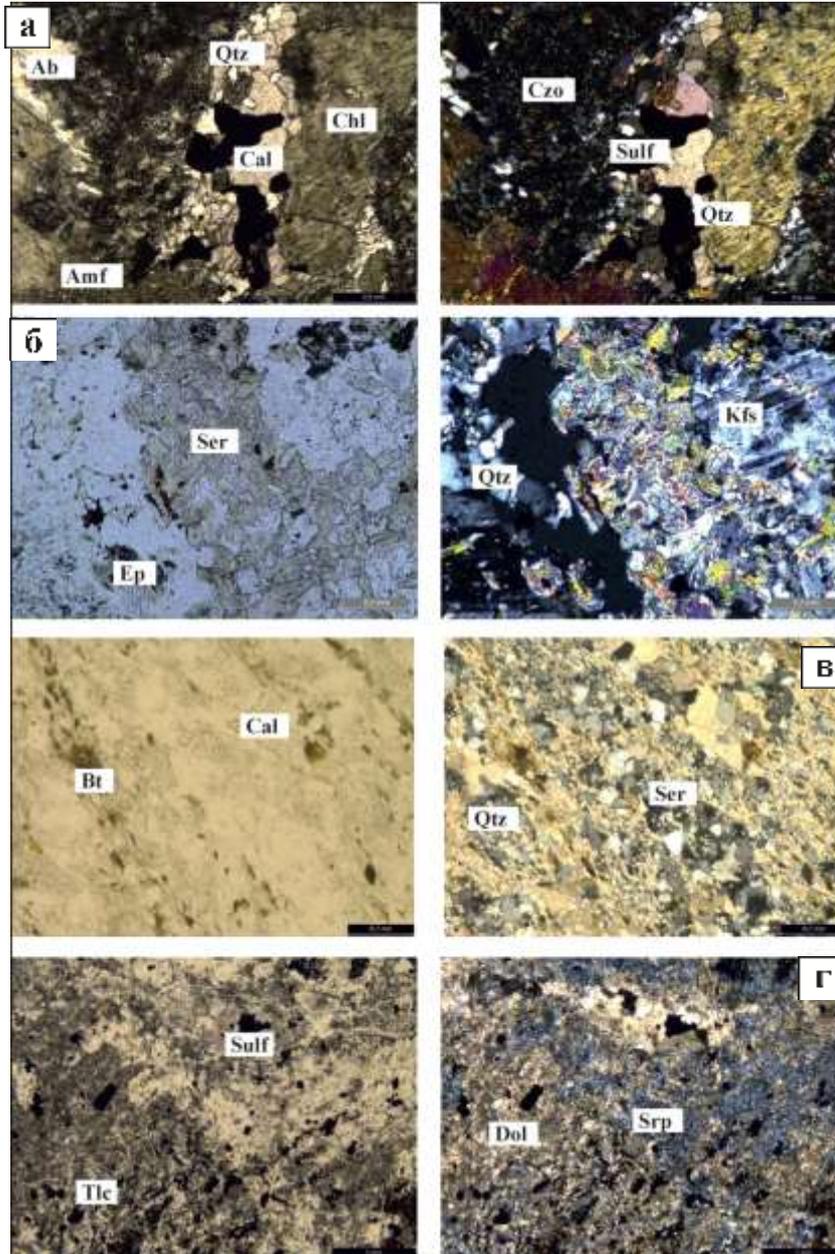


Рисунок 4.5 - Минеральные ассоциации карбонат-серицит-кварцевых и карбонат-талк-хлоритовых метасоматитов:

а - сульфидная вкрапленность, развивающаяся по кальциту в пропилитизированном метагаббро-долерите виетукалампинского комплекса; б – серицит-кварцевые изменения в граносиените Хаутаваарского массива; в – карбонат-серицит-кварцевая ассоциация в метаандезите виетукалампинской свиты; г – тальк-карбонатные изменения, сопровождающиеся сульфидной вкрапленностью, в метапироксените хюрсюльского комплекса (фото слева – николи ||, фото справа – николи X).

Условия формирования метасоматических ассоциаций. Результаты эмпирических исследований свидетельствуют о том, что кварц-кальципатовый метасоматоз протекает в близнейтральных условиях при температурах от 350° до 600°, под воздействием насыщенных SiO₂

хлоридных К-На растворах, содержащих углекислоту и серу, рН колеблется от 4,5 до 6,5 (рисунок 4.6) [47, 55].

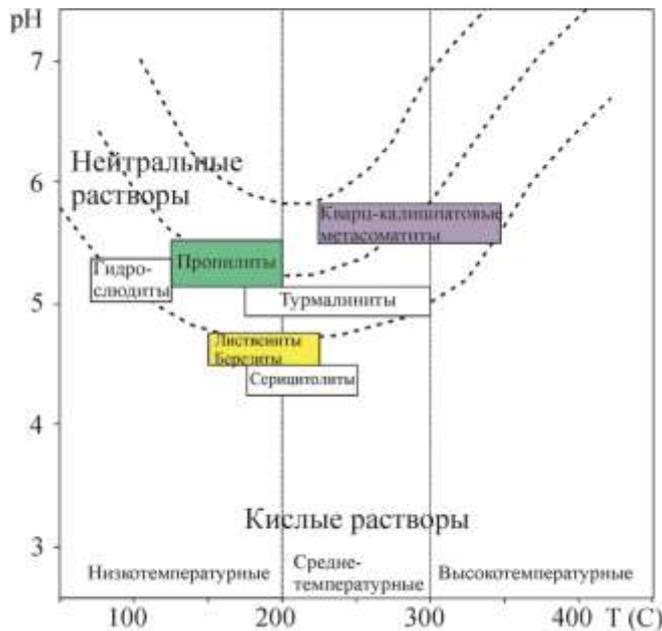


Рисунок 4.6 - Фрагмент схемы систематики метасоматических горных пород по [55].

Развитие пропилитовых фаций связано с процессами, происходящими в средах среднего и основного состава (рН 5-8), где кислотное выщелачивание протекает не очень интенсивно и редко сопровождается полным выносом сильных оснований, в температурном диапазоне 150° - 350° С (см. рисунок 4.6). Минеральный состав эпидотовых пропилитов в которых постоянным компонентом является кварц, указывает на кислотно-основную направленность процесса.

Была предпринята попытка изучить флюидные включения в кварце пород ядерных частей зон расланцевания северной и восточной частей площади, изготовлено 5 препаратов для проведения микроскопических и термобарометрических исследований. На данный момент удалось обнаружить только многочисленные твёрдые минеральные включения, которые были изучены на спектрометре комбинационного рассеяния Renishaw Invia (кафедра МКП, Горный университет, аналитик Е. А. Васильев). Минеральные включения, размер которых не превышает 20 мкм, в кварце зоны расланцевания северной части площади представлены преимущественно эпидотом, хлоритом и рудными минералами, в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках юго-восточной части доминирует мусковит.

Полученные данные подтверждают результаты проведенного минералого-петрографического анализа.

Температура формирования хлоритовых пропилитов может быть оценена с помощью хлоритового геотермометра, который активно применяют при изучении условий формирования рудных месторождений архейских зеленокаменных поясов [42, 92]. Метод основан на формуле, предложенной Kranidiotis и MacLean [104], отражающей зависимость между температурой формирования хлоритов и их химическим составом:

$$T^{\circ}\text{C} = 106 \text{ Al}^{\text{IV}} + 0,7 \text{ Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg}) [104].$$

Были изучены составы типовых хлоритов пород северной, центральной и юго-восточной части площади. Полученные температуры формирования колеблются от 175,5 до 314,2 °С, среднее значение составило 271, 2 °С (таблица 4.2). Наибольшее значение получено для хлоритов из зоны рассланцевания района озера Раялампи, на контакте габбро-долеритов и вулканогенно-осадочных пород виетукалампинской свиты. Минимальное значение соответствует хлоритам из зоны рассланцевания вулканитов в центральной части площади.

Таблица 4.2 - Состав и примерные температуры образования хлоритов метасоматически измененных пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры (по данным микрозондового анализа, мас.%)

Спектр	Mg	Al	Si	Ti	Fe	Сумма	Al ^{IV}	Fe/ Fe+Mg	T°С
781	12,38	23,54	27,38	0,69	36,00	99,99	2,75	0,620	291,83
804	12,25	23,53	27,47		36,74	99,99	2,72	0,629	289,18
875	13,00	23,78	27,73		35,49	100,00	2,71	0,606	287,37
877	12,98	22,91	27,69		36,41	99,99	2,69	0,615	285,99
1079	13,75	22,52	29,34		34,39	100,00	2,58	0,584	274,21
1085	12,49	23,20	29,09		35,22	100,00	2,49	0,613	263,95
1091	12,50	22,84	29,72		33,67	98,73	2,35	0,602	249,42
1106	13,66	23,43	28,57		34,34	100,00	2,64	0,598	280,26
1129	13,19	23,12	27,88		35,81	100,00	2,71	0,614	287,58
1165	12,83	23,74	28,19		34,32	99,08	2,61	0,600	276,87
1180	11,85	20,17	25,55		41,96	99,53	2,96	0,680	314,24
1253	24,85	23,89	32,27		18,98	99,99	2,35	0,296	248,78
1313	21,30	22,60	37,04		18,22	99,16	1,65	0,314	175,54

Минеральная ассоциация хлоритовых пропилитов часто наложена на эпидотовую пропилитовую ассоциацию, что отвечает условиям регрессивной направленности эволюции системы, в условиях привноса CO_2 и H_2O : $\text{Act} + \text{Ep} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Chl} + \text{Cal} + \text{Qtz} + \text{H}^+$. Понижение температуры флюида, приводит к повышению кислотных свойств и вызывает формирование метасоматитов стадии кислотного выщелачивания, тесно связанных с хлоритовыми пропилитами – карбонат-хлорит-кварцевых, турмалинсодержащих карбонат-серицит-кварцевых и карбонат-талек-хлоритовых метасоматитов.

Выделенные и описанные разновидности гидротермально-метасоматических изменений в большинстве случаев совмещены в породах зон рассланцевания – поздние минеральные ассоциации частично или полностью замещают более ранние образования метаморфического и метасоматического генезиса. В целом последовательность кварц-калишпатовые метасоматиты – эпидотовые пропилиты – хлоритовые пропилиты – карбонат-хлорит-кварцевые, турмалинсодержащие карбонат-серицит-кварцевые и карбонат-талек-хлоритовые метасоматиты (березиты), согласуется с ассоциацией метасоматитов выделенных для Хаутаваарской структуры предшественниками [114, 115, 119] и отвечает эволюции процесса от ранней стадии кислотного выщелачивания к поздней основной и завершающей окислительной стадиям.

В северной части исследуемой площади (район оз. Раялампи) преобладают эпидотовые пропилиты и калишпатолиды, в центральной части площади доминирует хлоритовая пропилитовая ассоциация, для юго-востока площади характерно интенсивное развитой березитовой ассоциации. Такое распределение метасоматитов определяется несколькими факторами: 1 – состав исходных пород, подвергшихся гидротермально-метасоматическим изменениям, 2 – интенсивность проявления разрывных нарушений, 3 – удаленность от Хаутаваарского санукитоидного массива. Породы северной части площади претерпели наиболее интенсивные и многоактные изменения,

вследствие приуроченности к южному экзоконтакту Хаутаваарского массива - разрывные нарушения СЗ-СВ и субмеридионального простирания сформировали систему зон рассланцевания и трещиноватости, способствовавших активному проникновению и фильтрации флюидов во вмещающие толщи. В центральной части площади северо-западные и северо-восточные нарушения проявлены слабее, отсутствуют секущие интрузивные тела среднего-кислого состава. На юго-востоке площади доминирует субмеридиональная система разрывных нарушений, маркируемая малыми телами Хаутаваарских гранитоидов и приуроченная к контакту гранитного массива Коруд и вулканогенно-осадочных пород калаярвинской свиты.

Кварц-калишпатовая ассоциация распространена только в северной части площади, что подчеркивает её связь с породами Хаутаваарского санукитоидного массива. Данная ассоциация относится к плутоногенной гидротермально-метасоматической формации, источником вещества выступают породы Хаутаваарского плутона, областью разгрузки является южный экзоконтакт массива - вмещающие породы лопийских вулканогенно-осадочных толщ и габбро-долериты виетукалампинского комплекса.

Формирование эпидотовых пропилитов вероятно началось близодновременно с внедрением поздних фаз Хаутаваарского массива, которые также частично подверглись изменениям. По данным Л.В. Кулешевич и соавторов [43], А.В. Самосонова и соавторов [68] в гранитоидах северной части Хаутаваарского массива также проявлена эпидот-биотитовая пропилитизация, приуроченная к зонам рассланцевания СЗ-СВ простирания. В результате последующих этапов орогенеза, подновления ранее существовавших зон рассланцевания сформировались хлоритовая пропилитовая, турмалинсодержащая березитовая и лиственитовая ассоциации. Хлорит-пропилитовая и березит-лиственитовая ассоциации относятся к тектоногенным гидротермально-метасоматическим формациям, их центральные и периферические зоны связаны региональной метасоматической зональностью. Так как эти системы возникли вследствие

тектонических перестроек, повлекших за собой вскрытие разломами уровней зеленокаменного перерождения пород и вовлечения находящихся там вод в активную миграцию, их областями питания являются глубинный разлом и оперяющие его зоны повышенной трещиноватости и проницаемости [62].

По минеральному составу и особенностям локализации в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры выделены следующие разновидности гидротермально-метасоматических ассоциаций: кварц-калишпатовая (калишпатолиты), эпидот-пропилитовая, хлорит-пропилитовая, карбонат-кварц-хлоритовая, турмалинсодержащая карбонат-серицит-кварцевая и карбонат-тальковая (березит-лиственитовая). В северной части исследуемой площади преобладают эпидотовые пропилиты и калишпатолиты, в центральной - доминирует хлоритовая пропилитовая ассоциация, для юго-востока площади характерно интенсивное развитие березитовой ассоциации. Кварц-калишпатовая ассоциация относится к плутоногенной гидротермально-метасоматической формации, ее формирование связано со становлением Хаутаваарского массива. Эпидотовые пропилиты проявляют признаки как плутоногенной, так и тектоногенной формации, их пространственная связь с поздними фазами Хаутаваарского массива позволяет предположить принадлежность к плутоногенной формации. Более поздние, частично замещающие предшествующие ассоциации, карбонат-кварц-хлоритовые, турмалинсодержащие карбонат-серицит-кварцевые и карбонат-тальковые метасоматиты относятся к тектоногенной гидротермально-метасоматической формации. Их областями питания являются глубинный разлом и оперяющие его зоны повышенной трещиноватости и проницаемости.

4.4 Петрохимические особенности метасоматитов

Исследование петрохимических характеристик основано на анализе характера распределения петрогенных элементов в породах, подвергшихся гидротермально-метасоматическим изменениям. Анализ проводился с использованием программы MassBalance 1.0 (Д.В. Доливо-Добровольский, С.А. Бушмин, 2010), позволяющей оценивать содержания компонентов в анализах, нормализованных по инертному компоненту. Инертным компонентом был принят TiO_2 , который по результатам исследований метасоматически и метаморфически измененных пород архейских зеленокаменных поясов Канады проявляет наименьшую степень мобильности [88]. Так как для пород всей площади, в той или иной степени, характерно наложение нескольких минеральных ассоциаций различных стадий изменений, для сравнения были выбраны наиболее слабо и интенсивно изменённые породы одинаковых литотипов.

Для оценки петрохимических особенностей кварц-калишпатовых и эпидот-пропилитовых изменений было проведено сравнение образца рудного габбро-долерита виетукалампинского комплекса ядерной части зоны рассланцевания района оз. Раялампи и слабоизмененного меланократового габбро дайки габброидов центральной части площади (рисунок 4.7 а). Характерен привнос (в порядке возрастания) SiO_2 , FeO , K_2O , P_2O_5 , Ba перераспределение и вынос MnO , CaO , Fe_2O_3 и V . Такое распределение элементов согласуется с минеральным составом новообразованной ассоциации габброидов – биотит-клиноцоизит-кварц-кпш, сульфиды. Повышение концентраций P и Ba вероятно связано с поздними процессами развития барит-редкоземельной минерализации. При сравнении протолита с рудным габбро южной части дайкового тела, подвергшегося менее интенсивной эпидотовой пропилитизации и калишпатизации, и поздним карбонат-хлорит-кварцевым изменениям, в поле привноса попадает CaO и

MgO, отвечающие замещению эпидота и биотита, хлоритом и карбонатом (рисунок 4.7 б).

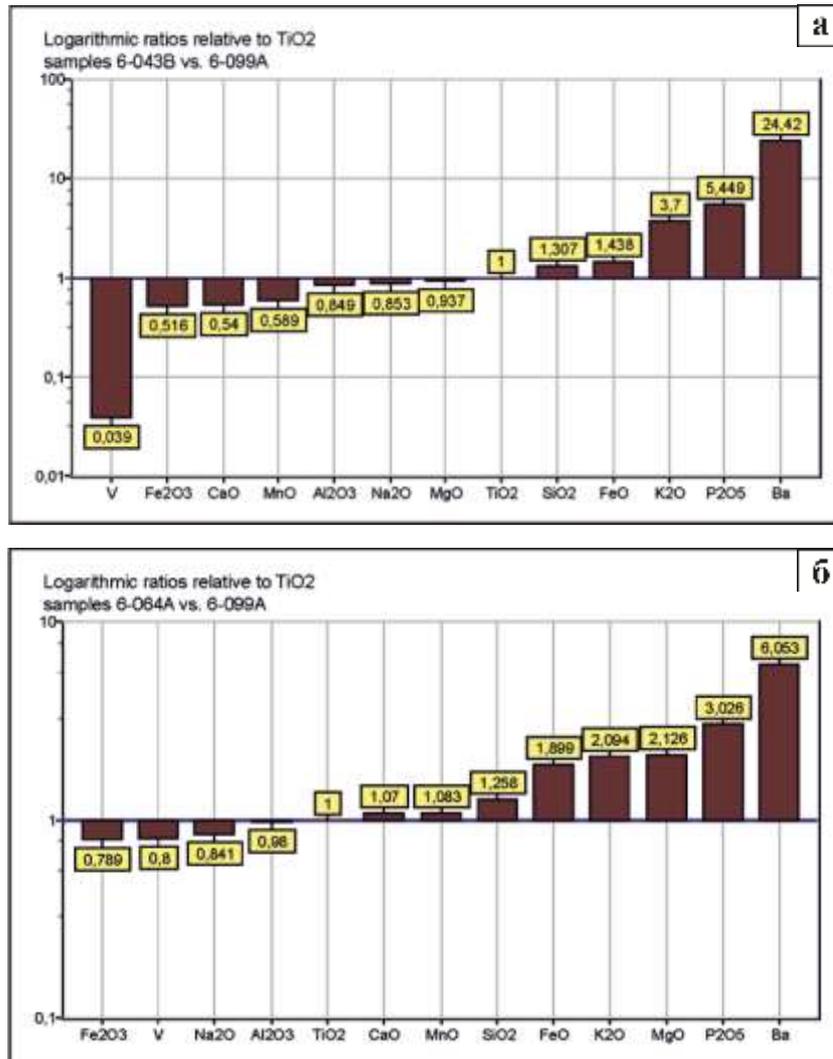


Рисунок 4.7 - Химические преобразования пород, подвергшихся кварц-калишпатовым и эпидот-пропилитовым изменениям: а – сравнение протолита с рудным габбро района оз. Раялампи, б – сравнение протолита с рудным габбро центральной части площади

При сравнении габбро западного эндоконтакта дайкового тела района оз. Раялампи, содержащего Au-Ag-полиметаллическую минерализацию и претерпевшего интенсивные карбонат-хлорит-кварцевые изменения, с протолитом, обнаруживается относительное обогащение P₂O₅, CaO, V, MgO, K₂O, FeO и обеднение MnO, Ba, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и Na₂O (рисунок 4.8 а). Такое распределение элементов отвечает доминирующей роли хлорит-карбонатных изменений и распространению сульфидной вкрапленности. Для оценки петрохимических свойств карбонат-хлорит-кварцевых изменений также было проведено сравнение измененных и неизмененных образцов вулканитов виетукалампинской свиты и гипербазитов хюрсюльского

комплекса (рисунок 4.8 б). Картина изменений сохраняется – характерно обогащение CaO и FeO.

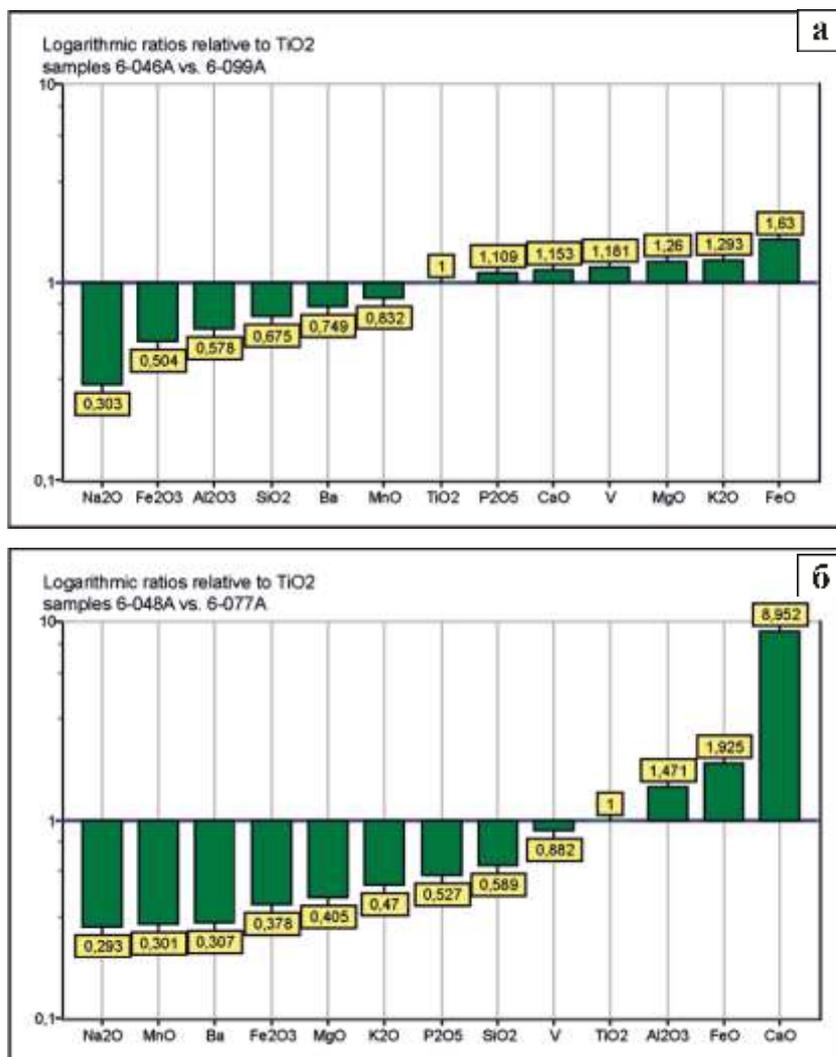


Рисунок 4.8 - Химические преобразования пород, подвергшихся хлорит-пропилитовым и карбонат-хлорит-кварцевым изменениям: а – сравнение протолита с рудным габбро района оз. Раялампи, б – сравнение протолита с рудным гипербазитом центральной части площади

Вулканиды каляярвинской свиты, подвергшиеся интенсивным карбонат-серицит-кварцевым изменениям, в сравнении с протолитом, обогащены K₂O, Al₂O₃ и P₂O₅ входящими в первую очередь в состав новообразованного мусковита и апатита. Породы относительно обеднены Ca, Na, Mg и Mn, что отражает замещение метаморфических эпидота и хлорита. Породы юго-восточной части площади, находящиеся в пределах зоны расланцевания вдоль контакта с гранитным массивом Коруд обогащены FeO и Fe₂O₃ (рисунок 4.9 а), что отражает их обогащение сульфидами Fe, в сравнении с протолитом и измененными вулканитами северной части площади (рисунок 4.9 б).

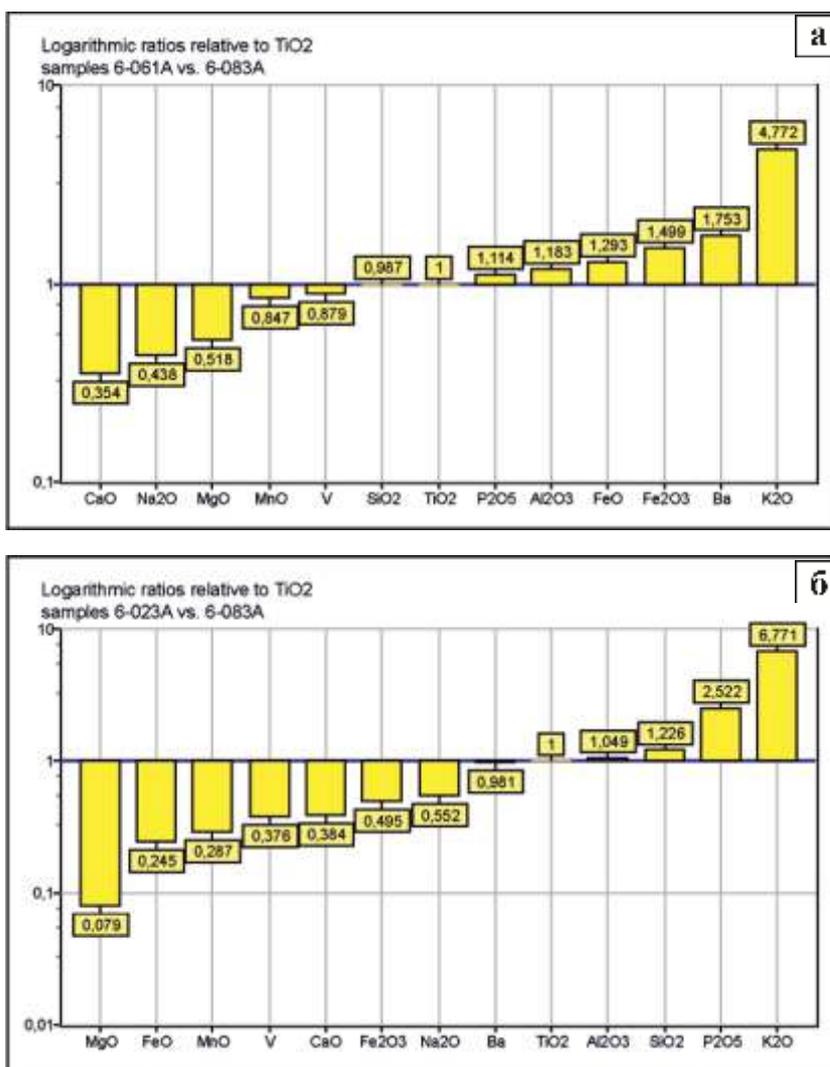


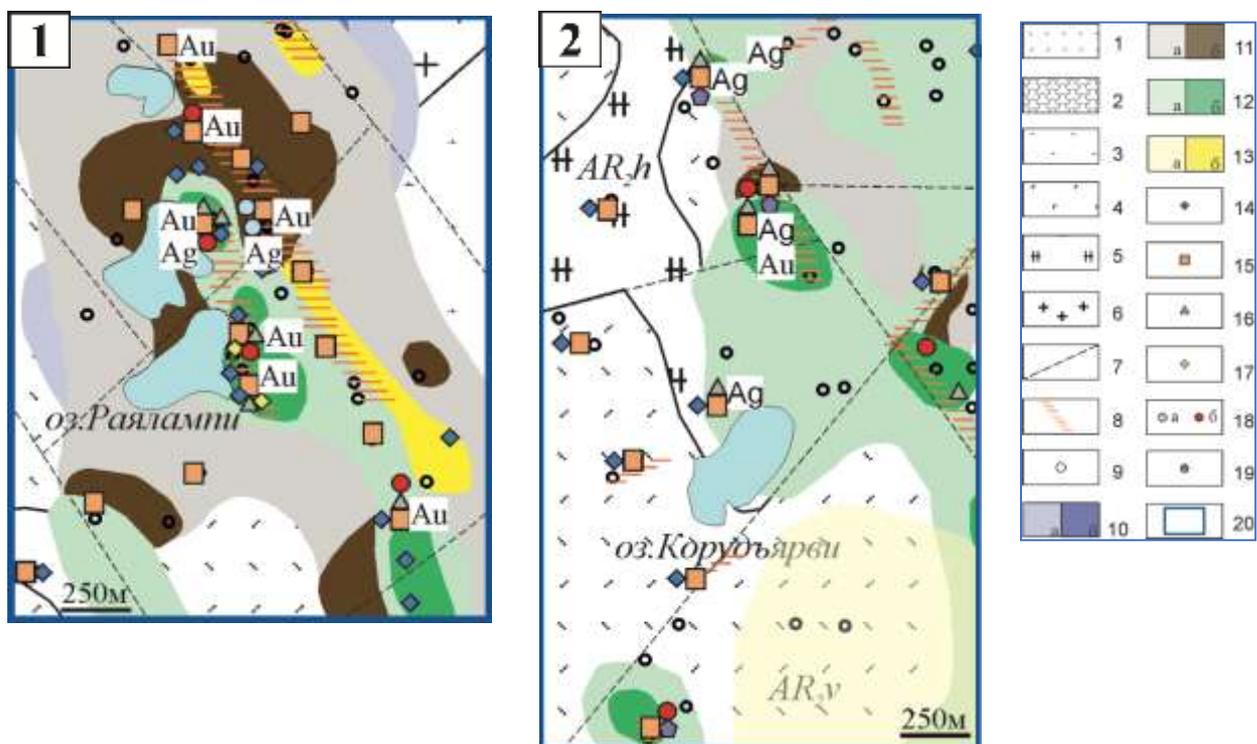
Рисунок 4.9 - Химические преобразования пород, подвергшихся карбонат-серицит-кварцевым изменениям: а - сравнение протолита с метавулканитом калаярвинской свиты юго-восточной части площади, б - сравнение протолита с метавулканитом виетукалампинской свиты северной части площади.

Для габбро и гипербазитов, обогащенных сульфидами, характерно существенное преобладание FeO над Fe_2O_3 , а также вынос V , вероятно содержащегося в титаномагнетите слабо измененных габброидов. Для всех типов пород исследуемой площади, находящихся в пределах зон расланцевания, свойственно обогащение P_2O_5 и Ba вероятно связанное с поздними гидротермальными процессами.

4.5 Рудная минерализация гидротермально-метасоматических образований

Первичная вкрапленность пирита и халькопирита в лопийских вулканогенно-осадочных толщах, титаномагнетита - в габбро-долеритах виетукалампинского комплекса и хромита в гипербазитах хюрсюльского комплекса относительно равномерно распространена в породах площади.

Характер распределения рудных минералов, наложенных на сингенетичную минерализацию, в породах вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных комплексов позволяет выделить 4 рудно-минеральные ассоциации: шеелит-молибденитовая, пирит-пирротин-халькопиритовая с минералами системы Au-Te-Vi, Au-Ag-полиметаллическая и РЗЭ-баритовая ассоциации. Результаты исследований отображены на мультипликативных схемах гидротермально-метасоматической зональности (рисунок 4.10). Присутствие минералов той или иной ассоциации отображено на схеме соответствующим условным знаком, также на схеме отмечены точки, в которых по данным химического анализа выявлены концентрации Au и Ag.



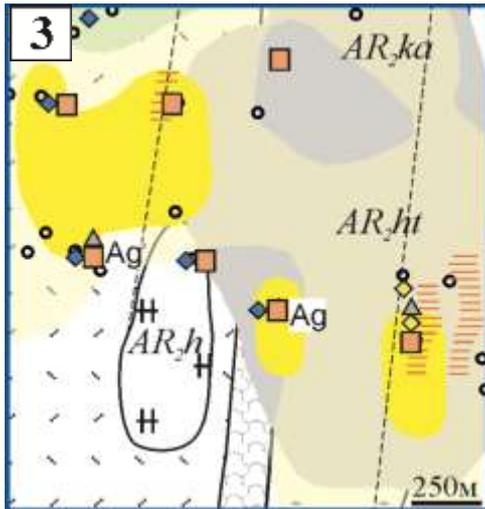
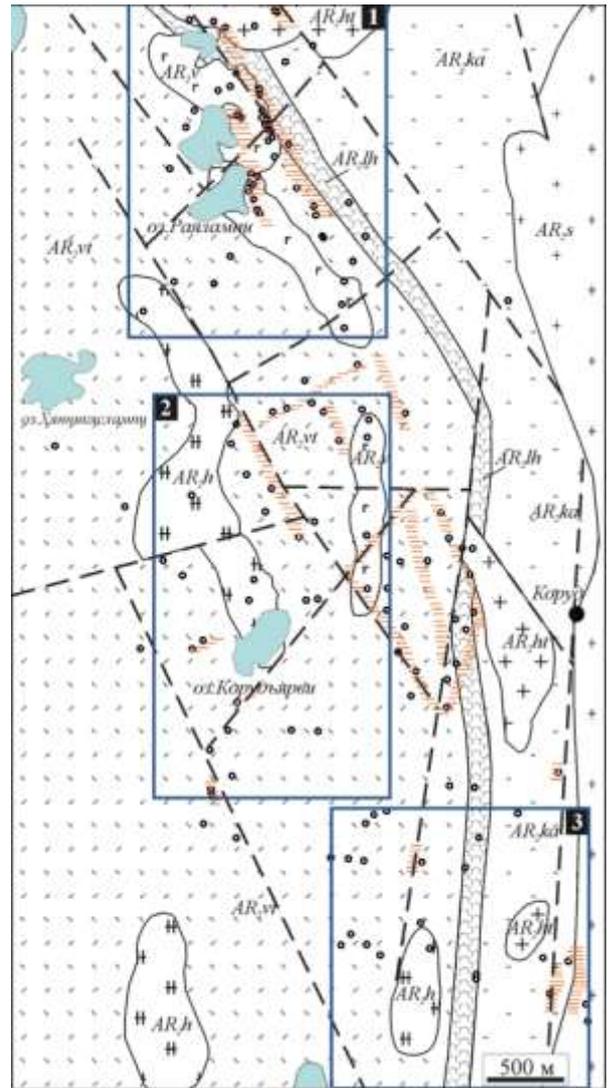


Рисунок 4.10 - Мультипликативные схемы проявления гидротермально-метасоматических ассоциаций в северо-восточной части Хаутаваарской структуры:

1-13 соответствуют условным обозначениям к рисунку 4.2; 14 – 19 – рудно-минеральные ассоциации: 14 - титаномагнетит-ильменит-хромитовая, 15 - пирит-пирротин-халькопиритовая, 16 - кобальтин-галенит-сфалерит-пентландитовая, 17 - арсенопиритовая, 18 а – минералы Bi , 18 б – минералы $Te-Se$, 19 – барит-редкоземельная ассоциация; 20 – границы участков детализации.



Для участка детализации-1 установлено наибольшее содержание и разнообразие рудно-минеральных парагенезисов, приуроченных к осевой части зоны рассланцевания (рисунок 4.10 - 1). В целом повышение содержаний рудных минералов в породах, относительно фоновых распределений, в пределах зон рассланцевания, характерно для всей площади (рисунок 4.10 - 1, 2, 3). Первый факт подчеркивает связь оруденения с Хаутаваарским массивом, второй - структурный контроль оруденения.

1. Шеелит-молибденит-пиритовая ассоциация спорадически распространена в породах зон рассланцевания, в участках развития железенных кварцевых прожилков, отмечена во всех литотипах исследуемой площади.

2. Пирротин-халькопиритовая ассоциация с минералами системы Bi-Te-Au. Прожилковая, гнездовая вкрапленность пирротина и халькопирита развивается в породах, подвергшихся эпидотовой пропилитизации, содержание пирротина и халькопирита в них достигает 5%. В измененных габброидах и гипербазитах доминирует пирротин, в толщах среднего-кислого состава – халькопирит. В северной части площади габбро-долериты вьетукалампинского комплекса, превращенные в роговообманково-биотит-эпидот-калишпат-кварцевые сланцы, содержат золото-теллур-висмутовую минерализацию.

3. Au-Ag-полиметаллическая ассоциация. В породах вулканогенно-осадочных толщ и базит-гипербазитовых комплексов, подвергшихся хлоритовой пропилитизации также формируется полиметаллическая вкрапленность, представленная сфалеритом, галенитом, пентландитом, кобальтином, арсенопиритом, антимонитом (до 2%). Редкая благороднометалльная минерализация приурочена к участкам объемного окварцевания и маломощным кварц-карбонатным, кварц-хлоритовым прожилкам СЗ-СВ простирания, формирующимся в переходных условиях между хлоритовыми пропилитами и березитами (карбонат-хлорит-кварцевые изменения). В галените, пентландите и сфалерите габбро-долеритов, гипербазитов и вулканитов вьетукалампинской свиты развиваются минералы Au-Ag-Te-Se системы. В метасланцах каляярвинской свиты, подвергшихся серицит-кварцевым изменениям, формируется пирит-арсенопиритовая ассоциация (до 7%) с которой, по данным предшественников, могут быть связаны не выявленные нами повышенные концентрации Au [38, 115, 119].

4. РЗЭ-баритовая ассоциация. В породах, подвергшихся интенсивному рассланцеванию, развивается поздняя РЗЭ и баритовая минерализация.

Характеристика минералов шеелит-молибденит-пиритовой ассоциации:

Шеелит образует идиоморфные зерна, размером до 0,2 мм, которые замещаются пиритом или развиваются по нему (рисунок 4.11 а). В составе

присутствуют примесь Fe – до 1,2% (таблица 4.3). Шеелитовая минерализация формируется в северной части площади, в измененных габбро-долеритах, на контакте с породами Хаутаваарского массива. *Молибденит* представлен идиоморфными зернами, единичными лейстами и их скоплениями, часто приурочен к краевым частям зерен пирита (рисунок 4.11 b) и спорадически присутствует в породах ядерных частей зон расланцевания всей площади. Взаимоотношения шеелита и молибденита с минералами других парагенезисов указывают на длительное и неоднородное время формирования ассоциации. *Пирит* преобладает в измененных породах вулканогенно-осадочных толщ, образует зерна неправильной формы размером до 0,5 мм.

Характеристика минералов пирротин-халькопиритовой ассоциации:

В габбро-долеритах вьетукалампинского комплекса пирротин и халькопирит замещают реликтовые агрегаты титаномагнетита, развиваясь меж зёрен ильменита (рисунок 4.11 d) [9]. *Пирротин* представлен моноклинной разновидностью и содержит до 65, 4 % Fe (таблица 4.3). В вулканитах преобладает *халькопирит*, который образует полигональные зерна размером до 0,3 мм, замещающие ранее образованный пирит (рисунок 4.11 c).

Висмутин представлен короткопризматическими и ксеноморфными кристаллами, замещающими реликтовые трещиноватые зерна пирита, реже халькопирита или образующими самостоятельную вкрапленность. Самородный висмут образует ксеноморфные зерна размером до 20 мкм, микрозернистые включения и каймы в висмутине и хедлейите (рисунок 4.11 e, f, g). Установлена следующая последовательность образования минералов Вi и Те: висмутин – висмутовая сульфосоли – баксанит, хедлейит – мальдонит - самородные Вi и Au.

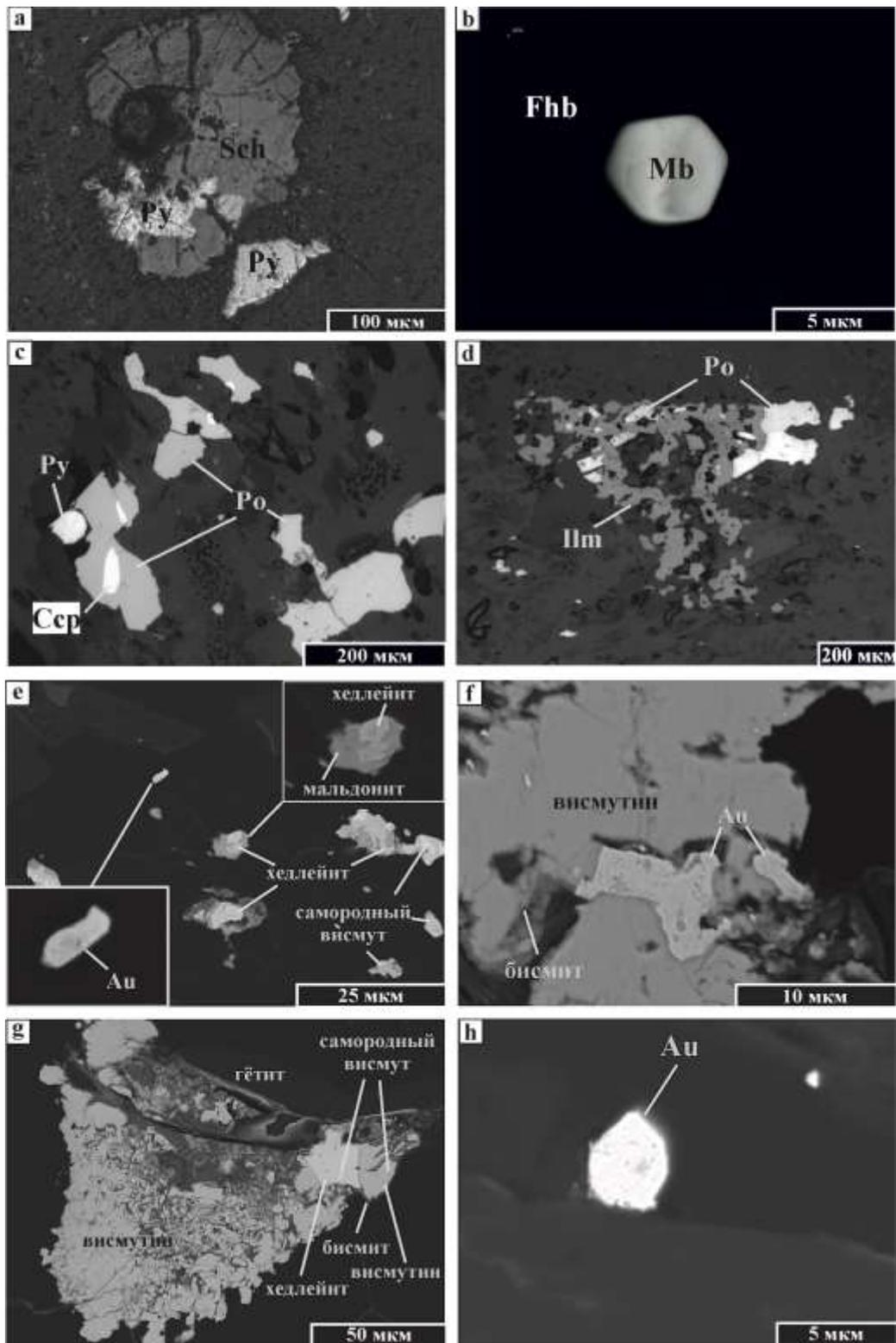


Рисунок 4.11 - Рудные минералы шеелит-молибденит-пиритовой и пирротин-халькопиритовой с Au-Te-Bi ассоциаций (a, c, d – изображение в отраженном свете, b, e, f - BSE-изображения): a – округлый кристалл шеелита (Sch) с пиритом (Py), b – полигональное зерно молибденита (Mb) в железистой роговой обманке (Fhb), c - пирит (Py) с поздними пирротином (Po) и халькопиритом (Crp), d - замещение ильменита (Ilm) пирротином, e - микрозернистая вкрапленность минералов золото-теллуридно-висмутовой ассоциации, f – полигональные пластинки и чешуйки самородного золота в висмутине, g – бисмит, развивающийся по висмутину, микрозернистые включения самородного висмута в висмутине и хедлейите, h – идиоморфный кристалл золота.

Таблица 4.3 - Состав сульфидов распространенных в породах северо-восточной части Хаутаваарской структуры (по данным микрозондового анализа, в мас.%, сумма приведена к 100 %)

Минерал	S	Fe	Cu	Co	Ni	As	Zn	Pb	Sb	Cd
Галенит (n=30)	11,66 – 13,32							86,68 – 88,34		
Арсенопирит	17,37	29,26		4,19		49,18				
Кобальтин – глаукоdot (n = 35)	15,76 – 27,77	1,94 – 12,43		0,00- 32,81	0,00 – 29,17	23,60 – 46,20				
Пентландит	13,06	53,39			33,54					
Пирит (n=50)	49,39 – 56,88	50,61 – 43,12								
Пирротин (n = 42)	34,60 – 43,43	56,57 – 65,40								
Сфалерит (n = 16)	27,07 – 31,82	3,78 – 10,83					55,25 – 68,42			0,00 – 1,16
Халькопирит (n=62)	31,02 – 37,41	27,27 – 36,51	29,16 – 39,04							
Антимонит	27,00								83,00	

Таблица 4.4 - Состав минералов золото-теллуридно-висмутовой ассоциации феррогаббро Виетукалампинского комплекса (по данным микрозондового анализа, мас.%, сумма приведена к 100%)

Минерал	O	S	Cu	Bi	Te	Au
Бисмит Bi_2O_3	10,30			89,70		
Висмутин Bi_2S_3		17,71		82,29		
Висмутовая сульфосоль (?)		20,09	3,79	76,12		
Баксанит (?) $\text{Bi}_6\text{Te}_2\text{S}_3$		9,48		79,14	11,38	
Хедлейит Bi_7Te_3				79,88	20,12	
Висмут самородный Bi				100,00		
Мальдонит Au_2Bi				53,03		46,97

Самородное золото образует зерна изометрической, полигональной, уплощенной, округлой формы (рисунок 4.11 е, f), величина по длинной оси - до 90 мкм (в среднем – 20 мкм), с неравномерно меняющейся

зазубренностью, крючковатыми загибами, отмечены единичные идиоморфные кристаллы размером не более 10 мкм (рисунок 4.11 h). Мальдонит представлен чешуйчатыми зёрнами и плёнками с рыжеватобурой побежалостью, размером до 50 мкм. Проба золота варьирует от 893‰ до 975‰ в среднем – 949‰ (таблица 4.5, рисунок 4.12), наблюдается уменьшение количества примеси Ag в краевых участках зёрен, вероятно связанное с процессами переотложения более высокопробного Au [9].

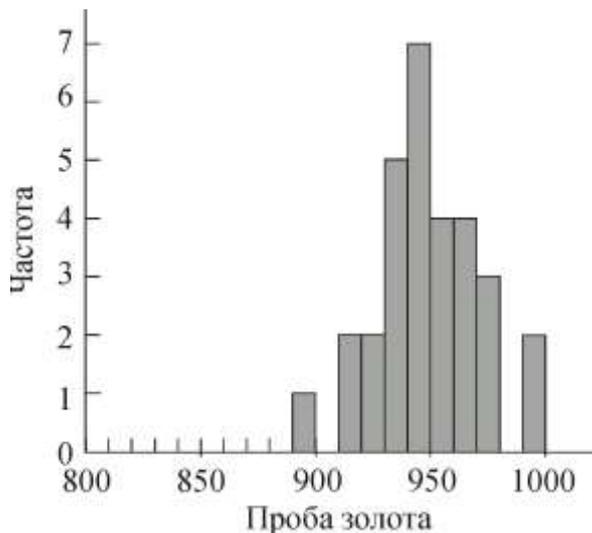


Рисунок 4.12 - Гистограмма распределения пробы золота, n=30.

Таблица 4.5 - Результаты определения пробы золота (по данным микронзондового анализа, мас.%, сумма приведена к 100%).

	Образец	Au	Ag	Σ
1	6-087A	97,48	2,52	100
2	6-087A	97,35	2,65	100
3	6-087A	100,00	0,00	100
4	6-087A	99,80	0,20	100
5	6-087B	97,45	2,55	100
6	6-087B	96,63	3,37	100
7	6-087B	89,89	10,11	100
8	6-087B	92,33	7,67	100
9	6-087B	94,81	5,19	100
10	6-087B	91,65	8,35	100
11	6-087B	95,20	4,80	100
12	6-042A	91,15	8,85	100
13	6-042A	96,12	3,88	100
14	6-043B	94,87	5,13	100
15	6-043B	93,97	6,03	100
16	6-043B	91,01	8,99	100
17	6-043B	96,76	3,24	100
18	6-043B	96,42	3,58	100
19	6-043B	95,56	4,44	100
20	6-098A	95,00	4,00	100
21	6-098A	93,16	6,84	100
22	6-098A	93,60	6,40	100
23	6-098A	94,54	5,46	100
24	6-098A	94,08	5,92	100
25	6-098A	95,97	4,03	100
26	6-097A	93,13	6,87	100
27	6-097A	93,71	6,29	100
28	6-097A	94,88	5,12	100
29	6-097A	95,01	4,99	100
30	6-097A	94,23	5,77	100

Характеристика минералов Au-Ag-полиметаллической ассоциации:

Вкрапленность *кобальтина* ((Co, Ni, Fe) AsS) маркирует зоны расланцевания и приурочена к породам базит-гипербазитового состава, единичные зерна минерала установлены в образованиях виетукалампинской и калаярвинской свит (центральная и юго-восточная часть площади). Идиоморфные кристаллы ромбического габитуса и их сростания замещают ранее образованные сульфиды Fe и Cu или формируют рассеянную

вкрапленность, ассоциируя с карбонатами, хлоритом, кварцем (рисунок 4.13 а). Химический состав: Co до 32,8%, Ni до 29,2% As до 46,2%, Fe до 12,4%, S до 27,8, соответствует разновидностям непрерывного ряда кобальтин - герсдорфит (NiAsS) (таблица 4.3).

Галенит, сфалерит и пентландит (перечислены согласно частоте встречаемости) образуют редкую микрозернистую вкрапленность, которая приурочена к интенсивно пропилитизированным породам, их суммарное содержание в породе не превышает 1%.

Галенит представлен микрозернистыми каплевидными, округлыми и удлиненными зёрнами, развивается по трещинам и краевым частям кристаллов пирита, реже – халькопирита (рисунок 4.13 с). В единичных зёрнах галенита пропилитизированных сланцев виетукалампинской содержится незначительная примесь As – 0,55%, Se – 1,92% и Ag – 2,84% (таблица 4.3).

Сфалерит образует полигональные зёрна в халькопирите и пирите размером до 20 мкм (рисунок 4.13 d, e). В химическом составе присутствует примесь Cu (до 2,46%) источником которой является халькопирит, примесь Cd составляет 1,16 %. В сфалерите установлена микронная вкрапленность науманнита (Ag_2Se) (рисунок 4.13 d, таблица 4.6) и гессита (Ag_2Te). В ассоциации с пирротинном, в породах южной части габброидного массива установлен штюцит (Ag_5Te_3), мелкозернистый агрегат неправильной формы, размер – 10 мкм.

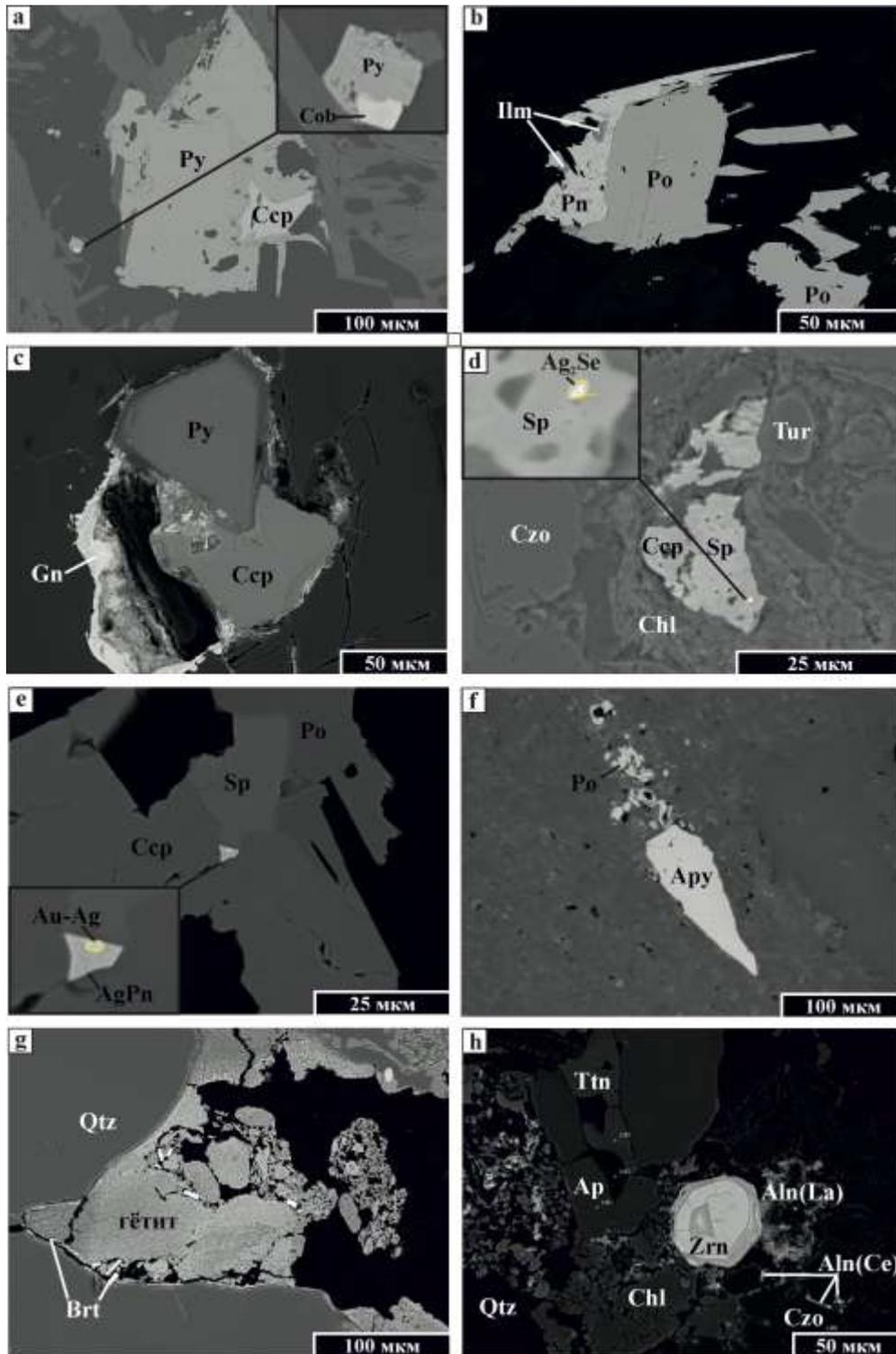


Рисунок 4.13 - Рудные минералы золото-серебро-полиметаллической и РЗЭ-баритовой ассоциаций (a-h - BSE-изображения): а – замещение пирита (Py), кобальтином (Cob) и халькопиритом (Ccp) в метавулканите виетукалампинской свиты, б – Замещение пирротина (Po), пентландитом (Pn) в метапироксените хюрсюльского комплекса, с – замещение идиоморфного кристалла пирита, халькопиритом и галенитом (Gn), габбро-долерит виетукалампинского комплекса, d – зерно науманнита в сфалерите (Sp), метавулканит виетукалампинской свиты, e – вкрапленность электрума в аргентопентландите, метавулканит виетукалампинской свиты, f – арсенопиритовая вкрапленность в метавулканите каляярвинской свиты, g , h – баритовая и алланитовая минерализация в габбро-долерите виетукалампинского комплекса (g) и метавулканите виетукаламписнской свиты (h).

Пентландит развивается по пирротину, магнетиту в породах базитового и гипербазитового комплексов, особенности химического состава минерала отвечают первичному составу пород и степени их гидротермально-метасоматической переработки (рисунок 4.13 б). В пентландите гипербазитов отмечено повышенное содержание S - 44,4 % и примесь Co – 1,3 % (таблица 4.3), в виде включения в пирротине измененных габбро-долеритов, установлен аргентопентландит (Ag – 13,2%), с включением электрума (рисунок 4.13 е, таблица 4.6). Содержание Ag в электруме - 32,35%.

Акантит представлен в виде удлинённых игольчатых зерен, размер которых не превышает 10 мкм. Развивается по карбонатным минералам – сидериту и кальциту.

Арсенопирит представлен идиоморфными зёрнами (рисунок 4.13 ф), редко замещенными скородитом, состав Fe – 34,3, As – 44,63, S – 21,05% (таблица 4.3). По результатам работ предшественников с арсенопиритом ассоциирует золото [18, 38, 115, 119].

Антимонит представлен единичными микрозернистыми гипидиоморфными кристаллами, развивается в виде включений в пирите, халькопирите, висмутине. Наложённый характер сурьмяной минерализации ярко иллюстрирует карта распределений элементов, полученная путем микронзондового анализа пирит-халькопиритового зерна со включениями висмутина измененных габбро-долеритов вьетнакалампинского комплекса (рисунок 4.14).

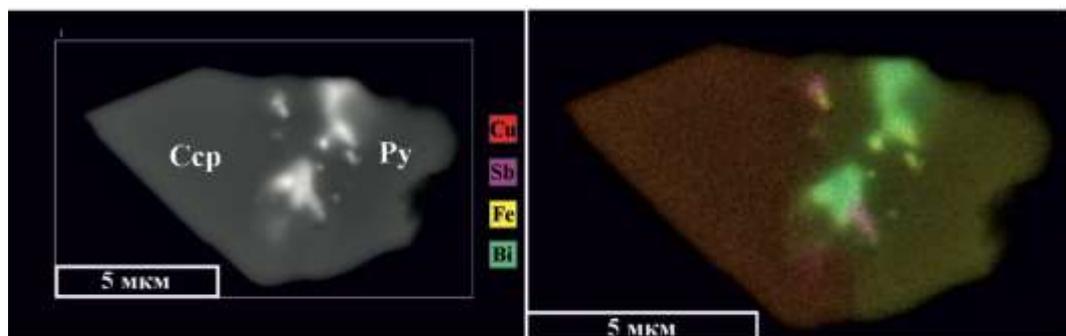


Рисунок 4.14 - Карта распределений химических элементов в сульфидном зерне, габбро-долерит вьетнакалампинского комплекса

Таблица 4.6 - Состав минералов золото-серебро-полиметаллической ассоциации (по данным энергодисперсионного анализа, мас.%, сумма приведена к 100%)

Минерал	S	Fe	Ni	Pb	Se	Te	Ag	Au
Галенит с Se	16,13	7,26		74,69	1,92			
Галенит с Ag	12,21	13,32		74,47			2,84	
Аргентопентландит Ag (Fe, Ni) ₈ S ₈	31,6	33,18	21,97				13,18	
Гессит Ag ₂ Te						36,37	63,63	
Штютцит Ag ₅ Te ₃						43,54	56,46	
Науманнит Ag ₂ Se					15,42		84,58	
Акантит Ag ₂ S	11,33						88,67	
Электрум AuAg							32,35	67,65

Характеристика минералов барит-РЗЭ ассоциации:

Баритовая, торитовая и алланитовая минерализация распространена в зонах развития поздних кварцевых прожилков. Данная ассоциация спорадически присутствует во всех типах пород зон расланцевания. Барит и алланит редко образуют идиоморфные кристаллы, доминируют землистые массы и агрегаты, замещающие сульфиды предшествующих парагенезисов, выполняющие трещины и интерстиции (см. рисунок 4.13 g, h). Установлена Ce и La разновидности алланита, содержащие также значительную примесь Pr, Nd и Sm. Морфология кристаллов указывает на гидротермальное происхождение минералов поздней стадии.

В породах северо-восточной части Хаутаваарской площади установлено 2 типа золоторудной минерализации. Первый тип связан с формированием Au-Bi-Cu минерализации в породах южного экзоконтакта Хаутаваарского массива, подвергшихся эпидотовой пропилитизации. Высокопробное золото ассоциирует с минералами висмута и теллура, халькопиритом, в меньшей степени пиритом и молибденитом. Ко второму типу относится Au-As минерализация в кварцевых прожилках зоны расланцевания южной части габброидного массива района оз. Раялампи и в породах калаярвинской свиты, подвергшихся березитизации, вдоль контакта с гранитным массивом Коруд (юго-восточная часть площади). Au-Ag-полиметаллическая вкрапленность также отнесена ко второму

типу, формируется в зонах расланцевания всей площади, в узлах пересечения систем трещин 310° и 70° , и сопровождается карбонат-хлорит-кварцевыми изменениями. Благороднометалльная минерализация представлена аргентопентландитом, гесситом, иштютцитом, науманнитом, акантитом, электрумом и ассоциирует с галенитом, сфалеритом, пентландитом и кобальтином.

Таким образом наиболее перспективными для обнаружения золоторудной минерализации являются:

1 - подвергшиеся наиболее сильным изменениям эпидот-пропилитового типа эндо- и экзоконтактные части даек габбро-долеритов виетукалампинского комплекса;

2 - зоны развития систем ветвящихся кварцевых прожилков в телах турмалинсодержащих березитов и лиственитов, подчиняющиеся системе расланцевания субмеридионального простирания и сопровождающиеся золото-арсенопиритовой минерализацией;

3 - узлы пересечения систем трещин 310° и 70° , в зонах расланцевания центральной и северной частей площади, сопровождающиеся маломощными кварц-карбонатными и кварц-хлоритовыми прожилками в телах карбонат-хлорит-кварцевых метасоматитов.

На основании данных, приведенных в главе 4, сформулировано второе защищаемое положение:

Выделено два типа золоторудной минерализации: золото-висмут-халькопиритовая в зонах развития эпидот-пропилитовой гидротермально-метасоматической ассоциации; золото-серебро-полиметаллическая, приуроченная к зонам интенсивного проявления гидротермально-метасоматических ассоциаций карбонат-хлорит-кварцевого и карбонат-серицит-кварцевого состава.

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

5.1 Анализ физико-химических параметров формирования золотого оруденения

Au-Bi-Cu минерализация формируется в зонах развития эпидот-пропилитовой метасоматической ассоциации в габбро-долеритах виетукалампинского комплекса южного экзоконтакта Хаутаваарского массива. Присутствие минералов висмута и теллура позволяет оценить физико-химические условия образования минерализации [84, 87, 89]. Кристаллизация висмутита происходит при высокой фугитивности серы и кислорода, в окислительных условиях среды - в поле устойчивости пирита (рисунок 5.1). Последующее формирование ассоциации Au - Bi-теллуриды ($Bi > Te+S$) - самородный Bi - мальдонит отражает восстановительный характер реакций сульфидизации и снижение концентраций сульфидной серы в растворе, попадая в поле стабильности пирротина и магнетита в координатах fS_2 и fO_2 [89]. Эти данные подтверждаются преобладанием пирротина в рудно-минеральной ассоциации габброидов северной части исследуемой площади.

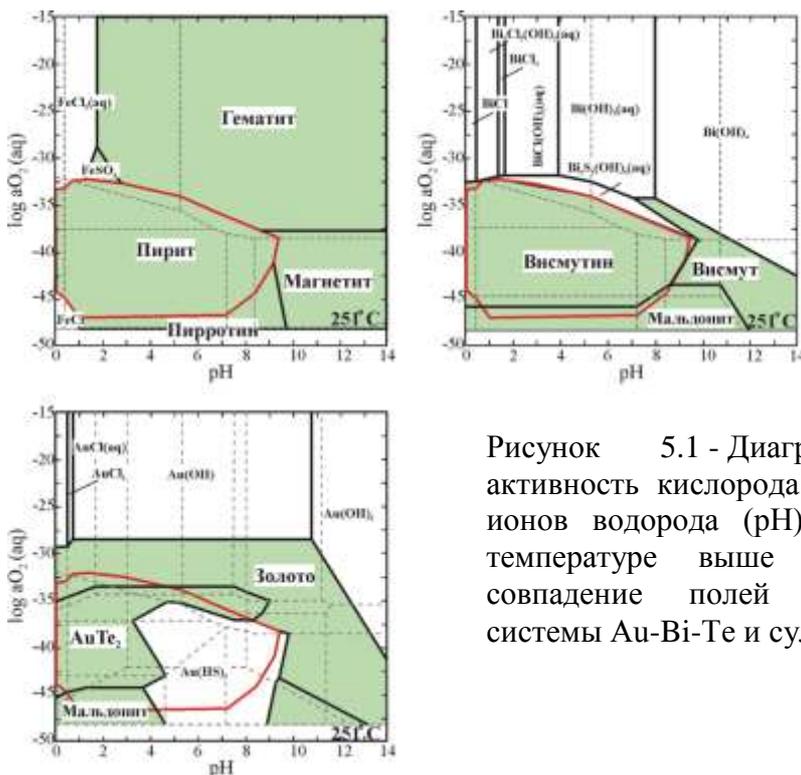


Рисунок 5.1 - Диаграммы в координатах активность кислорода ($\log a_{O_2(aq)}$) / активность ионов водорода (pH) в водном растворе, при температуре выше 251°C, иллюстрирующие совпадение полей стабильности минералов системы Au-Bi-Te и сульфидов-оксидов Fe по [89].

Золото могло транспортироваться в виде бисульфидного комплекса $Au(HS)_2$ и при смене окислительно-восстановительного потенциала системы отлагаться в самородном виде или в виде соединения Au_2Bi , при температурах выше $250^\circ C$. Смена рН флюида, могла происходить вследствие его взаимодействия с вмещающими породами, смешения с восстановленным флюидом метаморфогенного генезиса, охлаждением и др.

Au-Ag-полиметаллическая ассоциация проявлена неоднородно – в западном эндоконтакте дайки габброидов северной части площади и в породах калаярвинской свиты формируется золото-арсенопиритовая минерализация, Au-Ag-Te-Se минерализация зафиксирована в пределах всей площади. Присутствие минералов мышьяка в сульфидных парагенезисах и минералов системы Ag-Te-Se позволяет дополнительно уточнить условия формирования золотой минерализации.

По данным А.В. Дмитриевой и др. [17, 18] в габброидах северной части площади тонкое золото встречается в арсенопирите, в ассоциации с пиритом. Устойчивость парагенезиса арсенопирит-пирит возможна в кислых средах [53]. Оценить примерные температуры формирования арсенопирита можно с использованием арсенопиритового геотермометра [105]. Условием применимости данного метода является низкое содержание примесей Co и Ni в арсенопирите ($< 1\%$). К сожалению, пригодным для изучения явился только один результат определения состава арсенопирита габбро-долеритов района оз. Раялампи (северная часть площади). По данным энергодисперсионного анализа, состав арсенопирита (ат. %): Fe – 33, 18%, As – 31, 44%, S - 35,38%. Примерная температура образования арсенопирита составляет $372^\circ C$ (рисунок 5.2).

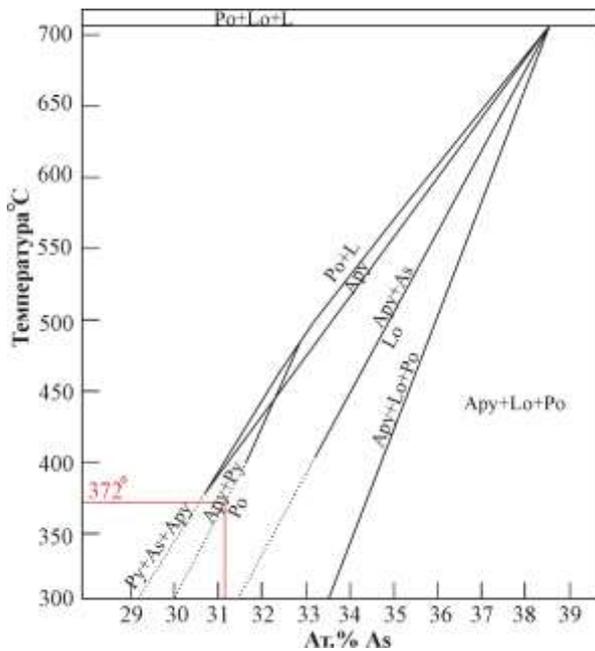


Рисунок 5.2 - Зависимость состава арсенипирита от температуры формирования и минеральной ассоциации по [105].

Ассоциация гессита с электрумом, указывает на низкотемпературные условия формирования благороднометалльного оруденения - температура устойчивости гессита $< 145^{\circ}\text{C}$ [79]. Присутствие соединений системы Au-Ag-Te-Se (гессит, штюцит, науманнит) также указывает на высокую фугитивность теллура и $\text{pH} < 5$ рудоносного флюида [87]. Золото-серебро-полиметаллическая ассоциация формировалась в кислотной среде, что подтверждается её приуроченностью к зонам развития существенно-кварцевых гидротермально-метасоматических ассоциаций (Глава 4).

На основании изучения физико-химических параметров образования золотосодержащих минеральных ассоциаций, можно предположить, что формирование золотого оруденения в северо-восточной части Хаутаваарской структуры происходило многоактно в средах, отличающихся окислительно-восстановительными характеристиками и температурами. Au-Vi-Si ассоциация образовывалась при температурах $> 250^{\circ}\text{C}$ в восстановительных условиях; образование минералов Au-Ag-полиметаллической ассоциации протекало в широком температурном диапазоне: от $\sim 375^{\circ}\text{C}$ до $< 145^{\circ}\text{C}$, в кислой среде, при высокой фугитивности теллура. Отличия составов, сопутствующих первичных геохимических аномалий, рудовмещающих гидротермально-метасоматических комплексов и условий формирования золотого

оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры, позволяет предположить наличие оруденения 2-х (или более) различных генетических типов.

5.2 Сравнительная характеристика золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры с оруденением других геолого-генетических типов зеленокаменных поясов Карельского кратона

Для построения геолого-генетической модели формирования золотого оруденения, был применен метод аналогий – установленные характеристики оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры сравнивались с аналогичными параметрами оруденения известных золоторудных объектов архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона. Были выбраны золоторудные объекты различных типов, геолого-генетическая принадлежность которых определена предшественниками [26]. Результаты сравнения приведены в таблице 5.1

Таблица 5.1 - Сравнительная характеристика золотой минерализации орогенного и порфирового геолого-генетических типов (с использованием данных [17, 22, 24, 26, 36, 42, 43, 48, 78, 80,83]).

Критерий сравнения	Золото-сульфидное проявление Новые Пески	Золото-полисульфидное проявление Хатуноя	Mo-Cu-W-Au-порфировое проявление Ялонвара	Медно-молибден-порфировое месторождение Лобаш-1	Au-Bi-Cu оруденение северо- восточной части Хаутаваарской структуры – район оз. Раялампи	Au-Ag-полиметаллическое оруденение северо-восточной части Хаутаваарской структуры
Рудовмещающие формации	Метаморфизованные андезитовые вулканыты, сланцы среднего состава, амфиболиты и габброиды лопийского возраста AR ₂ L	Метаморфизованные андезиты, базальты, агломератовые туфы, лавобрекчии лопийского возраста AR ₂ L	Диориты первой фазы Ялонварской интрузии лопийского возраста AR ₂ L	Габбро-долериты, сланцы, амфиболиты и плагиопорфиры лопийского возраста AR ₂ L	Габбро-долериты виетукалампинского комплекса AR ₂ L	Метаморфизованные андезиты, дациты, хлорит-серицитовые сланцы, дайковые тела гипербазитов и габбро-долеритов лопийского возраста AR ₂ L
Ассоциирующие магматические комплексы гранитоидной формации	Комплекс малых посторогенных интрузий пегматитов и калиевых гранитов Виртаоя AR ₂ L	Многофазный гранитоидный Ялонварский массив известково- щелочной серии, сопровождающийся порфировыми и субвулканическими фациями магматитов AR ₂ L	Лобашская интрузия, биотитовых порфировидных гранитов и сопряженные с ней малые дайковожилые тела лейкократовых порфировидных плагиогранитов AR ₂ L	Многофазный гранитоидный Хаутаваарский массив, известково- щелочной серии и сопровождающие его мелкие дайковые тела плагиогранит-порфиров AR ₂ L		
Структурно-литологический контроль	Прожилково-вкрапленные зоны скарноидов, участки развития пятнистых, полосчатых гранатовых и эпидотовых амфиболитов, маркирующих рудоконтролирующие зоны рассланцевания	Рассланцованные толщи вулканогенно-осадочных пород с выдержанными горизонтами агломератовых туфов и лавобрекчий.	Участки распространения в диоритах дайково-жилной фации кислого состава	Зоны локального трещинообразования в породах кровли над куполовидными апофизами гранитоидов.	Контактные части даек габбро- долеритов, подвергшиеся интенсивной гидротермально- метасоматической переработке в экзоконтакте гранитоидного массива	Межформационные швы, контактные зоны резко контрастных по кремнекислотности интрузивных и вулканических пород
Рудоконтролирующие структуры	Зоны рассланцевания субмеридионального и северо- восточного простирания	Сдвиговые зоны северо- западного- субмеридионального простирания	Зоны трещиноватости и катаклаза в гранитоидах северо-восточного простирания	Глубинный разлом субмеридионального простирания и оперяющие его поперечные нарушения	Зона рассланцевания северо- западного простирания в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива	Зоны рассланцевания северо- западного, субмеридионального, северо-восточного простирания в пределах глубинного разлома
Фация регионального метаморфизма	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая
Характер метасоматических изменений	Магнезиально-железистый, кремне-кислотный. Скарноиды, актинолит-хлорит- кварц-эпидотовые метасоматиты	Кремне-кислотный. Пирит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые с турмалином и хлоритом метасоматиты	Калиевый, магнезиально- железистый, кремне- кислотный. Ранние: эпидот- биотитовые, поздние: пропилит-березитоидного ряда – кварц-серицитовые, кварцевые и кварц-карбонат- турмалиновые метасоматиты	Калиевый, магнезиально- железистый, кремне-кислотный. Биотититы, эпидотовые и хлоритовые пропилиты, поздние кварц-турмалиновые и карбонат- флюоритовые метасоматические ассоциации.	Калиевый, магнезиально- железистый, кремне-кислотный. Ранние: калишпатолиты, эпидотовые пропилиты, поздние: карбонат- хлорит-кварцевые метасоматиты.	Кремне-кислотный. Карбонат-хлорит-кварцевые, карбонат-серицит-кварцевые турмалиносодержащие метасоматиты
Геохимическая специализация	As, Pb, Te, Se, Bi	Bi, Te, B, Pb (As?)	Cu, Bi, Te, W, Mo	Cu, Pb, Bi	Cu, Pb, Bi, W, Mo	As, Pb, Mo
Рудные минералы	Арсенопирит, леллингит, пирротин, пирит, глаукодот, шеелит, висмут, галенит, мальдонит, золото	Халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, пирит, молибденит, висмутин, арсенопирит, шеелит, золото	Пирит, молибденит, шеелит, самородный висмут, висмутин, козалит, пильзенит, гессит, самородное золото, электрум	Пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, гессит, самородный висмут, висмутин, висмутотеллуриды, золото	Пирротин, халькопирит, пирит, висмутин, хедлейит, самородный висмут, золото	Арсенопирит, кобальтин, галенит, сфалерит, пентландит, минералы Ag-Te-Se, акантит, электрум
Формы нахождения, морфология золота и его проба	Тонкодисперсное золото в ассоциации с арсенопиритом и леллингитом, самостоятельные зерна, размером 10–40 мкм. Высокопробное золото, Ag 3,44– 12%, в среднем ~7% Ag	Золото пластинчатой формы, размером до 1 мм, отмечается в сростании с халькопиритом и в обособленных выделениях. Электрум; Ag – 29,88– 30,630%.	Золото изометричной, каплевидной формы, размером до 0,1 мм, встречается самостоятельно или в сростании с теллуридами висмута. Высокопробное золото, Ag<5%	Тонкодисперсное золото в виде дендритов, пластинок, реже комковатое, со средним размером 0,15 мм. Встречается самостоятельно или в сростании с сульфидами и самородным висмутом. Высокопробное золото, Ag колеблется от 4,94 до 12,7%	Тонкодисперсное золото изометрической, полигональной, уплощенной, округлой формы, иногда в хорошо ограненных кристаллах, размером до 90 мкм (в среднем - 20 мкм). В ассоциации с минералами висмута или самостоятельно. Высокопробное золото, Ag 2,5 до 10,7%, в среднем – 5,1%.	Тонкодисперсное золото изометричной, округлой формы, размер не превышает 20 мкм. Встречается в виде включений в минералах Ag-Te. Электрум, Ag 32,3%

Au-Ag-полиметаллическая минерализация в породах северо-восточной части Хаутаваарского зеленокаменного пояса в геолого-структурном плане обнаруживает сходство с объектами орогенного типа – золото-арсенопиритовым проявлением Новые Пески южной части той же структуры и золото-полисульфидным проявлением Хатуноя, пояса Ялонвара-Иломантси (таблица 5.1). Пояс Ялонвара-Иломантси расположен в пределах Центрально-Карельского блока, в зоне сочленения Карельского кратона (AR) и Свекофеннского складчатого пояса (PR) (см. рисунок 1.1, глава 1) [26]. В геологическом строении районов принимают участие схожие магматические и метаморфические формации.

Структурный контроль золото-полисульфидного оруденения, в масштабе рудного поля Хатуноя, осуществляется региональными зонами сдвиговых дислокаций и смятия, северо-западного и субмеридионального простирания [24]. На проявлении Новые Пески также, как и в северо-восточной части Хаутаваарского района, определяющую роль играют субмеридиональная система разломов и оперяющие её нарушения северо-западного, северо-восточного простирания [42].

Рудовмещающие формации – вулканогенно-осадочные толщи лопийского возраста и ассоциирующие с ними базит-гипербазитовые комплексы. Литолого-структурный контроль оруденения осуществляют контакты контрастных по кремне-кислотности интрузивных и вулканических пород.

Оруденение проявления Новые Пески приурочено к зонам развития скарноидов и актинолит-хлорит-кварц-эпидотовых метасоматитов, образование среднетемпературных метасоматитов связано с высокой интенсивностью проявления контактово-метаморфических процессов в южной части Хаутаваарского зеленокаменного пояса [42]. Низкотемпературные члены метасоматической ассоциации схожи с метасоматитами северо-восточной части Хаутаваарской структуры и проявления Хатуноя – это карбонат-, турмалинсодержащие хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые ассоциации.

На исследуемом участке золотая минерализация сопровождается повышенными содержаниями As, Pb, Mo. На проявлении Новые Пески отмечены аномалии As, Pb, Te, Se, Bi [78], минерализованные зоны проявления Хатуноя выделяются повышенными концентрациями Bi, Te, V, Pb, (As?) [24].

Золото-серебро-полиметаллическое оруденение северо-восточной части Хаутаваарской структуры сравнимо с оруденением золоторудных объектов орогенного типа Карельского кратона (Новые Пески, Хатуноя). Их объединяет схожесть рудоконтролирующих структур, состава первичных геохимических аномалий, рудовмещающих метасоматических комплексов, рудно-минеральных ассоциаций и характеристик самородного золота. Это позволяет отнести Au-Ag-полиметаллическую минерализацию северо-восточной части Хаутаваарского района к золотосодержащему орогенному геолого-генетическому типу.

Au-Bi-Cu минерализация района оз. Раялампи северо-восточной части Хаутаваарской структуры обнаруживает сходство с оруденением золото-порфирового типа месторождения Лобаш-1 (Парандово-Пебозерская зеленокаменная структура) и проявления Ялонвара (зеленокаменный пояс Ялонвара-Иломантси) (таблица 5.1).

По характеру рудовмещающей толщи оруденение район оз. Раялампи сравнимо с месторождением Лобаш-1, где среди пестрых по составу пород вулканогенно-осадочных толщ лопийского возраста, присутствуют интрузивные тела габбро-долеритов с ильменитовой вкрапленностью [80]. На контактах вулканогенно-осадочных толщ (или гранитоидов) среднего-кислого состава с интрузивными телами основного-ультраосновного состава, возникают контрастные условия благоприятные для возникновения геохимического барьера, способствующего осаждению рудных компонентов из минерализованного флюида. Как было отмечено в главе 1, этот фактор играет важную роль для месторождений зеленокаменных поясов и порфирового, и орогенного типа.

Золотое оруденение всех названных объектов тесно связано с магматическими породами гранитоидной формации. Магматический контроль на

проявлении Ялонвара связан с многофазным гранитоидным Ялонварским массивом и сопровождающими его дайками порфиров, по геохимическим характеристикам, соответствующим санукитоидной серии [24, 64]. На месторождении Лобаш-1, золото-медно-молибден-порфировое оруденение контролирует Лобашская интрузия порфировидных гранитов и сопряженные с ней малые тела плагиогранитов и плагиогранит-порфиров [36, 80]. На проявлении района оз. Раялампи определяющую роль играет многофазный гранитоидный Хаутаваарский массив, известково-щелочной серии и сопровождающие его мелкие дайковые тела плагиогранит-порфиров.

Рудоконтролирующей структурой на проявлении района оз. Раялампи является система разрывных нарушений, ориентированных вдоль простирания контакта Хаутаваарского массива и вмещающих пород, на месторождении Лобаш-1 оруденение контролирует система трещин в породах кровли над куполовидными апофизами гранитоидов (см. рисунок 1.5) [80]. На проявлении Ялонвара определяющими являются зоны трещиноватости и катаклаза в гранитоидах, расположенные перпендикулярно к линии контакта вмещающих вулканитов с диоритами [22, 24].

Минерализованные зоны проявления района оз. Раялампи расположены в пределах зональных ореолов метасоматических изменений калиевой, магниезиально-железистой и кремнекислотной направленности. Данные о метасоматической зональности на проявлении Ялонвара и месторождении Лобаш-1 отсутствуют, но рудовмещающие изменения также носят калиевый, магниезиально-железистый и кремнекислотный характер – проявлены ранние биотит-содержащие и поздние существенно кварцевые ассоциации [22, 26, 36].

На месторождении Лобаш-1 золотое оруденение сопровождают геохимические аномалии Cu, Pb и Bi [83], состав ореолов на проявлении Ялонвара отражает комплексный характер процессов формирования оруденения - Cu, Bi, Te, W, Mo [26]. Минерализованная зона на проявлении района оз. Раялампи также характеризуется ведущей ролью аномалий Cu, Pb, Bi и W, при отсутствии аномальных содержаний As.

По соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ [101] диориты, граниты и лейкограниты Ялонварской интрузии относятся к магнетитовой серии, попадая в поле интенсивно окисленных интрузий (см. главу 1). Породы Хаутаваарского массива попадают в поле умеренно-окисленных интрузивов, а гранитоиды Лобашской интрузии - на границу ильменитовой и магнетитовой серий (рисунок 5.3). Фигуративные точки гранитоидов Хаутаваарского массива и Лобашской интрузии не достигают поля интенсивно-окисленных пород, соответствующего гранитоидам, связанным с месторождениями порфирирового типа.

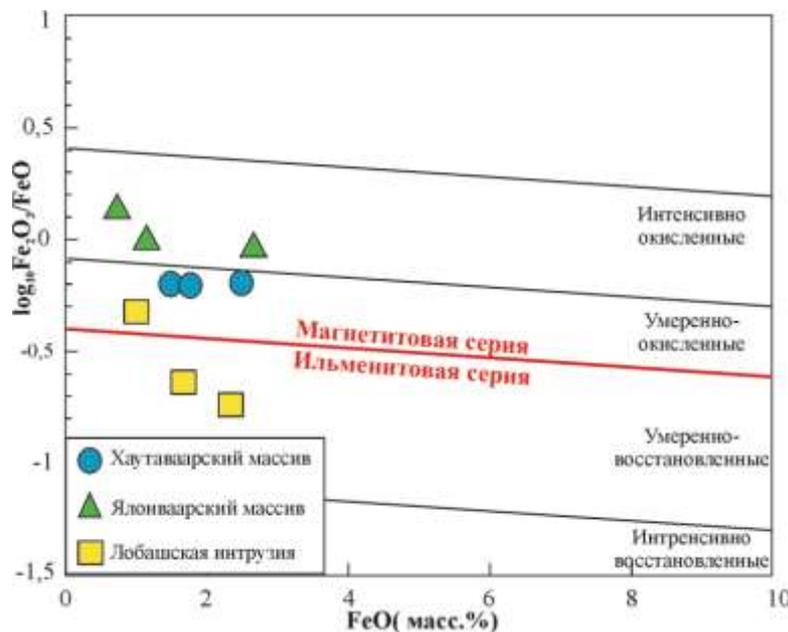


Рисунок 5.3 - Классификационная диаграмма для восстановленных и окисленных интрузивных пород по [86] с фигуративными точками составом гранитоидов Хаутаваарского [17], Ялонварского [22, 24] и Лобашского массивов [26, 36, 80].

Состав рудно-минеральной ассоциации и тесная связь золота с минералами Vi также являются своего рода «минералогической подписью», характерной для месторождений, связанных с интрузивами [7]. Ассоциация высокопробного золота с самородным висмутом и висмут-содержащими минералами, предполагает, что золото могло осаждаться из ранних высокотемпературных висмутовых соединений в ходе охлаждения флюида [87, 99, 100].

В северной части Хаутаваарского массива известно золото-сульфидно-кварцевое проявление Центральное-Хаутаваарское, для которого А.В. Самсоновым с соавторами [68] предложена двухэтапная модель формирования: 1 этап (2,7 млрд лет) представлен рудно-геохимической ассоциацией Mo-Cu-Te (Au), которая локализована в гранитоидах Хаутаваарского массива и отнесена к Cu-Mo порфирировому типу оруденения, 2 этап рудогенеза (1,7 млрд лет)

маркируется рудно-геохимической элементной ассоциацией Au-As-(Sb), которую авторы соотносят с орогенным типом оруденения [68]. В другой работе, посвященной проявлению Центральное-Хаутаваарское, Л.В. Кулешевич с соавторами [43] предлагают рассматривать формационный тип проявления, как молибден-золото-сульфидно-порфировый, связанный с умеренно-щелочными гранитоидами-граносиенитами.

Au-Bi-Cu оруденение в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива обнаруживает сходство с оруденением известных порфировых объектов Карелии: в характеристиках структур, контролирующих оруденение; составе вмещающих пород; направленности гидротермально-метасоматических изменений; составе первичных геохимических аномалий и рудно-минеральных ассоциаций.

В северной части Хаутаваарского массива известно золото-сульфидно-кварцевое проявление Центральное-Хаутаваарское, которое по данным предшественников [43, 68] также сопоставимо с проявлениями порфирового типа.

По составу рудно-минеральной ассоциации, условиям формирования и соотношению Fe_2O_3/FeO в породах Хаутаваарского массива, Au-Bi-Cu минерализация исследуемой площади соответствует генетическому типу месторождений, связанных с интрузивами, формирующихся на больших глубинах, чем объекты порфирового типа.

5.3 Геолого-генетическая модель формирования золотого оруденения

Анализ работ предшественников, изучение геологического строения северо-восточной части Хаутаваарского района, минералого-петрографических особенностей гидротермально-метасоматических образований, состава рудно-минеральных ассоциаций и геолого-структурных условий локализации золотого оруденения позволили создать генетическую модель золотого оруденения.

Вулканогенно-осадочные толщи хаутаваарской серии содержали первичную рассеянную вкрапленность пирита и халькопирита, габбро-долериты

виетукалампинского комплекса, гипербазиты хюрсюльского комплекса были обогащены титаномагнетитом и хромитом соответственно. Последующие этапы архейской и протерозойской орогении способствовали перераспределению и концентрации рудного вещества в породах площади. Становление ранней фазы Хаутаваарского массива, не содержащей существенных концентраций рудных компонентов, в северной части участка, возможно, сопровождалось формированием кварц-полевошпатовых метасоматитов с вкрапленностью пирита, молибденита и шеелита. Данная стадия может быть отнесена к рудоподготовительной. Формирование эпидотовых пропилитов, сопровождавшихся пирротин-халькопиритовой минерализацией, вероятно началось близодновременно с внедрением поздних фаз Хаутаваарского массива, обогащенных рудным веществом. Au-Bi-Cu минерализация, сопоставимая с оруденением месторождений связанных с интрузивами, формировалась в приконтактных частях дайки габбро-долеритов, подвергшихся наиболее интенсивным изменениям в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива.

Хлоритовые пропилиты и березиты, формирование которых сопровождалось полиметаллической минерализацией, наложенной на предшествующие минеральные парагенезисы, приурочены к системам рассланцевания подновленным в архейскую (2,6 млрд лет [72]) или (и) раннепротерозойскую (1,7 млрд лет [68]) орогеническую эпоху. Au-Ag-полиметаллическая минерализация, сопоставимая с оруденением месторождений орогенного типа формировалась в узлах пересечения разноориентированных систем трещин и зонах развития ветвящихся систем кварцевых прожилков.

Этапы метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований площади, типоморфные минеральные ассоциации измененных пород и возрастные рамки событий, отражены в таблице 5.2.

Таблица 5.2 - Стадийность метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований пород и руд северо-восточной части Хаутаваарской структуры

Этапы метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований пород	Стадии метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований пород	Типоморфные минералы	Рудно-минеральные ассоциации	Возраст
Позднеархейский этап регионального зонального метаморфизма эпидот-амфиболовой фации	Формирование метаморфической ассоциации в лопийских вулканогенно-осадочных толщах, породах интрузивных базит-гипербазитовых комплексов	Базиты: Fhb+An+Ep+Bt Гипербазиты: Srp+Mgt Вулканиты: Chl-Ser/Bt-Ab	В базитах: TtnMgt замещается Ilm и Ttn В гипербазитах: Chr замещается Mgt В вулканитах: Py, Csr	
Становление первой фазы Хаутаваарского массива	Кварц-калишпатовые метасоматиты в южном экзоконтакте массива	Qz-Kfs	Mo, Py, Sch (< 1%)	2742±23, [85]
Становление второй фазы Хаутаваарского массива	Формирование контактовых эпидотовых пропилитов	Ep-Qtz-Bt-Act	Ро, Csr в роговообманково-биотит-эпидот-калишпат-кварцевых сланцах Au-Te-Bi	2735±2 млн. лет [68]
Архейская орогения / Раннепротерозойская орогения	Формирование хлоритовых пропилитов	Chl-Ab-Carb	Cob, Sp, Ga, Pn, Apy	~2600 млн лет [72] ~1700 млн лет [68]
	Карбонат-серицит-кварцевые турмалинсодержащие метасоматиты	Ser-Turm	Au-Apy, Ant	
	Карбонат-хлорит-кварцевые метасоматиты	Carb-Qz	минералы Au-Ag-Te-Se	

Месторождения, которые формировались в результате наложения оруденения орогенного типа на типично-порфировое, -связанное с интрузивами или колчеданное оруденение, выделены D.I. Groves [96] в отдельную группу - месторождений с атипичными минеральными ассоциациями (рисунок 5.4). Ярким

примером объектов подобного типа является Cu-Au-Mo-Bi месторождение Боддингтон, расположенное в архейском зеленокаменном поясе Сэдлбэк (кратон Юлгарн, Австралия), запасы которого (категории В+С1) составляют 403 млн т бедной руды, с содержанием золота 0.89 г/т (359 т золота), меди - 0.12% (484 тыс. т меди) [91]. Основная гипотеза формирования месторождения – наложение оруденения орогенного типа на оруденение связанное с интрузивами [91, 96].

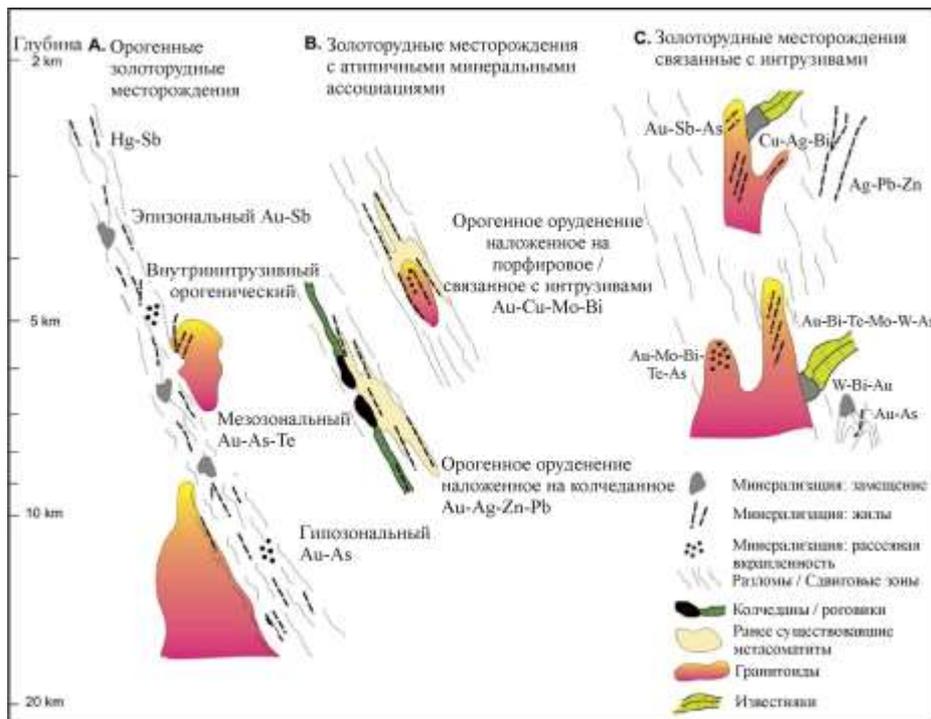


Рисунок 5.4 - Схематическое изображение положения золоторудных месторождений различных геологических типов в земной коре, отражающее глубину формирования, структурные особенности и геохимическую специализацию оруденения [96].

Учитывая данные приведенные выше, можно предположить, что Au-Cu-Bi оруденение в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива следует отнести к группе золоторудных объектов с атипичной минеральной ассоциацией.

Таким образом определяющую роль в формировании базового оруденения, связанного с интрузивами, играл Хаутаваарский массив. На орогенном этапе главными факторами, контроля оруденение, являлись: 1 – субмеридиональная система разломов и оперяющих её нарушений северо-западного, северо-восточного простирания; 2 – контактовые зоны интрузивных тел основного-ультраосновного состава, в пределах которых создавались наиболее контрастные геохимические условия благоприятные для возникновения геохимического барьера, способствующего осаждению рудных компонентов из флюида.

Приведенные выше данные позволили сформулировать третье защищаемое положение:

Особенности формирования и размещения золотого оруденения в северо-восточной части Хаутаваарской структуры определяются его генетической связью с дифференцированным санукитоидным массивом, структурной связью с субмеридиональной и диагональной системами рудоконтролирующих разломов и областью развития даек базит-гипербазитового состава.

5.4 Поисковые признаки и предпосылки золотого оруденения

Золотая минерализация в северо-восточной части Хаутаваарской структуры сформировалась в результате наложения нескольких (минимум двух) стадий рудогенеза. Золото-серебро-полиметаллическое оруденение орогенного типа соответствует классической и многократно описанной [26, 92, 96] модели подобных месторождений и проявлений золота в архейских зеленокаменных поясах и не требует разработки специального комплекса поисковых признаков, в дополнение к существующим.

Оруденение орогенного типа с атипичной минеральной ассоциацией впервые выделено в пределах Хаутаваарской структуры. Установление комплекса поисковых признаков и предпосылок для данного типа может иметь высокую практическую значимость при проведении геологоразведочных работ. Наиболее продуктивными для формирования оруденения связанного с интрузивами являются гранитоиды известково-щелочной серии Хаутаваарского массива и сопровождающие его мелкие дайковые тела пород среднего и кислого состава [17, 28, 81]. Золотая минерализация приурочена к приконтактовым зонам габбро-долеритов виетукалампинского комплекса AR₂L. Структура, контролирующая размещение оруденения – зона рассланцевания северо-западного простирания в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива, образовалась в результате последовательного внедрения интрузивных тел базит-гипербазитовой и гранитоидной формации по оси глубинного разлома. Метасоматические ассоциации плутоногенной формации представлены кварц-калишпатовыми и

эпидот-пропилитовыми метасоматитами. Зональные площадные ореолы вдоль интрузивного контакта гранитоидного массива позволяют оценить площадь распространения магматогенных флюидов и степень их влияния на вмещающие породы. Карбонат-хлорит-кварцевые, турмалинсодержащие карбонат-серицит-кварцевые и карбонат-тальковые метасоматиты относятся к тектоногенной гидротермально-метасоматической формации и маркируют зоны проникновения и фильтрации флюидов, сформированные в ходе этапов тектонической активизации структуры. Участки, характеризующиеся высокой интенсивностью проявления гидротермально-метасоматических изменений и пространственным совмещением метасоматитов различного генезиса наиболее перспективны для обнаружения золотого оруденения. Типоморфные минералы руд: пирротин, халькопирит, пирит, висмутин, самородный висмут, хедлейит, мальдонит, самородное золото; нерудные: кварц, биотит, эпидот, калиевый полевой шпат, хлорит, в малых количествах – барит, алланит, минералы-REE. Золото, ассоциирующее с минералами висмута и халькопиритом, образует зерна изометрической, полигональной, уплощенной, округлой формы, величина по длинной оси - до 90 мкм (в среднем - 20 мкм), с неравномерно меняющейся зазубренностью, крючковатыми загибами реже единичные идиоморфные кристаллы размером не более 10 мкм. Мальдонит представлен чешуйчатыми зернами и плёнками с рыжевато-бурой побежалостью, размером до 50 мкм. Проба золота варьирует от 893‰ до 975‰ в среднем – 949‰.

Выделенный комплекс поисковых признаков и предпосылок золотого оруденения с атипичной минеральной ассоциацией представлен в таблице 5.3.

Таблица 5.3 - Поисковые признаки и предпосылки золотого оруденения с атипичной минеральной ассоциацией северо-восточной части Хаутаваарской структуры

Поисковые признаки и предпосылки	
1 Формационно-минералогические	
1.1 Продуктивная формация	Многофазный гранитоидный Хаутаваарский массив известково-щелочной серии и сопровождающие его мелкие дайковые тела пород среднего и кислого состава AR ₂ L
1.2 Рудовмещающие формации	Габбро-долериты, (гипербазиты ?) AR ₂ L
2 Структурно-литологические	
Контактные части даек габбро-долеритов, подвергшиеся интенсивной гидротермально-метасоматической переработке в экзоконтакте гранитоидного массива	
3 Структурные	
3.1 Рудоносные структуры	Глубинные разломы субмеридионального простирания и оперяющие их сдвиговые и сбросо-сдвиговые нарушения
3.2 Рудоконтролирующие структуры	Зоны расланцевания, северо-западного простирания, ориентированные вдоль контакта гранитоидного массива
4 Метасоматические	
Совмещение в пространстве разновозрастных эпигенетических минеральных ассоциаций. Ранние: кварц-калишпатовые, эпидот-пропилитовые ассоциации, образующие зональные ореолы; поздние: карбонат-хлорит-кварцевые, турмалинсодержащие карбонат-серицит-кварцевые и карбонат-талльковые ассоциации	
5 Минералогические	
5.2 Типоморфные минералы руд	Кварц, биотит, эпидот, калиевый полевой шпат, хлорит, в малых количествах – барит, алланит, минералы-REE; пирротин, халькопирит, пирит, висмутин, самородный висмут, хедлейит, мальдонит, самородное золото.
5.3 Типоморфизм золота	
5.3.1 Морфология выделений	Зерна изометрической, полигональной, уплощенной, округлой формы, величина по длинной оси - до 90 мкм (в среднем - 20 мкм), с неравномерно меняющейся зазубренностью, крючковатыми загибами реже единичные идиоморфные кристаллы размером не более 10 мкм.
5.3.2 Преобладающая проба	от 893‰ до 975‰ в среднем – 949‰

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные исследования позволили сделать следующие выводы: определяющая особенность золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры - его полигенная природа, выраженная в неоднородности характеристик геологических структур, контролирующих оруденение, гидротермально-метасоматических и рудно-минеральных ассоциаций. Можно предположить, что эта особенность явилась благоприятным фактором для формирования золотого оруденения.

Основные результаты, имеющие практическую значимость:

1. Установлены первичные геохимические аномалии Cu, Bi, W, As, Pb, Mo - вероятных элементов-спутников золотого оруденения в северо-восточной части Хаутаваарской структуры. Полученные данные могут быть использованы при проведении детальных поисковых геохимических работ.

2. Выделены типы гидротермально-метасоматических изменений, проявленных в породах исследуемой площади, составлены схемы их распространения и определен состав ассоциирующих с ними рудно-минеральных ассоциаций. Показана эффективность картирования гидротермально-метасоматических образований для определения потенциально рудоносных участков.

3. Установлена связь химического состава габбро-долеритов виетукалампинского комплекса с содержанием в них золота – габброиды с повышенным содержанием золота обогащены закисным железом, по сравнению с окисным, а также обеднены ванадием.

4. В северо-восточной части Хаутаваарской структуры выделено золотое оруденение с атипичной минеральной ассоциацией (Au-Bi-Cu) и, соответствующий ему комплекс поисковых признаков и предпосылок, который может быть использован при проектировании геологоразведочных работ в Хаутаваарской структуре и других архейских зеленокаменных поясах центральной части Карельского кратона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеенко В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Учебник / В.А. Алексеенко // Москва: Логос. – 2000. – 354 с.
2. Антонюк Е.С. Обработка результатов геохимических поисков методом суммирования отклонений фона. Методические указания / Е.С. Антонюк // М. Филиал АН. – Апатиты. – 1977. – 54 с.
3. Арестова Н.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций / Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, Л.В. Матвеева и др. // Доклады РАН. – 2012. – Т. 442. – №1. – С. 67-73.
4. Бушмин С.А. Метасоматиты зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области. / С.А. Бушмин, Б.Ю. Астафьев, Л.В. Кулешевич; ред. Д.В. Рундквист, С.А. Бушмин. // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. – СПб.: Наука. – 1991. – С. 145-178.
5. Вихко А.С. Первичные литохимические ореолы золото-сульфидно-кварцевого проявления Центральное (Хаутаваарская структура, Карелия) / А.С. Вихко // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXV молодежной конференции, посвященной 100-летию чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. – СПб. – 2014. – С. 30-36.
6. Волков А.В. Геолого-генетические модели и промышленные типы золоторудных месторождений Карелии и Кольского полуострова / А.В. Волков, В.Ю. Алексеев, А.А. Вольфсон, В.Ю. Прокофьев // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы всероссийской конференции. – Петрозаводск. – 2007. — С. 76-79.
7. Волков А.В. О плутоногенных месторождениях с тонкодисперсным золотом / А.В. Волков, Н.Е. Савва, А.А. Сидоров // Докл. Акад. Наук. – 2007. – Т. 412. – №1. – С. 173-178.

8. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов: Метод. пособие / Ш. К. Балтыбаева и др. // Всерос. н.-и. геол. ин-т им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 1996. – 410 с.
9. Гордон Ф.А. Гидротермально-метасоматические ассоциации и рудоносность северо-восточной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия) / Ф.А. Гордон // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - № 3 – 2016. - С. 9-19.
10. Гордон Ф.А. Минеральные типы зон метасоматических изменений северо-восточной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия) /Ф.А. Гордон // Естественные и технические науки. - № 12. – 2016. - С. 98-103.
11. Гордон Ф.А. Геохимическая характеристика вторичных ореолов рассеяния и минералого-петрографические особенности пород северо-восточной части Хаутаваарского рудного поля (Южная Карелия) / Ф.А. Гордон, И.А. Алексеев // Материалы V Российской молодежной научно-практической школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ. - 2015. - С. 55-56.
12. Гордон Ф.А. Минералого-петрографические особенности метаморфизованных и метасоматически измененных пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия) / Ф.А. Гордон, А.Н. Евдокимов // Материалы VI Российской молодежной научно-практической школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ. – 2016. - С. 81-82.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-35 – 37 – Петрозаводск. Объяснительная записка / И.И. Акромовский, Б.Ю. Астафьев, А.М. Беляев и др. // – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. – 2000. – 322 с.

14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-35 - «Выборг», Р-36 - «Петрозаводск». Объяснительная записка / Б.Ю. Астафьев, О.А. Воинова и др. // - СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. - 2016. - 430 с.
15. Григорян С.В Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / С.В. Григорян, А.П. Солотов, М.Ф. Кувин// – Москва: Недра. – 1983. – 191 с.
16. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поиске и разведке рудных месторождений / С.В. Григорян. – Москва: Недра. – 1987. – 408 с.
17. Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неархейского умереннощелочного магматизма Центральной Карелии: дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.11 / А.В. Дмитриева. – Петрозаводск. – 2016. – 130 с.
18. Дмитриева А.В. Зональность в размещении молибден-золото-сульфидных и полиметаллических проявлений, Хаутаваарский массив и его ореолы (Южная Карелия) / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров // Федоровская сессия 2016: материалы международной научной конференции. – СПб. – 2016. – С. 126-128.
19. Дмитриева А.В. Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич, А.С. Вихко А.С. // Труды Института геологии КарНЦ РАН. – 2016. – №2. – С. 52-70.
20. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники: дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.04 / Ю.С. Егорова. – СПб. – 2014. – 208 с.
21. Иваников В.В. Архейские сиениты и монзониты Карелии / В.В. Иваников // Вестник СПбГУ. – 1997. – Сер. 7. – Вып. 1. – С. 11-21.
22. Иващенко В.И. Комплексное порфиоровое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) / В.И. Иващенко, О.Б. Лавров // Геология рудных месторождений. –1996. – №5. – С. 412-423.

23. Иващенко В.И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии / В.И. Иващенко // Труды института геологии КарНЦ РАН. – Петрозаводск. – 2006. – Вып. 9. – С. 84-111.
24. Иващенко В.И. Комплексное благороднометалльное оруденение уч. Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси / В.И. Иващенко, О.Б. Лавров, Н.И. Кондрашова, С.Я. Соколов // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2007. – Вып. 10. – С. 117-139.
25. Иващенко В.И. Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона / В.И. Иващенко, А.И. Голубев // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2009. – Вып. 12. – С. 5-11.
26. Иващенко В.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы / В.И. Иващенко, А.И. Голубев. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2011. – 369 с.
27. Карась С.А. Опыт применения портативного рентгенофлуоресцентного анализатора при выявлении АГХП медного и хромового оруденения / С.А. Карась, О.А. Набелкин, Д.А. Трач, А.С. Филин, Г.В. Карабаев // Разведка и охрана недр. – М. – 2013. – Вып. 8. – С. 66-72.
28. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены / В.Н. Кожевников. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2000. – 222 с.
29. Кожевников В.Н. О факторах контроля золотометалльного оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии / В.Н. Кожевников, А.И. Голубев, С.И. Рыбаков // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. – Петрозаводск. – 1997. – С. 8-17.

30. Кожевников В.Н. Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратонов) / В.Н. Кожевников, А.И. Голубев, С.И. Рыбаков // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск. – 1998. – Вып. 1. – С. 5-23.
31. Кожевников В.Н. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов / В.Н. Кожевников, А.И. Голубев, С.И. Рыбаков // Отечественная геология. – 1998. – №3. – С. 55-64.
32. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса / К. Конди. – М.: Мир. – 1983. – 390 с.
33. Кратц К.О. Геология карелид Карелии / К.О. Кратц // Труды ЛАГЕД АН СССР. – 1963. – Вып. 16. – 209 с.
34. Кривцов А.И. Медно-порфировые месторождения мира / А.И. Кривцов. – М.: Недра. – 1986. – 235 с.
35. Кулешевич Л.В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита / Л.В. Кулешевич. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 1992. – 267 с.
36. Кулешевич Л.В. Минералогия руд и околорудно- измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) / Л.В. Кулешевич, В.М. Тытык, Н.Н. Коротаева // Записки Всесоюзного минералогического общества. – №4. – 2004. – С. 39-51.
37. Кулешевич Л.В. Условия образования золоторудных месторождений и проявлений в докембрии Карельского кратона / Л.В. Кулешевич // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. – Петрозаводск. – 2007. – С. 58–62.
38. Кулешевич Л.В. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади / Л.В. Кулешевич, В.Д. Слюсарев, М.М. Лавров // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2009. – Вып. 12. – С. 12-25.

39. Кулешевич Л.В. Генетические и рудно-формационные типы золотого оруденения Карелии / Л.В. Кулешевич // Минерагения Докембрия. Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 11–13 ноября 2009). – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2009. – С. 137-141.
40. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (рудный потенциал и методические аспекты изучения золота в докембрии) / Л.В. Кулешевич // Минерагения Докембрия. Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 11–13 ноября 2009). – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2009. – С. 141-145.
41. Кулешевич Л.В. Новые данные по минералогии золоторудных объектов Карелии / Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии КарНЦ РАН. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2011. – С. 149-160.
42. Кулешевич Л.В. Au-S-As минерализация месторождения Новые Пески в докембрии Карелии / Л.В. Кулешевич, В.М. Тытык, А.А. Компанченко // Руды и металлы. – М. – 2014. – Вып. 5. – С. 37-45.
43. Кулешевич Л.В. Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия / Л.В. Кулешевич, А.В. Дмитриева // Руды и металлы. – М. – 2015. – Вып. 3. – С. 38-50.
44. Левченков О.А. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии: Материалы III Всерос. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия» / О.А. Левченков, Ю.Б. Богданов. – Апатиты: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2000. – С. 94–95.
45. Лобач-Жученко С.Б. Новые данные по геохронологии Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, О.А. Левченков // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии: сборник статей. – Петрозаводск. – 1985. – С. 5-26.

46. Лобач-Жученко С.Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, Л.К. Левский, А.В. Коваленко // Геотектоника. – 2000. – №6. – С. 26-42.
47. Марин Ю.Б. Петрография. Учебное пособие. / Ю.Б. Марин. – 2-е изд., исправл. и доп. – СПб.: Изд-во НМСУ «Горный». – 2015. – 408 с.
48. Минерально-сырьевая база Республики Карелия / В.П. Михайлов, А.Г. Леонтьев, Ю.Б. Голованов и др.; отв. ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. – Кн. 1. – Петрозаводск. – 2005. – 278 с.
49. Митрофанов Ф.П. Геохронология корообразующих и коропреобразующих процессов при формировании Кольского раннедокембрийского глубинного коллизииона / Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова // Тезисы докладов «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты». – М. – 1998. – С. 33-37.
50. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов / Ю.В. Миллер, А.Н. Казаков // Ин-т геологии и геохронологии докембрия. – Л.: Наука. – 1988. – 143 с.
51. Носова А.А. Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре / А.А. Носова, А.В. Самсонов, Ю.О. Ларионова, Е.В. Ковальчук, А.Н. Ларионов // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск. – 2013. – С. 131-134.
52. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омеляненко. – М.: Недра. – 1978. – 215 с.
53. Пальянова Г.А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования / Г.А. Пальянова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2008. – 221 с.

54. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / гл. ред. О.А. Богатилов, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. – 3-е изд., исправл. и доп. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2009. – 200 с.
55. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Учебное пособие / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатилов и др.; ред. В.С. Попов, О.А. Богатилов. – М.: Логос. – 2001. – 768 с.
56. Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка / В.Е. Попов. – Л.: Наука. – 1991. – 287 с.
57. Поротов Г.С. Прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых. Учебное пособие / Г.С. Поротов. – СПб.: НМСУ «Горный». – 2012. – 120 с.
58. Плющев Е.В. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов и др. – Л.: Недра. – 1981. – 262 с.
59. Плющев Е. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, В.В. Шатов. – Л.: Недра. – 1985. – 247 с.
60. Плющев Е.В. Методические рекомендации по геолого-геохимическому изучению гидротермально-метасоматических образований при ГРС-50 с общими поисками / Е.В. Плющев, В.В. Шатов, Г.М. Беляев. – СПб. – 1992. – 64 с.
61. Плющев Е.В. Технология петрографо-геохимической интерпретации аномальных геохимических полей / Е.В. Плющев, В.В. Шатов, С.В. Кашин // Разведка и охрана недр. – М. – 2008. – Вып. 4-5. – С. 66-72.
62. Плющев Е.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, В.В. Шатов, С.В. Кашин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2012. – 560 с.

63. Пухтель И.С. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) / И.С. Пухтель, Д.З. Журавлёв, В.В. Куликова, А.В. Самсонов, А.К. Симон // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 317. – №1. – С. 197-202.
64. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. – СПб.: Наука. – 2005. – 711 с.
65. Рундквист Д.В. Основы типизации метасоматитов докембрия / Д.В. Рундквист, С.А. Бушмин, В.А. Глебовицкий и др. // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. – М.: Наука. – 1989. – С. 5-16.
66. Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего Докембрия Карелии / С.И. Рыбаков. – Петрозаводск. – 1980. – 135 с.
67. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита / С.И. Рыбаков. – Л.: Наука. – 1987. – 269 с.
68. Самсонов А.В. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока: опыт комплексных реконструкций / А.В. Самсонов, Ю.О. Ларионова, А.А. Носова, А.М. Ручьёв // Докл. моск. отд. РМО. – 2011. – URL: <http://www.minsoc.ru/E2-2011-10-0/>
69. Светов С.А. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) / С.А. Светов, Х. Хухма // Доклады АН. – 1999. – Т. 369. – №2. – С. 261-263.
70. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита / С.А. Светов. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 2009. – 115 с.
71. Светов С.А. Водлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов / С.А. Светов, А.И. Светова, Т.Н. Назарова // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2010. – №13. – С. 5-12.

72. Светов С.А. Неоархейская (2,60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Водлозерского террейа / С. А. Светов, В. И. Иващенко, З. П. Рыбникова, М. А. Гоголев, Т. Н. Назарова // Труды Института геологии КарНЦ РАН. – Петрозаводск. – 2016. – №10. – С. 63-80.
73. Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии / А.И. Светова. – Петрозаводск: КФ АН СССР. – 1988. – 148 с.
74. Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук: 04.00.02 / С. А. Сергеев. – Л. – 1989. – 24 с.
75. Серноколчеданные месторождения Карелии / В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, Г.В. Ручкин и др.; отв. ред. В.Н. Сухов – Л.: Наука. – 1978. – 192 с.
76. Слюсарев В.Д. Благоприятнометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) / В.Д. Слюсарев, Л.В. Кулешевич, М.М. Лавров // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения. – Петрозаводск. – 2007. – С. 112-116.
77. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / М.Б. Раевская, В.Я. Горьковец, А.И. Светова, О.И. Володичев. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. – 1992. – 190 с.
78. Стифеева М.В. Минералого-геохимические особенности золоторудных проявлений Хаутаваарско-Ведлозерской площади: д. бакал. геол. / М.В. Стифеева. – СПб. – 2014. – 57 с.
79. Типоморфизм минералов. Справочник / Под ред. Л.В. Чернышевой. – Москва: Недра. – 1989. – 560 с.
80. Тытык В.М. Молибденовое месторождение Лобаш–крупный перспективный объект в республике Карелия / В.М. Тытык, П.В. Фролов // Труды Института геологии КарНЦ РАН. – Петрозаводск. – 2014. – №1. – С. 56-62.

81. Чекулаев В.П. Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите / В.П. Чекулаев // Докл. РАН. – 1999. – Т. 368. – №5. – С. 676– 678.
82. Чекулаев В.П. Архейские высоко-Mg гранитоиды (санукитоиды) – индикаторы золотой минерализации в Карелии: геология, состав, пространственно-временное положение / В.П. Чекулаев, С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, А.В. Коваленко, Н.С. Гусева // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: тезисы докладов. – Петрозаводск. – 2002. – С. 190-192.
83. Шарль К.А. Геохимические поисковые признаки золоторудной минерализации восточной части Балтийского щита: дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.09 / К.А. Шарль. – СПб. – 2002. – 182 с.
84. Au-Ag telluride-selenide deposits / ed. K. K. Kojonen, N. J. Cook, V. Juhani // Geological Survey of Finland, Guide 53. – 2007. - 94 p.
85. Bibikova E.V. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons / E.V. Bibikova, A. Petrova, S. Claesson // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 129-145.
86. Blevin P.L. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of Eastern Australia: implications for gold-rich ore systems. / P.L. Blevin // Resource Geology 54. – 2004. - P. 241–252.
87. Ciobanu C.L. Bismuth tellurides as gold scavengers / C.L. Ciobanu, N.J. Cook, A. Pring // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge (J.W. Mao and F.P. Bierlein, eds.), Springer, Berlin-Heidelberg-New York. - 2005. – P. 1383-1386.
88. Colvine A.C. Archean Lode Gold Deposits in Ontario / A.C. Colvine // Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139. – 1988. – 136 p.
89. Cook N.J. Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits // Nigel J. Cook, Cristiana L. Ciobanu, Paul G. Spry, Panagiotis Voudouris and the participants / Episodes 32(4). – 2009. – P. 249-263.

90. Dube B. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* / B. Dubé, P. Gosselin // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5. – 2007. - P. 49-73.
91. Duuring P. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia / P. Duuring, K.F. Cassidy, S.G. Hagemann // *Ore Geology Reviews* 32. – 2007. - P. 157–186.
92. Eilu P. Hydrothermal alteration in volcano-sedimentary rocks in the Central Lapland greenstone belt / P. Eilu // Geological Survey of Finland. Report of Investigation 374. - Espoo. - 1994. - 153 p.
93. Goldfarb R.J. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes / R.J. Goldfarb, T. Baker, B. Dube, D.I. Groves, C.J.R. Hart, P. Gosselin // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. –2005. – P. 407–450.
94. Groves D.I. The crustal continuum model for late Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia / D.I. Groves // *Mineralium Deposita*. – 1993. – V. 28. – P. 366–374.
95. Groves D.I. Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type / D.I. Groves, R.J. Goldfarb, M. Gebre-Mariam, S.G. Hagemann, F. Robert // *Ore Geology Reviews*. –1998. – V. 13. – P. 7–27.
96. Groves D.I. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance / D.I. Groves, R.J. Goldfarb, F. Robert, C.J.R. Hart // *Economic Geology*. – 2003. – V. – P. 1–30.
97. Groves D.I. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits / D.I. Groves, K.C. Condie, R.J. Goldfarb, J.M.A. Hronsky, R.M. Vielreicher // *Economic Geology* 100. –2005. – P. 203–224.

98. Groves D.I. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems / D.I. Groves, R. Goldfarb // upload by C.J.R. Hart, 2017. - URL: <https://www.researchgate.net/publication/228762286>
99. Hart C.J.R. Classifying, distinguishing and exploring for intrusion- related gold systems / C.J.R. Hart // Newsletter of the Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, v. 87. – 2005. - P. 1, 4–9.
100. Hart C.J.R. Reduced Intrusion-Related Gold Systems // C.J.R. Hart // Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5. – 2007. - P. 95-112.
101. Ishihara S. The granitoid series and mineralization / S. Ishihara // Economic Geology 75th Anniversary Volume. – 1981. - P. 458–484.
102. Jensen L.S. A New cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks / L.S. Jensen // Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper. – 1976. – V. 66. – 22 p.
103. Kerrich R. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution, and origins / R. Kerrich, R. Goldfarb, D.I. Groves, S. Garwin // Economic Geology. – 2000. – V. 13. – P. 501–551.
104. Kranidiotis P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit, Mattagami, Quebec // W.H. MacLean, P. Kranidiotis // Econ. Geology 82. – 1987. – P. 951-962.
105. Kretschmar U. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application: Ph.D. thesis / U. Kretschmar. – Toronto. – 1973 & Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application / S.D. Scott // Canadian mineralogist 14. – 1976. – P. 364-386.
106. Lang J.R. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding / J.R. Lang, T. Baker // Mineralium Deposita. – 2001. – V. 36. – №6. – P. 477-489.

107. Nurmi P. Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits / P. Nurmi, P. Lestinen, H. Niskavaara // Geological Survey of Finland. – 1991. – V. 351. – 101 p.
108. Porphyry Copper Deposit Model / ed. David A. John // USGS Scientific Investigations Report 2010–5070–B. – 2010. – 186 p.
109. Robert F. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types / F. Robert, R. Brommecker, B. T. Bourne, P. J. Dobak, C.J. McEwan, R. R. Rowe, X. Zhou // "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit. – 2007. - P. 691-711.
110. Sillitoe, R.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits / Richard H. Sillitoe, J.F.H Thompson // Resource Geology 48. – 1998. – P. 237-250.
111. Sillitoe R.H. Geological criteria for porphyry copper exploration / Richard H. Sillitoe // Acta Geologica Sinica (English Edition), 88(supp. 2). – 2014. – P. 597-598.
112. Thompson J.F.H Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces / J.F.H Thompson, Richard H. Sillitoe, T. Baker, J.R. Lang, J.K. Mortensen // Mineralium Deposita 34. – 1999. – P. 197-217.

ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ

113. Бреслер С.М. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных Хаутоварской партией в Суоярвском и Пряжинском районах КАССР в 1952-1955 гг. / С.М. Бреслер, Е.П. Молоткова, Н.Д. Сыромятина. – Петрозаводск. – 1956. – 2234 л.т.
114. Воинова О.А. Отчет о научно-исследовательской работе "Разработка региональной корреляционной схемы метасоматоза; составление карты средне- и низкотемпературных метасоматитов раннего докембрия Карелии масштаба 1:1000000" / О.А. Воинова, Б.Ю. Астафьев. – СПб. – 1999. – 200 с.

115. Горошко А.Ф. Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутаваарско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990-95 гг. (Нялмо-Шуйский объект) / А.Ф. Горошко, А.А. Смирнов, Б.А. Ефимов и др. – Петрозаводск. – 1998. – 324 с.
116. Зильбер М.Е. Отчет о поисково-съёмочных работах на цветные и редкие металлы, проведённых Южно-Хаутоварской партией в районе дер. Хюрсюля, оз. Нялмозеро (юго-восточная часть Суоярвского и западная часть Пряжинского районов КАССР) в 1956 г. / М.Е. Зильбер. – Петрозаводск. – 1957. – 669 с.
117. Морозов С.А. Отчет Южно-Карельской партии о геологосъёмочных работах на медь и никель, проведенных в Суоярвском районе КАССР в 1967-71 гг. / С.А. Морозов, А.А. Никольский. – Петрозаводск. – 1971. – 2 кн.
118. Папазов И.П. Отчет по теме: «Прогнозная оценка плутоно-вулканических комплексов восточной части Балтийского щита на медь, молибден, вольфрам. Часть 1. Выделение в Карело-Кольском регионе раннедокембрийских плутоно-вулканических комплексов средне-кислого состава и определение их металлогенической специализации / И.П. Папазов, М.Л. Фролова, Е.Е. Плющев. – Л. – 1985. – 376 л.
119. Сиваев В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Улялегского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 и среднемасштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983-1988 г.г. в Южной Карелии (листы Р-36-78-А, Б, В, Г; 79-А, В; 90- А, Б, В, Г; 91-А, В) / В.В. Сиваев, А.Ф. Горошко, Т.Э. Магницкая и др. – Петрозаводск. – 1988. – 934 л.
120. Яковлева В.В. Геологическая карта масштаба 1:200000, серия Карельская, лист Р-35-XXX (Ленинградская область и КАССР Сортавальский район) / В.В. Яковлева, Л.А. Щукин, Р.И. Солодкая. – 1972. – 1 кн.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1 – Химический состав пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры, (по данным рентгеноспектрального флуоресцентного (силикатного) анализа (XRF))

№	Порода	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO%	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O%	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	ппп %	Сумма%	V %	Ba %
6-075A	1	40,10	3,49	0,16	7,11	6,04	0,18	31,30	2,35	<.1	0,07	<.05	8,18	99,70	0,01	0,01
6-077A	1	35,20	1,82	0,11	12,30	2,26	0,33	34,90	0,21	<.1	0,06	<.05	11,50	99,10	0,01	0,02
6-084A	1	33,30	0,96	0,16	8,09	3,98	0,35	30,10	6,13	<.1	0,03	<.05	16,30	99,90	0,01	0,01
6-048A	1	39,38	5,08	0,21	8,84	8,26	0,19	26,86	3,57	<.1	0,05	<.05	7,12	99,63	0,01	0,01
6-070A	2	51,60	13,40	2,27	5,16	11,30	0,16	2,70	7,55	2,77	0,59	0,14	1,19	100,00	0,03	0,01
6-042A	2	57,00	12,10	1,64	4,65	11,50	0,20	2,09	5,19	2,70	1,42	0,17	0,19	100,00	0,01	0,05
6-080A	2	51,60	13,20	1,79	11,30	5,28	0,26	3,03	8,53	1,26	0,27	0,07	2,99	100,00	0,07	<.005
6-064A	2	52,70	13,00	1,33	7,68	8,58	0,17	4,46	6,23	2,59	0,64	0,10	1,71	100,00	0,04	0,01
6-087A	2	60,30	11,90	1,62	4,97	7,55	0,10	2,71	3,24	2,31	2,10	0,19	2,25	100,00	<.005	0,09
6-043B	2	61,35	12,61	1,49	5,62	7,28	0,10	2,20	3,52	2,95	1,27	0,20	1,54	100,00	<.005	0,05
6-046A	2	45,68	12,39	2,15	7,92	11,90	0,21	4,27	10,85	1,51	0,64	0,06	2,34	99,92	0,09	<.005
6-099A	2	50,73	16,05	1,61	11,78	5,47	0,19	2,54	7,05	3,73	0,37	0,04	0,06	99,62	<.005	<.005
6-072A	3	41,60	16,60	0,72	12,80	3,09	0,22	5,20	10,80	2,29	0,53	0,29	5,39	99,80	0,02	0,02
6-073A	3	65,40	15,90	0,64	1,79	2,54	0,08	3,26	2,27	2,59	3,50	0,18	1,63	100,00	0,01	0,12
6-074A	3	57,40	16,10	0,57	4,49	2,47	0,28	2,70	9,98	1,85	0,92	0,21	2,72	100,00	0,01	0,03
6-076A	3	66,20	15,50	0,51	1,50	2,40	0,06	2,75	3,10	4,95	1,73	0,19	0,92	100,00	0,01	0,05
6-081A	3	53,50	10,50	0,45	1,37	1,17	0,20	1,48	14,40	2,39	1,61	0,14	12,70	100,00	0,01	0,04
6-085A	3	66,10	16,90	0,90	1,60	1,92	0,06	2,03	1,17	4,90	1,80	0,29	2,11	100,00	0,01	0,08
6-086A	3	61,30	17,70	0,64	1,87	3,09	0,07	4,11	1,58	4,36	2,11	0,20	2,74	100,00	0,01	0,09
6-024B	3	52,40	15,60	0,60	2,83	6,17	0,15	6,75	10,70	1,81	0,61	<.05	1,85	100,00	0,02	0,01
6-049A	3	63,36	17,01	0,51	1,61	2,83	0,07	3,99	1,60	6,15	1,27	0,17	1,50	100,00	0,01	0,07
6-062A	3	60,53	16,03	1,13	2,49	5,26	0,09	2,27	4,96	4,96	1,56	0,08	0,52	99,88	0,03	0,04
6-071B	4	49,60	13,10	1,26	6,15	7,34	0,22	5,87	5,96	2,74	0,04	0,09	6,77	100,00	0,03	0,01
6-078A	4	50,60	13,40	0,39	2,17	6,52	0,19	11,30	7,64	2,18	0,11	<.05	4,84	100,00	0,02	<.005
6-044A	4	43,63	15,15	0,93	4,18	8,74	0,33	7,87	8,13	2,29	0,43	0,06	8,43	100,00	0,03	<.005
6-079A	5	62,00	15,60	1,05	4,48	3,77	0,06	3,65	0,31	1,46	3,09	0,09	4,08	100,00	0,02	0,06
6-082A	5	57,50	17,90	0,33	1,54	1,37	0,10	2,14	7,03	7,80	0,14	0,09	4,02	100,00	0,01	0,01
6-083A	5	53,80	13,80	0,65	2,11	5,21	0,11	6,78	5,52	3,30	0,46	0,09	7,67	100,00	0,02	0,02
6-023A	5	71,25	15,64	0,70	1,13	1,38	0,03	0,58	2,29	1,97	3,36	0,24	1,57	100,00	0,01	0,02
6-060A	5	57,31	18,03	0,72	3,73	3,89	0,13	3,26	5,89	3,23	2,36	0,21	1,29	100,00	0,02	0,08
6-061A	5	57,42	17,65	0,70	3,42	7,28	0,10	3,80	2,12	1,56	2,37	0,10	3,41	99,93	0,02	0,04
6-016A	6	70,14	15,65	0,18	0,77	1,30	0,04	0,96	1,77	4,55	3,42	0,10	1,15	100,00	<.005	0,12

1 – гипербазиты хюрсюльского комплекса AR₂h
 2 – габбро-долериты виетукалампинского комплекса AR₂v
 3 – вулканогенно-осадочные породы виетукалампинской свиты AR₂vt

4 – вулканогенно-осадочные породы лоухиваарской свиты AR₂lh
 5 – вулканогенно-осадочные породы калаярвинской свиты AR₂ka
 6 – граносиениты Хаутаваарского массива AR₂ht

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Таблица 2 – Химический состав пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры
(по данным анализа портативным рентгенофлуоресцентным анализатором InnovX-Delta, ppm)

1 – гипербазиты
хюрсюльского комплекса
AR₂h
2 – габбро-долериты
виетукалампинского
комплекса AR₂v
3 – вулканогенно-осадочные
породы виетукалампинской
свиты AR₂vt
4 – вулканогенно-осадочные
породы лоухиваарской свиты
AR₂lh
5 – вулканогенно-осадочные
породы калаярвинской свиты
AR₂ka
6 – граносиениты
Хаутаваарского массива AR₂ht

Номер	Порода	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Se	Rb	Sr	Zr	Mo	Ba	W	Hg	Pb	Bi	Th	U
6-013A	1	90	10	1933	1137	69612	1930	5	87	5	5	5	7	6	1	3	1	1	27	5	3	1
6-048A	1	255	10	1873	1074	102676	1650	131	280	839	5	31	315	15	11	3	1	1	15	5	26	1
6-078A	1	188	10	1705	563	82088	3066	90	112	5	5	13	36	14	1	9	1	1	10	5	7	6
6-080A	1	121	10	1299	1456	70408	4808	14	113	5	5	11	998	8	1	3	1	7	26	5	7	1
6-001A	2	676	101	99	938	92965	159	118	257	5	5	180	1243	53	1	137	1	8	21	5	17	1
6-020A	2	2749	272	10	1121	143085	10	5	204	5	5	366	1888	94	1	127	1	26	58	5	44	1
6-021B	2	3683	98	10	592	128731	10	5	335	159	5	842	525	191	50	125	1	20	57	5	62	1
6-024B	2	562	92	70	696	64393	165	156	234	255	5	382	1480	45	1	113	1	1	53	5	3	1
6-027A	2	1893	99	57	786	120171	10	438	203	5	5	328	1273	137	1	148	1	1	47	5	37	1
6-028A	2	1511	77	10	640	135571	10	942	323	87	5	313	1555	181	1	245	1	22	99	5	54	1
6-030A	2	2991	52	10	1099	102791	10	5	211	182	5	37	1494	424	1	35	1	1	50	5	371	1
6-042A	2	1510	10	10	946	111480	10	81	232	5	5	211	1452	198	57	117	1	24	41	5	50	1
6-046A	2	2471	320	10	1129	160157	52	17	134	187	5	176	528	61	28	81	1	1	50	5	37	14
6-063A	2	2323	154	10	695	150908	10	626	236	5	5	293	1187	149	1	84	1	1	80	5	54	29
6-064A	2	1090	121	10	914	122748	44	5	216	264	5	539	2775	115	1	95	1	8	94	5	46	1
6-066A	2	1025	120	46	1174	113866	20	511	25	451	7	5	31	27	7	51	1	3	11	5	5	3
6-067A	2	2962	273	42	1592	164467	20	100	50	50	5	58	159	106	6	200	10	3	3	5	12	3
6-068A	2	1890	57	10	548	95721	10	75	52	5	15	82	294	420	1	377	180	1	46	4331	45	32
6-070A	2	2475	374	52	1220	180727	20	853	63	827	9	13	111	118	1	112	1	12	70	5	5	3
6-071A	2	2976	290	63	2165	124288	20	41	90	13	5	5	434	93	3	20	1	3	3	5	15	3
6-076A	2	3183	312	10	2758	178361	20	35	108	10	5	5	296	102	1	20	1	3	3	5	12	3
6-077A	2	2002	321	10	1558	127345	20	56	111	18	5	18	94	88	1	98	1	3	3	5	5	3
6-083A	2	2421	35	82	1306	61900	60	10	158	5	5	5	378	215	1	41	1	5	24	5	12	3
6-089A	2	362	49	188	766	65406	179	5	191	487	5	5	1554	29	1	3	1	1	66	5	3	24
6-091A	2	3648	169	10	1047	130980	20	20	200	50	5	41	40	126	3	247	1	5	3	5	12	3
6-094A	2	255	55	172	772	56262	165	29	212	306	5	181	1451	29	1	104	1	1	46	5	22	1
6-096A	2	477	116	576	727	83583	493	5	218	5	5	453	3495	47	1	447	1	1	68	5	30	1
6-097A	2	284	64	144	622	52992	173	280	220	326	5	342	1552	29	1	162	1	20	46	5	26	1
6-139A	2	1814	109	10	890	108963	10	5	222	5	5	335	1120	137	1	204	1	28	30	5	47	1
6-101A	2	371	42	118	804	65702	193	5	228	217	5	378	1432	30	1	147	1	20	52	5	22	1
6-106A	2	295	38	185	799	62954	188	35	238	482	5	39	1013	27	1	48	1	1	54	5	3	1
6-108A	2	498	79	73	815	73129	192	316	251	430	5	536	1572	41	1	151	1	1	59	5	26	1
6-110A	2	391	62	46	778	67189	150	204	266	174	5	437	1400	42	1	143	1	1	52	5	3	1
6-111A	2	357	69	59	1155	66932	256	166	275	437	5	402	197	32	1	93	1	1	53	5	3	1
6-115A	2	600	109	29	854	77762	136	246	287	897	5	764	1565	53	1	244	1	1	55	5	23	1
6-118A	2	429	39	163	1159	104161	246	80	307	411	5	72	1347	33	1	3	1	1	55	5	39	1
6-119A	2	1336	46	10	1141	127921	10	5	319	185	5	497	1378	198	40	271	1	1	47	5	41	1
6-120A	2	1207	173	10	1343	147820	10	199	332	80	5	45	4514	88	20	14	1	26	81	5	35	1
6-121A	2	858	52	208	1445	122485	255	5	352	340	5	168	1572	52	1	3	1	1	81	5	3	1
6-122A	2	2111	130	10	737	148577	10	441	364	5	5	1075	814	135	1	461	1	33	76	5	47	28
6-124A	2	1197	232	10	1514	143611	52	325	370	63	5	123	1590	101	16	31	1	7	43	5	31	1
6-126A	2	688	164	78	463	190421	20	257	375	1720	5	26	25	22	1	36	1	3	399	5	5	3
6-128A	2	339	51	71	1052	89663	244	629	410	518	5	614	750	32	1	185	1	1	57	5	21	1
6-130A	2	2233	230	15	1228	139157	46	49	481	97	5	976	1727	124	1	673	1	8	55	5	41	13
6-043B	2	1455	57	10	415	77996	10	377	111	5	28	897	1026	192	70	389	148	1	302	8158	50	33
6-002A	3 - 5	353	39	62	295	27235	120	68	257	5	5	204	2857	153	1	328	1	1	21	72	23	1
6-006A	3 - 5	278	39	43	304	25026	84	5	159	5	5	241	3758	144	1	137	1	5	31	24	46	1
6-010A	3 - 5	345	63	51	236	21640	102	5	236	5	5	579	2558	136	30	358	1	1	44	37	27	1
6-023A	3 - 5	367	56	52	549	13975	48	5	205	147	5	1147	864	172	1	194	1	1	70	133	27	1
6-026A	3 - 5	634	54	46	389	34207	106	5	320	5	5	403	1908	183	1	381	1	1	28	5	42	1
6-033A	3 - 5	541	47	19	244	28059	50	5	255	5	5	1121	2271	185	1	206	1	17	45	5	44	1
6-036A	3 - 5	522	94	29	301	27053	69	5	277	5	5	927	2226	192	90	587	1	1	22	5	42	1

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Продолжение таблицы 2 – Химический состав пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры
(по данным анализа портативным рентгенофлуоресцентным анализатором InnovX-Delta, ppm)

- 1 – гипербазиты хюрсюльского комплекса AR₂h
2 – габбро-долериты виетукалампинского комплекса AR₂v
3 – вулканогенно-осадочные породы виетукалампинской свиты AR₂vt
4 – вулканогенно-осадочные породы лоухиваарской свиты AR₂lh
5 – вулканогенно-осадочные породы калаярвинской свиты AR₂ka
6 – граносиениты Хаутаваарского массива AR₂ht

6-044A	3 - 5	631	91	260	1819	121631	219	5	368	5	5	828	763	55	1	68	1	8	206	5	31	1
6-045A	3 - 5	447	104	43	184	13326	40	5	92	5	5	1250	1275	17	18	906	1	7	14	23	32	1
6-047A	3 - 5	714	98	48	358	38521	94	5	296	5	5	580	1819	204	1	400	1	1	29	25	35	1
6-049A	3 - 5	532	160	85	299	27536	130	5	686	30	5	515	3154	162	63	1144	1	7	167	5	33	1
6-050A	3 - 5	334	87	32	213	16687	47	5	169	36	5	1567	1038	154	1	654	1	11	28	25	25	1
6-060A	3 - 5	603	102	10	472	40682	11	5	291	5	5	954	4537	144	1	630	12	12	56	5	44	1
6-061A	3 - 5	663	100	89	454	65407	164	43	296	834	5	1290	1666	133	72	412	1	23	250	5	39	1
6-062A	3 - 5	744	143	40	419	47234	86	301	267	5	5	1141	1279	77	42	354	1	19	66	5	22	1
6-072A	3 - 5	124	41	214	1078	25931	114	5	94	5	5	5	4334	22	1	3	1	8	39	5	12	1
6-073A	3 - 5	455	116	33	263	18977	46	5	103	8	5	2258	1205	210	1	962	1	12	16	5	30	1
6-074A	3 - 5	210	58	42	582	54738	57	114	105	109	5	5	4783	27	35	3	1	24	106	5	25	1
6-075A	3 - 5	353	62	32	129	13943	35	5	107	47	5	2258	1374	284	39	639	1	1	72	5	76	1
6-079A	3 - 5	520	90	40	211	13938	33	5	113	5	5	2184	1074	292	113	633	1	6	49	29	92	1
6-081A	3 - 5	251	21	30	97	6265	70	28	124	5	5	200	618	157	1	153	1	1	3	5	28	1
6-082A	3 - 5	437	2	87	217	22440	170	5	145	22	5	643	2881	162	21	660	1	6	34	25	41	1
6-084A	3 - 5	492	67	24	217	18561	31	5	162	5	5	515	2827	171	1	276	1	6	31	5	30	1
6-085A	3 - 5	461	86	169	530	67173	185	5	167	5	5	195	1475	88	1	178	1	1	25	5	34	1
6-086A	3 - 5	976	93	19	590	71574	42	5	180	80	5	690	2304	132	15	288	1	13	39	5	38	1
6-087A	3 - 5	442	113	60	465	30231	156	5	180	11	5	712	3476	145	1	896	1	13	39	5	23	1
6-088A	3 - 5	505	112	34	190	20478	65	148	187	5	5	831	3401	179	1	715	1	1	30	5	39	1
6-092A	3 - 5	495	70	51	471	30239	50	5	203	28	5	801	2848	210	22	425	1	7	31	5	48	1
6-093A	3 - 5	355	74	16	319	29337	41	5	203	5	5	414	918	177	15	392	1	15	3	5	40	1
6-095A	3 - 5	397	55	83	197	66051	136	5	216	135	5	66	1864	48	13	3	1	8	40	5	24	1
6-098A	3 - 5	355	49	164	757	60561	219	206	222	33	5	25	1759	49	1	12	1	7	33	5	11	1
6-100A	3 - 5	452	67	76	296	32764	152	5	227	5	5	977	2218	137	1	349	1	1	31	5	24	1
6-102A	3 - 5	391	51	58	254	22964	86	5	230	8	5	174	2074	153	1	303	1	1	12	5	40	1
6-103A	3 - 5	547	133	40	275	33165	73	5	233	5	5	744	1580	174	15	1101	1	6	42	5	38	1
6-104A	3 - 5	482	61	60	203	31850	77	5	234	50	5	780	2970	161	1	308	1	11	44	5	40	1
6-105A	3 - 5	473	66	93	319	33626	151	5	237	5	5	513	4888	168	1	373	1	13	63	5	37	1
6-107A	3 - 5	438	91	56	470	26175	105	5	251	5	5	700	3177	168	1	478	1	1	42	5	36	1
6-109A	3 - 5	593	76	39	553	26641	81	5	264	5	5	818	3253	193	19	415	1	8	30	5	45	1
6-112A	3 - 5	421	77	38	762	60605	78	5	279	57	5	307	1660	40	1	341	1	1	71	5	3	1
6-113A	3 - 5	776	116	114	505	77391	113	15	285	120	5	1394	1752	141	1	480	1	15	50	5	32	1
6-114A	3 - 5	754	111	44	919	76750	125	5	285	411	5	40	1078	89	1	3	1	1	53	5	30	1
6-116A	3 - 5	509	71	10	1126	104259	165	57	288	85	5	213	1587	47	1	77	1	18	53	5	8	1
6-117A	3 - 5	692	84	114	430	55553	57	49	289	384	5	654	1952	144	62	223	1	9	103	5	29	1
6-123A	3 - 5	350	87	35	238	26313	65	5	369	41	5	1167	949	162	14	629	1	1	60	5	31	1
6-125A	3 - 5	1180	130	125	1358	133282	247	79	374	288	5	5	859	68	1	3	1	7	30	5	30	9
6-127A	3 - 5	414	74	59	279	24186	108	32	389	15	5	808	2540	149	30	478	1	1	56	5	34	1
6-129A	3 - 5	523	74	159	1179	103225	235	158	474	5	5	45	1295	27	14	13	1	8	40	5	20	1
6-132A	3 - 5	1090	128	10	1603	135830	62	173	495	127	5	93	1060	127	15	11	1	23	46	5	45	9
6-133A	3 - 5	467	78	83	274	26435	119	5	581	5	5	384	4492	187	1	385	1	1	46	5	51	1
6-134A	3 - 5	595	86	32	239	14101	64	5	821	113	5	1202	2002	202	1	528	1	6	116	5	33	1
6-016A	6	247	71	42	197	10284	35	5	99	38	5	1279	3013	135	1	829	1	14	175	5	47	1
6-065A	6	387	21	12	97	7354	10	10	15	5	5	30	268	195	1	235	1	1	9	5	41	1
6-069A	6	200	58	19	119	6622	21	5	60	38	5	1073	4544	85	9	574	1	5	43	36	62	1
6-090A	6	510	78	63	303	34076	65	5	198	5	5	1796	2687	131	1	419	1	14	98	5	45	20
6-131A	6	606	10	10	1069	113627	10	5	494	5	5	198	634	224	1	217	1	8	57	5	44	23

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Таблица 3 – Химический состав пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры (по данным атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP - AES), ppm)

Образец	Порода	As	Bi	Cu	Mo	Ni	Pb	Se	Te	Zn
6-013A	1	<10	10	<10	<20	1200	<50	<20	<20	16
6-048A	1	71	10	25	<20	740	<50	<20	<20	61
6-001A	2	<10	<10	84	<20	64	<50	<20	<20	40
6-021B	2	19	<10	11	<20	<10	<50	<20	<20	100
6-024B	2	30	<10	56	<20	47	<50	<20	<20	32
6-027A	2	<10	<10	240	<20	<10	<50	<20	<20	40
6-028A	2	11	<10	580	<20	<10	<50	<20	<20	46
6-030A	2	23	<10	17	<20	<10	<50	<20	<20	32
6-042A	2	<10	<10	36	<20	<10	<50	<20	<20	44
6-043B	2	<10	170	260	<20	<10	<50	<20	<20	35
6-046A	2	22	<10	<10	<20	<10	<50	<20	<20	39
6-062A	2	<10	<10	180	<20	35	<50	<20	<20	70
6-063A	2	<10	<10	310	<20	<10	<50	<20	<20	42
6-064A	2	32	<10	27	<20	18	<50	<20	<20	47
6-002A	3	<10	<10	14	<20	52	<50	<20	<20	72
6-006A	3	<10	<10	<10	<20	42	<50	<20	<20	51
6-010A	3	<10	<10	<10	<20	54	<50	<20	<20	69
6-033A	3	<10	<10	<10	<20	28	<50	<20	<20	69
6-036A	3	5	<10	<10	<20	19	<50	<20	<20	44
6-047A	3	<10	<10	<10	<20	45	<50	<20	<20	82
6-049A	3	<10	<10	39	<20	71	<50	<20	<20	190
6-050A	3	<10	<10	12	<20	17	<50	<20	<20	45
6-044A	4	<10	<10	<10	<20	110	<50	<20	<20	93
6-026A	5	<10	<10	<10	<20	44	<50	<20	<20	80
6-023A	5	18	<10	19	<20	<10	<50	<20	<20	37
6-045A	5	<10	<10	<10	<20	<10	<50	<20	<20	16
6-060A	5	<10	<10	<10	<20	<10	<50	<20	<20	91
6-061A	5	47	<10	87	<20	130	58	<20	<20	92
6-016A	6	<10	<10	<10	<20	<10	<50	<20	<20	22
6-020A	6	<10	<10	<10	<20	<10	<50	<20	<20	27

- 1 – гипербазиты хюрсюльского комплекса AR₂h
 2 – габбро-долериты виетукалампинского комплекса AR₂v
 3 – вулканогенно-осадочные породы виетукалампинской свиты AR₂vt
 4 – вулканогенно-осадочные породы лоухиваарской свиты AR₂lh
 5 – вулканогенно-осадочные породы калаярвинской свиты AR₂ka
 6 – граносиениты Хаутаваарского массива AR₂ht