

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

*На правах рукописи*

**КОЛЯДИНА АНАСТАСИЯ ИГОРЕВНА**

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
ЗОЛОТО-УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КУОЛАЯРВИНСКОЙ  
СТРУКТУРЫ (СЕВЕРНАЯ 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,  
доцент Козлов Александр Владимирович

Санкт-Петербург – 2017

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	5
<b>1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КУУСАМО-ПАНАЯРВИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА</b> .....	12
1.1. Геологическая позиция Куусамо-Панаярвинского рудного района.....	12
1.2. Рудно-формационные типы золотого и золото-уранового оруденения Куусамо-Панаярвинского рудного района .....	17
1.2.1. Золото-кварцевый тип.....	20
1.2.2. Урановое оруденение в калиевых слюдяных метасоматитах .....	24
На современном этапе изученности территории оруденение данного типа.....	24
1.2.3. Комплексное оруденение в кварц-серицитовых метасоматитах.....	25
1.3. Закономерности размещения уранового и золото-уранового оруденения в пределах Куусамо-Панаярвинского рудного района .....	29
<b>2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ</b> .....	32
2.1. Аналитический обзор изученности Куоляярвинской структуры.....	32
2.2. Особенности геологического строения Куоляярвинской структуры .....	34
2.2.1. Тектоника .....	37
2.2.2. Стратиграфия.....	38
2.2.3. Интрузивный магматизм .....	45
2.2.4. Метаморфизм.....	66
2.2.5. Геологическое строение Au-U рудопроявлений (Лагерное, Озерное, Алакурти, Алим-Курсуярви) .....	68
<b>3. РУДОНОСНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ Au-U РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ</b> .....	79
3.1. Методика исследований .....	81
3.2. Стадийность образования карбонатно-щелочных метасоматитов Куоляярвинской структуры .....	82
3.2.1. Дорудная стадия .....	83
3.2.2. Синрудная стадия.....	88
3.3. Минералогия (вещественный состав) руд.....	101
3.3.1. Урановая минерализация .....	101
3.3.2. Селенидно-теллуридно-благороднометалльная ассоциация.....	108
3.3.3. Гипергенная минерализация.....	111
<b>4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ С ОНЕЖСКОЙ ДЕПРЕССИЕЙ, ПОЯСАМИ КУУСАМО, ПЕРАПОХИА</b> .....	113
4.1. Сравнительный анализ щелочных метасоматитов Куоляярвинской структуры и Онежской депрессии.....	113

4.2. Сравнительная характеристика комплексного золото-уранового оруденения Онежской, Куолярвинской, Перапохиа, Куусамо структур .....	119
4.3. Закономерности размещения золото-уранового оруденения .....	137
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	141
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	144
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ 1</b> .....	156
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ 2</b> .....	158

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ**

Act – актинолит	Kls – клаусталит
Ag – серебро	Ml – мелонит
Alb – альбит	Mrz – марказит
Alt – алтаит	Mt – магнетит
Amf – амфибол	Mo – молибденит
Ank – анкерит	Monz – монзонит
Ap – апатит	Nas – настуран
Arz – арзакит	Phl – флогопит
Au – золото	Pl – плагиоклаз
Br – браннерит	Pux – пироксен
Bt – биотит	Pu – пирит
Calz – кальцит	Q – кварц
Carb – карбонат	Rosk – роскоэлит
Cl – хлорит	Sc – скаполит
Cp – халькопирит	Tht – торит
Cr-Fen – хромфенгит	Tl – тальк
Dfs – делафоссит	Tu – тюямунит
Eg – эгирин	Url – уралит
Fen – фенгит	Ur – уранинит
Gal - галенит	Zo – цоизит
Kaz – казолит	

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы исследования.** Куолярвинская структура - это единственная площадь на территории Карелии, куда с пограничной территории Финляндии прослеживаются вулканогенно-осадочные комплексы с золото-урановым оруденением раннепротерозойского возраста. Сопредельные Куолярвинской структуре пояса Куусамо, Перапохиа, Киттиля имеют высокий промышленный потенциал. Они вмещают мелкие и средние золотые и комплексные (Fe-Co-Au-U) месторождения, а также крупное месторождение золота Суурикуусико, группу золото-урановых месторождений Ромпас, с ежегодной добычей - 5-8 тонн золота [94]. В пределах Куолярвинской структуры выявлено только единственное месторождение золота Майское и ряд рудопроявлений золота и урана. Подобное резкое различие в рудоносности смежных зеленокаменных поясов может быть вызвано как недостаточной изученностью Куолярвинской структуры, так и отличиями в их геологическом развитии. Структурно-вещественный анализ Куолярвинской структуры необходим для выявления ее рудного потенциала, совершенствования методов прогнозирования, поисков и оценки золото-урановых месторождений, подобных промышленным объектам Финляндии.

**Степень разработанности исследуемого направления.** Куолярвинская структура имеет долгую историю изученности, начиная с 1950 г. В 1981 г. было открыто мелкое месторождение золота Майское. Наиболее эффективным с точки зрения поисков уранового оруденения является этап с 1977 по 1981 гг., когда специализированными работами ПГО «Невскгеология» было выявлено большое количество рудопроявлений урана. Несколько десятилетий рудные объекты в различных аспектах изучались специалистами ФГБУ «ВСЕГЕИ», СПбГУ, ИГЕМ РАН, ФГБУ ВИМС, ГП «Невскгеология», ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», АО «Северо-Западное ПГО». Значительный вклад в изучение геологического строения и металлогении Куолярвинской структуры внесли Воинов А.С., Полеховский Ю.С. [9,10, 54], Турченко С.И. [60, 61, 62], Минц М.В. [50],

Глебовицкий В.А. [15], Куликов В.С. [42, 43], Куликова В.В. [41], Кулешевич Л.В. [38, 40] и другие исследователи Карело-Кольского региона. Изучению рудной минерализации и связанных с ней метасоматитов в пределах Куоляярвиснской структуры посвящены работы Калинина А.А. [26-29], Войтеховского Ю.Л. [11, 12], Сафонова Ю. Г [56], Вольфсона А.А. [14, 15] и других исследователей. На современном этапе многие урановые объекты приобрели статус золото-урановых рудопроявлений. Однако вопрос перспективности Куоляярвинской структуры на выявление мелких и средних золото-урановых месторождений, подобных финским, по-прежнему остается актуальным.

**Цель работы.** Выявление закономерностей проявления золото-урановой минерализации в пределах Куоляярвинской структуры и их сопоставление с особенностями размещения промышленной рудной минерализации смежных районов Финляндии.

**Задачи:**

1. Анализ закономерностей размещения золото-урановой минерализации Карелии и смежных районов Финляндии по опубликованным и фондовым материалам.
2. Уточнение условий локализации золото-урановых рудопроявлений Куоляярвинской структуры.
3. Изучение состава руд и околорудных метасоматитов.
4. Определение последовательности и стадийности образования рудоносных минеральных ассоциаций.
5. Сравнительный анализ щелочных метасоматитов Куоляярвинской и Онежской структур.
6. Сравнительный анализ структурно-вещественных особенностей Куоляярвинского прогиба со структурами Куусамо, Перапохиа, Онежской на локальном и региональном уровнях.
7. Выявление пространственных и временных взаимоотношений золота и урана в рудных метасоматитах.

***Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора.*** В основу работы положен собранный автором в ходе геологосъемочных работ в пределах Куолаярвинской и Онежской структур геологический и каменный материал, а также результаты анализа и обобщения авторской геологической документации, фондовых и опубликованных данных по рассматриваемому району. Автором собрана коллекция руд, метасоматитов и вмещающих пород, насчитывающая порядка 150 образцов. Были изучены коллекции вмещающих и метасоматических пород АО «Северо-Западное ПГО» и ФГБУ «ВСЕГЕИ». Исследование каменного материала основано на комплексном минералогическом петрографическом изучении гидротермально-метасоматических образований и исходных пород. Выделение типов метасоматически преобразованных пород производилось посредством петрографического изучения прозрачных шлифов изменённых и исходных горных пород в количестве 400 штук на оптическом микроскопе Leica DM2700 P. Порядка 100 препаратов были предоставлены АО «Северо-Западное ПГО», 30 препаратов предоставлены сотрудниками отдела урановых месторождений и геоэкологии ФГБУ «ВСЕГЕИ», порядка 100 препаратов для изучения метасоматических пород на месторождениях Падминской группы были предоставлены ФГУ «ТФГИ по СЗФО». Дополнительная диагностика минералов проводилась с использованием метода рамановской спектроскопии на приборе Invia Reflex фирмы Renishaw (Горный университет, аналитик Е.А. Васильев). Минераграфическое и микронзондовое исследование аншлифов (20 штук) и прозрачно-полированных шлифов (40 штук) для анализа последовательности образования минералов, выявления закономерностей локализации и определения состава золоторудной минерализации произведено на оптическом микроскопе Leica DM2700 P и на сканирующем электронном микроскопе модели CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.) (ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Грузова Е.Л.). Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным методом (XRF) в ЦАЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (аналитик Цимощенко

Б.А). Для определения состава РЗЭ и редких элементов был использован масс-спектрометрический метод с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦАЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Анализ выявленных в ходе исследования минералогических, петрографических и геолого-структурных особенностей проявления рудной минерализации позволил описать стадийность рудно-метасоматического процесса, в рамках которой определена позиция золотого и уранового оруденения.

***Защищаемые положения:***

1. Комплексное золото-урановое оруденение в пределах Куолярвинской структуры приурочено к участкам проявления многостадийного метасоматоза с последовательным развитием двух главных стадий: 1) дорудных натровых метасоматитов (альбититов), в зонах объемного катаклаза, 2) синрудных альбит-карбонатных, альбит-хлоритовых, анкеритовых метасоматитов в зонах катаклаза и брекчирования и рудоносных кварцевых жил.

2. В зонах проявления второй стадии метасоматического процесса последовательно образованы два типа рудной минерализации: ранняя молибден-урановая в альбит-карбонатных метасоматитах и поздняя селенидно-теллуридно-золоторудная с анкеритовыми прожилками выполнения в альбититах и альбит-карбонатных метасоматитах.

3. Широкое развитие альбитизации в пределах разломных зон Куолярвинской, Онежской, Куусамо и Перапохиа структур, проявление скаполитизации в карбонат-альбитовых метасоматитах и повышенное содержание хлора в биотите, актинолите, уранините и апатите указывают на важную роль древних эвапоритовых толщ в золото-урановом рудогенезе.

***Научная новизна.*** Установлена последовательность рудно-метасоматического процесса в пределах Куолярвинской структуры и закономерная связь урановой и



золотой минерализации с определенными стадиями его проявления. Выявлены минералого-геохимические признаки участия древних эвапоритов в золото-урановом рудогенезе.

***Практическая значимость.*** Установленная закономерная связь золото-уранового оруденения с определенными типами более широко проявленных метасоматитов может способствовать повышению эффективности геолого-поисковых и геологоразведочных работ на рудное золото в пределах Куолаярвинской структуры.

***Апробация и реализация результатов работы.*** Основные положения диссертационной работы докладывались на российских и зарубежных конференциях: «55-ая Международная Научная Конференция на базе Краковской горно-металлургической академии» (Краков, Польша, 2014), VIII Российско-Германская сырьевая конференция (Горный университет, 2015), Конференция молодых ученых «Freiberg-St.Petersburg Colloquium of young scientists», (Фрайбергская Горная академия, Фрайберг, Германия, 2015), Конференции «VI и VII Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (ИГЕМ РАН, Москва, 2016, 2017), Научная конференция «Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (Институт геологии Карельского НЦ РАН Петрозаводск). По теме научно-квалификационной работы автором опубликовано 3 статьи и 4 тезисов докладов, в том числе 3 статьи в журналах из списка ВАК.

***Структура и объём работы.*** Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения. Объём работы составляет 159 страниц, она содержит 11 таблиц, 63 иллюстрации; 2 приложения; список использованной литературы включает 114 наименований. Защищаемое положение № 1 и № 2 раскрыты в главах № 2 и № 3, положение № 3 - в главе № 4.

В ***первой главе*** охарактеризованы геологическое строение, известные геолого-промышленные типы золото-уранового оруденения Куусамо-Панаярвинского

рудного района и закономерности их размещения. Во *второй главе* рассмотрено геологическое строение Куолярвиснской структуры и золото-урановых рудопоявлений. В *третьей главе* приведено минералого-петрографическое описание гидротермально-метасоматических образований, их стадийности и рудоносности. *Четвертая глава* содержит сравнительную характеристику золото-уранового оруденения Куолярвиснской, Онежской, Перапохиа и Куусамо структур; закономерности размещения золото-уранового оруденения в пределах Куолярвиснской структуры.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н. А.В. Козлову за его ценные консультации, помощь и поддержку в подготовке диссертации.

За возможность участвовать в полевых работах и помощь в сборе полевых материалов автор выражает благодарность руководству АО «Северо-Западное ПГО» – управляющему директору О.В. Васину, заместителю генерального директора – главному геологу В.А. Житникову, начальнику геологического отдела А. С. Рудому, начальнику геологосъемочной партии В.И. Михайлову, заместителю начальника Департамента по недропользованию по СЗФО Е.А. Боталовой. Многолетние полевые исследования осуществлялись совместно с сотрудниками АО «Северо-Западное ПГО», которым автор признателен за помощь и содействие. Отдельную благодарность автор выражает сотрудникам отдела урановых месторождений и радиоэкологии ФГБУ «ВСЕГЕИ» за профессиональные советы и предоставление коллекции препаратов метасоматических пород; куратору петрографического музея СПбГУ Е.В. Путинцевой за ценные консультации и помощь в получении коллекции препаратов ФГУ «ТФГИ по СЗФО».

Значительную помощь в проведении лабораторных исследований оказали Е.Л. Грузова (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), к.г. - м.н. Е.А. Васильев (Горный университет), к.г. - м.н. В.И. Леонтьев (Горный университет), к.г. - м.н. Я.Ю. Бушуев (Горный университет), И.О. Лебедев (Горный университет) – всем автор выражает

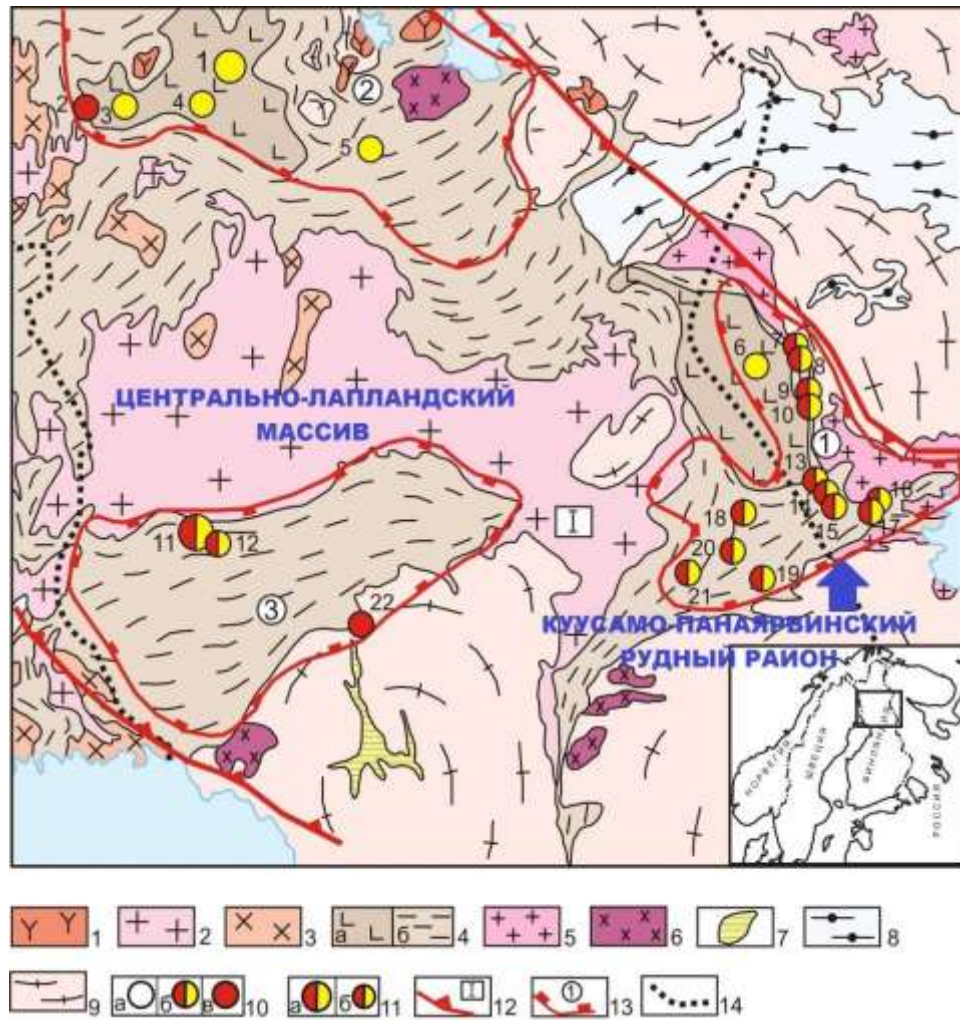
искреннюю благодарность. Автор душевно благодарит Е.Н. Колядину за постоянную моральную поддержку.

## **1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КУУСАМО-ПАНАЯРВИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

### **1.1. Геологическая позиция Куусамо-Панаярвинского рудного района**

Куусамо-Панаярвинский рудный район расположен в северо-восточной части Финляндии и простирается на территорию России, занимая северо-запад Карелии и юго-запад Мурманской области. Куусамо-Панаярвинский рудный район является частью Восточно-Карельской структурно-металлогенической зоны, объединяющей раннепротерозойские зеленокаменные пояса (Кителя, Куусамо, Кеми) и Центрально-Лапландский гранитоидный массив (рис.1.1., рис.1.2.). Восточно-Карельская структурно-металлогеническая зона включает три рудных района (Куусамо-Панаярвинский, Кителя-Сирку, Кеми-Торнио), специализированных на золотое и золото-урановое оруденение. Куусамо-Панаярвинский рудный район обладает высоким рудным потенциалом и содержит большое число рудопроявлений урана (Юума, Поронтима, Уунииниemi), золота и урана (Юомасуо, Коуверваара, Озерное, Лагерное и другие), мелких месторождений и проявлений золота (Майское, Сайнаяваара и другие) различных рудно-формационных типов, рудопроявлений платинометалльного и медного оруденения [101].

В геологическом отношении Куусамо-Панаярвинский рудный район является специфической областью Феноскандинавского щита, располагающийся в зоне контакта Беломорского блока и Карельского кратона. В состав Куусамо-Панаярвинского рудного района входят раннепротерозойские зеленокаменные пояса: субмеридиональная Куоляярвинская и субширотные Куусамо и Панаярвинская структуры, разделенные государственной границей России с Финляндией (рис.1.1.). Куоляярвинская ветвь прослеживается в север-северо-западном направлении на расстояние более 80 км, при ширине порядка 50 км и представляет собой авлакоген, прошедший рифтогенную стадию [19]. Куусамо-Панаярвинская ветвь прослеживается с запада на восток на расстояние более 150 км, от бассейна реки Livojoki в Финляндии до озера Ципринга в России. Она имеет асимметричное строение и является авлакогеном - синклинорием [93].



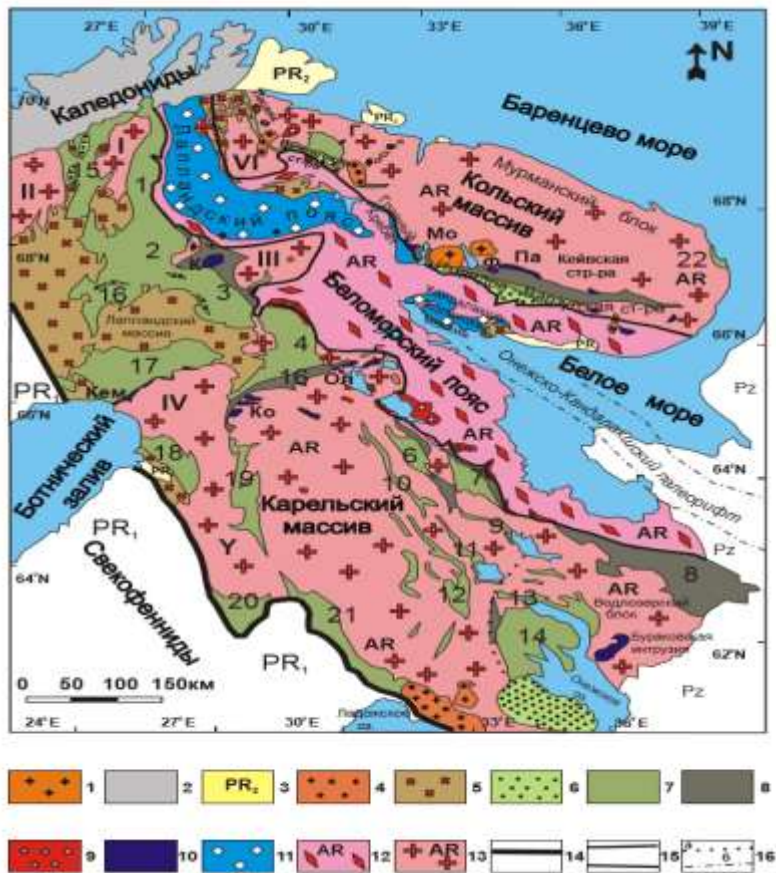
**Рис. 1.1. Положение Куусамо-Панаярвинского рудного района в региональных структурах [101]:** 1–4 – ранний протерозой: 1 – граниты, гранодиориты, кварцевые монзониты, 2 – граниты, пегматиты, 3 – гранодиориты, тоналиты, граниты, монзониты, 4 – толеитовые базальты, риолиты, кремнистые сланцы, прослои железистых кварцитов (а), черные сланцы, грауваки, кварциты, песчаники, аркозовые песчаники, конгломераты, гравелиты (б); 5–9 – архей: 5 – граниты, пегматиты, 6 – граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, 7 – коматииты, базальты, андезиты, 8 – слюдяные сланцы и гнейсы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, 9 – тоналиты, тронджемиты, гранодиориты; 10, 11 – рудные объекты: 10 – месторождения и рудопроявления золота (а), золота и урана (б), урана (с), 11 – крупные месторождения (а), мелкие месторождения и рудопроявления (б); 12, 13 – металлогеническое районирование: 12 – Восточно-Карельская структурно-металлогеническая зона, 13 – рудные районы: 1 – Куусамо-Панаярвинский (Au, U), 2 – Киттелля-Сиркку (Au), 3 – Кеми-Торнио (Au, U, Cu); 14 – государственная граница. Рудные объекты: 1 – Суурикуусикко; 2 – Пахтавуома; 3 – Саатапора; 4, 5 – Пахтаваара; 6 – Майское; 7 – Алим-Курсуярви; 8 – Алакурти; 9 – Озерное; 10 – Лагерное; 11 – Ромпас; 12 – Палокас; 13 – Альбит; 14 – Хейкинярви; 15 – Мянтуйоки; 16 – Ляппеля; 17 – Корпела; 18 – Сувалампи; 19 – Юомасуо; 20 – Конттиахо; 21 – Коуверваара; 22 – Кухонки.

В раннем протерозое на границе Балтийского щита и Русской плиты закладывается Беломоро-Лапландская рифтовая структура. Наличие двух возрастных групп расслоенных интрузивов - 2500 млн. лет и 2430-2440 млн. лет свидетельствует о дальнейшем ее развитии как трехлучевой рифтогенной структуры. В пределах Карельского плеча рифта образуются два сводовых поднятия, соответствующие

областям подъема аномальной мантии. На участках максимального воздымания сводов формируются протяженные зоны растяжения, к которым приурочено внедрение двух комплексов расслоенных интрузивов – Бураковско-Монастырского на юге и Койлиσμαа-Олангского на севере [19, 71]. Их рудноэлементный состав – типично мантийный, относится к ультрамафит-мафитовому ряду (Ni, Cu, Cr, Au, МПГ, Ti, V). Водлозерско – Сегозерское сводовое поднятие реконструируется по наличию продольного (угол  $4^\circ$ ) и поперечного склонений Бураковского плутона (рис. 1.3.), имеющего большую протяженность – 50 км. Ширина свода 250-300км, протяженность на северо-запад – 350 км. Он имеет клиновидную форму, сужающуюся в направлении Лехтинской структуры, и унаследует контуры площади, ограниченной Водлозерско – Сегозерским и Сумозерско – Кенозерским зеленокаменными поясами лопия. Эта реконструкция позволяет обосновать наличие на северо-западе Карелии еще одного сводового поднятия, занимающего зеркально-отраженное положение относительно вышеописанного и начинающегося с Шомбозерской впадины [62]. В пределах области максимального воздымания размещается Койлиσμαа – Олангская группа расслоенных интрузивов. Внедрение расслоенных интрузивов приурочено к участкам с максимальной амплитудой поднятия и, как следствие, наиболее глубоко эродированным, где обнажены блоки древних пород – серых гнейсов (Водлозерский и Тавоярвинский). При формировании поднятий синхронно с ними образуются две межсводовые впадины - Лехтинская и Шомбозерская (рис. 1.3.).

Для сводов характерен плутонический магматизм с интервалом внедрения интрузивов 2440-2431 млн. лет, для впадин – кислый вулканизм дацит-риолитовой формации калиевой серии – 2446-2431млн. лет [59]. Изложенная последовательность эндогенных событий отнесена к собственно рифтовому этапу. Второй, ятулийско-людиковийский этап карельского цикла проявился после региональной пенепленизации и образования дюятулийских кор выветривания в связи с активизацией

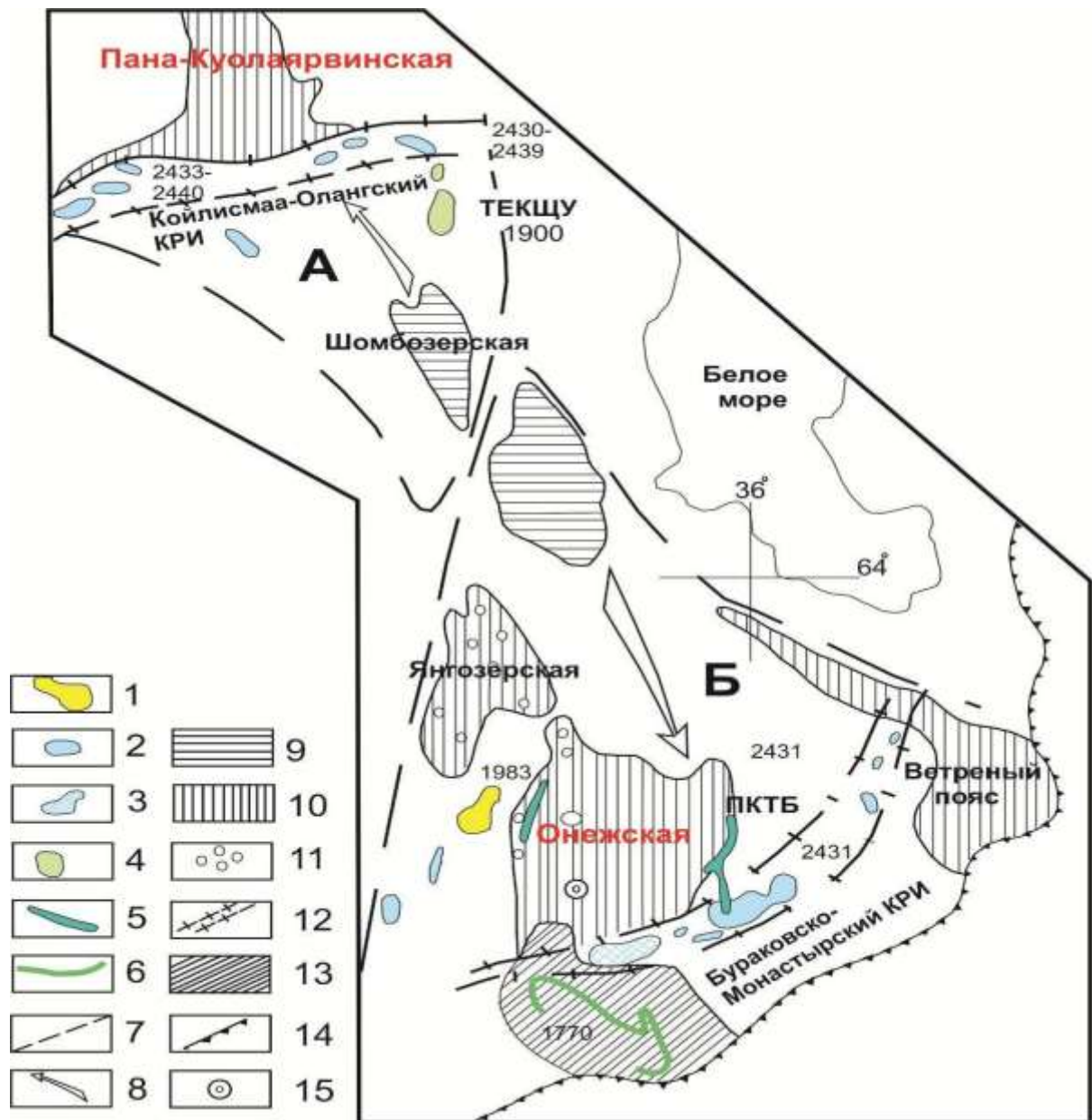




**Рис. 1.2.** Схема расположения зеленокаменных поясов раннего протерозоя России и Финляндии [58, 70]. 1 – девонские интрузии, 2 – каледониды, 3 рифейский чехол, 4 – постскладчатые и анорогенные интрузии (1,8-1,55 млрд.лет), 5 – синскладчатые гранитоиды (1,9-1,8 млрд.лет), 6-8 – карельский комплекс: 6 – калевий, 7 – ятулий-сариолий, 8 – сумий, 9 – доскладчатые граниты (2,5-2,4 млрд.лет), 10 – расслоенные интрузии, 11 – гранулиты Лапландского пояса (2,6-1,8 млрд. лет), 12 – мигматит-амфиболитовый комплекс Беломорского пояса (3,0-1,8 млрд.лет), 13 – гранито-гнейсы и зеленокаменные пояса (нерасчлененные) архейского докарельского фундамента, 14 – граница свекофенской и Карело-Кольской геотектонических провинций – контур провинций, 15 – контур Лапландско-Беломорского подвижного пояса,

16 – границы: а – древнейшего блока земной коры (Водлозерского), б – Онежско-Кандалашского палеорифта. Архей: I – Яргул, II – Кируна, III – Савукоски, IV – Подосярви, V – Иисалми, VI – Инари. Рифтогенные структуры: 1 – Карасюк, 2 – Киттиля, 3 – Салла, 4 – Пана-Куоляярвинская, 5 – Кукаозерская, 6 – Шомбозерская, 7 – Лехтинская, 8 – Ветренный Пояс, 9 – Выгозерский, 10 – Чирко-Кеми, 11 – Сегозерская, 12 – Селецкая, 13 – Медвежегорская, 14 – Онежская, 15 – Каутокейна, 16 – Куусамо, 17 – Перапохиа, 18 – Похинмаа, 19 – Кайнуу, 20 – Саво, 21 – Янис-Ярвинская, 22 – Усть-Понойская. Расслоенные массивы: Г – горы Генеральской, Мо – Мончегорский, Ф – Федоровский, Па – Панский, Ол – Олаганский группы, К – Койтелайнен, Ко - группа Койлисамаа, Кем – группа Кеми.

глыбовых движений. Он характеризуется формированием продуктов толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой вулканических формаций и осадконакоплением, свидетельствующим о палеофациальных обстановках мелководных замкнутых бассейнов. В ятулийское время вдоль главной оси сумийского рифта за счет сокращения площадей сводов закладывается серия прогибов – авлакогенов [19]. Важной особенностью людиковийского этапа авлакогеновых впадин является развитие углеродсодержащей формации, специализированной на золотое и платинометалльное оруденение. Свекофенский тектоно-магматический этап (1,95—1,65 млрд. лет) характеризуется проявлением регионального метаморфизма, складчатости, широким



**Рис. 1.3.** Схема образования сводов и впадин на стадиях заложения и активизации рифта. Отрисовано по материалам Трофимова Н.Н., Щипцова В.В., Голубева А.И. [59, 70, 71]. 1 – Семчинский дифференцированный плутон габбродиоритовой формации (лопий); 2 – комплекс расслоенных интрузивов рифтогенного этапа (сумий): Бураковско-Монастырский (БМКРИ) и Койлисмаа-Олангский (КОКРИ); 3 – положительная гравиметрическая Петрозаводская аномалия, сопоставляемая с БМКРИ; 4 – Тикше-Еletzозерский плутонический комплекс щелочно-ультраосновой формации (ТЕКШУ) – людиковий; 5 – Пудожгорский комплекс дифференцированных пластовых интрузивов толеит-базальтовой формации (ПКТБ) – людиковий; 6 – Ропручейский силл толеит-базальтовой формации – вепсий; 7 – рифтовые сводовые поднятия (сумий): А – Пяозерско-Тикшеозерское; Б – Водлозерско-Сегозерское; 8 – направление воздымания сводов; 9 – межсводовые рифтовые впадины: Лехтинская и Шомбозерская – сумий; 10 – пострифтовые впадины (авлакогены): Онежско-Янгозерская; Пана-Куолаярвинская – ятулий-людиковий; перикратонный прогиб Ветренный Пояс с пострифтовой активизацией; 11 – основные области накопления продуктов сариолийских кор выветривания – кварцевых конгломератов и гравелитов; 12 – зоны растяжения в апикальных частях сводов; 13 – свекофенские континентальные красноцветы (аркозовые кварцитопесчаники) – вепсий; 14 – граница Русской платформы (фанерозой); 15 – параметрическая скважина.



развитием в поясе Куусамо постороженных плагиомикроклиновых гранитов (Центрально-Лапландский гранитоидный массив), а также интрузий основного и ультраосновного состава, палеозойских массивов ультращелочных пород и карбонатитов [92, 97]. Широкий возрастной диапазон интрузий (от архея до палеозоя) свидетельствует о неоднократной тектоно-магматической активизации.

*Куусамо-Панаярвинский рудный район содержит богатую ассоциацию золоторудных, урановых и комплексных месторождений и рудопроявлений, в основной части представленных в поясе Куусамо. В геологическом плане Куусамо-Панаярвинская структура является специфической раннепротерозойской областью, прошедшей длительную эволюцию от этапа рифтогенеза до свекофенской орогении. В разрезе структуры присутствуют углеродистые породы, сопоставимые с черносланцевой толщей Онежской структуры в Южной Карелии. Широкое распространение раннепротерозойских интрузий основного и кислого состава создают благоприятную обстановку для локализации оруденения разных типов.*

## **1.2. Рудно-формационные типы золотого и золото-уранового оруденения Куусамо-Панаярвинского рудного района**

Рудоносность района определяется локализацией в его пределах большого числа рудопроявлений урана и золота и комплексных (Fe, Co, Au, U) месторождений. Большинство золоторудных месторождений Финляндии отнесено к орогенному мезотермальному типу [97]. Комплексные (Fe, Co, Au, U) месторождения структур Куусамо, Перапохиа, Лапландского пояса финскими геологами были охарактеризованы как включающие в себя черты орогенных и месторождений с атипичными минеральными ассоциациями (Юомасуо) [73]. Иващенко В.И. и Голубев А.И. относят месторождение Майское и подобные ему рудопроявления золота Куолярвинской структуры к орогенному мезотермальному типу [23, 24]. Орогенные события в Куусамо-Панаярвинской структуре происходили

в раннем протерозое и сопровождались деформациями и метаморфизмом пород, формированием гранитоидов.

Тип орогенных золоторудных месторождений был выделен Д. И. Гровсом для месторождений, формирующихся из метаморфогенных и магматогенных гидротермальных растворов при аккреционных и коллизионных событиях [79, 80]. Орогенные золоторудные месторождения размещаются в аккреционных террейнах, контролируются в пределах зон сдвиговыми дислокациями глубинного заложения и разделяются по фациям глубинности на: гипозональные, мезозональные и эпизональные (рис. 1.4.) [25, 64, 78].

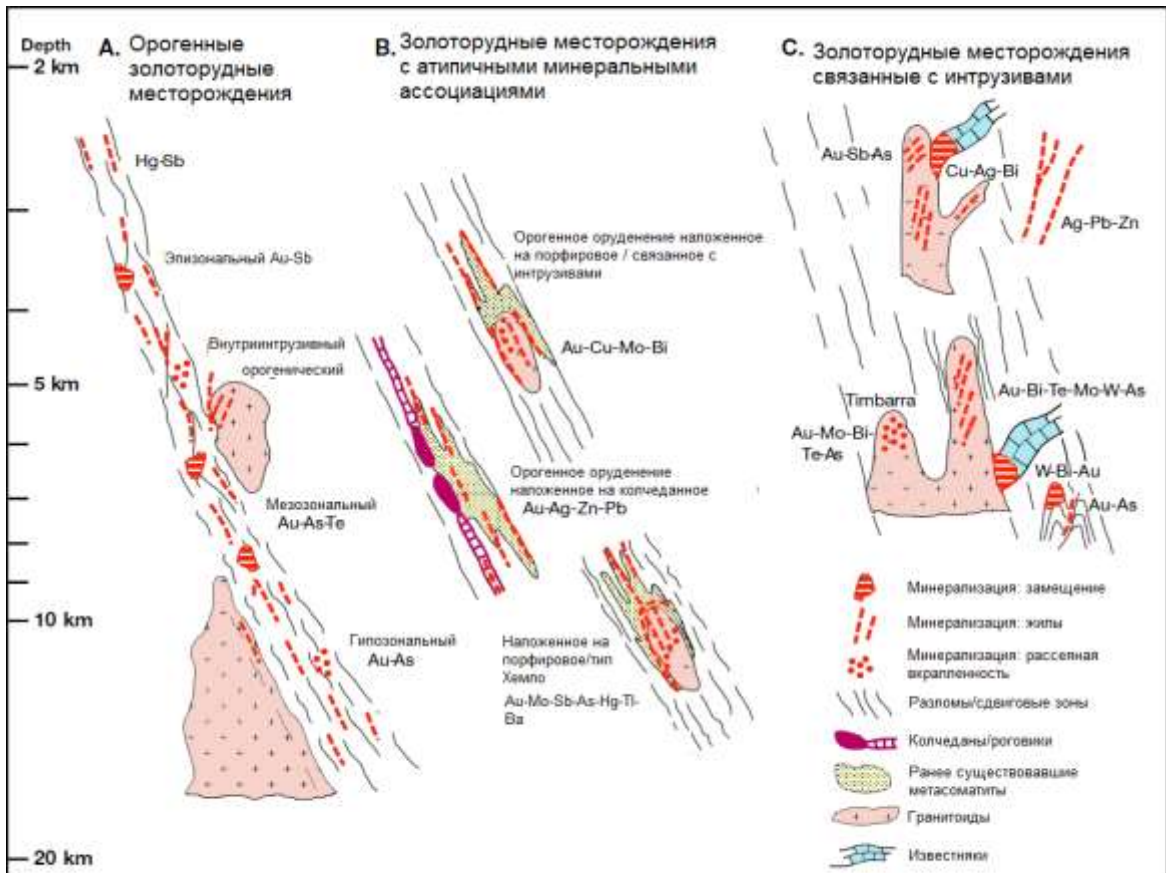


Рис. 1.4. Обобщенные модели строения орогенных золоторудных месторождений [76, 78, 79].

Многие из них относятся к крупным и суперкрупным мировым месторождениям (Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли – Западно-Австралийский кратон и др.). Выделение орогенного

мезотермального типа в классификационно-генетической терминологии вызвано, главным образом, с целью достижения взаимопонимания с финскими геологами, широко использующими данный термин при типизации золоторудных месторождений Финляндии.

Раннепротерозойские орогенные месторождения золота Балтийского щита обладают общими признаками, типичными для всех орогенных месторождений: локализация в зонах разломов; связь с орогенным метаморфизмом и магматизмом (дайки порфиров и порфиристов, штоки и плутоны преимущественно диоритового и гранодиоритового состава); локализация их в мафических вулканитах, интрузивных и осадочных породах приблизительно одинаковая; широкое распространение не только типовых метасоматитов, возникающих при березитизации, пропицитизации, альбитизации, хлоритизации и сульфидизации, но и при таких специфических процессах, как актинолитизация и биотитизация. Спецификой также является то, что большинство месторождений приурочено к метаморфитам амфиболитовой фации, а не зеленосланцевой [77]. Характерен своеобразный минеральный состав и их геохимические особенности: Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Te, W, S, Co - основные элементы руд [4]. Это нашло отражение и в минеральном составе руд, где преобладают минералы железа: пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит и леллингит, а также сфалерит (Fe более 6 %), а также галенит, кобальтин, пентландит, тетраэдрит, ауристобит, мальдонит, самородные Bi, Sb, Ag, теллуриды Bi, Pb, Fe, Ni, золото (как правило, дискретной пробыности - преобладает высокая - 1000-900, но есть и низкая - 300-700 ‰), серебро, реже селениды, костибит. Из жильных минералов типоморфны амфиболы, кварц, альбит, турмалин, биотит, хлорит. [22] То есть минералогия не совсем типичная для орогенных фанерозойских месторождений. Оруденение формировалось из достаточно высококонцентрированных флюидов (более 10 экв. % NaCl при повышенном давлении более 2 кбар) [1]. Главная роль в формировании орогенных месторождений отводится свекофенскому гранитоидному магматизму, метаморфо-

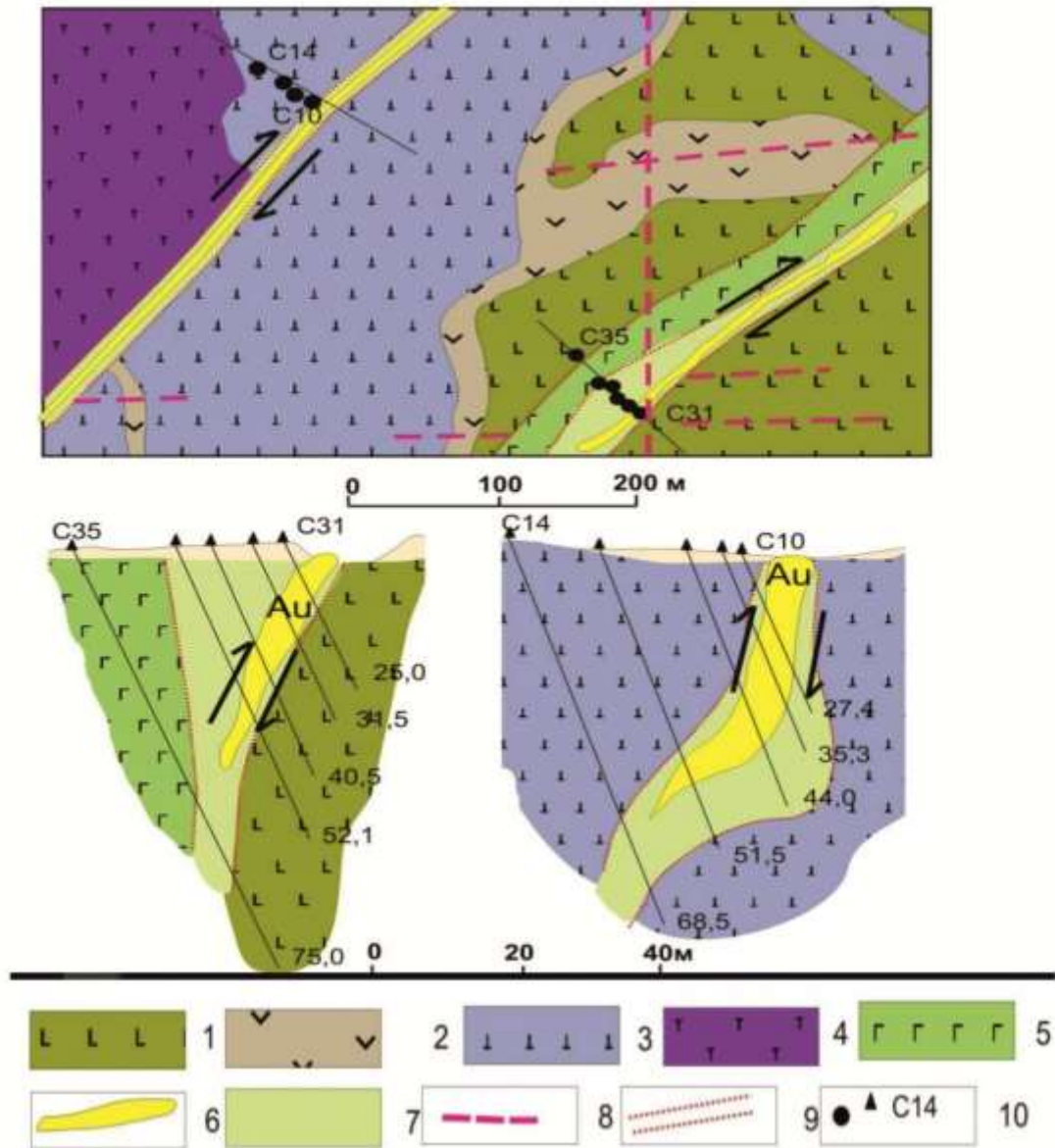
метасоматическим процессам в сдвиговых зонах или их последовательному совокупному воздействию [24].

Для более детального анализа комплексных месторождений золота и урана Куусамо-Панаярвинского рудного района будут рассмотрены следующие рудно-формационные типы:

- 1) золото-кварцевый;
- 2) урановый в калиевых слюдяных метасоматитах (1,95 млрд. лет [111]);
- 3) комплексное оруденение (Fe, Co, Au, U) в кварц-серицитовых метасоматитах и карбонатным брекчиях.
- 4) урановый с золотом в альбит-карбонатных и карбонатных метасоматитах (1,75 млрд. лет [27]). Этот рудно-формационный тип будет описан на примере рудопроявлений Лагерное, Озерное, Алим-Курсуярви и Алакурти в главе 2 (п. 2.2.5.).

### **1.2.1. Золото-кварцевый тип**

Этот рудно-формационный тип представлен многочисленными проявлениями золота (Кайралы, Аухти и другие) и единственным мелким месторождением Майское, которое является эталонным объектом данного типа для Куоляярвинской структуры [12]. *Месторождение Майское* было открыто в 1981 году Мурманской экспедицией СЗТГУ при проведении поисковых работ на медь и никель [104]. Оно расположено в центральной части Куоляярвинской структуры и приурочено к субмеридиональной сдвиговой зоне. Вмещающими породами являются базальты и андезиты апаярвинской свиты, туфы, туфосланцы кайларской свиты людиковия, интродуцированные силлами и дайками габбродолеритов и силлами ультрабазитов. Месторождение представлено двумя параллельными системами крутопадающих золотоносных кварцевых жил. Жилы имеют мощность от 5 до 10 м и расположены в 240–250 м друг от друга, в лежащем борту калевийских даек, секущих досвекофенские комплексы (рис.1.5). Зоны разломов, контролирующие жилы, выполнены метасоматическими породами и вместе с рудными телами составляют



**Рис. 1.5.** Схема геологического строения золоторудного месторождения Майское по [23, 111]: 1 – metabазальты; 2 – туфосланцы; 3 – metabазальты меланократовые; 4 – апопироксенитовые породы; 5 – метагаббро; 6 – золотоносные кварцевые жилы; 7 – катаклазиты и бластокатаклазиты (метасоматиты березит-пропилитового и гумбеитового ряда в сдвиговой зоне); 8 – тектонические нарушения; 9 – контуры околожильных метасоматических изменений; 10 – пробуренные скважины.

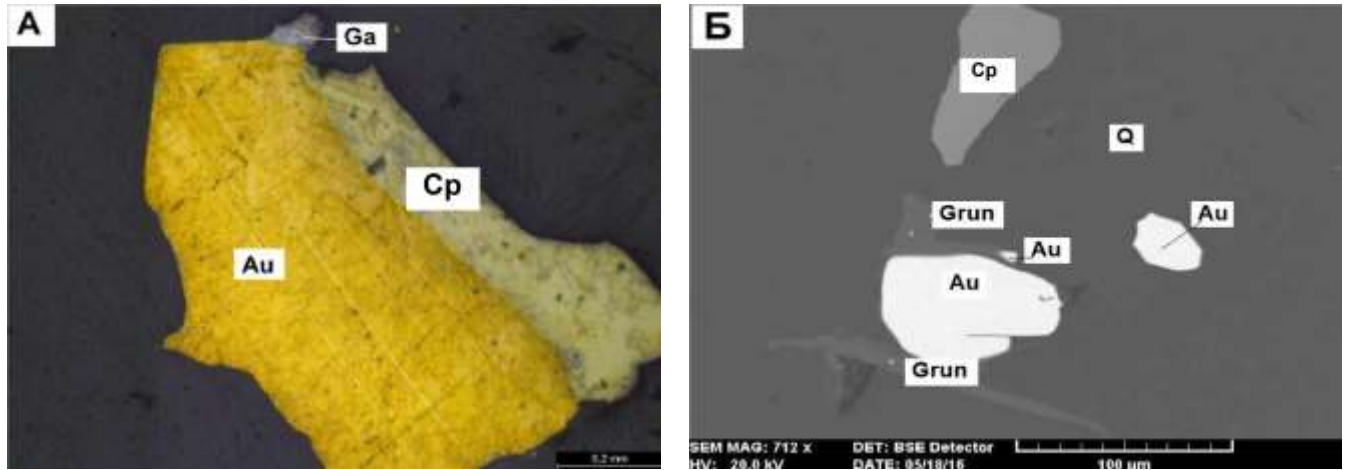
рудно-метасоматические зоны. Согласно Ю.Г. Сафонову, метасоматические преобразования пород происходили в два этапа, разделенных значительным промежутком времени [56]. К первому относится пропилитизация и магнизиальной метасоматоз, ко второму – гумбеитизация и отложение золото-сульфидной минерализации [14]. Время проявления метасоматических процессов оценено Rb-Sr и K-Ar методами по продуктам выделенных фаз: пропилитизация - около 1800 млн.

лет; магнезиальный метасоматизм - 1700-1600 млн. лет; гумбеитизация - 1400 млн. лет [56]. Первый этап включает объемную пропилитизацию, охватившую породы в пределах всего рудного поля и завершившуюся формированием системы кварц-эпидотовых и кварц-биотитовых прожилков, и более локальные магнезиальные изменения, проявленные вдоль рудоконтролирующих структур [66]. Во время первого этапа были сформированы тела жильного кварца в зонах рудовмещающих разломов, а также многочисленные кварцевые прожилки в окружающих метасоматических породах. Второй этап начинался с процесса гумбеитизации, который развивался внутри ореола магнезиальных метасоматитов в виде тонких прожилков. Гумбеитизация без видимого перерыва сменялась отложением ранней сульфидной ассоциации, а затем формированием золотой минерализации. Детальным опробованием на месторождении оконтурено восемь рудных тел размерами от (0,1x0,5) м до (43x3–5,5) м [103].

Предполагается, что пропилитизация и магнезиальный метасоматоз контролируются сдвиговыми деформациями, рассланцеванием и связаны с активностью базитового магматизма. Гумбеитизация и оруденение, возможно, генетически связаны с коровым гранодиоритовым магматизмом. По данным гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 в районе месторождения Майское предполагается наличие нескрытого эрозией гранитоидного массива на глубине 1-1,5 км от поверхности [15]. Выявленные на месторождении Майское гумбеиты также характерны и для постгранитного гидротермального процесса.

Процесс минералообразования протекал в течение одной золото-грюнерит-сульфидной стадии, в рамках которой образовались четыре минеральные ассоциации: грюнерит-сульфидная, клаусталит-раклиджит-мелонитовая, кобальтин-костибит-пентландитовая и золото-кварцевая. Формирование поздней золото-кварцевой ассоциации отделено от предшествующих ассоциаций локальными внутриминерализационными подвижками. Содержание рудных минералов (халькопирит, пирит, кобальтин, кубанит, галенит, галено-клаусталит, сфалерит,

гринокит, золото и другие) составляет – 0,5–1%, в отдельных гнездах достигает 3–5 %. Наиболее обычные формы выделения золота - неправильные пластинчатые, прямоугольные и округлые самостоятельные зерна в кварце размером до 1-2 мм, а также сростания с халькопиритом и галенитом (рис.1.6.). Золото высокопробное, отмечается постоянное присутствие примеси меди (табл.1.1.).



**Рис. 1.6.** А. Самородное золото в сростании с халькопиритом и галенитом. Фото аншлифа в отраженном свете. Б. Выделение округлых агрегатов золота на контакте кварца и кристаллов гринерита. Фото аншлифа в обратно-рассеянных электронах.

#### *Состав золота*

*по данным локального микрорентгеноспектрального анализа, в масс.%.*

Таблица 1.1.

Минерал	Au	Ag	Cu	Сумма
золото	92,43	7,08	0,49	100
	94,86	4,70	0,44	100
	94,79	5,21		100
	94,05	5,95		100
	93,85	6,15		100
	92,68	7,32		100

Содержания золота изменяется в больших пределах: от следов до 146 г/т и 580 г/т [50]. Среднее содержание золота в рудных телах составляет от 1,1 г/т до 29 г/т [11,15]. Золоторудные концентрации сопровождаются первичными ореолами меди, свинца, серебра и мышьяка. Размер зерен самородного золота сильно варьирует от (0,0025x0,0025) мм до (1,5x0,8) мм. Состав самородного золота как в его отдельных выделениях в жильном кварце, так и в сростаниях с сульфидами, а также с

амфиболом аналогичен. Золото в кварцевых жилах характеризуется содержанием серебра в пределах 6,7-9,3 мас.% и высокой пробностью – 840-960. Запасы по категории С<sub>2</sub> до глубины 30 м составляют 196,8 кг при среднем содержании золота 7,625 г/т. Прогнозные ресурсы P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> – 537 кг [37]. В 1995-1998 гг. месторождение Майское разрабатывалось АОЗТ «Вуосна» ЛТД, при этом был добыт 51 кг золота [15].

*В районе месторождения Майское протекали процессы длительного гидротермального преобразования вмещающих пород, включающие пропилитизацию, магнезиальный метасоматизм, гумбеитизацию и связанный с ней процесс формирования золото-сульфидной минерализации. В последовательности метасоматических процессов отражается развитие тектонических структур и связанного с ними магматизма. При поисках подобных объектов в пределах Куусамо-Панаярвинского рудного района необходимо особое внимание обращать на пространственное совмещение зон магнезиальных метасоматитов и метасоматитов гумбеитовой формации.*

### **1.2.2. Урановое оруденение в калиевых слюдяных метасоматитах**

На современном этапе изученности территории оруденение данного типа выявлено исключительно в пределах субширотной Панаярвинской структуры (рудопроявления Хейкин-Ярви, Хейкин-вара, Ристаниеми и другие). Формация ураноносных калиевых слюдяных метасоматитов была выделена на основании более древнего возраста уранового оруденения (1,95 млрд. лет) по сравнению с формацией ураноносных альбит-карбонатных метасоматитов, тесной связи с проявлением калиевого метасоматоза и специфической минеральной ассоциации [107].

Рудные тела приурочены к крыльям куполовидной структуры Раакку-Тунтури, в ядре которой обнажаются граниты комплекса архейского основания. Оруденение локализуется в кварц-биотит-актинолитовых сланцах и metabазальтах нилуттиярвинской свиты [111]. Калиевый метасоматоз, сопровождавший метаморфизм зеленосланцевой фации ятулийского возраста, проявился по мощным зонам рассланцевания среди основных вулканитов нилуттиярвинской свиты [40]. Он



реализовался в появлении в породах новообразованных биотита и мусковита, ортита, цоизита и сопровождался процессами карбонатизации, хлоритизации и сульфидизации. Главным концентратором урана в слюдистых сланцах являются уранинит, ассоциирующий с ортитом, халькопиритом, пирротинном, молибденитом, реже ильменитом. Вторичные урановые минералы представлены уранофаном и казолитом, образующими псевдоморфозы по ураниниту и тонкие пленочные скопления вдоль трещин. Ортит, нередко наблюдаемый в сланцах в больших количествах, является урансодержащим (до 0,05% урана). Максимальное содержание урана в метасоматитах составляет 0,185 %; среднее содержание – 0,017 % на мощность 0,4-1,5 м. Аномальные содержания урана сопровождаются аномалиями золота (до 0,62 г/т), кобальта, висмута, молибдена. Рудные тела прослежены по простиранию до 150 м, при мощности от 0,5 до 1,5 м [111].

*Рудопроявления данной формации крайне слабо изучены и нуждаются в детальном исследовании и оценке потенциала их рудоносности, а имеющиеся минералого-геохимические данные – в проверке современными методами. Необходимым является определение пространственно-временных взаимоотношений калиевых слюдистых метасоматитов с альбитовыми метасоматитами.*

### **1.2.3. Комплексное оруденение в кварц-серицитовых метасоматитах**

В пределах пояса Куусамо выявлено более двадцати Fe-Co-Au-U месторождений [73, 93]. Структурный контроль оруденения осуществляется региональной сдвиговой зоной северо-западного простирания и северо-восточными разломными зонами, рассекающими антиклинали. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные комплексы: кварциты, серицитовые сланцы, карбонатные породы (доломитовые мраморы), филлиты и фельзитовые вулканокластические породы, базальты ятулия и людиковия [93]. Все формации пояса прорывают дифференцированные долеритовые силлы и дайки. Степень регионального

метаморфизма варьировала от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций [84]. В масштабах всего сланцевого пояса метасоматические процессы проявились в следующей последовательности: 1) региональная альбитизация и серицитизация в результате диагенеза, 2) интенсивная альбитизация основных лав, 3) региональная альбитизация и скаполитизация, 4) проявление Fe-Mg и K-метасоматоза [98]. Комплексные Fe-Co-Au-U месторождения могут быть структурно разделены на два типа: 1) Fe-Co-Au-U минерализация (типа Юомасуо) в хлоритовых и серицитовых метасоматитах в зонах пластических деформаций, 2) Fe-Co-Au-U минерализация (типа Конттиахо) в карбонатных брекчиях в зоне хрупких деформации [97].

Данные месторождения отличаются от орогенных месторождений значительным содержанием халькопирита, кобальтина, герсдорфита, уранинита. Атипичная ассоциация минералов может быть результатом орогенной эволюции в областях, где деформация древних внутрикратонных бассейнов включала в себя процессы формирования орогенной минерализации [73, 74]. При аномальном повышении солёности рудоносных флюидов происходило обогащение орогенных золоторудных месторождений атипичными элементами. Зеленокаменные пояса северной Финляндии, в частности, Куусамо и Перапохиа представляли собой расширяющиеся бассейны, с первоначально обширно распространёнными эвапоритами, с многостадийным магматизмом, проявившимся прежде чем они подверглись процессам свекофенского орогенеза [72, 97].

Взаимодействие флюида с эвапоритами в течение 1,92-1,88 и / или 1,85-1,79 млрд. лет приводило к повышению его солёности ( $NaCl > 20$  мас.%) [97]. Это способствовало обогащению золотом, ураном и другими элементами с последующим осаждением металлов в тектонических зонах на геохимических барьерах. Кроме того, ряд месторождений размещается в черносланцевых толщах, которые также могут выступать подходящим источником для основных металлов.

**Месторождение Юомасуо** контролируется региональной сдвиговой зоной северо-западного простирания, в пределах которой интенсивно проявлены процессы полистадийного метасоматического преобразования (рис.1.7.). Вмещающими породами

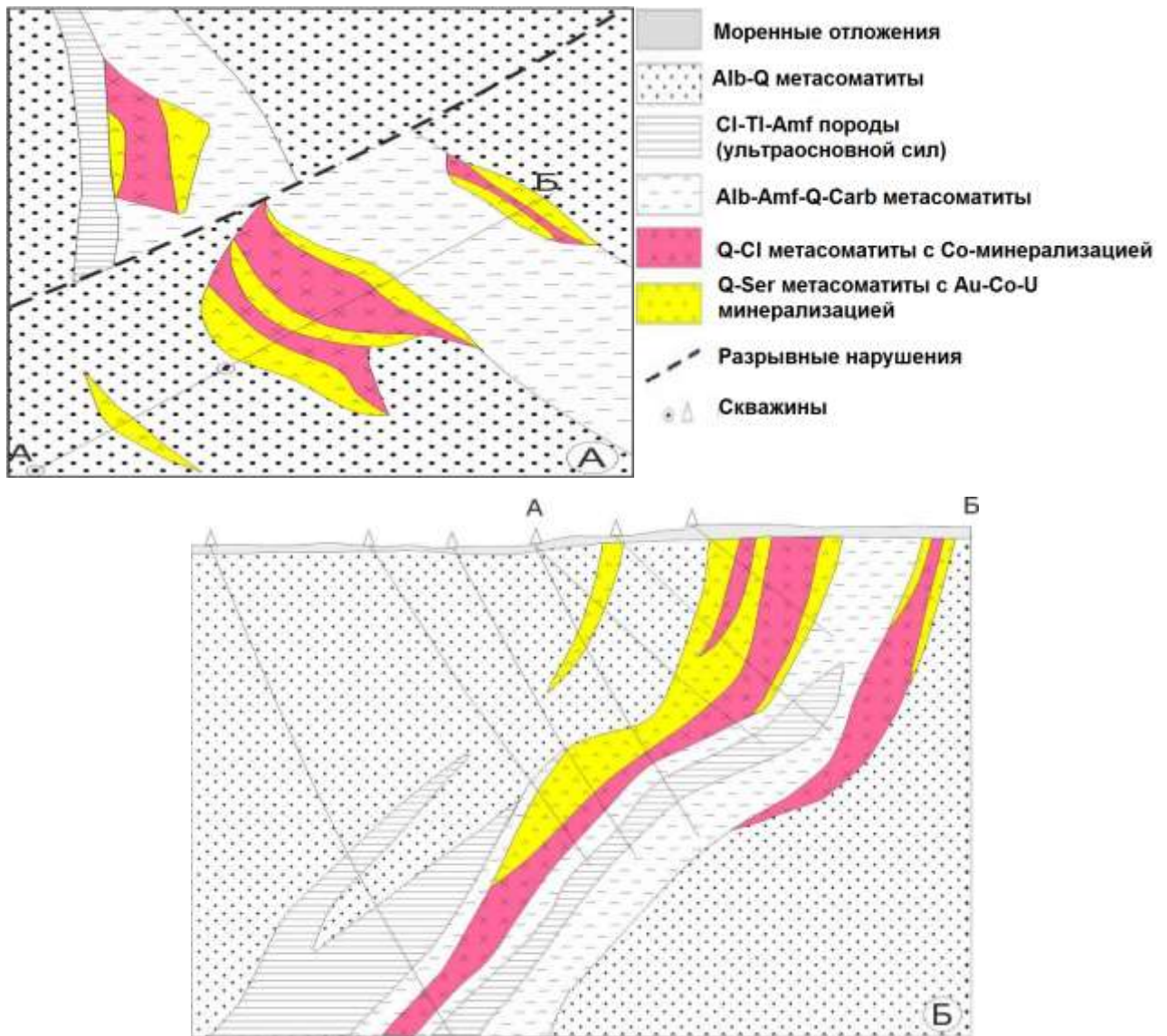


Рис. 1.7. Схема геологического строения и метасоматические изменения месторождения Юомасуо (А), Разрез по линии АБ на месторождении Юомасуо (Б) по [80].

являются преимущественно метатерригенные толщи: кварциты, кварц-серицитовые сланцы, соответствующие ятулийскому уровню легенды Карельской серии листов [108]. Альбитизация и скаполитизация проявлены в пределах всего зеленокаменного пояса. Интенсивность альбитизации варьировала от слабой до интенсивной, вплоть до образования локальных мономинеральных альбититов. Последующие преобразования пород включают в себя: 1) карбонатизацию (1,92–1,88 млрд. лет, [97]), 2) амфиболизацию, биотитизацию, 3) кварц-хлоритовые изменения, с проявлением рудной минерализации: пирротин, кобальтин, кобальтсодержащий пентландит, пирит, халькопирит, золото, уранинит; 4) серицитизация с пиритом,

золотом, уранинитом, теллуридами [97]. Золото присутствует в виде тончайших включений в пирите, уранините, кобальтине. Средние содержания основных элементов для месторождения Юомасуо составляют: 0,2 % кобальта, 6 г/т золота, 6-7 % теллура. Месторождения этого типа характеризуются запасами в 9-12 т золота [93].

**Месторождение Конттиахо** локализовано в зоне хрупких деформаций. Вмещающими породами являются серицитовые сланцы, кварциты, кварцитопесчаники. Fe-Co-Au-U минерализация на месторождении приурочена к метасоматическим зонам: 1) карбонатизация, 2) биотитизация и хлоритизация, с образованием в эту стадию пирита, пирротина, кобальтина, халькопирита, уранинита, золота, с более поздним образованием ассоциации золота и теллуридов [23]. Процесс альбитизации сменяется этапом брекчирования альбититов, до образования брекчий на карбонатном цементе. Брекчированные руды представлены трубообразными телами размером до 30 м в диаметре. Содержания урана изменяются от 0,04 % до 0,1 %, достигая в ряде сечений 16 %. Средние содержания золота варьируют от 0,5 до 10 г/т; максимальные содержания золота на месторождении достигают 100 г/т. Кроме того, месторождение может быть источником меди и кобальта. Содержания кобальта – 0,1-0,3 %, молибдена – 0,8 % [93].

**Оруденение раннего протерозоя Куусамо-Панаярвинского рудного района** подразделяется на четыре основные группы: 1) золото в кварцевых жилах, 2) Au-U оруденение в альбит-карбонатных метасоматитах, 3) Au-U в слюдяных метасоматитах, 4) комплексное оруденение в хлоритовых и серицитовых метасоматитах. Для российской территории рудного района пока не выявлено промышленно значимых объектов, однако, сосредоточение большого количества урановых с золотом рудопроявлений в пределах Куолаярвинской и Панаярвинской структур делает их перспективными на обнаружение месторождений, подобных Юомасуо и Конттиахо в Финляндии. Также прирост запасов и ресурсов золота возможен за счет доизучения флангов месторождения Майское с целью выявления новых кварцевых жил со значимым

*содержанием золота, а также доизучения золоторудных и золото-урановых пунктов минерализации.*

### **1.3. Закономерности размещения уранового и золото-уранового оруденения в пределах Куусамо-Панаярвинского рудного района**

Куусамо-Панаярвинский рудный район вмещает большое количество золото-урановых рудопроявлений, приуроченных к зоне контакта краевой части Куоляярвинского прогиба с породами архейского фундамента; золоторудное месторождение Майское и комплексные Co-Au-U месторождения, контролируемые региональными сдвиговыми дислокациями в структуре Куусамо [98]. Территория характеризуется длительным многоэтапным развитием со сменой рифтогенного режима на орогенный, завершившийся в раннем протерозое эпохой протоактивизации, с внедрением в северо-западной части территории посторогенных гранитоидов. В палеозойское время центральная субширотная часть Куоляярвинской структуры была охвачена тектоно-магматической активизацией с образованием массивов щелочных ультраосновных пород и карбонатитов Вуориярви и Салланлатва.

На образование золото-уранового и золотого оруденения совокупное влияние оказывали литологический, структурный, магматический, метаморфический, метасоматический факторы. В *структурном* плане обращает на себя внимание положение рудного района на контакте двух геоблоков Беломорского и Карельского [19]. В протерозойских комплексах эта зона сложена продуктами объемного катаклаза и милонитами. Рудоконтролирующими являются более локальные зоны сколовых деформаций, оперяющие по отношению к главным разломам (Озерное, Лагерное), антиклинальные складки, осложненные продольными разрывными нарушениями (Алим-Курсуярви, Алакурти), узлы пересечения разрывных нарушений разных направлений, зоны расщелцевания, тектонической трещиноватости, брекчирования, катаклаза. Приведенные локальные тектонические

зоны определяют пространственное расположение метасоматитов и интенсивность процессов метасоматоза, масштабность оруденения.

*Литологический фактор* в региональном плане заключается в полноте разреза раннепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса, сопоставимого с разрезом Онежской структуры [20]. Раннепротерозойский комплекс содержит специфические углеродистые породы людиковийского уровня, специализированные на золото и уран: углеродсодержащие сланцы, филлитовидные сланцы, туфосланцы и туфопесчаники, графитистые породы. Углеродистый материал в таких породах представлен тонкорассеянным и микрозернистым графитом, иногда с обломками шунгитового вещества, а также среднечешуйчатым графитом [102]. Зарубежные исследователи предполагают наличие эвапоритов в разрезе пояса Куусамо и Куоляярвинского прогиба, что могло стать предпосылкой к региональному проявлению процессов альбитизации и скаполитизации и обогащению рудоносного флюида широким комплексом элементов наряду с золотом и ураном. Важно отметить также существование древних кор выветривания гранит-зеленокаменного фундамента в пределах Куоляярвинской структуры [107].

*Магматический фактор* заключается в широком распространении на участках полиметалльных рудных объектов раннепротерозойских интрузивных комплексов габбродолеритов, лейкогаббро людиковийского уровня. Во многих случаях золото-урановое оруденение размещается в эндоконтактных частях интрузий или непосредственно среди тел интрузивных пород. Находясь в ассоциации с углеродсодержащими породами, они создают контрастную по компетентности и составу среду, благоприятную для развития метасоматических процессов и локализации оруденения. Большое значение для рудоносности района имеет широкое распространение посторогенных гранитоидов в северо-западной его части (Центрально-Лапландский гранитоидный массив). В Куоляярвинской структуре выявлены только дайковые тела плагиомикроклиновых гранитов, прорывающих кясиярвинскую свиту людиковия, в пределах Au-U рудопроявлений (участок Алакурти).

*Метасоматический* фактор выражен в многостадийном проявлении процессов метасоматоза, способствующих накоплению урана и золота. Необходимым рудоподготавливающим процессом является альбитизация, регионально проявленная в пределах пояса Куусамо и более интенсивно в тектонических зонах всего рудного района, с образованием тел мономинеральных альбититов. Оруденение приурочено к более поздним альбит-карбонатным (Лагерное, Озерное), хлоритовым и кварц-серицитовым метасоматитам (Юомасуо), которые закономерно распределены внутри зоны альбитизации [98]. Процесс серицитизации интенсивно проявлен в поясе Куусамо на Fe-Co-Au-U месторождениях типа Юомасуо. Золотое оруденение в сульфидно-кварцевых жилах приурочено к зонам развития хлоритизации и гумбеитизации [93].

Зарубежные и российские исследователи все Fe-Co-Au-U месторождения пояса Куусамо, золотые и золото-урановые рудопроявления Куола-Панаярвинской зоны, также месторождение Майское относят к орогенному мезотермальному типу [15, 23]. Существенный вклад в формирование месторождений, вероятно, внесло последовательное совокупное воздействие свекофенского гранитоидного магматизма, который широко проявлен в финской части рудного района – поясе Куусамо и в виде маломощных даек на российской территории, и метаморфогенно-метасоматических процессов на толщии пород, включая породы эвапоритовой формации.

В результате проведения полевых работ в 2015-2016 гг. были выявлены повышенные концентрации золота в сульфидизированных кварцевых жилах на участках золото-урановых рудопроявлений Озерное [101]. Это указывает на потенциальное пространственное совмещение двух рудно-формационных типов: золото-уранового и золото-сульфидно-кварцевого и расширяет перспективы обнаружения новых и переоценки известных объектов Куусамо-Панаярвинского рудного района.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

### 2.1. Аналитический обзор изученности Куолаярвинской структуры

Впервые Куолаярвинская и Панаярвинская структуры определились как перспективные на уран в 1950 году [109]. В результате проведения поисковых работ в 1958 году был выявлен ряд проявлений урана в коренных породах, а в 1971 открыто мелкое месторождение золота Майское. В 1999 была дана прогнозная оценка Куола-Панаярвинской структуры на урановое оруденение. В основе расчетов лежали геохимические данные, а для площадей, недостаточно охарактеризованных геохимически, – метод аналогий с объектами пограничного пояса Куусамо (Финляндия). Прогнозные ресурсы для Куолаярвинской структуры были оценены по категории  $P_3$  в 39 тыс.т., для Панаярвинской структуры — 25-30 тыс.т. [110]. В 2000-х годах на урановых рудопроявлениях были установлены повышенные концентрации золота [23]. В результате работ в 2015-2016 годах ФГБУ «ВСЕГЕИ» и АО «Северо-Западное ПГО» эти данные были подтверждены выявленными содержаниями золота, достигающими 5,5 г/т (рудопроявление Лагерное), 20 г/т (Озерное), 90 г/т в кварцевых жилах проявления Алим-Курсуярви [110]. Внимание к золото-урановому оруденению Куола-Панаярвинской зоны особенно возросло в последние годы в связи с открытием золото-урановых месторождений группы Ромпас в структуре Перапохиа (Финляндия). Объекты характеризуются уникальными запасами золота и урана (средние содержания в бороздовых пробах 203,6 г/т Au на 0,59м, лучшее пересечение в керновых пробах- 617,0 г/т Au на 6,0 м, 3540 г/т на 1 м [101]). Комплексные месторождения, включающие золото и уран известны и на российской территории в Онежской депрессии. Это месторождения Падминской группы (V-U-Cu-Pt-Pd-Au-Mo), которые, несмотря на ванадиевую специализацию, обнаруживают ряд общих черт с оруденением Куола-Панаярвинской зоны [7]. Сопредельные с Куола-Панаярвинской зоной зеленокаменные структуры на территории Финляндии: Куусамо, Перапохиа, Киттиля, Саалла характеризуются большим промышленным потенциалом. Они



вмещают многочисленные мелкие и средние Fe-Co-Au-U месторождения, крупное месторождение золота Суурикуусико, группу золото-урановых месторождений Ромпас [6, 83, 87]. В российской части территории выявлено единственное мелкое месторождение золота Майское и ряд проявлений золота и урана.

Существенным недостатком изучения российской части площади на современном этапе является отсутствие буровых работ на участках золото-урановых рудопроявлений. Небольшие объемы бурения, запроектированные АО «Северо-Западное ПГО» на проявлениях Лагерное и Озерное, в 2016 году были реализованы на участках Вуоснаярви и Кайралы. Сложность проведения буровых работ на рудопроявлениях определяется тяжелыми природными условиями: местность сильно заболочена, а также экологическими и природоохранными особенностями, близостью рыбных озер и природных заповедников.

В период исследования Куола-Панаярвинской зоны ПГО «Невскгеология» на некоторых урановых рудопроявлениях были пробурены скважины, вскрывшие рудные тела (до 300 м) [107]. Это позволило оконтурить метасоматические зоны, вмещающие урановое оруденение, изучить его состав и морфологические особенности рудных тел. Несмотря на параллельное изучение золотоносности территории в этот же период (70-80 гг.) и открытие месторождения Майское, урановые рудопроявления не анализировались на золото. На данный момент весь керн скважин (70 пог. км), пробуренных на урановых рудопроявлениях, утерян.

На современном этапе исследований данной территории высокая заинтересованность инвесторов в проведении поисковых работ исключена в связи с отсутствием промышленно значимых объектов. Государственное финансирование поисковых работ также не предусмотрено, поэтому важно на основе анализа и обобщения уже полученного материала выявить закономерности проявления золото-уранового оруденения и оценить перспективы выявления промышленных объектов. Для расшифровки условий формирования золото-уранового оруденения рассматриваемой структуры необходим детальный анализ каждого отдельного

рудного объекта, и сопоставление с подобными комплексными месторождениями в сопредельных структурах Куусамо, Перапохиа и в Онежской депрессии на различных масштабных уровнях.

## **2.2. Особенности геологического строения Куоляярвинской структуры**

Куоляярвинская структура входит в состав зеленокаменного Лапландского пояса, сформированного в раннем протерозое (2,40-2,45 млрд. лет) в условиях континентального рифтинга, связанного, вероятно, с мантийным плюмом [13, 100]. Главная осевая зона трехлучевого рифта приурочена к Беломорскому подвижному и Лапландскому гранулитовому поясам (рис.1.2.), северо-восточное плечо к Кольскому кратону и юго-западное к Карельскому кратону. На северо-восточном плече рифта развита система раннепротерозойских палеорифтовых прогибов, образующая протяженный Лапландский пояс, - Онежский, Ветренный Пояс, Лехтинский, Шомбозерский, Панаярвинский, Куоляярвинский (Россия), Куусамо, Сала-Соданкюля (Финляндия) и Карасойок (Норвегия). Выделяется два крупных этапа становления Куоляярвинской структуры: рифтогенный - сумийско-сариолийский (2,5-2,3 млрд. лет) и этап формирования наложенной впадины - ятулийско-людиковийский (2,3-2,0 млрд. лет) [7, 59]. В строении структуры выделяются: нижний этаж, сложенный олигоклазовыми гнейсогранитами беломорского и отчасти лопийского комплексов архея. Среди них встречаются небольшие тела амфиболитов и биотитовых гнейсов. Вся эта толща имеет в основном северо-западное простирание и смята в систему складок. Верхний этаж представлен карельским комплексом раннего протерозоя. Между комплексами установлено отчетливое структурное, стратиграфическое и метаморфическое несогласие, которое в ненарушенном залегании фиксируется вдоль восточного крыла прогиба. Суммарная мощность осадочно-вулканогенных образований карельского комплекса достигает 5100 м, не менее 80% их объема занимают вулканиты [53]. В разрезе Куоляярвинской структуры выделяются толщи



Зон	Эра	Период	
ФАНЕРОЗОЙ	ПАЛЕОЗОЙ	ДЕВОНСКИЙ	<p>Вуоярвинский комплекс ультрамафит-фойдолитовый с карбонатитами</p> <p>Третья фаза. Карбонатиты - мелкие тела и жилы (E<sub>3</sub>) метасоматические породы: пропилиты, альбититы (p-al)</p> <p>Вторая фаза. Фойдолиты-мельтейгиты, малиньиты, ийолиты (п) мельтейгиты (E<sub>2</sub>) малиньиты, ийолиты (E<sub>1</sub><sup>п</sup>), уртиты (E<sub>0</sub>) нефелиновые и щелочные сиениты (E<sub>4</sub>)</p>
			<p>Куоляярвинский комплекс габбро-перидотитов</p> <p>Габбро и пироксениты, сланцы по ним, оливиниты пироксеновые, перидотиты, серпентиниты алоперидотитовые, сланцы хлорит-амфиболовые по ультрабазитам, частью оталькованные, карбонатизированные породы габбро, пироксениты, ультрамафиты нерасчлененные</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>31</sub> Сотковинская свита. Метабазальты, метапорфириты, метамандельштейны, прослои туфов, туфолоав, лавобрежчий (около 3000 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>32</sub> Кайларская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, песчаники аркозовые, туфопесчаники, слюдяные филлитовидные сланцы, частью карбонатные, доломиты пестроцветные, песчанистые, туфы, туффиты, туфолоавы (до 200 м)</p>
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ	ЛЮДИКОВИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ	<p>Алаярвинская свита. Нерасчлененные метабазальты, метамандельштейны, базальтовые метапорфириты, метаандезитобазальты, метаандезиты, частью туфы (600-700 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>40</sub></p>
			<p>Ноукоярвинская свита. Конгломераты полимиктовые с галькой гранитов, эпидот-биотит-кварцевые сланцы, песчаники кварцевые, частично с карбонатным цементом, метабазальты, туфы и сланцы по ним (150 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>41</sub></p>
			<p>Ксянярвинская свита. Метабазальты, метаандезиты, метаандезитобазальты и сланцы по ним (440-500 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>42</sub></p>
			<p>Куоуярвинская свита. Алевролиты и сланцы по ним, песчаники, доломиты, сланцы кварц-углеродистые, амфибол-слюдясто-кварцевые и филлиты с линзами известняков (350 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>43</sub></p>
			<p>Панаярвинский комплекс</p> <p>Силлы лейкократовых метагаббро</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>44</sub></p>
		ЛЮДИКОВИЙ	<p>Юрхямярвинская свита. Кварциты и кварцито-песчаники аркозовые, доломиты и известняки, частью кварцевые и песчанистые, прослои сланцев слюдясто-карбонат-кварцевых и слюдясто-хлорит-кварц-карбонатных, филлитов (600 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>45</sub></p>
			<p>Соваярвинский комплекс</p> <p>Силлы метагаббро, метагабброамфиболитов</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>46</sub></p>
			<p>Нилуттиярвинская свита. Плагосланцы по метабазальтам и метаандезидацитам, редко метабазальты (250 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>47</sub></p>
			<p>Ниваярвинская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, филлитовидные сланцы, алевролиты, аркозы, конгломераты гранитные с карбонатным цементом, сланцы по эффузивам, линзы доломитов (350-400 м)</p> <p>КР<sup>1</sup><sub>48</sub></p>
			<p>Надвиги главные предполагаемые, выходящие на картографируемую поверхность</p>
ВЕРХНИЙ АРХЕЙ	ВЕРХНИЙ ЛОПИЙ	<p>Комплекс реоморфических гранитов</p> <p>Преимущественно темные мигматиты</p> <p>nrL<sup>1</sup>B-KR</p>	
		<p>Кухтозерский комплекс</p> <p>Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, монцодиориты</p> <p>лL<sup>1</sup>B</p>	
		<p>Керетьский комплекс</p> <p>Мигматит-граниты темновидные с подчиненными атактит-гранитами</p> <p>nrL<sup>1</sup>B</p>	
		<p>Челозерская свита. Сланцевые амфиболиты, сланцы гранат-биотит-амфиболовые, ставролит-гранат-амфиболовые, слюдяные кварциты, слюдясто-кварцевые сланцы, мраморизированные известняки, минматиты плагиомикролитовых гранитов по слюдяным кварцитам, амфиболам и сланцам</p> <p>LBe<sup>1</sup></p>	
		<p>Разломы второстепенные, выходящие на картографируемую поверхность</p>	

Рис. 2.2. Условные обозначения к Геологической карте-схеме Куоляярвинской структуры [112].



### 2.2.1. Тектоника

В геолого-тектоническом строении Куоляярвинской структуры и ее обрамления участвуют образования двух структурных этажей: архейского и раннепротерозойского. Архейский структурный этаж включает образования двух структурных ярусов. *Беломорский структурный ярус* образован породами архейского структурно-формационного комплекса, которые относятся к числу наиболее слабо изученных. Они слагают обширные поля глубокометаморфизованных, интенсивно дислоцированных пород, представленных биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами, гранодиоритами, развитыми к востоку от Куоляярвинской структуры [104]. *Лопийский структурный ярус* сформирован комплексом челозерской свиты лопия, развитым фрагментарно в краевой части Куоляярвинской структуры. Породы представлены пара- и ортоамфиболитами с горизонтами гранатовых, гранат-биотит-амфиболовых сланцев [53].

Протерозойский структурный ярус сложен породами, объединенными в два структурных этажа: сумийско-сариолийский, в составе комплексов рифтогенных структур и ятулийско-людиковийский, сложенный породами, относимыми к комплексам наложенных впадин. Образования комплексов рифтогенных структур представлены вулканогенными, осадочно-вулканогенными породами сумия и сариолия, развитых по берегам оз. Панаярви, откуда они прослеживаются на восток, до озер Ципринга и Кукас и на запад, где выполняют южную часть структуры Куусамо сопредельной Финляндии [54]. Породы комплекса рифтогенных структур в низах разреза представлены андезито-базальтовыми лавами, которые подстилаются полимиктовыми конгломератами, а вверх по разрезу сменяются толщей вулканитов кислого состава, относимых к минаварской свите. Сариолийские образования этого комплекса представлена конгломератовой толщей, которая вверх по разрезу сменяется базальтами, андезито-базальтами, формирующими олангскую свиту сариолия [110, 113]. Комплекс наложенных впадин образован породами ятулийского и людиковийского надгоризонтов. Ятулийские отложения представлены терригенными

породами ниваярвинской свиты, которые вверх по разрезу сменяются базальтами и андезито-базальтами и сланцами по ним нилуттиярвинской свиты. Разрез ятулия завершается кварцитами, кварцитопесчаниками, слюдисто-кварбонатно-кварцевыми сланцами юрхямьярвинской свиты. Образования ятулийского горизонта выполняют разломную Нилуттиярвинскую зону субмеридионального простирания, формирующую структурный план территории исследований [107].

Низы разреза людиковийского надгоризонта сложены алевролитами, сланцами, филлитовидными сланцами, алевросланцами, в том числе углеродистыми и углеродсодержащими, а также доломитами и песчаниками куонаярвинской свиты, наиболее широко развитыми в районе рудопроявления Алим-Курсуярви. Вверх по разрезу терригенные образования куонаярвинской свиты сменяются metabазальтами, метаандезито-базальтами кясиярвинской свиты, затем песчанисто-конгломератовыми толщами ноукаярвинской свиты, выполняющими узкие, вытянутые в субмеридиональном направлении локальные структуры. Верхнюю часть людиковийского надгоризонта составляют metabазальты, метамандельштейны апаярвинской свиты. К рассматриваемому комплексу правомерно отнести и осадочные и осадочно-вулканогенные образования, относимые к людиковийско-калевийскому надгоризонту нерасчлененному, в составе кайларской и сотковинской свит, которые формируют ядерную часть Куолаярвинского синклиория.

### **2.2.2. Стратиграфия**

Стратифицированные образования представлены позднеархейским (позднелопийским) комплексом пород челозерской свиты тикшеозерской серии, который со стратиграфическим несогласием перекрывается раннепротерозойским (раннекарельским) комплексом, представленным ниваярвинской, нилуттиярвинской, юрхямьярвинской свитами ятулийского надгоризонта; куонаярвинской, ноукаярвинской, кясиярвинской, апаярвинской, свитами людиковийского надгоризонта; кайларской и соткойвинской свитами людиковийско-калевийского нерасчлененного надгоризонта (рис. 2.3.) [110, 112].

## *Архейская акромема*

### *Челозерская свита (LP<sub>3</sub>čl)*

Образования свиты пользуются ограниченным распространением в виде узкой полосы в юго-восточном обрамлении раннепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса. Они формируют складчатые приразломные структуры, прослеживаемые вдоль Нилуттиярвинского зоны разломов от озера Апаярви на севере до озера Тутиярви на юге, вдоль контакта Куолаярвинского синклинория с Беломорским блоком гнейсо-гранитов. Простираение пород свиты северо-северо-западное с падением на запад под углами 50-60° [112]. В составе свиты преобладают сланцеватые амфиболиты с редкими прослоями гранатовых амфиболитов (до 20 м), гранат-биотит-амфиболовых сланцев с грюнеритом и куммингтонитом, меньшим распространением пользуются мелкозернистые амфиболовые сланцы, образующие прослои от первых метров до первых десятков метров. Они прорываются серией штокообразных тел гранитов. В рамках работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» и АО «Северо-Западное ПГО» по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» полученные изотопные данные по цирконам - 2750±16 млн.лет (Житникова И.А., 2016 г.). Полученный возраст подтверждает правомерное отнесение амфиболитов, слагающих восточное обрамление Куолаярвинской структуры к челозерской свите лопия.

### *Протерозойская акромема (PR)*

#### *Раннепротерозойская (карельская) эонотема (KR<sub>1</sub>)*

#### *Раннекарельская эратема (KR<sub>1</sub>)*

В пределах Куолаярвинской структуры раннепротерозойские породы представлены вулканогенно-осадочными образованиями ятулийского и людиковийского надгоризонтов.

#### *Ятулийский надгоризонт (KR<sub>1</sub><sup>3</sup>)*

Ятулийский надгоризонт представлен ниваярвинской, нилуттиярвинской и юрхямьярвинской свитами.

*Ниваярвинская свита ( $KR_1^3 nv$ )*

Образования свиты прослеживаются вдоль Нилуттиярвинской зоны разломов от оз. Куоляярви на севере до Савоярви на юге, где, меняя субмеридиональное простирание на субширотное и северо-восточное, образует синклинальную складку [41]. Образования свиты залегают со стратиграфическим несогласием на породах челозерской свиты. Свита представлена метаморфизованными терригенно-осадочными образованиями, в составе которых преобладают кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, метапесчаники, кварцитопесчаники, филитовидные сланцы, доломиты. Радиоактивный фон в песчаниках и кварцитах колеблется от 7 до 9 мк Р/час [112].

*Нилуттиярвинская свита ( $KR_1^3 nl$ )*

Породы свиты почти непрерывной полосой прослеживаются от средней части оз. Куоляярви до оз. Нилуттиярви на юге, развиваются на участке рудопроявления Озерное. Образования представлены metabазальтами и андезибазальтами, согласно залегающими на кварцитах ниваярвинской свиты [111]. Степень метаморфизма пород в основном соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Преобладают metabазальты, плагиоклаз-роговообманковые и альбит-биотит-актинолитовые сланцы. Metабазальты состоят из альбит-олигоклаза, обыкновенной роговой обманки, биотита, кварца, эпидота, по химическому составу относятся к толеитовому ряду. Часто в породах наблюдаются разнонаправленных кварцевые жилы и прожилки, системы трещин, заполненные гетитом, пиритом, халькопиритом. Кварцевые жилы, согласные с рассланцеванием, (мощностью 0,5 м-2 м) также часто содержат гнезда и вкрапленность сульфидов [112].

*Юрхямьярвинская свита ( $KR_1^3 jur$ )*

Свита завершает разрез ятулийского уровня, прослеживается согласно с общей структурой в виде непрерывной полосы от оз. Апаярви к оз. Савоярви и далее на юг к оз. Ала-Нятярви. Породы свиты развиты на участках рудопроявлений Озерное и Алакурти и Алим-Курсуярви, где залегают с угловым несогласием на образованиях нилуттиярвинской свиты [110]. Свита представлена переслаивающимися терригенно-



карбонатными породами. В нижней части разреза преобладают аркозовые кварцитопесчаники с прослоями и линзами кварцитов, филлитовидных и серицит-карбонат-кварцевых сланцев в основании. Для верхней части разреза характерно грубополосчатое строение, обусловленное ритмичным чередованием доломитов и известняков с подчиненными им прослоями слюдисто-хлорит-карбонат-кварцевых сланцев и филлитов. Породы секутся телами метагаббро, лейкократовыми метагаббро и кварцевыми жилами [112].

### *Позднекарельская эратема (KR<sub>2</sub>)*

#### *Людиковийский надгоризонт (KR<sub>2</sub><sup>1</sup>)*

Позднекарельские образования слагают большую часть Куолаярвинской структуры, как по площади, так и в разрезе. К ним отнесена серия осадочно-вулканогенных пород людиковийского времени, в составе которой выделено шесть свит: куонаярвинская, кясиярвинская, ноукаярвинская, апаярвинская, также людиковийско-калевийские - кайларская и сотковийская [110, 111].

#### *Куонаярвинская свита (KR<sub>2</sub><sup>1</sup>kn)*

Породы свиты имеют ограниченное распространение и закартирована от северного берега оз. Пюхьярви до оз. Сювяярви. Наиболее полный разрез представлен на участках рудопроявлений Алим-Курсуярви и Алакурти. Контакт пород свиты с нижележащими образованиями тектонический. Свита представлена терригенно-осадочной флишоидной толщей, состоящей из переслаивающихся различных по составу доломитов, углеродсодержащих сланцев и песчаников с прослоями алевролитов, филлитов [42]. Спецификой свиты являются специализированные на золото и уран углеродсодержащие сланцы – мелко- и тонкозернистые плотные породы серебристо-серой окраски, часто мелкоплочатые. Углеродистое вещество представлено среднечешуйчатым, тонкорассеянным и микрозернистым графитом с обломками шунгитоподобного материала на переходной от метантрацитовый к графитовой стадии. В локальных прослоях в туфах обнаружено углистое вещество антрацитовый стадии. Углистые включения сходны с теми, что встречаются в шунгитсодержащих сланцах

Онежской структуры [35]. По составу разделяются биотит-кварцевые и серицит-кварцевые разновидности углеродсодержащих сланцев куонаярвинской свиты. Основные породообразующие минералы кварц, биотит и серицит. В небольшом количестве присутствуют хлорит, плагиоклаз, тремолит, эпидот, сфен, турмалин и магнетит. Иногда в виде реликтов сохраняется слабо перекристаллизованное глинистое вещество. На контакте с пластовыми телами метагаббро филлитовидные и графитовые сланцы перекристаллизованы с образованием крупнозернистых биотит-кварцевых разновидностей и появлением крупных порфиробласт актинолита и тремолита.

В рамках работ АО «Северо-Западное ПГО» и ФГБУ «ВСЕГЕИ» по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» скважина № 2, пробуренная на геофизическом профиле № 8, вскрыла зону пониженного сопротивления. Зона мощностью 80 м представлена углеродистыми сланцами черного цвета с мономинеральными интервалами графитовых пород, мощностью до 20 м. По всему интервалу углеродистых пород установлена прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита (1-5 %), и вкрапленный кристаллический (0,5-2 мм) магнетит (1-3 %).

#### *Кясиярвинская свита ( $KR_2^1ks$ )*

Образования свиты в виде волнистой узкой (до 2,0-2,5 км в плане) полосы прослеживаются от оз. Апаярви до оз. Ала-Няттярви, являются вмещающими для рудопроявления Лагерное. Западный и восточный контакты свиты на большем своем протяжении тектонические [112]. По составу свита вулканогенная, состоит из покровов основных, средних и кислых эффузивов, которые представлены зелеными сланцами по базальтам, частью миндалекаменными, амфибол-биотит-кварцевыми, биотит-кварцевыми сланцами по андезидацитам и их туфам. Простирание сланцеватости пород преимущественно субмеридиональное, местами (оз. Пюхьярви) северо-восточное и широтное, падение – на юго-запад и северо-запад под углами от 30° до 60° [110].

*Ноукаярвинская свита ( $KR_2^1nk$ )*

Породы свиты слагают непрерывную волнистую полосу от среднего течения р. Кутсайоки вдоль подножья возвышенностей Сювяярвенвара и Пайнотунтури продолжаясь на территорию южного листа. В состав свиты входят горизонты полимиктовых конгломератов, эпидот-биотит-кварцевые и кварц-биотит-карбонатные сланцы, переслаивающиеся с конгломератами, кварцевые песчаники и разделяющие их покровы основных эффузивов. Контакт с вышележащими метаэффузивами согласный пологий с падением на юго-запад [112]. Данные образования свидетельствуют о наличии стратиграфического несогласия в основании разреза вышележащей толщи метавулканитов апаярвинской свиты. Восточный контакт (с кясиярвинской свитой) практически повсеместно тектонический, вдоль пологих разломов надвигового типа. Полимиктовые конгломераты прослеживаются в виде небольших линзообразных тел мощностью не менее 60-70 м, длиной до 3-5 км, приуроченных к единой зоне субмеридионального простирания [110].

*Апаярвинская свита ( $KR_2^1ap$ )*

Свита образует широкую полосу пород на северо-западе, в районе границы с Финляндией до г. Пайнотунтури, является вмещающей для месторождения Майское и рудопроявления Апаярви. Залегание пород на севере - северо-западное с падением на юго-запад под углами до  $60^0$ , на юге – субмеридиональное с падением на запад под углами  $10-40^0$ . Свита представлена слабо дифференцированной толщей метавулканитов базальт-андезитового состава, перемежающимися иногда с горизонтами туфогенных пород: вулканических брекчий и туфолав. Преимущественное распространение имеют metabазальты, метамандельштейны и базальтовые метапорфириты.

*Кайларская свита ( $KR_2^1kl$ )*

Образования свиты согласно перекрывая апаярвинские вулканиты прерывистой полосой протягиваются от восточного склона г. Койнувара на севере до оз. Вуоснаярви на юге листа и далее до озер Хосиярви, Куйваярви. Нижняя граница документируется по наличию в низах разреза граувакк. Верхняя стратиграфическая

граница контролируется пластовыми интрузиями габбродолеритов, которые воздействуют на доломиты и сланцы [112]. Коренные выходы отмечены у государственной границы в русле реки Куоляярви. По составу свита карбонатно-сланцевая, представлена доломитами, кварцитами, филлитовидными кварцитопесчаниками с прослоями туфогенных пород: туфов, туффитов, туфолав основного и среднего состава. Осадочные породы мощностью до 10 м слагают в основном нижнюю часть разреза свиты. В верхней части – обычно залегают карбонатные породы мощностью до 20 м, переслаивающиеся с прослоями туфов и туффитов.

*Соткойвинская свита (KR<sub>2</sub><sup>1st</sup>)*

Образования свиты завершают разрез Куоляярвинской структуры, слагая обширную западную часть листа. Породы представлены покровами основных эффузивов, среди которых преобладают метаандезиты, metabазальты и метамандельштейны, с подчиненными базальтовыми метапорфиритами и сопровождающими их туфами, туфолавами, лавобрекчиями. Простираение пород северо-западное, падение пологое в южных румбах.

*Важной особенностью Куоляярвинской структуры является наличие в ее северо-восточной части черносланцевой толщи куонаярвиснской свиты, специализированной на золотое, платинометалльное и урановое оруденение. Необходима корреляция куонаярвинской свиты людиковия с эталоном: нижней подсвитой заонежской свиты (Онежская структура). Актуальной проблемой разреза Куоляярвинской структуры остается отсутствие датировок многих подразделений. Установленный на современном этапе исследований данной территории возраст образований челозерской свиты - 2750±16 млн. лет (Житникова И.А., 2016 г.), которые прослеживаются вдоль Нилуттиярвинской разломной зоны в восточном обрамлении карелид, позволяет достоверно относить их к лопию.*

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Автоматическая	Эпохема	Стратома	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
П Р О Т Е Р О З О Й	Р А Н Н И Й	Р А Н Н И Й	KR <sub>2</sub> <sup>1st</sup>		900	Сотловийская свита. Метабазальты, металпорфириты, метамандельштейны, прослой туфов, туфолов, лавобрекчий.
			KR <sub>2</sub> <sup>1kl</sup>		300	Кайгарская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, песчаники аркозовые, туфопесчаники, слюдистые филлитовидные сланцы, частью карбонатные, доломиты пестроцветные, песчанистые; туфы, туффиты, туфоловы.
			KR <sub>2</sub> <sup>1ар</sup>		700	Аларвинская свита. Нерасчлененные метабазальты, метамандельштейны, базальтовые металпорфириты, метаандезиты, метаандезиты, частью туфы.
			KR <sub>2</sub> <sup>1nk</sup>		250	Ноухарвинская свита. Конгломераты полимиктовые и с галькой гранитов, эпидот-биотит-кварцевые сланцы, песчаники кварцевые, частью с карбонатным цементом, метабазальты и сланцы по ним.
			KR <sub>2</sub> <sup>1ка</sup>		70-360	Кясляреинская свита. Метабазальты, метаандезиты, метаандезитобазальты и сланцы по ним.
			KR <sub>2</sub> <sup>1kn</sup>		450	Куолярвинская свита. Алевролиты и сланцы по ним, песчаники, доломиты, сланцы кварц-углеродистые, амфибол-слюдисто-кварцевые и филлиты с линзами известняков.
			KR <sub>1</sub> <sup>1jur</sup>		100	Юрхмиярвинская свита. Кварциты и кварцито-песчаники аркозовые, доломиты и известняки, частью кварцевые и песчанистые, прослой сланцев слюдисто-карбонат-кварцевые и слюдисто-хлорит-кварцевых, филлитов.
			KR <sub>1</sub> <sup>1nl</sup>		170-500	Нилуттирвинская свита. Плагиосланцы по метабазальтам метаандезитам, редко метабазальты.
			KR <sub>1</sub> <sup>1nv</sup>		350-400	Ниваярвинская свита. Кварциты, кварцитопесчаники, филлитовидные сланцы, алевролиты, аркозы, конгломераты гранитные с карбонатным цементом, сланцы по кислым эффузивам, линзы доломитов.
			АРХЕЙ	ПОЗДНИЙ (ЛОСКИИ)	ПОЗДНИЙ	LP <sub>1</sub> <sup>1st</sup>

Рис. 2.3. Стратиграфическая колонка Куолярвинской структуры по [112].

## 2.2.3. Интрузивный магматизм

Магматическими комплексами сложена значительная часть площади Куолярвинской структуры и ее обрамления. Состав этих образований широко варьирует от ультрамафитов до гранитов, а их формирование происходило в возрастном диапазоне от архея до палеозоя. Раннепротерозойский магматизм

представлен силлово-дайковыми основными и ультраосновными комплексами, дайками гранитов; в палеозойское время сформировался вуориярвинский комплекс щелочных ультраосновных пород и карбонатитов.

### ***Кестеньгский комплекс мигматит-плагиогранитовый ( $\rho\gamma SM-LP_2ks$ )***

Образования комплекса слагают крупную антиклинальную структуру, осложненную многочисленными складками и расположенную юго-восточнее Куоляярвинской структуры. Простираение структурных элементов пород комплекса субширотное, углы падения варьируют в широких пределах. Нижняя граница пород неизвестна – контакт с беломорскими образованиями перекрыт четвертичными образованиями или вдоль него развиты плагиограниты и диориты. По геофизическим данным и материалам дешифрирования контакт тектонический [112]. Для комплекса характерны биотитовые гнейсы, содержащие прослои биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых разностей, связанных между собой постепенными взаимопереходами, плагиограниты. Основная часть гнейсов - это серые мелко- и среднезернистые с неясно полосчатой текстурой и лепидогранобластовой, с элементами пойкилобластовой, структурой породы. Минеральный состав гнейсов (в %) включает: плагиоклаз (№ 20) 45-60, кварц 10-15, до 30 в окварцованных разновидностях, биотит (рыжевато-бурый или оливково-зеленый) 10-15, микроклин 0-5, редкие зерна эпидота, карбоната, граната, хлорита, мусковита. Акцессорные минералы - ортит, апатит, циркон, турмалин, рудный. Амфибол-биотитовые разновидности содержат до 10 % амфиболов, гранатсодержащие – 5-15 % граната.

### ***Княжегубский (керетьский) комплекс мигматит-гранитов ( $m\gamma L_3k$ )***

Образования комплекса развиты в пределах север - северо-восточной части территории, обрамляя Куоляярвинскую структуру. С вмещающей их беломорской гнейсовой толщей они имеют согласное залегание и постепенные, затушеванные гранитизацией, переходы. Наиболее широко развиты мигматиты. По характеру мигматизации преобладают послойные мигматиты, реже встречаются тневые мигматиты. Мигматит-граниты встречаются в виде маломощных тел неправильной

или жильной формы, не выделяющиеся в масштабе карты, и имеют довольно ограниченное развитие. В рельефе они приурочены к вершинам высот (г. Портевара, г. Люлювара и др.), в структурном отношении располагаются в ядрах антиклинальных структурных форм. Керетьский (княжегубский) комплекс характеризуется крайней неоднородностью состава и структурно-текстурных особенностей слагающих его пород. Основу его составляют тневые мигматиты и мигматит-граниты микроклинового, плагиомикроклинового и микроклин-плагиоклазового состава [112]. Мигматит-граниты представляют собой породы розовато-серого, розового, иногда мясо-красного цвета, массивной или неявно гнейсовидной текстуры. Они характеризуются гранобластовыми, реже бластогранитовыми структурами с элементами структур метасоматического замещения. Отдельные разновидности имеют порфиробластовую структуру, обусловленную крупными выделениями микроклина на фоне гетеробластовой основной ткани. Мигматиты более лейкократовые, неравномернoзернистые, часто грубополосчатые. Петрографический состав мигматит-гранитов и гнейсогранитов определяется варьирующим содержанием микроклина (20-70 %), кварца (20-35 %), плагиоклаза (10-30 %) и биотита (5-10 %); присутствуют также мусковит, гранат, роговая обманка (в сумме до 1-5 %). Из аксессуарных отмечены ортит, апатит, циркон, сфен, ильменит, магнетит, количество которого иногда достигает 1 %.

#### ***Комплекс реоморфических гранитов (mLP<sub>3</sub>-KR)***

К образованиям данного комплекса отнесен ряд мелких тел на востоке территории, залегающих среди мигматит-гранитов кестеньгского комплекса и Беломорской зоны, а также два крупных массива в восточном обрамлении Куолоаярвинской структуры, приуроченных к Нилуттиярвинской зоне разломов [106]. Контакты их (так же как и других более мелких тел) с биотитовыми гнейсогранитами очень нечеткие, обусловленные наличием мощной зоны мигматитов (порфиробластических гнейсогранитов и мигматизированных гнейсогранитов). Контакты гранитов с осадочно-вулканогенными образованиями выражены более резко

– кварц-биотитовые сланцы и амфиболиты, а также осадочно-вулканогенные образования нижней части разреза карелид несут следы воздействия плагиогранитов. Мощность экзоконтактной зоны послышной мигматизации или неравномерного пропитывания субстрата инъекционным гранитным материалом обычно не превышает десятки метров [112].

Характерными чертами морфологии тел гранитов является расплывчатость их границ. Даже линейные и жилообразные тела, имеющие довольно четкие очертания, окружены ореолом измененных и мигматизированных пород. В основном комплекс представлен серией сближенных взаимосвязанных линейных зон микроклиновых гранитоидов. По составу это обычно микроклиновые или микроклинсодержащие породы красного цвета, как массивные, так и гнейсовидные, содержащие беспертитовый решетчатый микроклин и зеленый биотит, замещенный хлорит-мусковитовым агрегатом. Для них характерны такситовая структура в сочетании бластокатакластической, коррозионной и гломеропорфиновой.

### *Позднекарельские образования*

#### *Куолаярвинский комплекс габбро-перидотитовый ( $\delta\sigma$ -v $KR_2^1k$ )*

На территории Куола-Панаярвинской структуры выделяют два крупных этапа раннепротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма [44]. Первый сумийский этап с возрастом 2,40-2,45 млрд. лет связан с формированием расслоенных интрузивов, в том числе Олангской группы (Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара и др.), представленной в субширотной Панаярвинской структуре [43]. Второй этап – людиковийский рассматривается в сопоставлении с геологией Онежской депрессии.

Породы комплекса пользуются широким развитием в пределах Куолаярвинской структуры и приурочены к верхней части разреза слагающих ее осадочно-вулканогенных образований: апаярвинская, кайларская и сотковинская свиты. Подавляющая часть интрузий (70 %) локализована в продольной Янисварской зоне разрывных нарушений. Магматические тела представлены согласными пластовыми, реже пластово-секущими телами. Форма большинства тел в плане лентообразная,



удлиненно-линзовидная, характерны дугообразно изогнутые тела, вплоть до кольцеобразно-замкнутых. Размеры массивов по простиранию 0,1-5,0 км, мощность от 5 до 200 м, преобладают тела протяженностью в первые десятки метров. Массивы сложены перидотитами, пироксенитами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Лишь самый крупный массив Какойва и несколько более мелких тел, слагают неизменные или слабо измененные породы, химизм которых идентичен измененным породам. Массив расположен в 1 км западнее одноименной горы у оз. Туорусярви и в 3 км к востоку от девонского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Салланлатва [43].

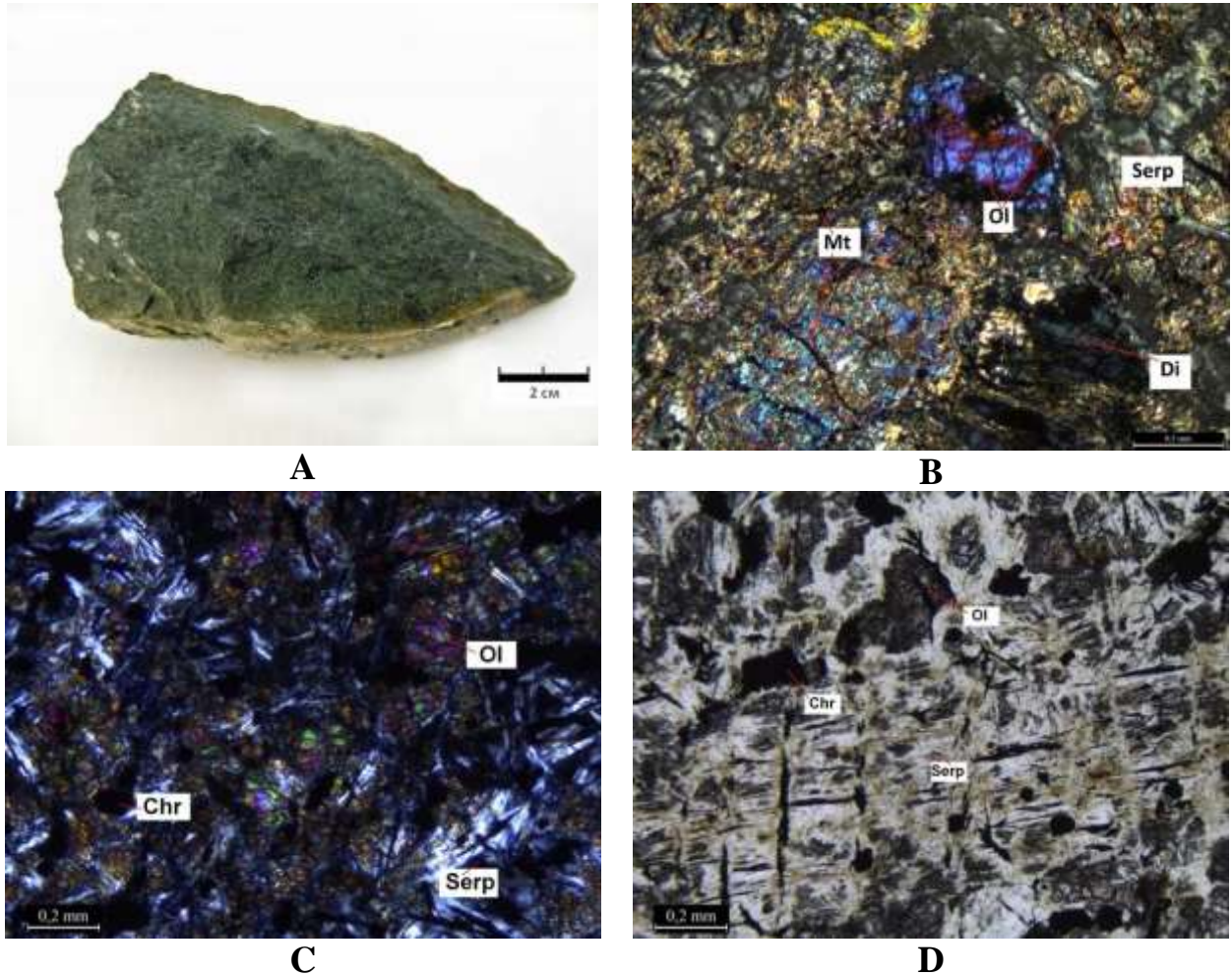
По геофизическим данным Центрально-Кольской экспедиции ПГО «Севзапгеология», массив меридионального направления длиной около 3 км при ширине до 1,1 км, площадью около 3 км<sup>2</sup> не имеет достоверно установленной мощности. Породы массива частично серпентинизированы, и только в ЮЗ части вблизи вулканитов в эндоконтакте отмечается зона хлоритовых и хлорит-актинолитовых сланцев мощностью несколько метров. Массив Какойва выделяется изометричной аномалией интенсивностью более 500 гамм [112]. Контактные взаимоотношения интрузий с вмещающими породами в большинстве своем затушеваны наложенными метаморфическими процессами. Краевые части тел в большинстве своем рассланцованы, мощность зон рассланцевания 0,5-1,0 м до первых десятков метров. По составу и количественным соотношениям, структуре и степени изменения выделяются следующие виды пород:

**1) неизменные породы** (массив Какойва) – верлиты, плагиогарцбургиты и лерцолиты, различимые только микроскопически. Это темно-серые порфиroidные породы с вкрапленниками диопсида, бронзита, лабрадора, содержащими включения оливина (хризолита, гиалосидерита).

**2) слабоизмененные породы** – серпентинизированные перидотиты (верлиты), амфиболлизированные пироксениты с реликтами пироксена и оливина. Это темно-серые массивные породы с унаследованной порфиroidностью, содержащие 30-70 %

вторичных минералов. **Серпентинизированные перидотиты** (рис.2.4.А) макроскопически имеют зеленовато-темно-серый цвет, массивную текстуру, среднекристаллическую структуру (0,3-1 мм). Под микроскопом установлен состав пород: серпентин – 35-45 %, амфибол (тремолит) – 5-10 %, пироксен (диопсид, авгит) – 10-15 %, оливин (гиалосидерит) – 5-20 %, хромит – 3-5 %, магнетит – 3-7 %. Преобладающая размерность зерен от 0,3 мм, до 1 мм. Верлиты характеризуются панидиоморфнозернистой, венцовой, микроструктурами, переходящими в узловатую – серпентинита (рис.2.4.В.). Участки венцовой структуры характеризуются каемками обрастания серпентина на зернах оливина и диопсида с возникновением концентрического зонального строения. Вкрапленники оливина имеют размерность 0,3 мм в поперечном сечении; различимы вытянутые шестиугольные формы разрезов, изометричные зерна. Оливин содержит  $MgO$  – 19,02 %,  $FeO$  – 40,79 %,  $SiO_2$  – 36,64 %,  $MnO$  – 2,07 % и относится к магнезиально-железистой разновидности – гиалосидериту. Минерал серпентинизирован с сохранением реликтов оливина (10-15%). Серпентинизация наиболее интенсивно развивается на периферии зерен и вдоль трещин спайности, образуя “сеть” с характерной пятнисто-петельчатой структурой. При замещении выделяется магнетит в виде зерен неправильной формы в сопровождении бурых окислов железа. Серпентин ( $MgO$  – 33,55%,  $FeO$  – 10,71 %,  $SiO_2$  – 42,59 %) имеет параллельно-волокнистые, листоватые агрегаты - антигорит. Диопсид ( $MgO$  – 17,63%,  $FeO$  – 6,19 %,  $SiO_2$  – 52,93%,  $CaO$  – 20,68 %,  $Al_2O_3$  – 1,64 %,  $Cr_2O_3$  – 0,90 %,  $MnO$  – 0,34 %) представлен реликтами кристаллов размером до 1 мм в поперечном сечении, слабо-зеленоватого оттенка, с восьмиугольными сечениями. В состав минерала входит хром ( $Cr_2O_3$  – 0,9 %) и марганец ( $MnO$  – 0,34 %). Светло-зеленый диопсид замещается бесцветным волокнистым тремолитом ( $MgO$  – 21,33%,  $FeO$  – 4,16%,  $SiO_2$  – 58,29 %,  $CaO$  – 12,99 %,  $Al_2O_3$  – 0,36%). Иногда в подобных перидотитах встречаются крупные (0,5 см) кристаллы буровато-коричневого авгита. Верлиты содержат округлые зерна хромита ( $Cr_2O_3$  – 38.67 %,  $FeO$  – 49,58 %,  $MnO$  – 1,74 %,  $Al_2O_3$  – 6,70 %,  $TiO_2$  – 2,81 %) размером до 0,2 мм, ксеноморфный магнетит. Сланцы по ультраосновным породам

преимущественно приурочены к зонам рассланцевания и милонитизации. По минеральному составу среди них выделяются актинолитовые, хлорит-актинолитовые, серпентин-тремолитовые разновидности, образовавшиеся по пироксенитам, и хлорит-тальковые сланцы по серпентинитам и перидотитам.



**Рис.2.4.** А. Шлиф 1164. Образец серпентинизированного перидотита. В. Шлиф 1003. Участок венцовой структуры перидотита, переходящей в узловатую структуру серпентинита. С анализатором. С. Шлиф 3034. Реликты оливина в серпентините. Фото шлифа в проходящем поляриз. свете с анализатором. Д. Серпентинизация оливина. Без анализатора.

3) *интенсивно измененные породы* – серпентиниты по перидотитам и оливинитам, тремолит-серпентиновые породы, хлорит-тремолитовые породы по пироксенитам, тальк-карбонатные породы по серпентинитам и их рассланцованные разновидности. *Тремолит-серпентиновые породы* (рис. 2.5.А.) макроскопически имеют светло-зеленовато-серый цвет, крупнокристаллическую (0,5 см) структуру, неясно сланцеватую до сланцеватой и плейчатой текстуру. Подобные породы содержат  $MgO$  –

20,3 %,  $SiO_2$  – 46,4 %,  $Al_2O_3$  – 7,58 %,  $FeO_{общ.}$  – 11,9 %,  $CaO$  – 7,66 %,  $K_2O$  – 1,2 %,  $Na_2O$  – 0,16 %. Под микроскопом установлены вариации состава этих пород: серпентин (антигорит) – 50-65 %, тремолит – 20-35 %, хлорит – 5-15 %, биотит – 5 %, титанит – 3-5 %. Микроструктура как правило - спутанно-волоконистая, текстура – неясно сланцеватая, плейчатая. Тремолит-серпентиновые породы большей частью состоят из листоватых и чешуйчатых агрегатов антигорита, развивающегося по тремолиту (рис.2.5.В.). Тремолит представлен в виде игольчатых удлинённых до волокон агрегатов, редко в виде мелких кристаллов ромбического сечения. На отдельных участках отмечается перекрещенное расположение волокон тремолита, что создает перекрещенно-волоконистую структуру. По тремолиту развиваются мелкие чешуйки коричневого биотита, светло-зеленый тонкочешуйчатый хлорит и волокнистый серпентин, что макроскопически придает породе зеленоватый оттенок. Породообразующий пироксен практически полностью замещен тремолитом.

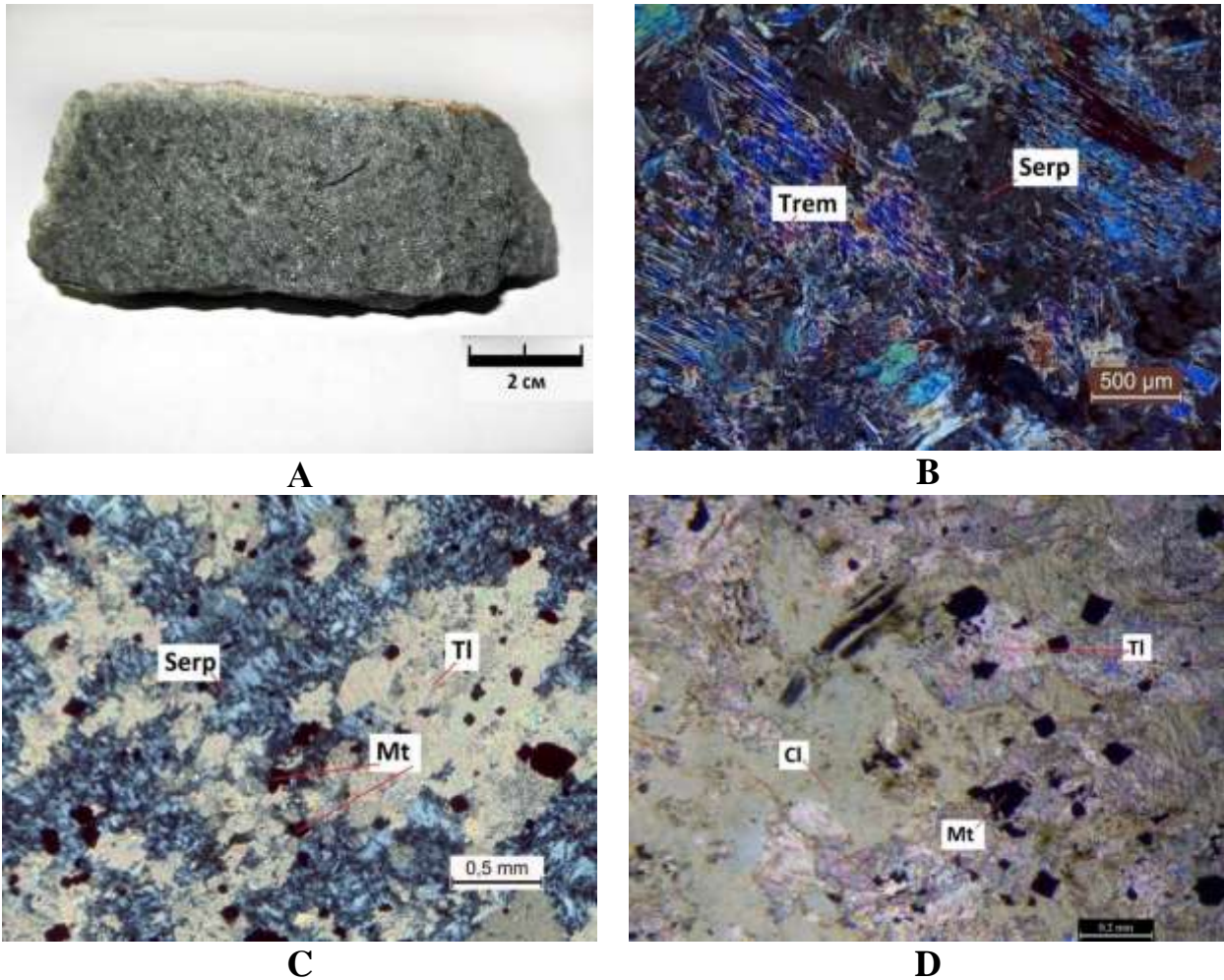
**Амфиболизированные пироксениты**, распространенные в незначительном количестве, образуют или самостоятельные мелкие тела, или переходные зоны от серпентинитов-перидотитов к метагаббродолеритам (массив г. Осминпало в северо-восточной части Куолярвинской структуры). Породы отличаются наличием реликтов крупных кристаллов пироксена. Это средне- и крупнозернистые породы темного зеленовато-серого цвета, нематобластовой и фибробластовой структур. Главными породообразующими минералами являются: тремолит, актинолит и хлорит, в небольшом количестве отмечаются серпентин, эпидот-цоизит, биотит и титаномагнетит. В разновидностях, переходных к метагаббродолеритам появляется андезин.

Максимальным распространением пользуются серпентиниты. **Серпентиниты** макроскопически имеют зеленовато-черный цвет, массивную текстуру, мелкокристаллическую равномернозернистую структуру. Под микроскопом установлен следующий состав: серпентин (хризотил) – 60-70%, оливин – 25-35 %, пироксен (авгит) – 5-10 %, хромит – 1-3 %, магнетит – 2-5 %. Детальное петрографическое изучение пород позволило установить реликтовые зерна оливина, среди которых располагаются

ксеноморфные выделения магнетита и округлые зерна хромита. Серпентин представлен тонковолокнистой светло-зеленой до желтого разностью – хризотилом. Минерал частично и полностью замещает оливин с образованием узловой микроструктуры породы (рис.2.4.C.D.).

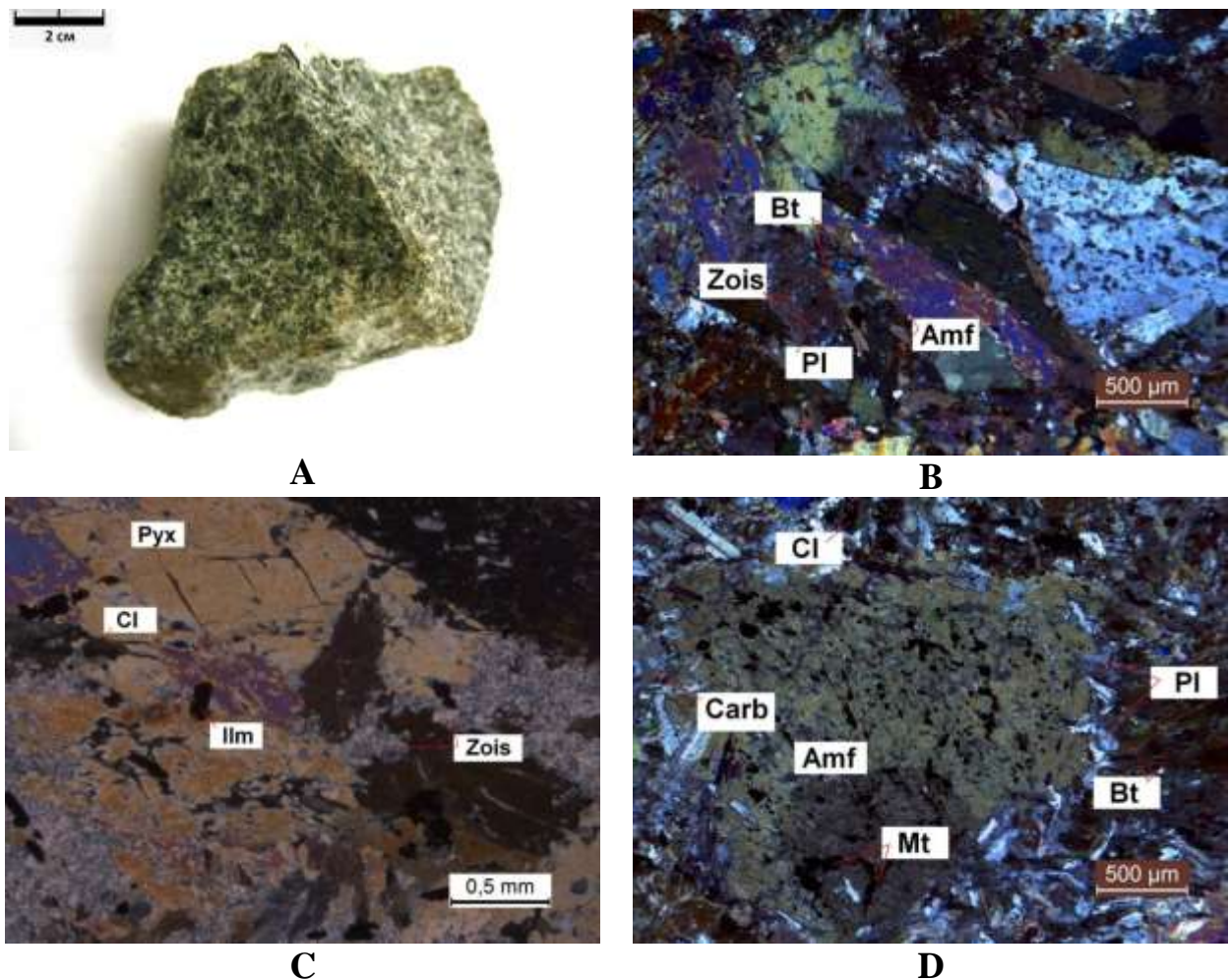
**Хлорит-тальковые сланцы** характеризуются зеленовато-серой окраской, сланцеватой, реже массивной текстурой. Подобные породы содержат  $MgO$  – 24,1-28,4 %,  $SiO_2$  – 41,5-49,7 %,  $Al_2O_3$  – 2,64-6,83 %,  $FeO_{общ.}$  – 8,55-15,4 %,  $CaO$  – 0,46-5,41 %,  $K_2O$  – 0,05-0,12 %,  $Na_2O$  – 0,18-0,5 %. Под микроскопом установлены следующие вариации составов: тальк – 50 -75 %, хлорит – 10-25 %, серпентин – 5-25 %, карбонат – 5-15 %, магнетит – 3-10 %, лимонит – до 5 %. Структура мелкозернистая, параллельно – лепидобластовая; текстура сланцеватая. Породы являются продуктами низкотемпературного метасоматоза по ультрабазитам. Чешуйчатая и листоватая разновидности хлорита, заместившего пироксен, имеют синеватые интерференционные цвета (пеннин), оливково и грязно-зеленые (клинохлор). Волокнистый тальк развивается по серпентину, часто расположен субпараллельно, иногда беспорядочно (рис.2.5.C.). Карбонат встречается в ксеноморфной, зернистой, реже в идиоморфных кристаллах ромбического сечения – доломит. Породы содержат вкрапленность кристалликов и неправильные ветвящиеся скопления магнетита, образующегося при разложении оливина (рис. 2.5.D.). В скважине № 5, пробуренной на участке Вуоснаярви, под слоем мореных отложений (3,9 м) и биотит-альбитовых и хлорит-альбитовых метасоматитов (8,0 м) вскрыто интрузивное тело куоляярвинского комплекса. В интервале 8,0-27,7 м вскрыты амфиболиты по габбро, от 27,7 до 58,0 м – оталькованные серпентиниты, от 58,0 до 68,7 м – аналогичные амфиболиты по габбро. Амфиболиты содержат рудную минерализацию в виде вкрапленности идиоморфных кристаллов пирита и магнетита, распространенная равномерно по всему объему породы (5-7 %) и прожилково-вкрапленная, представленная маломощными пирит-магнетитовыми прожилками (2-3 мм), ориентированными под углом 45-70° к оси керна.





**Рис.2.5.** А. Образец 2135. Тремолит-серпентиновая порода. В. Шлиф 2041. Процесс развития серпентина по тремолиту в тремолит-серпентиновой породе. Фото шлифа в проходящем поляриз. свете с анализатором. С. Шлиф 5/44,3. Развитие талька по серпентину. Фото шлифа в проходящем поляриз. свете с анализатором. Д. Шлиф 5069. Развитие талька по хлориту. Без анализатора.

*Интрузии габбро и габбродолеритов ( $v\sigma KR_2k$ )* широко развиты в пределах пород сотковинской, кайларской, нуокаярвинской и апаярвинской свит. Массивы габброидов образуют согласные межпластовые тела реже секущие мощностью от первых до нескольких сотен метров. По данным А.Д. Дайна (1973 г.), на площади закартировано около ста тел видимой мощностью от первых метров до сотен метров [103]. Преобладают среднезернистые габбро, содержащие обособления более крупнозернистых пород: лейкогаббро и габбропироксенитов. **Габбро** характеризуются светло-зеленым цветом, средне-крупнокристаллической структурой (0,3-0,5 см), габбровой, офитовой и пойкилоофитовой (рис.2.6. D.) микроструктурами, массивной текстурой (рис. 2.6.A.).



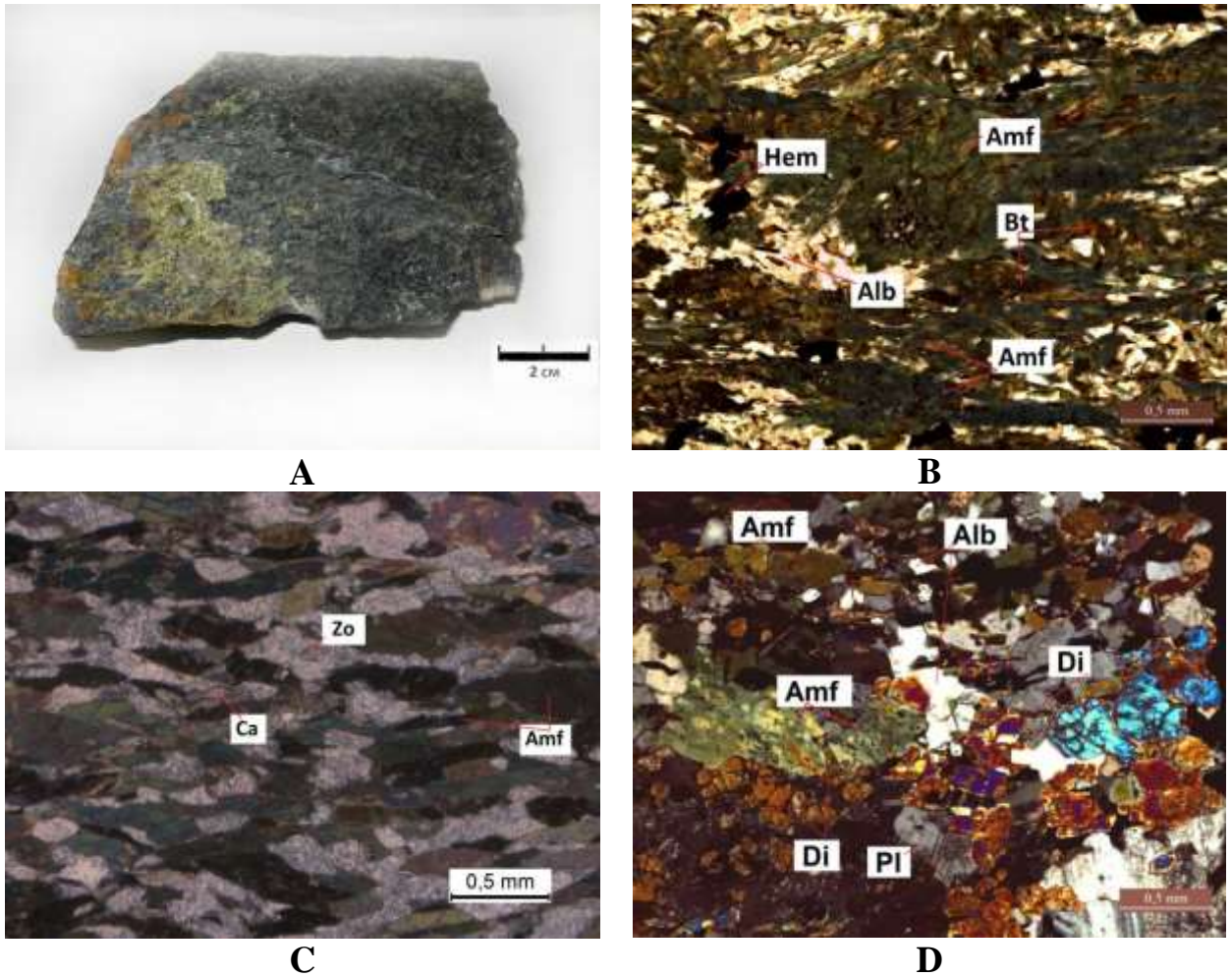
**Рис.2.6.** А. Образец (№ 1153) лейкогаббро. В. С анализатором. С. Шлиф 105. Реликт пироксена. Цоизитизация плагиоклаза. Фото шлифа в проходящем поляриз. свете с анализатором. D. Пойкилоофитовая структура габбро. С анализатором.

Породы сложены изометричными, реже полигональными зернами плагиоклаза и призматическими или изометричными зернами амфибола (рис.2.6.В.). Минеральный состав включает минералы: роговая обманка – 35-40 %, альбит – 20-35 %, цоизит – 15-26 %, биотит – 7-10 %, кварц – 1-5 %, кальцит – 5-7 %, титанит – 1-2 %, ильменит – 1-2 %, пирит – 3 %. В основной массе породы отмечаются крупные таблитчатые реликтовые кристаллы плагиоклаза, практически полностью замещенные альбитом и корродированные цоизитом (рис.2.6.С.). Мелкозернистый альбит повсеместно заполняет интерстиции меж крупных кристаллов роговой обманки и реликтовых кристаллов плагиоклаза. На месте плагиоклаза формируются скопления мелких и более крупных зерен цоизита, выделяющиеся высоким рельефом. Роговая обманка представлена в призматических зернах с неровными гранями размером от 0,5 до 2 мм. Как правило,

габбро содержат небольшое количество оливково-зеленого биотита в виде отдельных чешуйчатых кристалликов, замещающих амфибол. Иногда по основной массе породы развиваются крупные кристаллы кальцита в неправильных формах, с хорошо проявленной спайностью и полисинтетическими двойниками. Титанит формирует скопления мелких зерен и крупные клиновидные кристаллы. Повсеместны обособленные кристаллики пирита, с характерными квадратными, треугольными и пятиугольными сечениями.

**Габбро-амфиболиты** макроскопически темно-зеленые породы с достаточно большим содержанием альбита (40-55%), выделяющимся бурым цветом. Структура (0,2-0,5) мм – переходная от офитовой структуры габбро к гранонематобластовой - амфиболита, текстура – неясно сланцеватая. Габбро-амфиболиты интенсивно эпидотизированы, по основной массе в виде крупных гнезд размером до (3х3) см игольчатого зеленого эпидота (рис.2.7.А.), мелких обособленных зерен и в прожилковой форме, мощность прожилков от 2 до 5 мм. Породы часто катаклазированы и пронизаны сетью пересекающихся прожилков, выполненных карбонатом, кварцем с сульфидной вкрапленностью, эпидотом. Габбро-амфиболиты представлены сланцеватыми разновидностями (рис.2.7.С.), совместно с вмещающими их седиментогенными образованиями смятыми в складки с амплитудой от десятков до сотен метров. В зонах дробления в габброидах широко развита наложенная вкрапленная и гнездово-вкрапленная рудная минерализация – халькопирит, пирит, пирротин, самородная медь, гематит, магнетит, ильменит, связанная с процессами гидротермально-метасоматического изменения пород. Среди них выделяются биотит-актинолитовые и актинолитовые разновидности. По химическому составу породы комплекса относятся к толеитовой серии и характеризуются повышенной основностью [103]. С породами комплекса связана значительная часть золото-кварцевых и золото-сульфидных проявлений. Средний минеральный состав пород включает: амфибол (роговая обманка) – 50-60 %, плагиоклаз (альбит № 5) – 20-35 %, пироксен – 1-5 %, эпидот – 5-15 %, пирит – 3-5 %, ильменит – 5 %, титанит – 1-3 %. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой в призматической форме размерностью кристаллов от 0,5 мм до 1,5 мм.





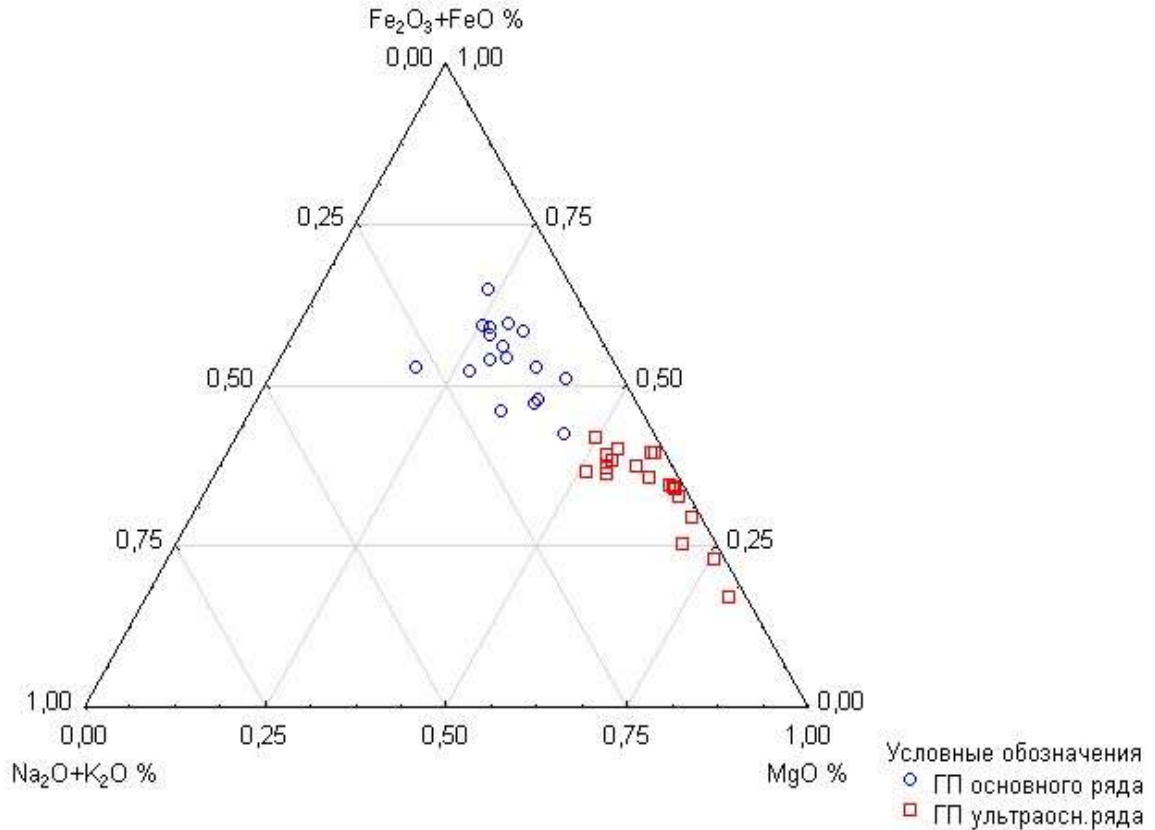
**Рис.2.7.** А. Образец (№ 206) эпидотизированного габбро-амфиболита. Б. Шлиф 206. Альбит-роговообманковая основная масса габбро-амфиболита. Без анализатора. С. С. Шлиф 123. Гранобластовая структура габбро-амфиболита. Фото шлифа в проходящем поляриз. свете с анализатором. D. Шлиф 710601. Фрагмент первичных диопсида и андезина габбро в габбро-амфиболите.

В отдельных шлифах установлены реликты первичной породы: кристаллы диопсида и андезина, с элементами замещения пироксена амфиболом, плагиоклаза – альбитом (рис.2.7.D.). В интерстициях кристаллов роговой обманки расположены мелкие зерна альбита (рис.2.7.B.). Пирит вкраплен по массе породы в изометричных формах (кубические и призматические кристаллы) размером от 0,5 до 2 мм. Титанит образует скопления мелких зернышек. Эпидот повсеместно в массе породы образует обособленные кристаллы в массе породы призматической и шестиугольной формы.

**Амфиболиты** представляют собой темно-зеленые крупнокристаллические породы с массивной до неясно сланцеватой текстурой. Амфиболиты

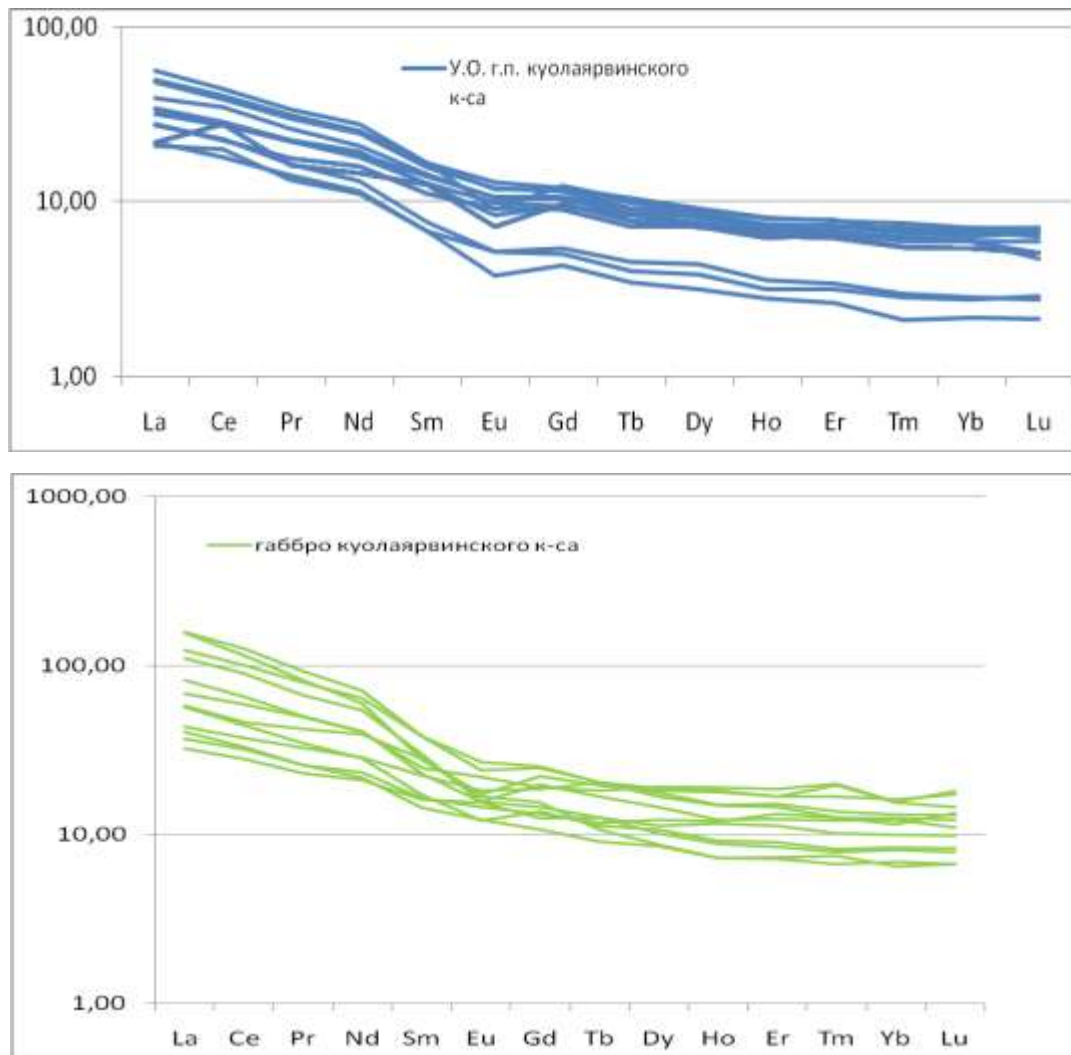
характеризуются нематобластовыми микроструктурами, с содержанием реликтов офитовой. Минеральный состав включает минералы: роговая обманка – 50-60 %, альбит – 25-30 %, биотит – 5-7 %, сульфиды – 3-10 %, гетит – 1 %, эпидот – 2-5 %. Плагиоклаз (№ 35 - андезин) представлен в микрозернистой и микролейстовой форме с полисинтетическими двойниками. Роговая обманка наблюдается в виде довольно удлиненных призм темно-зеленоватого цвета с расщипленными концами. Большой частью минерал развит по сланцеватости, отдельные кристаллы ориентированы в крест, что говорит о эпимагматическом генезисе. Биотит в небольшом количестве представлен в виде коротких пластин светло-коричневого цвета. Эпидот наиболее поздний минерал наблюдается в виде обособленных новообразованных зерен округлой формы и короткопризматической формы. Размерность его варьирует от 1 мм до 1 см. Сульфиды ксеноморфного и призматического облика в количестве 10 % от объема породы вкраплены обособлено по массе породы.

По минеральному и химическому составу, результатам пересчета химических анализов породы куолаярвинского комплекса относятся к гипербазитам габбро-перидотитовой формации. Магматиты куолаярвинского комплекса характеризуются нормальной, в единичных случаях — повышенной щелочностью. По содержанию и соотношению щелочей относятся к породам нормального петрохимического ряда, K-Na и в единичных случаях — Na серии при среднем значении суммы щелочей 1,47 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,96 %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,5%,  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$  – 1,66,  $\text{K}_2\text{O} / \text{TiO}_2$  – 0,24 (приложение 1.). По соотношению общей щелочности, содержанию железа и магния на диаграмме AFM они располагаются в области пород толеитовой серии (Рис.2.8.). Ультраосновные породы куолаярвинского комплекса характеризуются повышенными содержаниями V – от 53,4 до 242 г/т, Cr – от 616 до 5740 г/т, Co – от 37,1 до 120 г/т, Ni – от 41 до 1260 г/т (в рамках работ над отчетом по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)», 2016-2017 гг.).



**Рис.2.8.** Диаграмма AFM для магматических пород куоляярвинского габбро-перидотитового комплекса (Приложение 1.).

По распределению спектров редкоземельных элементов в комплексе основных пород основные и ультраосновые разновидности пород характеризуется обогащением легкими редкоземельными элементами, существенно обеднением тяжелыми элементами (Рис.2.9.). Породы основного и ультраосновного ряда характеризуются отрицательной Eu-аномалией и обеднены европием. Типохимические отношения высокозарядных элементов ( $Zr/Hf$  и  $Nb/Ta$ ), для пород комплекса варьируют относительно хондритового в области  $Zr/Hf$  отношения (41 против 36 для хондрита), что указывает на значительную роль флюидно-магматического взаимодействия при формировании пород. На AFM диаграмме вмещающие ультрабазиты метагабброиды, условно отнесенные к данному комплексу, образуют единый тренд, что согласуется с наличием переходов между породами и дает возможность предполагать генетическую связь между ними.



**Рис.2.9.** Распределение редких элементов в породах куоляярвинского комплекса: Свободные диаграммы распределения, нормирование к хондриту по Mc Donough, 1991г. (приложение 2.).

### *Позднекарельские образования*

#### *Вепсийский надгоризонт*

#### *Комплекс гранитоидов ( $\gamma K_2^3$ )*

В легенде Кольской серии листов Госгеолкарты масштаба 1:200 000 данный комплекс не имеет названия и охарактеризован следующим составом: граниты микроклин-плагиоклазовые, частью пегматоидные, аплит-пегматиты, гранодиориты субщелочные, микрограносиенит-порфиры. Это относительно маломощные тела (до 15-20 м), прорывающие породы всех уровней (надгоризонтов) разреза Куоляярвинской структуры. Работами ПГО «Невскгеология» подобные тела были выявлены на участке рудопроявления Алакурти [107]. В ходе геологической съемки

в 2016 году было прослежено тело аплитовидных гранитов на 283 м в крест простирания челозерской свиты (лопий) в северо-восточной части Куолярвиснской структуры. Породы имеют светло-розовый цвет, мелкозернистую структуру, плагиоклаз-микроклиновыи состав. В рамках работ над отчетом по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» было проведено датирование гранитоидов (обр., проба 2056) U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II в центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» по цирконам. Зерна цирконов призматические и удлиненно-призматические размером 200–400 × 100–150 мкм с хорошо выраженной осцилляторной зональностью, отражающей их кристаллизацию из расплава (рис.2.11.). Для 11 зёрен цирконов получен возраст 1748 млн. лет (Житникова И.А., рис.2.10.).

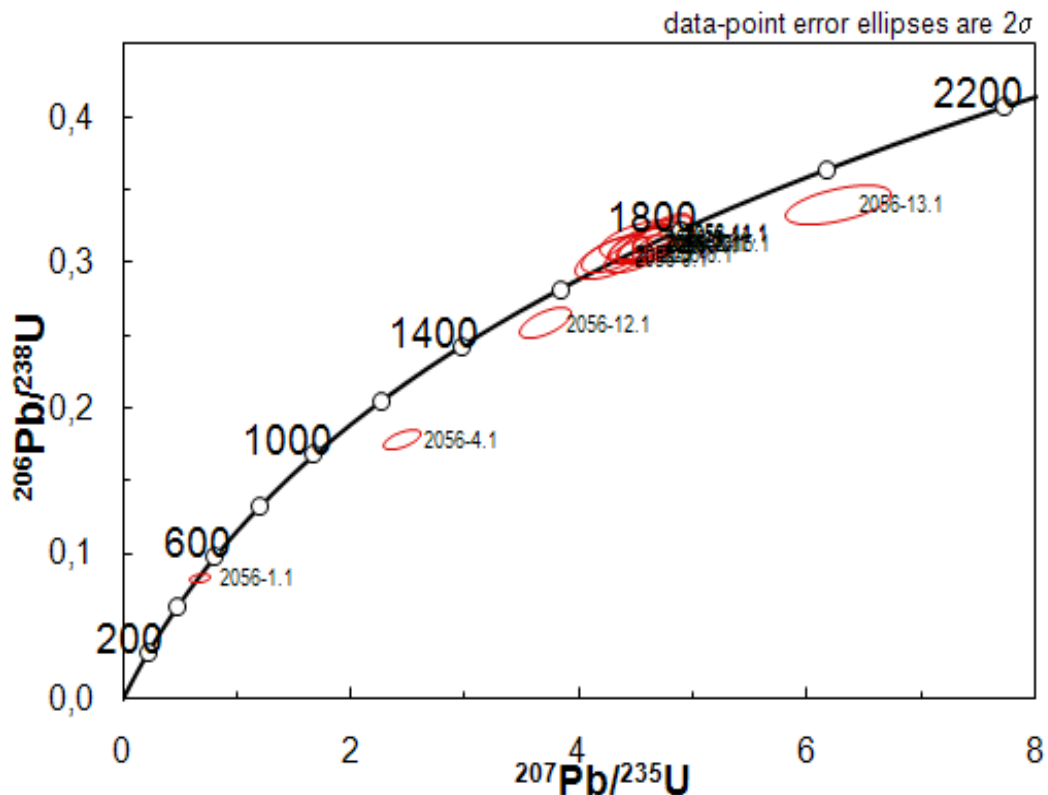
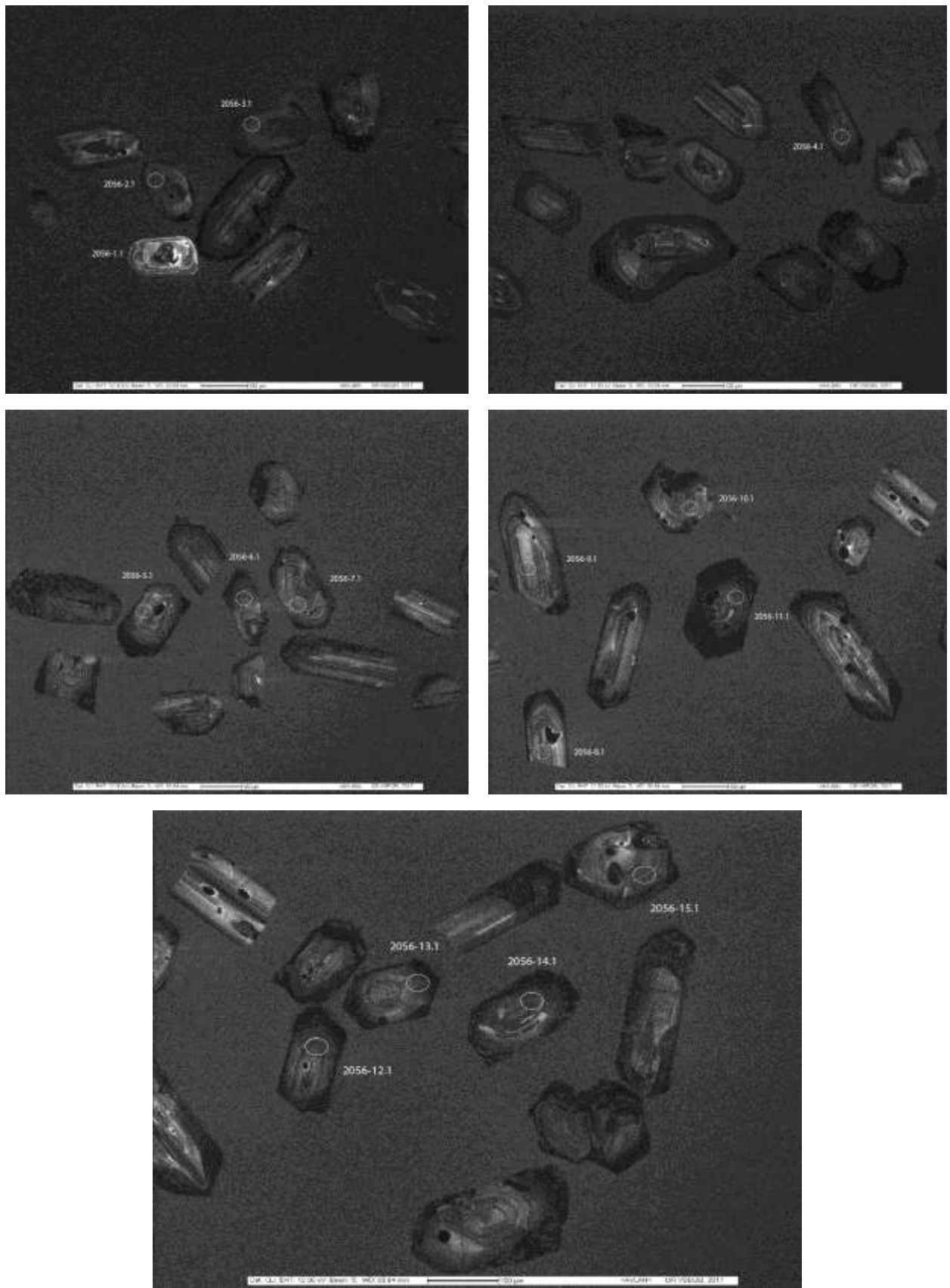


Рис. 2.10. Диаграмма Аренса-Везерилла для точек 2056-1.1 – 15.1.





**Рис. 2.11.** CL изображения цирконов 2056-1.1, 2056-2.1, 2056-3.1, 2056-4.1, 2056-5.1, 2056-6.1, 2056-7.1, 2056-8.1, 2056-9.1, 2056-10.1, 2056-11.1, 2056-12.1, 2056-13.1, 2056-14.1, 2056-15.1.

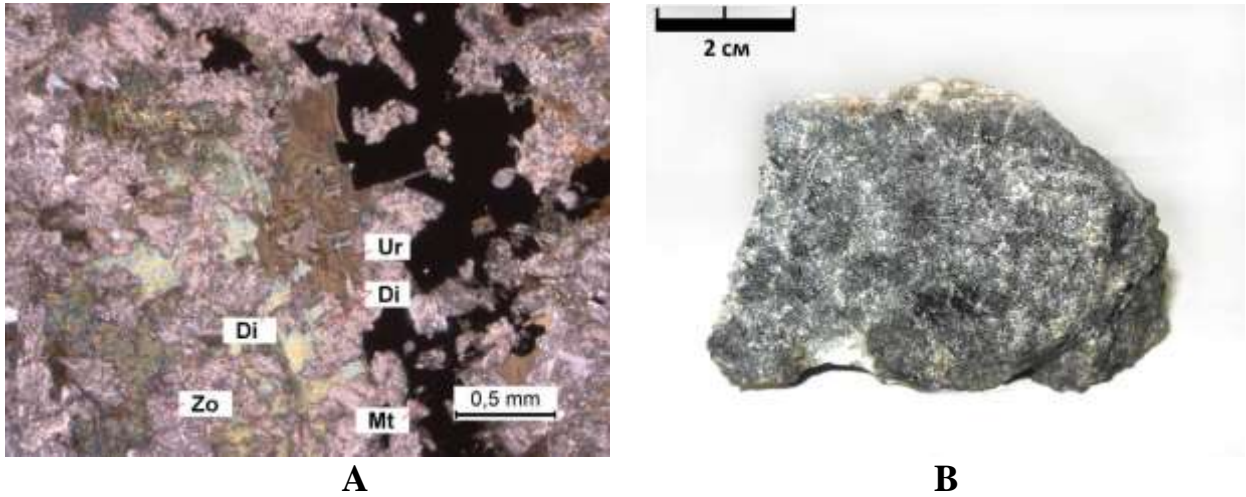
Данный возраст в пределах погрешности согласуется с оценкой возраста гранитоидов Центрально-Лапландского батолита в Финляндии - 1,79-1,66 млрд. лет, с которым потенциально связывается формирование комплексных (Co, Fe, Au, U) месторождений зеленокаменных поясов Куусамо и Перапохиа [99].

### *Рифейские образования*

#### *Тутиярвинский комплекс ( $vRf_{2t}$ )*

Породы тутиярвинского комплекса являются наиболее молодыми образованиями карельского цикла и представлены дайкой Тутиярви. Дайка ориентирована вкрест простирания складчатых структур и пересекает осадочно-вулканогенные образования куоляярвинской, нилутгиярвинской, кайларской, апаярвинской и соваярвинской свит. Ширина дайки составляет около 100 м, протяженность – несколько километров. Дайковый пояс, пересекая центральную часть структуры, прослеживается и на территории Финляндии [107]. Дайка сложена габбро диопсид, авгит-андезинового состава. В приконтактных частях габбро изменены: альбитизированы, цоизитизированы. Габбро макроскопически представляют собой массивные крупнокристаллические породы коричневатого-светло-зеленого цвета (рис.2.12.В). Минеральный состав включает: клинопироксен (авгит) – 5-10 % (реликты), амфибол (уралит) – 30-45 %, плагиоклаз – 5-40%, цоизит – 5 -40 %, рудный минерал (магнетит) – 3-10 %, биотит – 5 %, хлорит – 5 %, тремолит – 1-5 %. Породы характеризуются пойкилофитовой микроструктурой, в крупные зерна амфибола включены пойкиловые вкрапленники микролейст плагиоклаза (№ 30), нацело замещенные мелкозернистым агрегатом смеси минералов эпидот-цоизитовой группы (рис.2.12.А.). Сохраняются отдельные реликтовые микролейсты плагиоклаза (андезин) размерностью (0,2-0,3) мм. Плагиоклаз основной массы также цоизиитизирован частично и полностью. Диопсид сохраняется только в виде реликтов, повсеместно замещается уралитом. Уралит отличается грязно-зеленым цветом, деформированной спайностью в двух направлениях. Отдельные зерна уралита по периферии замещаются светло-буровато-коричневым

пластинчатым биотитом, игольчато-волокнистым тремолитом. Магнетит образует порфироксенобласты в основной массе породы размером (3х3) мм.



**Рис. 2.12.** А. На фоне цоизитизации сохраняются реликты пироксена, замещающиеся уралитом. В правой части поля зрения – магнетит. Ш. 37. Б. Образец (№ 608901) габбро тутиярвинского комплекса.

### *Палеозойские интрузивные образования*

#### *Вуориярвинский комплекс ультрамафит-фойдолитов с карбонатитами (D<sub>2,3</sub>)*

В пределах Куолярвинской структуры и ее обрамления образования комплекса слагают два крупных массива Салланлатвинский и Вуориярвинский (Колвикский). Интрузии датированы Rb-Sr методом, возраст пироксенитов из массива Вуориярви составляет  $383 \pm 7$  возраст карбонатитов -  $375 \pm 7$  млн лет [106].

Массив Салланлатва расположен на западном фланге Куолярвинской структуры, Вуориярви - за пределами восточной границы структуры. Массивы образуют субширотный субширотную зону результатом проявления палеозойской тектоно-магматической активизации. С ними связаны месторождения и проявления тантала, ниобия и редких земель, а также урановые рудопроявления уран-фторapatитового в карбонатных породах типа.

*Салланлатвинский массив* расположен в 2 км северо-западнее г. Салланлатва-тунтури и занимает площадь около 6 км<sup>2</sup>, морфологически приурочен к небольшой округлой возвышенности и в плане имеет овальную форму, слегка вытянутую в субмеридиональном направлении [53]. С поверхности массив перекрыт рыхлыми отложениями мощностью от 0,5-2 м до 30 м. Вмещающими породами являются



метабазальты сотковинской свиты, подверженные мелочному метасоматозу. В строении массивов принимают участие две интрузивные фазы: вторая, представленная фойдолитами-мельтейгитами, малиньитами, ийолитами, уртитам, нефелиновыми и щелочными сиенитами; третья – карбонатитами, фенитами и метасоматически измененными породами [112].

**Массив Вуориярви** расположен в 2 км к северо-востоку от г. Колвикковара, в пределах листа его площадь 1,5 км<sup>2</sup>. Массив приурочен к пологой возвышенности, мало выделяющейся в окружающем рельефе, и полностью перекрыт чехлом рыхлых отложений мощностью от 0,5 до 5,0 м [53]. Непосредственных контактов массива с вмещающими породами не наблюдалось, однако форма и размеры массива однозначно интерпретируются по геолого-геофизическим данным. Массив представляет собой сложную интрузию щелочных пород, периферические части которой сложены урритами шириной от 170 до 450 м. К центру они сменяются щелочными сиенитами, малиньитами и урритами с линзами мельтейгитов и якупирангитов, слагающими в плане извилистые линзообразные полосы шириной 50-250 м, вытянутые с юга на север. Щелочные породы массивов представлены преимущественно фойдолитами: мельтейгитами (60-75 % пироксена, 20-30 % нефелина), ийолитами (до 50 % нефелина) и ийолит-урритами (до 80 % нефелина). В одном из обнажений была встречена полевошпатовая разновидность типа тералита [106]. Формирование интрузий вуориярвинского комплекса связано с палеозойской тектоно-магматической активизацией. К массивам Салланлатва и Вуориярви приурочены месторождения ниобия и тантала.

*Среди рассмотренных интрузивных комплексов Куоляярвинской структуры и ее обрамления наибольший интерес с точки зрения рудной минерализации представляют куоляярвинский габбро-перидотитовый комплекс. К экзоконтактам интрузий данного комплекса часто приурочено урановое с золотом оруденение. Выявление дайковых тел гранитоидов с установленным возрастом 1748 млн. лет (Житникова И. А.) ставят новые задачи поисков в структуре подобных тел и оценки их влияния на процесс рудообразования.*

### 2.2.4. Метаморфизм

Все рассматриваемые породы метаморфизованы неравномерно. При этом отчетливо проявляется тенденция в последовательном ослаблении степени регионального метаморфизма с востока на запад, от амфиболитовой к зеленосланцевой фации [52, 53].

Метаморфизм фации зеленых сланцев наблюдается в породах от ноукаярвинской до сотковинской свиты. В породах этой фации в тектонически ослабленных зонах отмечено интенсивное проявление гидротермального изменения пород. Выделяются две группы наложенных минеральных ассоциаций. Первая группа хлорит, кварц, (серицит) и хлорит + альбит, характерна для метасоматически измененных пород контактового метаморфизма. Исходными породами, по-видимому, являлись метапесчаники и эффузивы основного и среднего состава. К востоку от зоны метаморфизма фации зеленых сланцев отмечается возрастание степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации. Граница эпидот-амфиболитовой фации определяется появлением обыкновенной роговой обманки и переходом альбита (до 10 % An) в альбит-олигоклаз. Граница между этими фациями не четкая, а через переходную зону, в которой устанавливается реакционное наложение метаморфических ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации на зеленосланцевую [110].

Породы эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма характеризуются следующими ассоциациями:

I группа (породы богатые CaO) – плагио-роговообманковые сланцы по базальтам и габбродолеритам, metabазальты, амфибол-биотит-кварцевые сланцы по эффузивам среднего состава.

1. обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз + эпидот + кварц ± актинолит
2. обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз + эпидот + кварц ± хлорит ± биотит
3. кварц + плагиоклаз + биотит + обыкновенная роговая обманка + эпидот
4. актинолит + кварц + плагиоклаз + биотит

Плагиоклаз представлен 19 % An, рудные минералы – пирит, ильменит, магнетит, халькопирит, гематит.

II группа (породы бедные СаО) - метаалевролиты, метаалевропелиты.

1. серицит + альбит + кварц ± биотит ± карбонат
2. серицит + хлорит + кварц ± биотит

Рудные минералы – гематит, пирит

III группа – карбонатные породы

1. карбонат + кварц
2. карбонат + кварц + мусковит ± плагиоклаз
3. карбонат + тремолит + альбит
4. карбонат + альбит + хлорит

Эпидот-амфиболитовая фация охватывает осадочно-вулканогенные образования Куолярвинской структуры от ниваярвинской до нуокаярвинской свиты. Среди основных пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, местами сохраняются участки фации зеленых сланцев [111].

На площади распространения пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма регрессивные изменения также располагаются вдоль тектонически ослабленных зон. На полуострове озера Аухтиярви отмечена протяженная узкая зона хлоритизации. В зоне крупного субмеридионального Нилуттиярвинского разлома в породах куонаярвинской и юрхямьярвинской свит интенсивно проявлены гидротермальные и метасоматические изменения пород с образованием альбита, кварца и незначительного количества мусковита, биотита. Породы эпидот-амфиболитовой фации местами подвержены калиевому метасоматозу, который проявляется в микроклинизации пород [110]. Амфиболитовая фация регионального метаморфизма проявлена в узкой краевой части Куолярвинского синклинория на контакте с породами архея – образованиях челозерской и частично нилуттиярвинской свит. Она характеризуется следующими парагенетическими ассоциациями:

I группа (породы богатые СаО) – амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, частью с гранатом.

1. обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз + кварц ± гранат

2. обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз + кварц + биотит ± гранат

Плагиоклаз 28-30 % An.

II группа (породы бедные CaO) – ставролит-гранато-амфиболовые, гранато-биотито-амфиболовые сланцы.

1. гранат + ставролит + куммингтонит-грюнерит + плагиоклаз + биотит

2. плагиоклаз + кварц + гранат + куммингтонит-грюнерит + биотит

III группа – карбонатные породы

1. карбонат + кварц

2. карбонат + обыкновенная роговая обманка + диопсид + калиевый полевой шпат + эпидот + кварц.

Исчезновение эпидота в породах богатых кальцием, изменение основности плагиоклаза до № 28-30 анортита позволяет считать, что данные парагенетические ассоциации образовались в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. Появление амфибола куммингтонит-грюнеритового ряда и ставролита характерно для более высокотемпературной ассоциации.

*Для комплексов, слагающих Куолярвинскую структуру, установлена хорошо выраженная метаморфическая зональность, представленная тремя фациями регионального метаморфизма: зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой, которые неравномерно сменяют друг друга с запада на восток. Метаморфические минеральные ассоциации зеленосланцевой фации во многом идентичны метасоматическим, что требует разработки комплекса признаков их отличия.*

### **2.2.5. Геологическое строение Au-U рудопроявлений (Лагерное, Озерное, Алакурти, Алим-Курсуярви)**

Наиболее представительным рудно-формационным типом на территории Куолярвинского прогиба является урановый с золотом в альбит-карбонатных метасоматитах. К нему относятся многочисленные урановые рудопроявления: Лагерное, Озерное, Алим-Курсуярви, Алакурти, Кауттио, Сиеппи, Исосиеппи-1,

Исосиеппи-2, Кварцевое и другие, связанные с этапом раннепротерозойского цикла тектоно-магматической активизации района. Все урановые объекты локализованы в зоне динамического влияния крупного Нилуттиярвинского субмеридионального разлома на контакте вулканогенно-осадочного комплекса раннего протерозоя и гранитогнейсов архейского фундамента. Рудоконтролирующими структурами выступают разрывные нарушения северо-восточного и субширотного простирания, оперяющие Нилуттиярвинский разлом. Урановое с золотом оруденение приурочено к зональным метасоматитам. Изучение рудно-метасоматических зон проводилось по канавам предшественников (ПГО “Невскгеология”, 70-80 гг.), вскрывшим альбититы, альбит-карбонатные и карбонатные метасоматиты с повышенной радиоактивностью (до 3000 мкР/час). Каждый из выявленных объектов помимо общих черт обладает петролого-геохимическими особенностями. Участки рудопроявлений Лагерное, Алакурти, Алим-Курсуярви расположены в сильно заболоченной местности, что существенно осложняет геологическое изучение и проведение горных выработок.

### ***Рудопроявление Озерное***

Рудопроявление Озерное выявлено в 1975 году при проведении геолого-радиометрических поисков масштаба 1:25 000 [111]. Рудопроявление размещается в восточной части Куоляярвинской структуры между озерами Ала-Нятярви и Аухтиярви (рис.2.13., 2.14.), в одной широтной зоне с урановыми объектами Лагерное и Кварцевое. Рудные тела контролируется секущими Нилуттиярвинский разлом разрывными нарушениями северо-восточного простирания ( $40-50^{\circ}$ ) [98]. В качестве вмещающих пород выступают образования нилуттиярвинской свиты ятулия, которые прорываются магнетитсодержащими габбродолеритами куоляярвинского комплекса. Нилуттиярвинская свита ( $KR_1^3nl$ ) представлена metabазальтами, биотит-амфиболовыми и альбит-амфиболовыми сланцами. Степень метаморфизма пород неоднородна, в большей части соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Радиоактивный фон колеблется от 100 до 200 мкР/час, точно

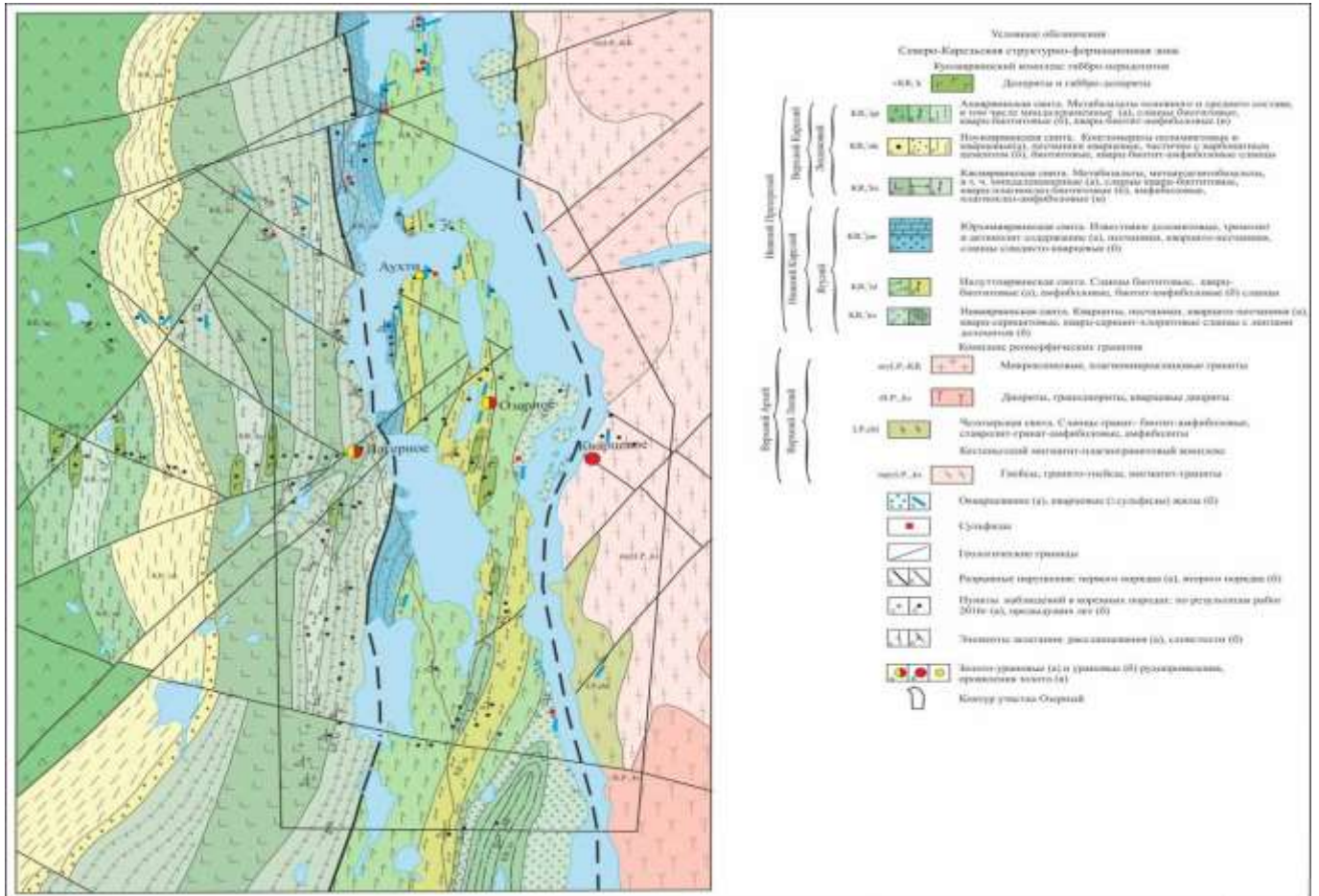


Рис.2.13. Схема геологического строения участка “Лажерное-Озерное-Кварцевое” Масштаба 1:25 000. [101].

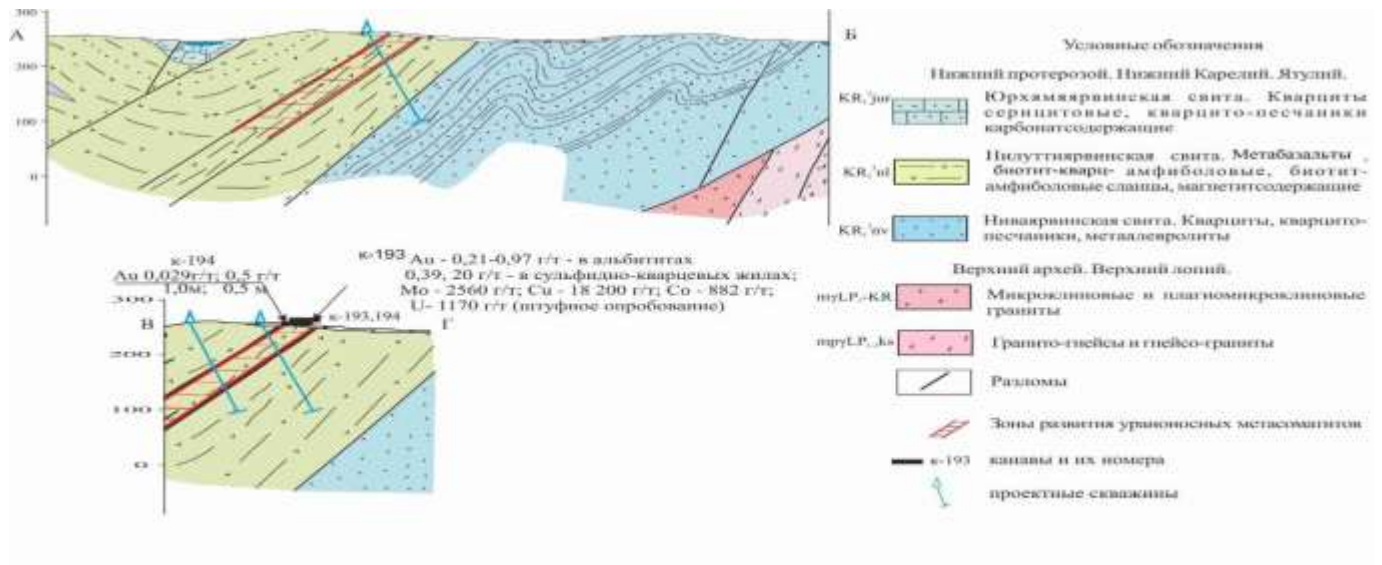


Рис.2.14. Участок рудопоявления Озерное. Геологический разрез по линии АБ. Масштаба 1:5 000 по данным Кондакова, 1981, данные опробования Афанасьева, 2015, 2016 [101, 110].

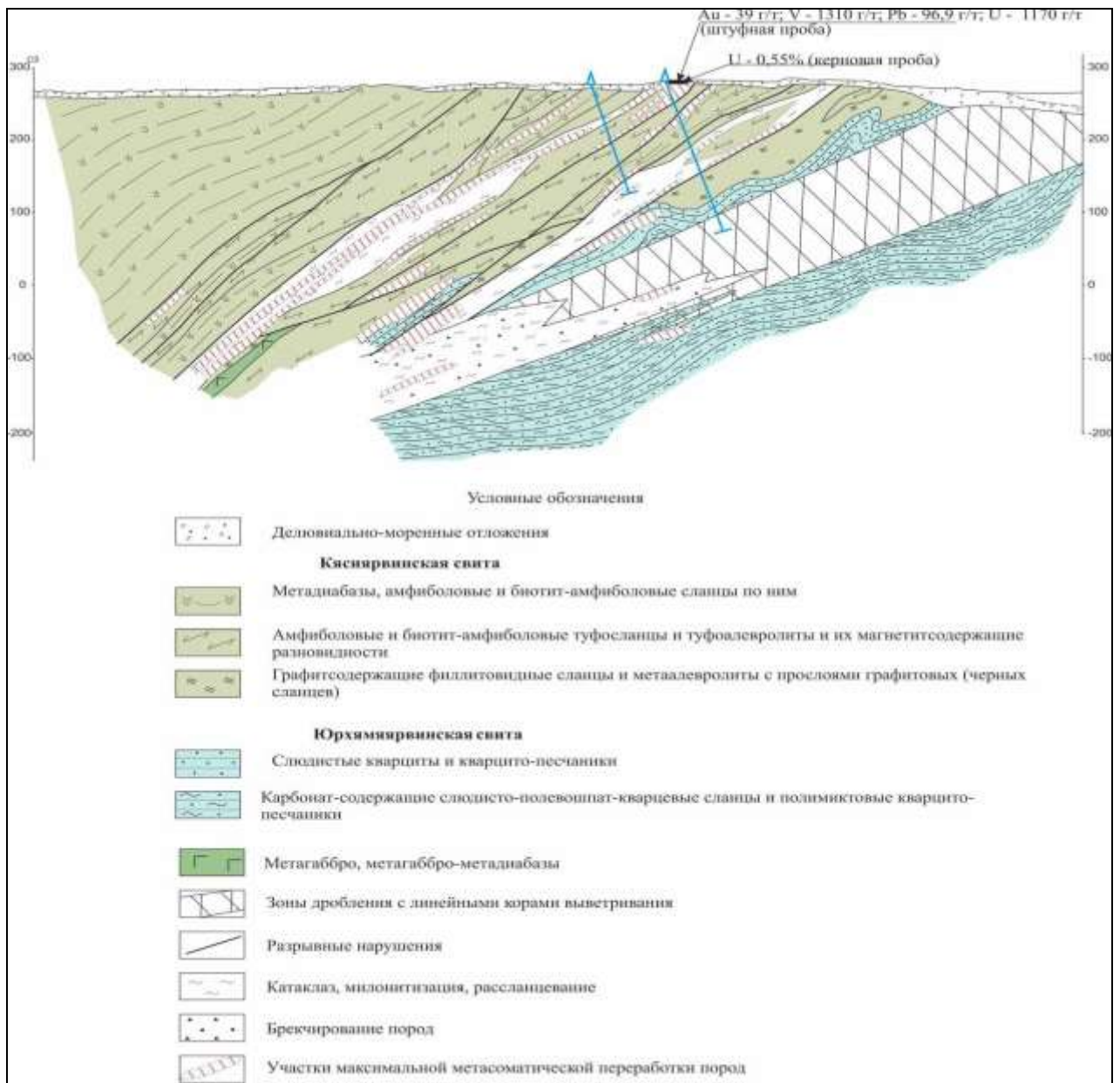
достигая 800 мкР/час, 1000 мкР/час, 2000 мкР/час. В пределах северо-восточных разрывных нарушений обнаружены многочисленные проявления щелочно-

карбонатного метасоматоза. Протяженность метасоматической зоны, прослеженной канавами, достигает 500 м с падением на северо-запад под углом 50- 80°, мощность составляет 4-6 м [107]. Краевые части метасоматической зоны фиксируются слабым покраснением, за счет тонкорассеянной гематитизации, и присутствием многочисленных кварц-альбитовых прожилков мощностью от 10 до 20 см. Центральные части сложены мономинеральными буровато-розовыми и мясо-красными альбититами в виде линзовидных тел мощностью 1,5-10 м. Альбититы раздроблены с образованием брекчий с карбонатным цементом из медово-желтого кальцита. К участкам брекчированных альбититов приурочена урановая минерализация, представленная уранинитом и браннеритом в виде рассеянной вкрапленности и гнездообразных скоплениях. Размер гнездообразных скоплений урановых минералов достигает 1 см; размеры участков урановой минерализации варьируют от (0,2x0,2) до (2,5x1) м. Содержание урана составляют: 0,031 % на 0,3 м; 0,03 % на 0,2 м; 0,095 % на 0,15 м. В альбит-карбонатных метасоматитах концентрация U достигает 1170 г/т при штучном опробовании [101]. Содержания золота в бороздовых пробах, отобранных из рудной зоны в канаве, пройденной предшественниками, достигает 0,5 г/т на 0,5 м [101]. Содержания золота в штучной пробе из сульфидно-кварцевой жилы, сближенной с альбититовыми телами, достигает 20 г/т [101]. Наряду с урановой минерализацией альбит-карбонатные метасоматиты содержат обильную вкрапленность тонкочешуйчатого молибденита. Аномальные содержания золота сопровождаются аномалиями Mo – до 2560 г/т, Co – до 882 г/т, U – 1170 г/т, Cu– 18200 г/т [26]. Рудопроявление Озерное характеризуется пространственным совмещением альбит-карбонатных метасоматитов с золото-урановым оруденением и кварцевых жил с сульфидной и золотой минерализацией. Севернее рудопроявления в двух скважинах предшественников были вскрыты 7 тел слаборадиоактивных альбититов мощностью до 5 м [111]. Керн выработок на настоящий момент утерян, но эти данные свидетельствуют о более широком проявлении процессов щелочного метасоматоза в пределах толщи нилуттиярвинской свиты на флангах рудопроявления Озерное.

### *Рудопроявление Лагерное*

Рудопроявление Лагерное выявлено в 1976 году при проведении геолого-геофизических работ масштаба 1:10 000 [111]. Объект расположен в одной широтной полосе с рудопроявлениями Кварцевое и Озерное на западном берегу оз. Или-Нятярви. В качестве рудоконтролирующей структуры выступают разрывные нарушения зоны смятия северо-восточного простирания, мощностью 60-80 м, протяженностью 200 м, в узле ее пересечения с Нилуттиярвинским разломом. Рудопроявление размещается среди метасоматически преобразованных людиковийских сланцев биотитового, амфибол-биотитового состава, содержащих прослойки туфов, метатуфов, углеродсодержащих сланцев, доломитов кясиярвинской свиты ( $KR_2^1ks$ ). Толща терригенных пород подстилается базальным горизонтом кварцитов, перекрывается толщей метадиабазов, метатуфов (рис.2.15.). Интрузивные образования представлены дайками габбродолеритов куолаярвинского комплекса. В 1976-1977 гг. на участке рудопроявления было пробурено 7 скважин глубиной до 30 м, пройден профиль из 9-ти поисково-картировочных скважин глубиной от 74 м до 200 м, 14 канав [107]. Керн скважин на сегодняшний день утерян, но некоторые старые канавы доступны для изучения. Разрывные нарушения фиксируются маломощными зонами рассланцевания, катаклаза и брекчирования с наложенной альбитизацией, окварцеванием и карбонатизацией. В отдельных частях метасоматической зоны наблюдаются жилы карбонат-альбитового состава с вкрапленной урановой минерализацией. Тела карбонат-альбитового состава имеют протяженность от первых метров до 200 м и мощность от первых десятков сантиметров до 3-4 м. Простирание их субсогласное с вмещающими породами (северо-восток  $30-60^\circ$ ), падение имеет северо-западное направление ( $30-50^\circ$ ). Центральные части метасоматических зон представлены мономинеральными альбититами, альбит-карбонатными метасоматитами, внешние - альбитизированными и слабо карбонатизированными сланцами. [111]. Урановая





**Рис.2.15.** Разрез по профилю АБ рудопоявления Лагерное масштаба 1:5 000. по данным Кондакова, 1981, данные опробования Афанасьева, 2015, 2016 [101, 107].

минерализация приурочена к центральным частям зон метасоматоза, к участкам массивных карбонат-альбитовых метасоматитов. Оруденение представлено уранинитом, браннеритом и давидитом, образующими рассеянную вкрапленность или мелкогнездовые скопления рудных кристаллов. Максимальные содержания урана отмечаются в расчистке № 257, где они достигают 0,357 % на 0,5м; 0,12 % на 0,85м [101]. В отчёте Афанасьевой Е.Н. 2003 года приводятся данные результатов опробования метасоматически изменённых зон и вмещающих пород на золото. Содержание золота во

вмещающих породах составляет 0,003 г/т, в альбититах достигает 0,02 г/т. В катаклазированных и брекчированных альбититах содержания золота достигают 1,18 г/т. Карбонатные, амфибол-карбонатные, кварц-карбонатные метасоматиты ядерной части характеризуются аномальными содержаниями золота до 5,51 г/т, которые установлены в метасоматитах расчистки 257 [101].

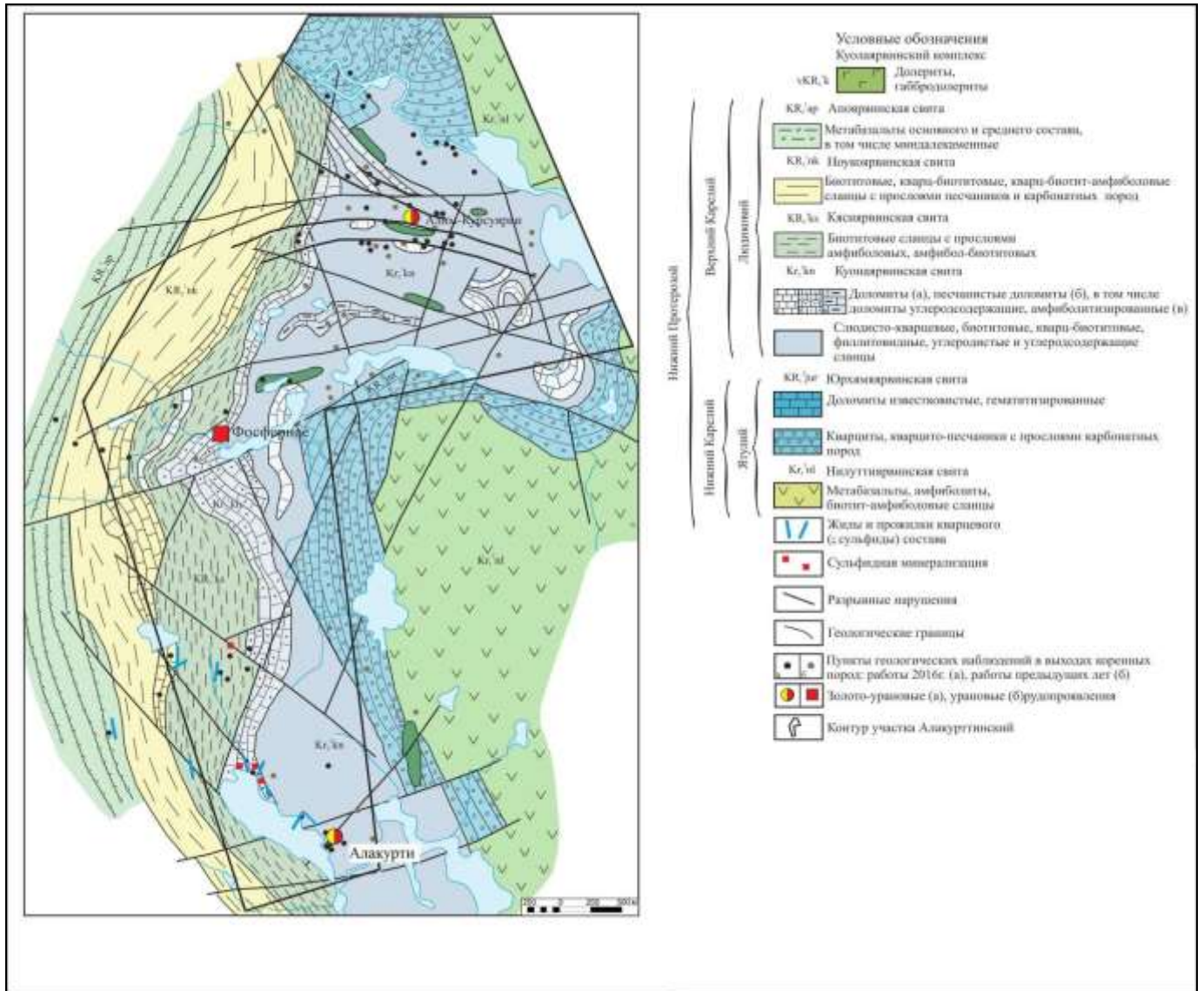
### ***Рудопроявление Алакурти***

Рудопроявление Алакурти в административном отношении расположено на территории северо-западной части Мурманской области. Оно выявлено в 1974 году при проведении геолого-геофизических поисковых работ масштаба 1:25 000 [107]. Геолого-структурная позиция участка определяется расположением его на юго-западном крыле Райярвинской антиклинали (рис.2.16.). Рудопроявление размещается среди людиковийских углеродистых и углеродсодержащих кварц-биотитовых, амфибол-кварц-биотитовых сланцев куонаярвинской свиты. Интрузивные породы на участке рудопроявления представлены габбродолеритами куоляярвинского комплекса и, по данным Степаненко В.И., дайками гранитоидов [111]. Для гранитов характерно мелкозернистое строение, микроклин-плагиоклазовый состав и повсеместно повышенная гамма-активность (до 20-30 мкР/ч), вызванная присутствием уран-торийсодержащего циркона [107]. Для габбродолеритов амфибол-плагиоклазового состава характерны объемные метаморфические изменения – хлоритизация, биотитизация, а в пределах тектонических зон – метасоматическая альбитизация и карбонатизация. Породы куонаярвинской свиты смяты в серию пологих сопряженных складок с субмеридиональной и северо-восточной ориентировкой крыльев. В центральной части участка располагается синклинали структура, сопряженная на западе и востоке с антиклиналями. Пликативные структуры участка рудопроявления осложнены субмеридиональными ( $340-0^{\circ}$ ) и северо-восточными ( $30-50^{\circ}$ ) разрывными нарушениями. Участок рудопроявления Алакурти выделяется

широкоми зонами совмещенных в пространстве метасоматических изменений, наличием специализированных на золото и уран углеродистых пород. Рудовмещающая субмеридиональная зона прослежена канавами предшественников через 5-25 м на расстояние 80 м. Она сложена интенсивно рассланцованными, катаклазированными и брекчированными кварц-биотитовыми, амфибол-кварц-биотитовыми сланцами, измененными до альбит-карбонатных метасоматитов. Выделены зоны окварцевания, хлоритизации, карбонатизации, альбитизации с телами альбититов и альбит-карбонатных метасоматитов. Устанавливается несколько жил карбонатного и кварц-актинолит-карбонатного состава мощностью от 0,6 до 0,8 м, радиоактивность в которых достигает 3000 мкР/ч. Урановая минерализация представлена уранинитом, находящемся в тесной ассоциации с карбонатом. Оруденение носит равномерно-вкрапленный, гнездово-вкрапленный характер. По данным В.А. Журавлевой и В.И. Шурыгиной, концентрации золота в слюдисто-альбитовых метасоматитах составляют до 2 г/т [107]. Геохимическая специализация рудных карбонатных жил характеризуется рядом элементов: Pb, Mo, Cr, Y, Na, Co, Ti, V и Ni. Содержания Pt достигают 0,54 г/т и сопровождаются повышенными концентрациями Au – до 1 г/т, U – до 1 % и V – до 0,02% [23]. По своей геолого-структурной позиции, типу метасоматических изменений и составу рудовмещающих тел рудовмещающие зоны проявления Алакурти сходны с зонами рудных полей проявлений Лагерное, Озерное, Алим-Курсуярви.

### ***Рудопроявления Алим-Курсуярви***

Рудопроявление Алим-Курсуярви (рис.2.16.) аналогично объекту Алакурти в административном отношении расположено на территории северо-западной части Мурманской области. Оно выявлено в 1960 году при геолого-радиометрических поисковых работах масштаба 1: 10 000 [111]. Рудопроявление локализовано в северо-восточной части Куоляярвинской структуры между озерами Алим-Курсуярви и Пюхьяярви. Вмещающими породами выступают углеродсодержащие и углеродистые кварц- биотитовые, амфибол-кварц-биотитовые сланцы куонаярвинской свиты, прослой

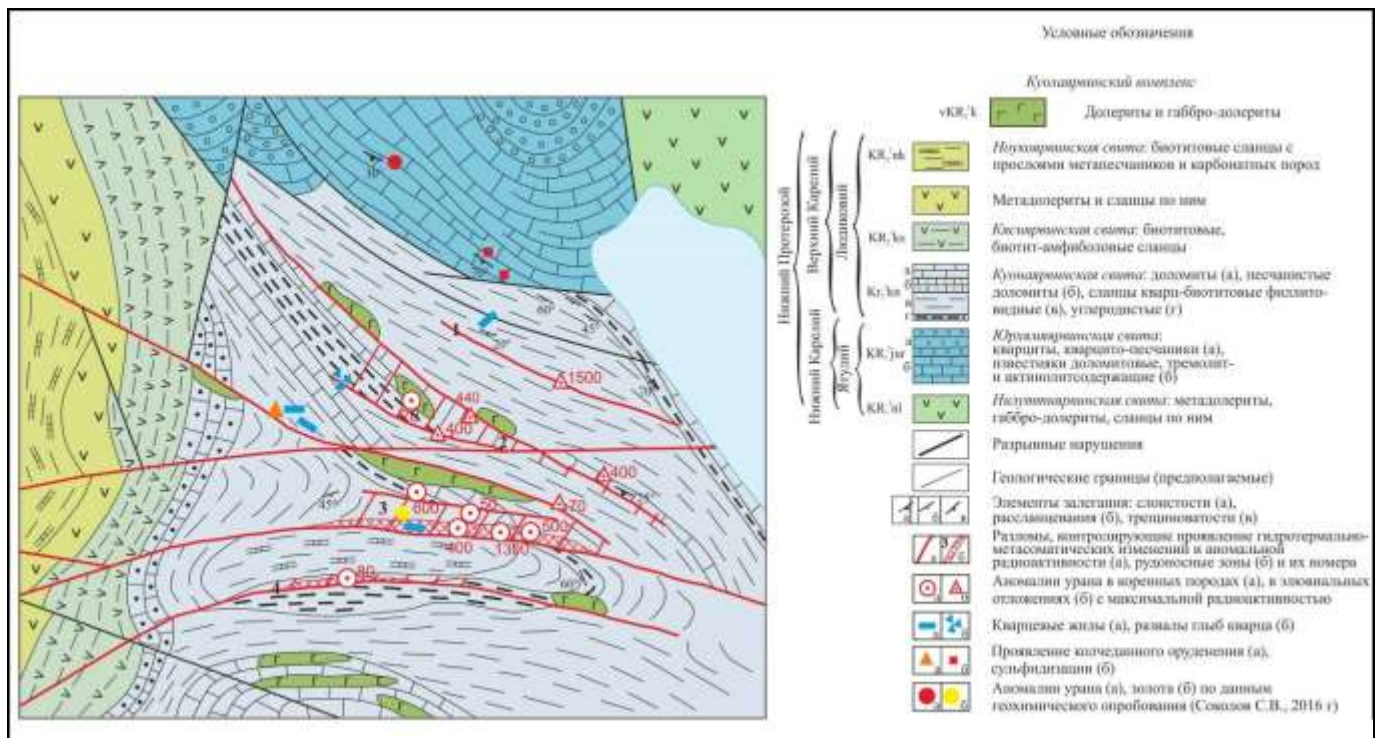


**Рис.2.16.** Схема геологического строения участка “Алакурти-Алим-Курсуярви” Масштаба 1:25 000 [101].

вулканитов основного состава, алевролитов, песчаников, алевропесчаников, доломитов, кварцитов (рис.2.17.). Породы прорваны дайками амфиболитизированных габбродолеритов куолярвинского комплекса. Они ориентированы в субширотном направлении и прослеживаются на 150-500 м, при мощности 20-30 м. Все дайки круто падают ( $60-75^\circ$ ) к северо-востоку и являются резко секущими по отношению к вмещающим породам. В зонах контактов даек с вмещающими породами отмечаются катаклиз и милонитизация пород [107]. Породы смяты в сложную систему складок субширотного простирания, осложненных складками более высоких порядков и субширотными разрывными нарушениями. Урановая



минерализация приурочена к зонам трещиноватости, катаклаза, брекчирования и наложенного метасоматоза. Основными процессами метасоматического изменения пород являются: окварцевание, гематитизация, карбонатизация и сульфидизация. Выделяется следующая зональность: внешние части зон метасоматических изменений представлены альбитизированными породами, которые при приближении к их внутренним зонам последовательно сменяются альбититами, катаклазированными и брекчированными альбититами, и далее карбонатными, альбит-карбонатными метасоматитами.



**Рис.2.17.** Схема геологического строения участка рудопроявления Алим-Курсуярви. М. 1: 10 000. Афанасьева Е.Н., Лодыгин А. Н., Лебедев И.О., Липнер А.А., 2016 г [101].

Центральные части метасоматических зон нередко выполнены жилами кварцевого, кварц-карбонатного состава. Средняя мощность зон составляет 4,5 м, протяженность – 500 м. Урановая минерализация представлена уранинитом и браннеритом в виде гнездообразных скоплений. В зоне брекчирования и сульфидизации углеродистых амфибол-биотитовых сланцев мощностью 4,5 м на установлены следующие содержания полезных компонентов, г/т: Pt – 0,3, Pd – 0,6, Au – 1,0, Co – 300, Mo – 200 [23]. Содержания урана составляют 0,018 % на 0,3 м, 0,152 % на 0,2 м [111]. В

маломощной зоне, выполненной кварцевыми прожилками среди углеродсодержащих сланцев на контакте с интрузией долеритов и габбродолеритов в штуфной пробе установлено содержание золота в 82 г/т [101].

Рудопроявления Алакурти и Алим-Курсуярви отличаются наличием платиноидов в геохимической ассоциации в сравнении с объектами Лагерное и Озерное. Вероятно, обогащение Pt и Pd связано с вмещающей толщей углеродистых сланцев куонаярвинской свиты, которая наиболее полно представлена на участке Алим-Курсуярви - Алакурти.

### 3. РУДОНОСНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ АУ-У РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

При поисках и прогнозировании месторождений метасоматически измененные породы используются в качестве важного поискового критерия, поскольку процессы рудоотложения и образования метасоматитов имеют генетическое родство. Поэтому для изучения последовательности минералообразования необходимо выявление метасоматической зональности, формационных особенностей рудно-метасоматического процесса, с которым связано возникновение урановых с золотом руд Куолаярвинской структуры.

Наряду с развитием метасоматических процессов в Куолаярвинском прогибе региональное распространение имеют метаморфиты зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций [9, 10]. Степень метаморфизма этих пород характеризуется нарастанием с запада на восток [9]. Метаморфические парагенезисы зеленосланцевой фации развиты в западном фланге Куолаярвинской структуры, охватывая свиты от ноукаярвинской до соткойвинской. Широким распространением в зоне влияния Ниллутиярвинского разлома пользуется биотитизация. Процесс ослюденения наблюдается во внешних зонах околорудных изменений. Содержание биотита может достигать 40%. В метаморфизованных породах основного состава отчетливо фиксируется наложенный характер биотитизации, развитие которой часто подчиняется тектоническому фактору, обуславливающему возникновение биотитизированных зон рассланцевания, катаклаза и брекчирования. Отнесение метасоматической биотитизации к метаморфическому или метасоматическому процессу является довольно затруднительным. Подобные существенно биотитовые метасоматиты, характерные для многих других областей активизации, Е.В. Плющев предлагает рассматривать как пропилиитоиды в составе формации пропилитов [34].

Урановые с золотом рудопроявления Озерное, Лагерное, Алакурти, Алим-Курсуярви приурочены к кясиярвинской и куонаярвинской свитам людиковия

(базальты, углеродсодержащие сланцы); нилуттиярвинской (базальты, сланцы) свите ятулия в восточной части Куолаярвинской структуры, где степень метаморфизма возрастает до эпидот-амфиболитовой фации. Изменения существенно альбитового, хлоритового, карбонатного, серицитового состава, проявленные в пределах тектонических зон являются наложенными, связанными с гидротермально-метасоматической деятельностью этапа свекофенской активизации [9]. Однако часто идентификация метасоматитов затруднена наличием аналогичных метаморфических минеральных ассоциаций (альбит, хлорит, серицит, кварц, карбонат).

В качестве критериев разделения метасоматических и метаморфических ассоциаций можно выделить следующие: 1) замещение кварца и полевых шпатов альбитом, 2) сосюритизированный плагиоклаз (№ 30) лишается включений и приобретает идиоморфные очертания, 3) замещение амфиболов биотитом, замещение биотита хлоритом, замещение биотита и хлорита серицитом, 4) замещение амфибола карбонатом, 5) секущее положение прожилков выполнения с гидрослюдами и анкеритом по отношению к ранее образованным метасоматитам.

Приразломные щелочные метасоматиты в пределах субмеридионального Нилуттиярвинского разлома Куолаярвинской структуры были впервые обнаружены работами ПГО «Невсгеология» в 70-80 гг. [107]. В зонах развития щелочных метасоматитов были выявлены многочисленные урановые рудопроявления Лагерное, Озерное, Алим-Курсуярви и Алакурти и другие [111]. На современном этапе исследований Куолаярвинской структуры специалистами ФГБУ «ВСЕГЕИ» на данных проявлениях были установлены повышенные содержания золота [101]. Это открытие повлекло за собой ряд новых вопросов в отношении генетической, временной и пространственной связи золота и урана, места золота в ряду метасоматической зональности. В ходе подготовки отчета по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» АО «Северо-Западное ПГО» и ФГБУ «ВСЕГЕИ» было пробурено 7 картировочных и поисково-картировочных скважин глубиной от 100 до 150 м на



участках озер Вуоснаярви и Апаярви. В скважинах № 3, № 4, № 5 были установлены породы, подобные щелочным метасоматитам, выделенным на урановых с золотом рудопроявлениях Нилуттиярвинской разломной зоны. Скважины № 3, № 4, № 5 расположены в 2-3 км западнее участка рудопроявлений Алакурти, Алим-Курсуярви в зоне влияния разлома северо-восточного простирания. Новые данные свидетельствуют о том, что щелочные метасоматиты имеют более широкое распространение в тектонических зонах Куолаярвинской структуры, чем считалось ранее. Метасоматоз проявлен по породам биотит-актинолит-плагиоклазового, биотит-актинолит-кварцевого состава, углеродсодержащим сланцам, базальтам, габбродолеритам, гранитоидам, карбонатным породам.

### **3.1. Методика исследований**

Исследование основано на комплексном минералого-петрографическом изучении гидротермально-метасоматических образований, прослеженных по канавам предшественников на рудопроявлениях Лагерное, Озерное, Алакурти и Алим-Курсуярви и в скважинах (№ 3, № 4, № 5), пробуренных в 2016 году в рамках работ над отчетом «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)». Выделение типов гидротермально преобразованных пород производилось посредством петрографического изучения прозрачных шлифов изменённых и исходных горных пород на микроскопе Leica DM2700 P с использованием отечественных методик изучения гидротермально-метасоматических образований. Для уточнения диагностики минералов применялся метод рамановской спектроскопии с использованием прибора Invia Reflex фирмы Renishaw в Горном университете (аналитик Васильев Е.А.). Минераграфическое и микронзондовое исследование аншлифов для анализа последовательности минералообразования и выявления закономерностей распределения, а также определение состава благороднометальной минерализации произведено на оптическом микроскопе Leica DM2700 P и на сканирующем электронном микроскопе модели CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором

LINK Pentafet (Oxford Instr., ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Е.Л. Грузова). Химический состав пород определялся рентгено-флуоресцентным методом (XRF) в ЦАЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (аналитик Цимощенко Б.А).

### **3.2. Стадийность образования карбонатно-щелочных метасоматитов Куоляярвинской структуры**

На основании минералого-петрографического анализа минеральных ассоциаций и их взаимоотношений в щелочных метасоматитах Куоляярвинской структуры были выделены дорудная и синрудная стадии рудно-метасоматического процесса (табл.3.5.).

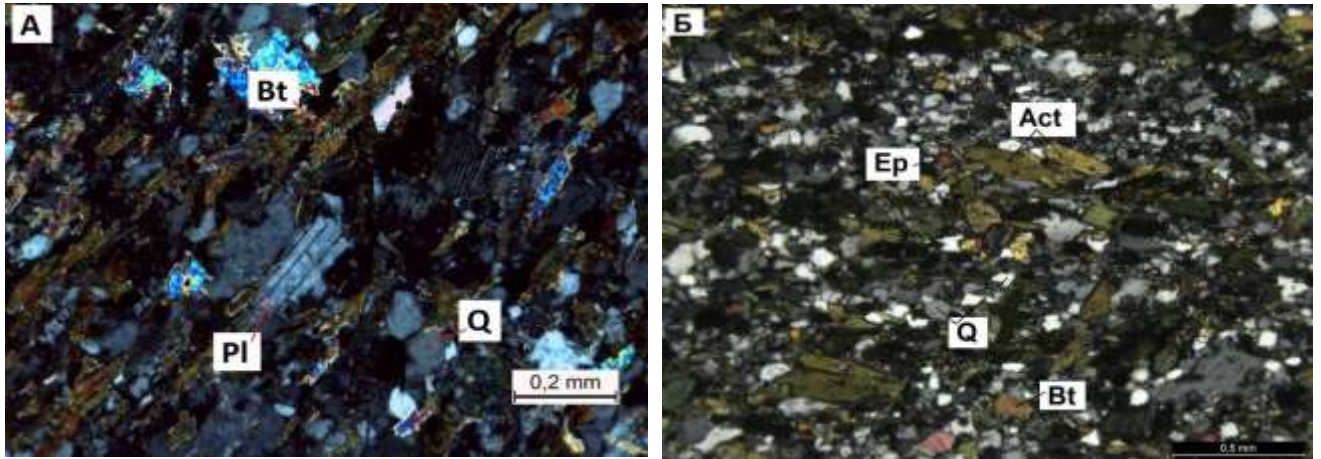
*Дорудная* стадия характеризуется ранним окварцеванием и масштабно проявленной альбитизацией, с развитием разных типов альбитизированных пород и альбититов, в состав которых могут входить кальцит, хлорит, слюды (биотит, флогопит), актинолит. Возраст альбититов соответствует периоду свекофенской тектоно-магматической активизации 1,75 млрд. лет (Калинин А.А., 2013 г.).

*Синрудная* стадия включает в себя три подстадии. *Первая подстадия* представлена альбит-карбонатными метасоматитами, альбит-карбонатными брекчиями, кальцитовыми жилами и хлорит-альбитовыми метасоматитами с уранинитом, браннеритом и молибденитом. Процесс карбонатизации развивается вдоль зон катаклаза и брекчирования в альбититах. *Ко второй подстадии* относится формирование анкеритовых прожилков выполнения с селенидно-теллуридной минерализацией и самородным золотом. Данная ассоциация развивается в трещинном пространстве ранее образованных метасоматитов. Условно ко второй подстадии можно отнести кварц-гидрослюдистую ассоциацию, проявленную только в карбонатных метасоматитах и альбититах объекта Кварцевое. *Третья подстадия* представлена кварцевыми жилами, содержащими пирит-халькопиритовую минерализацию и высокие концентрации золота (до 20 г/т, штуфная проба, Озерное., Афанасьева Е.Н., 2015).

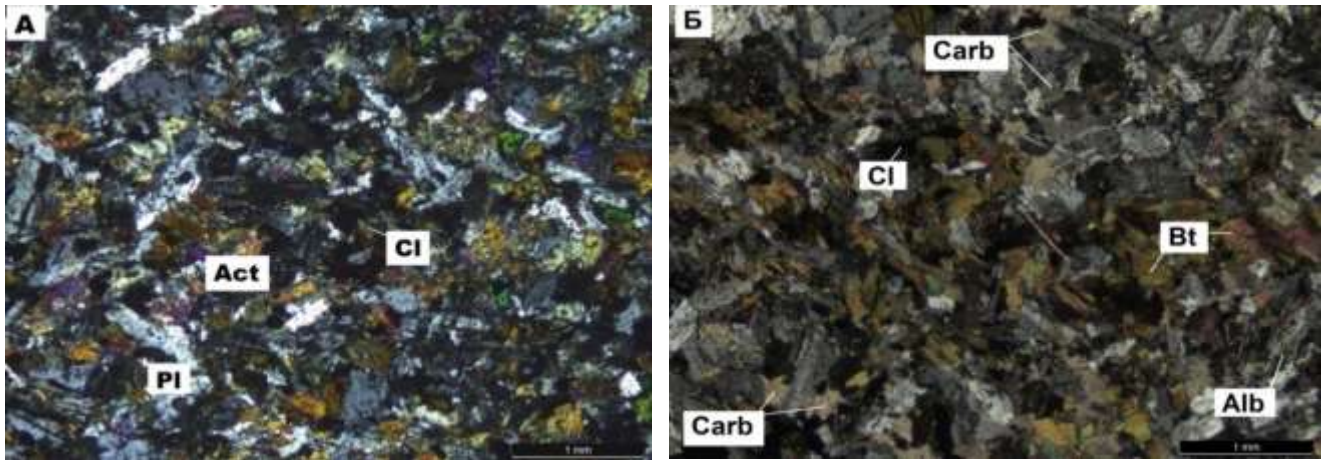
Ниже приводится характеристика последовательно развивавшихся стадий минералообразующего метасоматического процесса.

### 3.2.1. Дорудная стадия

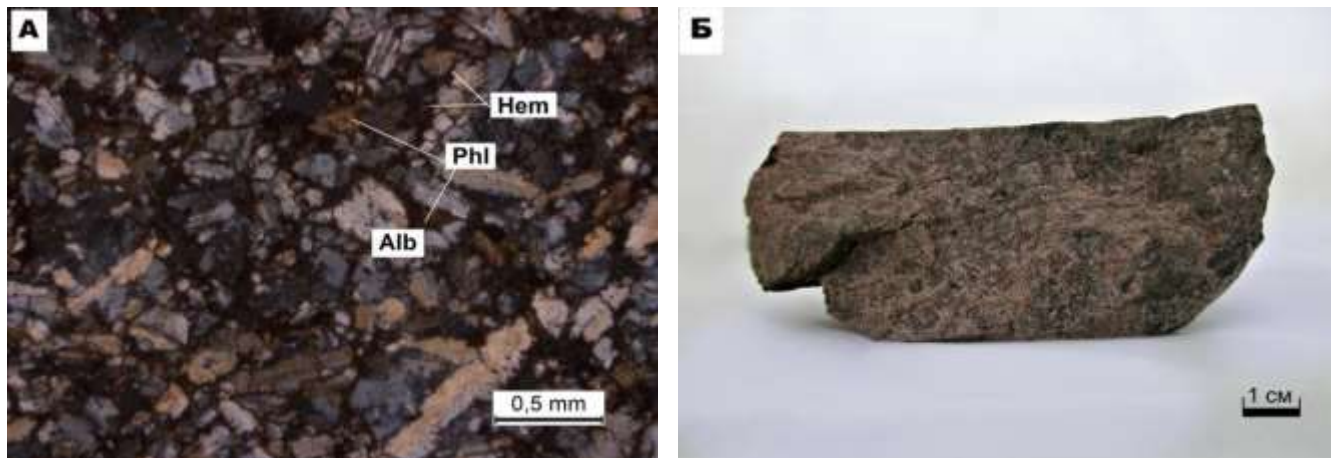
Наиболее ранним проявлением метасоматоза является окварцевание, которое выражается в тонких кварцевых прожилках, переходящих в кварц-альбитовые. Альбитизация с формированием разных типов альбитизированных пород пользуется широким распространением на рудопроявлениях. Задokumentированы многочисленные примеры постепенного перехода меланократовых пород через зону частичной альбитизации в розовые и красно-бурые мономинеральные альбититы. Такие переходы наблюдаются в разных масштабах, как в пределах одного шлифа, так и в метровых интервалах скважин. Альбит (№ 5) постепенно замещает более основной плагиоклаз (олигоклаз, андезин) и кварц. *Альбит I-й* генерации имеет таблитчатую форму, *альбит II-й* генерации отличается удлиненно призматическими, лейстовыми кристаллами, с ясно проявленными полисинтетическими двойниками. В габбродолеритах при замещении плагиоклаза альбитом I-й и II-й генераций сосюритизированный плагиоклаз (альбит) в долеритах лишается включений и приобретает идиоморфные очертания. Альбитизированные сланцы и долериты сохраняют свои структурно-текстурные особенности, что на данной стадии процесса позволяет идентифицировать протолит метасоматита (рис.3.1, 3.2.). Для метасоматитов характерно зональное строение, выражающееся в последовательной смене менее измененных пород более измененными. Зоны альбитизации по простиранию охватывают площадь до 1 км (Алакурти) при ширине от 200 до 500 м. С нарастанием интенсивности альбитизации в зонах дробления формируются тела альбититов, состоящие на 85 % из альбита (рис.3.3., 3.4.). Альбититы образуют серию кулисообразно расположенных линз размером до (10×90) м. Простирание тел альбититов совпадает с рассланцеванием приконтактных пород. Такие породы имеют хороший внешний идентификатор в виде изменения окраски за счет рассеянного тонкодисперсного гематита (рис.3.3.Б.). Цвет альбититов изменяется от



**Рис.3.1.А.** Биотит-плаггиоклазовый сланец кясиярвинской свиты из Скв. № 3 Ш. 3/38,0. **Б.** Вмещающий актинолит-кварцевый сланец. Рудопроявление Алим-Курсуярви. Ш.4809. Снимок шлифа в поляризованном проходящем свете. С анализатором.



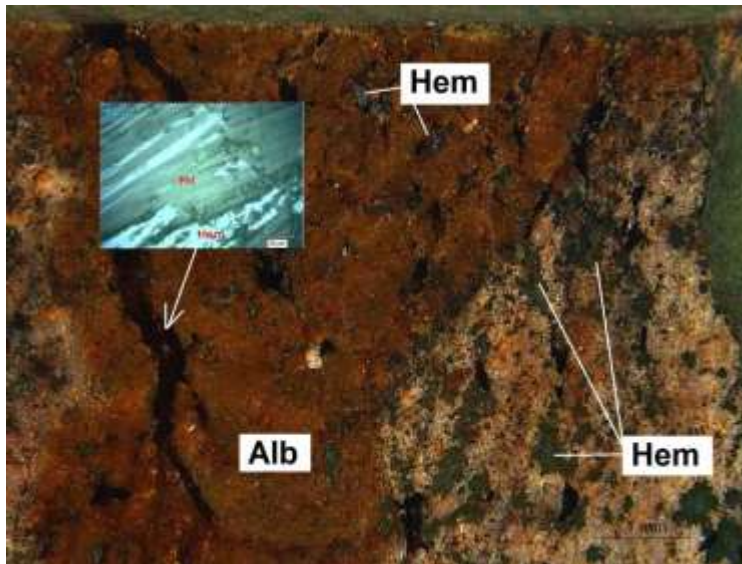
**Рис.3.2. А.** Микродолеритовая структура долерита, вмещающая порода. Ш. 157. **Б.** Карбонат-биотит-альбитовый метасоматит по долериту. Рудопроявление Озерное. Ш. 4847/1. Фото в поляризованном проходящем свете с анализатором.



**Рис.3.3. А.** Альбитит по долериту с сохранением микродолеритовой структуры. Ш.161.2. Фото шлифа в поляризованном проходящем свете с анализатором. **Б.** Альбитит. Рудопроявление Озерное.



розовато-серого до красно-бурого, что можно использовать как поисковой признак. Часто можно наблюдать смену окраски породы в одном образце (рис.3.4.). Наряду с покраснением альбититов в углеродсодержащих породах отмечается осветление. Альбитизация этого типа является характерным рудоподготавливающим процессом и относится к дорудной стадии. В ассоциации с альбитом в разных соотношениях в ранних метасоматитах могут содержаться эпидот, актинолит, биотит, флогопит, кальцит I, имеющие по сравнению с ним подчиненное распространение.



**Рис.3.4.** Альбитит с развитием наложенного флогопита и актинолита. Ан.11. Рудопроявление Лагерное. Макроснимок с наложением фото-фрагмента аншлифа в отраженном свете.

В зависимости от количественного преобладания определенного минерала формируются следующие типы метасоматитов: альбититы (Alb-85%, до 15 % - Vt/Ph, Carb), слюдисто-альбитовые (Alb – 70-75

%, Vt/Ph – до 25 %), альбит - биотитовые (Vt/Ph - до 60 %, Alb – 40 %), актинолит-альбитовые (Alb – 70%, Amf – до 30%), альбит-амфиболовые (Amf – до 70%, Alb – до 30%). Слюды (табл. 3.1.) – биотит и флогопит замещают амфиболы вмещающих пород (рис.3.6.A.). Высокожелезистый *биотит* характеризуется мелкочешуйчатыми агрегатами и крупными (0,5-1,5 мм) листоватыми кристаллами; цвет изменяется от рыжеватого-коричневого до оливково-зеленого (рис.3.7.). Наблюдаются жильная (рис.3.8.), сетчатая и сплошная формы проявления альбит-слюдистых метасоматитов. *Флогопит* обладает оранжевым цветом, по-видимому, связанным с примесью титана, характеризуется более высоким содержанием Mg (от 16 до 22 мас.%). В целом внутригрупповые разновидности сложно различимы под микроскопом. Минералы характеризуются примесью Ti от 0,5 до 2 мас.%, редко Na до 1,4 мас.%, V (от 0,2 до 1 мас.%), Cr (до 1,3 мас.%), Cl (0,1-0,2 мас.%). Щелочные натровые метасоматиты

проявлены на всех известных урановых с золотом рудопроявлениях Куолярвинской структуры, где образуются наиболее обширные околорудные изменения, связанные с началом единого рудно-метасоматического этапа [33]. Строго в контуре альбитизации локализуются последующие метасоматические образования и комплексные руды.

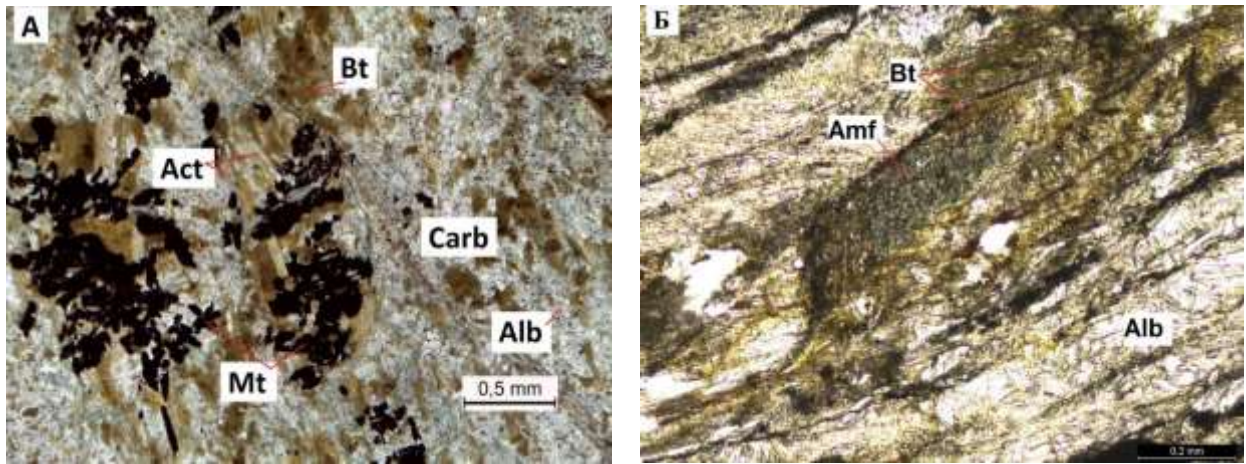
Метасоматиты из скважин № 3, № 4, № 5, пробуренных в 2016 году на участке оз. Вуоснаярви в 2 км западнее рудопроявления Алакурти, демонстрируют аналогичную стадийность наложенных процессов (рис.3.5.). Скважины № 3, № 4 мощностью 150 м вскрывают базальты кясиярвинской свиты и метасоматиты по ним, скважина № 5 базальты апаявинской свиты и интрузивное тело габбро-перидотитового состава куолярвинского комплекса. Мощность метасоматитов в скважинах варьирует от 0,5 до 4 м, метасоматических прожилков – от первых миллиметров до нескольких сантиметров.



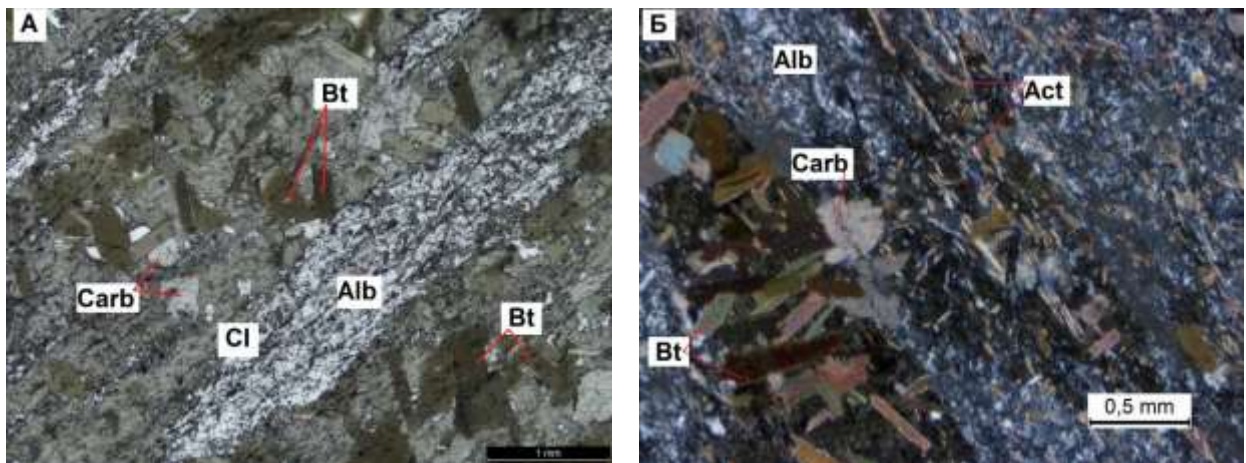
**Рис.3.5.** Образцы 4/28,4 и 4/127,6. Альбититы с гематит-анкеритовыми прожилками.

Состав дорудных метасоматитов является определяющим для рудно-формационной типизации оруденения. На основании этого урановое с золотом оруденение Куолярвинской структуры может быть отнесено к типу щелочных приразломных метасоматитов, имеющих довольно широкое распространение на кристаллических щитах мира, и связанных с процессами тектонической активизации в зонах глубинных разломов.

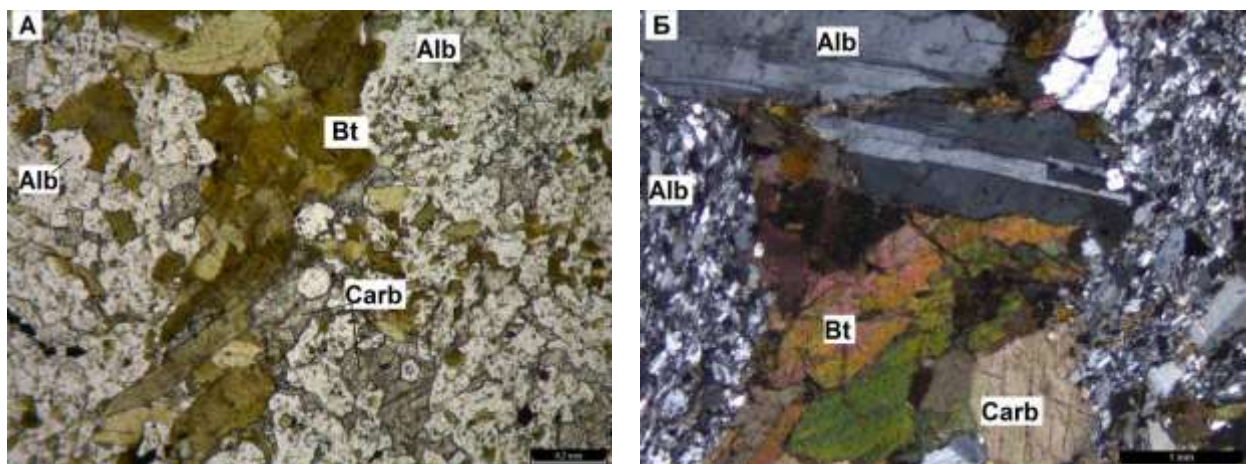




**Рис.3.6.** А. Секущие прожилки карбоната в биотит-альбитовой массе породы. Выделения магнетита при замещении амфибола биотитом. Скв. 3. Ш. 3/90,1. Б. Процесс замещения амфибола биотитом. Алим-Курсуярви. Шл. 112. Снимки шлифов в поляризованном проходящем свете без анализатора.



**Рис. 3.7.**А. Развитие биотита в альбитите. Ш.4847.Б. Прожилок биотит-альбитового состава в альбитите. Ш.5022. Фото в проходящем поляризованном свете с анализатором.



**Рис. 3.8.**А. Развитие биотита в альбитите. Ш.4847.Б. Прожилок биотит-альбитового состава в альбитите. Биотит замещается кальцитом. Ш.5022. Фото шлифов в проходящем поляризованном свете с анализатором.

*Химический состав альбита и слюд дорудной стадии (мас. %) по данным локального микрорентгеноспектрального анализа (микрзонд)*

Таблица 3.1.

Минерал	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cl	Сумма
биотит	48,64	14,04		7,98	1,16	17,9	0,82	0,52				91,04
биотит	37,43	13,98	<b>1,4</b>	7,35		10,15	8,95	1,59	<b>0,26</b>	<b>1,2</b>	<b>0,1</b>	82,3
флогопит	38,81	14,63		10,29		14,17	12,47	1,69	<b>0,36</b>		<b>0,15</b>	92,43
флогопит	40,12	15,26		10,22		12,79	13,79	2,28	<b>0,58</b>	<b>0,27</b>	<b>0,18</b>	95,3
флогопит	40,5	15,26		10,5		15,57	15,51	2,49				99,84
флогопит	39,51	15,84		6,87		16,43	15,08	0,85				94,59
флогопит	38,83	13,98		6,24		10,56	18,08					87,69
флогопит	42,74	17,57		8,77		11,63	18,26	0,76				99,73
флогопит	37,6	16,93		10,64		7,46	18,48	1,47				92,58
флогопит	29,27	20,92		8,77		16	21,96					88,15
альбит	66,33	20,56	12,46	0,39	0,42							100
альбит	68,17	20,86	10,11		0,86							100
альбит	68,46	20,12	11,17		0,25							100
альбит	68,63	20,18	10,3		0,24	0,65						100
альбит	68,83	20,76	9,95		0,46							100
альбит	69,64	20,20	9,68	0,1	0,38							100
альбит	74,84	16,64	7,43		1,08							100

### 3.2.2. Синрудная стадия

#### *Первая синрудная подстадия*

К первой синрудной подстадии относятся более поздние по отношению к альбититам, альбит-карбонатным и альбит-хлоритовым метасоматитам, породы, образованные в результате проявления карбонатизации и хлоритизации. С натровым метасоматозом сопряжен процесс карбонатизации пород, интенсивность которой определяется наличием зон брекчирования и катаклаза. Карбонатизации предшествует интенсивный катаклаз, в результате которого формируются альбит-карбонатные метасоматиты, брекчии на карбонатном цементе, карбонатные жилы с каймами актинолитового (биотитового) и хлоритового (анкеритового) составов (рис.3.9.). В отличие от мелкокристаллического бесцветного кальцита I-й генерации кальцит II-й генерации (табл.3.2.) характеризуется крупными хорошо образованными кристаллами размером до 0,5 см, с явно проявленными полисинтетическими двойниками, участками

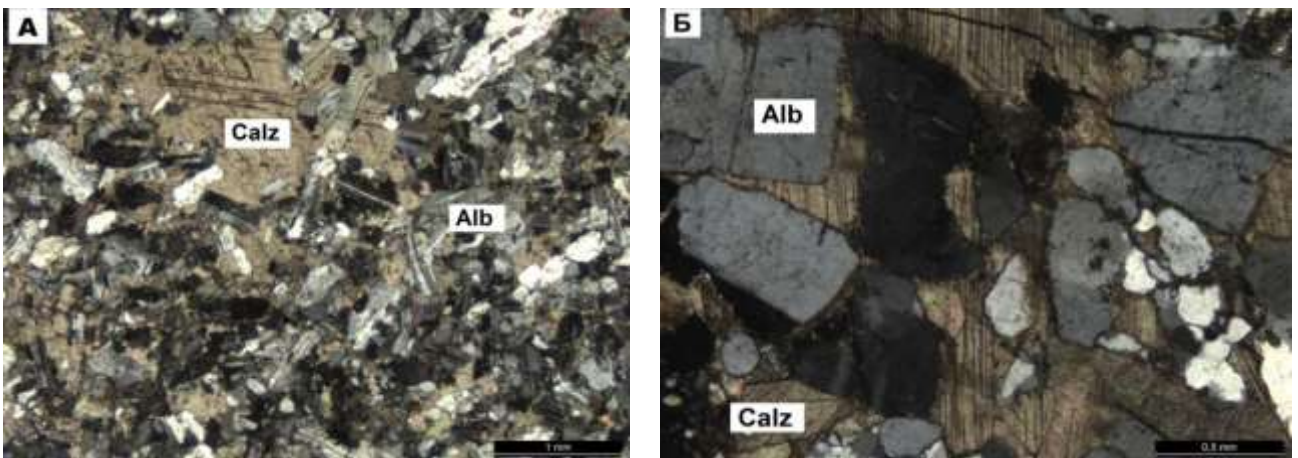


*Химический состав карбонатов (мас. %) по данным локального  
микрорентгеноспектрального анализа (микрзонд)*

Таблица 3.2.

Минерал	SiO <sub>2</sub>	CaO	FeO	MgO	MnO	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Сумма
кальцит I	0,56	50,82	0,98	0,94	0,25	46,05	0,41		100
кальцит I		58,57			2,74	34,17		0,29	98,12
кальцит I		56,88	0,98		0,63	41,51			100
кальцит II		42,11	4,83	1,11		51,61		0,2	100
доломит		22,55	3,22	12,84	0,2	61,18			100
доломит		29,35	4,53	16,76	0,45	48,91			100
доломит		28,22		17,35		54,43			100
доломит		25,83	15,76	25,83	8,24	50,17			100
анкерит		31,48	31,08			37,44			100

пересекающимися, часто является цементным в брекчиях (рис.3.9.Б.). *Кальцит* II-генерации содержит до 4,83 мас.% FeO и имеет медово-желтый цвет (рис.3.10), выполняет прожилки мощностью от 0,5 до 5 см. Спорадически вокруг кальцитовых прожилков формируются каймы актинолитового, биотитового и хлоритового состава (рис.3.10., 3.11. А.). При увеличении интенсивности карбонатизации формируются карбонатные жилы мощностью до 20 см и альбит-карбонатные метасоматиты (рис.3.11., 3.12. Б.). Количество кальцита в метасоматите варьирует от 10 до 80 %, вследствие чего можно выделить фациальные типы карбонат-альбитовых метасоматитов с содержанием альбита 50-75 %, кальцита – 25-35 % и



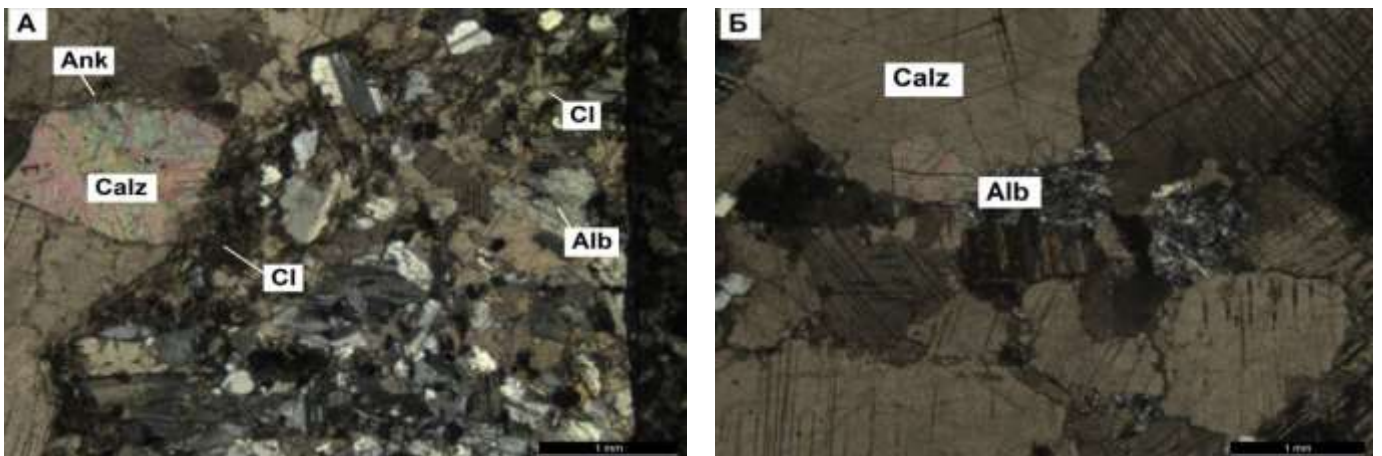
**Рис. 3.9.** А. Карбонат-альбитовый метасоматит. Рудопроявление Озерное. Ш.5020/7. Б. Альбит-карбонатная брекчия с кальцитовым кристаллическим цементом. Рудопроявление Лагерное. Ш.4848/3. Фото шлифа в поляризованном проходящем свете с анализатором. (Препараты предоставлены Афанасьевой Е.Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

карбонатных метасоматитов с содержанием кальцита от 50 до 80 %, альбита – 10-20%. В обоих случаях в подчиненном количестве (до 10 %) могут содержаться актинолит, слюды, хлорит. Перекристаллизация альбита I- и II-й генераций с образованием III-й генерации минерала в виде крупных призматических кристаллов размером до 4 мм контролируется дроблением метасоматитов.



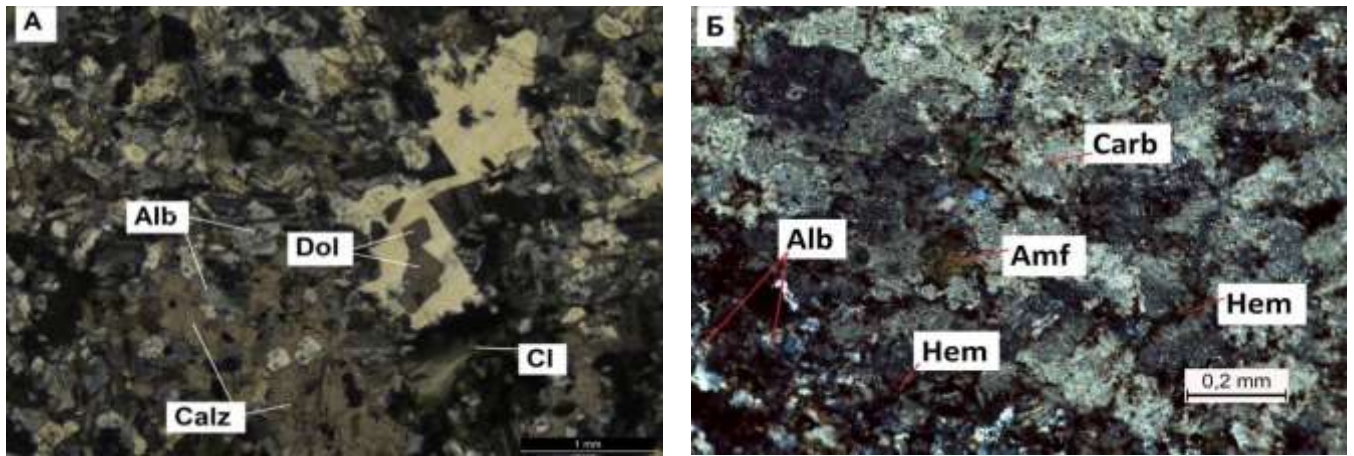
**Рис. 3.10.** Кальцитовый прожилок с актинолитовой оторочкой, секущий тело альбитита. Зона вскрыта канавой предшественников на рудопроявлении Лагерное (2015 г.). Доломит формируется в виде ромбоэдрических кристаллов размером от первых миллиметров до 1 см. Новообразованный железистый доломит в мелких ромбоэдрических

кристалликах отмечается преимущественно в крупных индивидах кальцита (рис.3.11.). Доломит содержит до 5 мас.%  $FeO$  (табл.3.2.). К существенно карбонатным метасоматитам приурочено наиболее представительная в масштабах рудопроявлений урановая минерализация, представленная уранинитом, настураном,

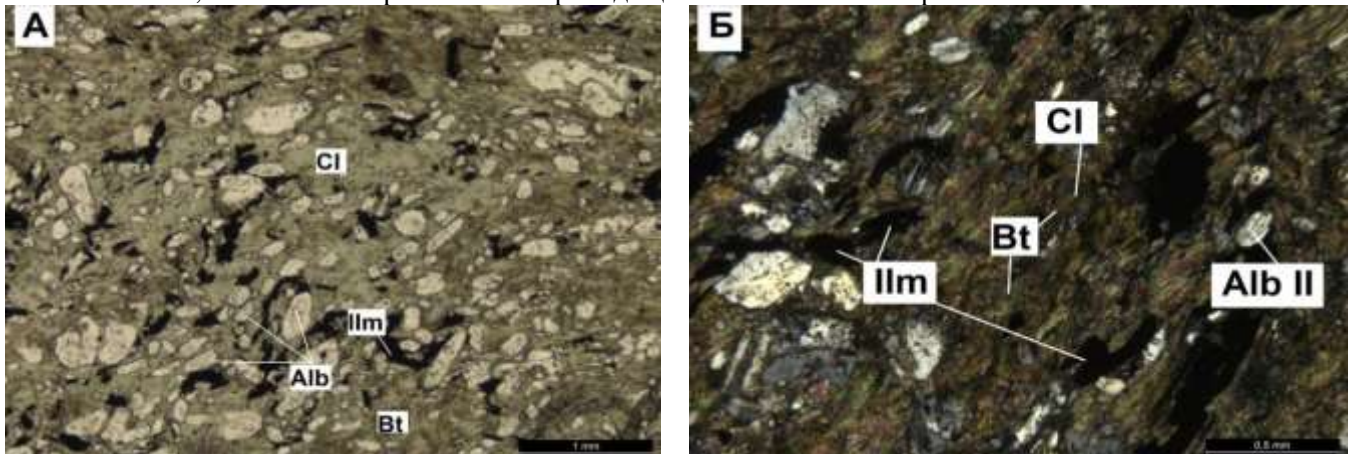


**Рис. 3.11.** А. Контакт кальцитовой жилы и карбонат-альбитового метасоматита. Развитие на контакте хлорита и анкерита. Озерное. 5020/17. (Препарат предоставлен Афанасьевой Е.Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Б. Альбит-карбонатный метасоматит. Озерное. Ш.12. Фото шлифа в поляризованном проходящем свете с анализатором.





**Рис. 3.12.** А. Развитие розеточного хлорита и новообразованного доломита в карбонат-альбитовом метасоматите. Озерное. Ш.5020/17. (Препарат предоставлен Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Б. Альбит-карбонатный метасоматит с реликтами амфибола и гематитовыми прожилками из Скви.№ 3.Ш.3/15,3. Фото в поляризованном проходящем свете с анализатором.

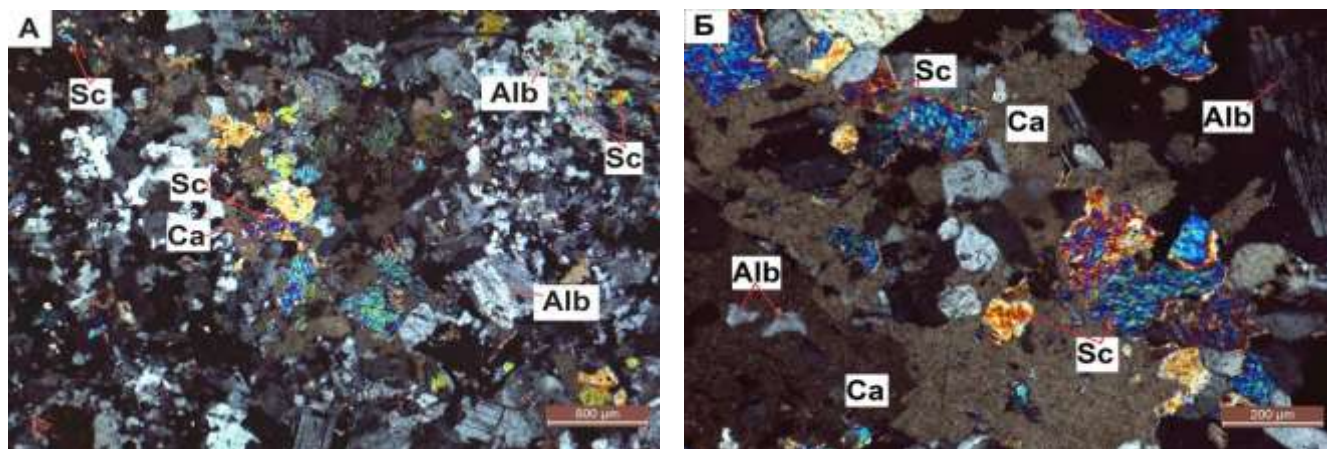


**Рис. 3.13.** А.Б. Замещение биотита и амфибола хлоритом I-й генерации в альбит-хлоритовом метасоматите. Ш.161.10. Фото в поляризованном проходящем свете: А. Без анализатора. Б. С анализатором.

браннеритом, давидитом. Во внешней зоне относительно альбит-карбонатных метасоматитов и альбититов биотит псевдоморфно замещается светло-зеленым хлоритом (рис.3.13.). Количество содержания хлорита может достигать до 70 % с формированием существенно хлоритовых метасоматитов. Помимо хлорита такие метасоматиты содержат альбит, кальцит, актинолит. В хлорите часто фиксируются реликты оливково-светло-коричневого биотита, сохраняется его крупнокристаллическая пластинчатая форма. Хлорит характеризуется магнезиально-железистым составом:  $Al_2O_3$  – 15-17 %,  $FeO$  – 35-39,15 мас.%,  $MgO$  – 27-30 мас.%,  $CaO$  – 0,5-1 %). Минерал наблюдается в виде неправильных гексагональных пластинок, в разрезе

лейсточек, в чешуйках, розетках, в радиально-лучистых кристаллах, имеет аномальные коричневые интерференционные окраски, отнесен к прохлориту.

В альбит-карбонатных и метасоматитах и кальцитовых жилах, вскрытых скважинами № 3, № 4, № 5 на участке оз. Вуоснаярви, выявлено проявление скаполитизации. Кристаллы скаполита в шлифах имеют призматический облик, часто наблюдается развитие по массе метасоматита в виде неправильных зерен и зернистых агрегатов (0,2-0,5 мм). Мелкозернистые агрегаты скаполита развиваются по альбиту, более крупные неправильные зерна по карбонатам (рис.3.14.).

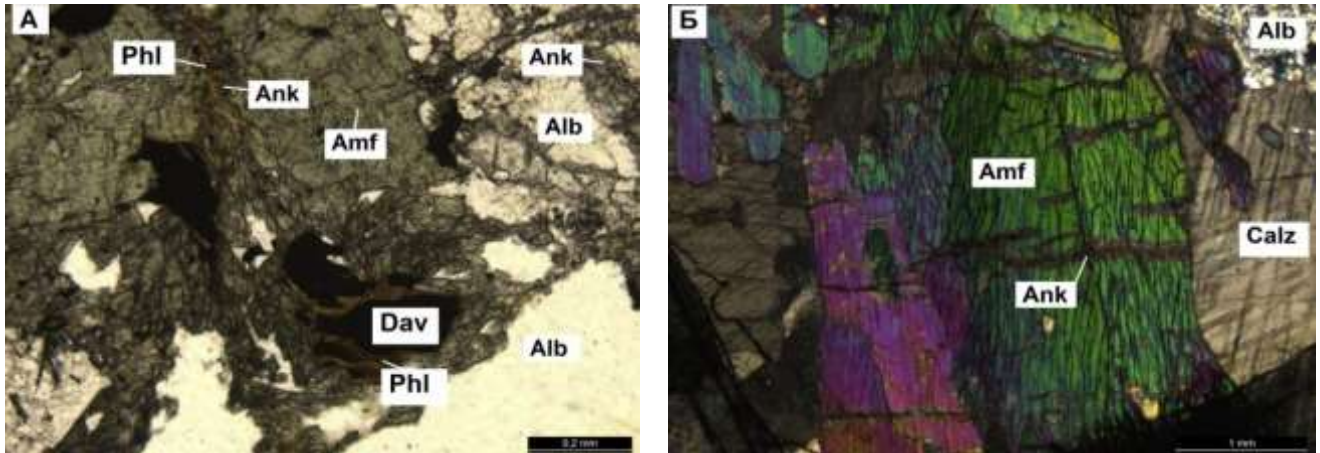


**Рис.3.14.** А. Б. Кварц-карбонат-альбитовый метасоматит со скаполитом. Развитие скаполита по кальциту и альбиту. Скв. № 5. Ш.5/111,0. С анализатором.

Макроскопически кристаллики скаполита имеют желтовато-салатовый цвет, вероятно, натриевая разновидность – мариалит. Оптически характеризуется низким рельефом, двулучепреломлением - не более 0,009, одноосностью. Скаполитсодержащие карбонат-альбитовые метасоматиты вскрыты скважиной № 5 в интервале глубин 111,0-136,7 м. Также скаполит интенсивно развивается по кальциту в карбонатных пиритсодержащих жилах на глубинах от 63,7 м до 100 м. Важно отметить, что именно в интервалах кальцитовых жил со скаполитом атомно-абсорбционным методом (ААС) установлены содержания золота равные 0,18 г/т (в рамках работ АО «Северо-Западное ПГО» и ФГБУ «ВСЕГЕИ» по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)»).



В альбититах и карбонат-альбитовых метасоматитах, образованных по габбродолеритам, формируется порфиробластический актинолит. Актинолит имеет насыщенный зеленый цвет, образывает призматические кристаллы ромбического сечения, достигающие размера в 1 см (рис.3.15.). Макроскопически цвет амфибола изменяется от зеленого до синевато-темно-зеленого, присутствуют переходы в арфведсонит. Часто амфибол разбит сетью секущих трещинок с анкеритовым выполнением более поздней подстадии (рис.13.Б.). Такой перекристаллизованный амфибол отмечается преимущественно в альбит-карбонатных метасоматитах и карбонатных жилах рудопроявления Алакурти. Актинолит характеризуется примесью  $V_2O_3$  (табл.3.3.).



**Рис.3.15.** А. Порфиробласт актинолита с включениями давидита. По трещинкам в актинолите развивается поздний анкерит и гидрослюда. Озерное. Ш.5022/9. Б.Порфиробласт актинолита в альбит-карбонатном метасоматите. Секущие трещинки в актинолите заполняет поздний анкерит. Р. Озерное. Ш. 5022/11. (Препараты предоставлены Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Фото в проходящем поляризованном свете.

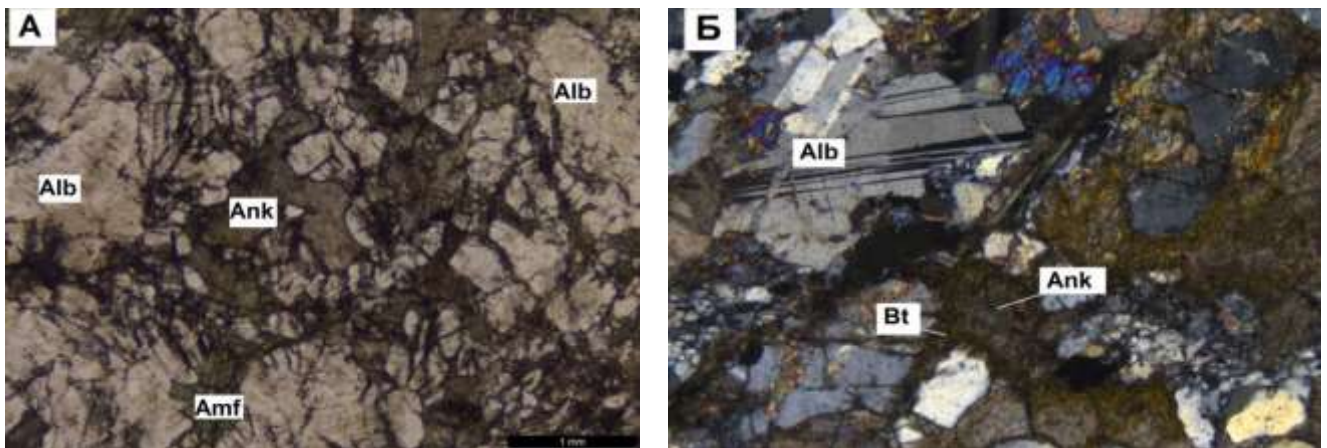
*Химический состав амфиболов и хлоритов (мас. %) по данным локального микрорентгеноспектрального анализа (микрозонд)*

Таблица 3.3.

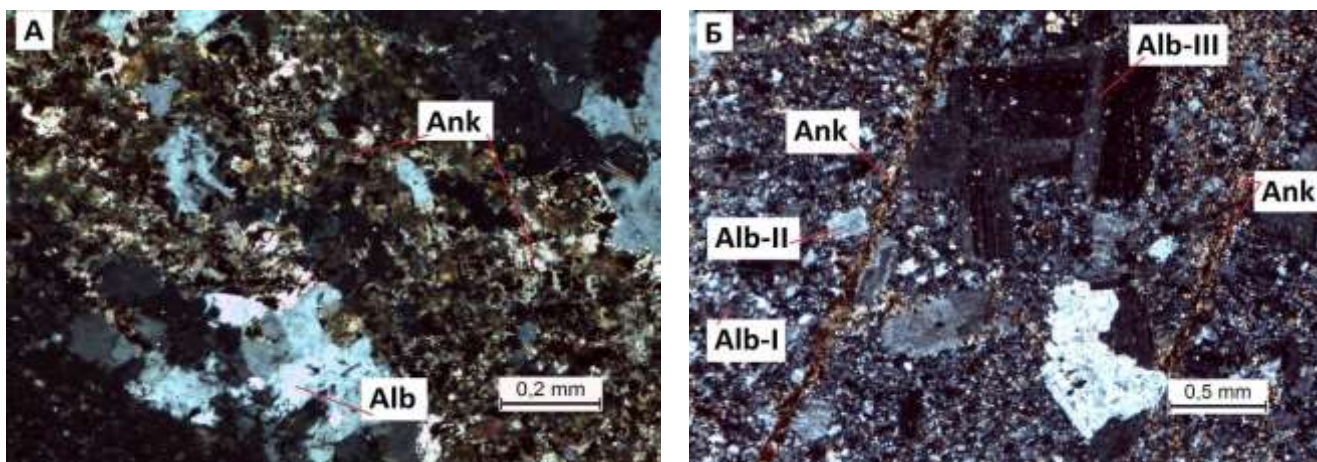
Минерал	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
хлорит	29,34	15,27			0,54	39,15	29,34			88,28
хлорит	27	20,15				20,42	23,05			90,62
актинолит	56,31	2,02	1,33		12,38	8,42	15,83	0,25	0,42	96,96
актинолит	57,99	2,09			13,39	9,57	15,96		0,39	99,39
актинолит	57,44	1,81			12,65	9,03	16		0,58	98,5
актинолит	60,44	0,43			13,21	1,36	23,65			99,1
актинолит	56,31	2,02	1,33		12,38	8,42	15,83	0,25	0,42	96,96

### ***Вторая синрудная подстадия***

Преобразования *II синрудной подстадии* связаны с формированием анкерита по массе и в прожилках выполнения в альбититах и альбит-карбонатных метасоматитах. Подстадии предшествует фаза повторного катаклаза и трещинноватости. Коричневато-бежевый *анкерит* в мелкозернистой форме образует прожилки в альбититах и альбит-кабонатных метасоматитах, просечки. Встречаются и кристаллы ромбоэдрического облика с искривленными гранями. Вследствие окисления железа анкерит сильно бурееет (рис.3.16.), иногда приобретает зональность (рис. 3.16.Б.). Анкерит второй синрудной подстадии относится к высокожелезистой разновидности, содержание железа в составе минерала достигает 31,08 мас.% (табл.3.2.). В ассоциации с хлоритом он образует каймы в альбандах ранних кальцитовых жил. В образцах из керна скважин № 3, № 4, № 5 выделены интервалы интенсивного развития анкеритизации по альбититам и альбит-кальцитовым метасоматитам до образования альбит-анкеритовых метасоматитов (рис.3.17.А). Поздняя селенидно-теллуридно-благороднометалльная минерализация потенциально связана с проявлением анкерита, поскольку именно в анкеритовых прожилках выполнения были обнаружены микровыделения золота и срастания его с клаусталитом и алтаитом (рис.3.31.А.).



**Рис. 3.16.** А. Б. Развитие анкерита по трещинкам в актинолит-карбонат-альбитовом метасоматите. Р. Озерное. Ш.5022/9. А. Фото шлифа в проходящем поляризованном свете без анализатора. Б. С анализатором. (Препарат предоставлен Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»).



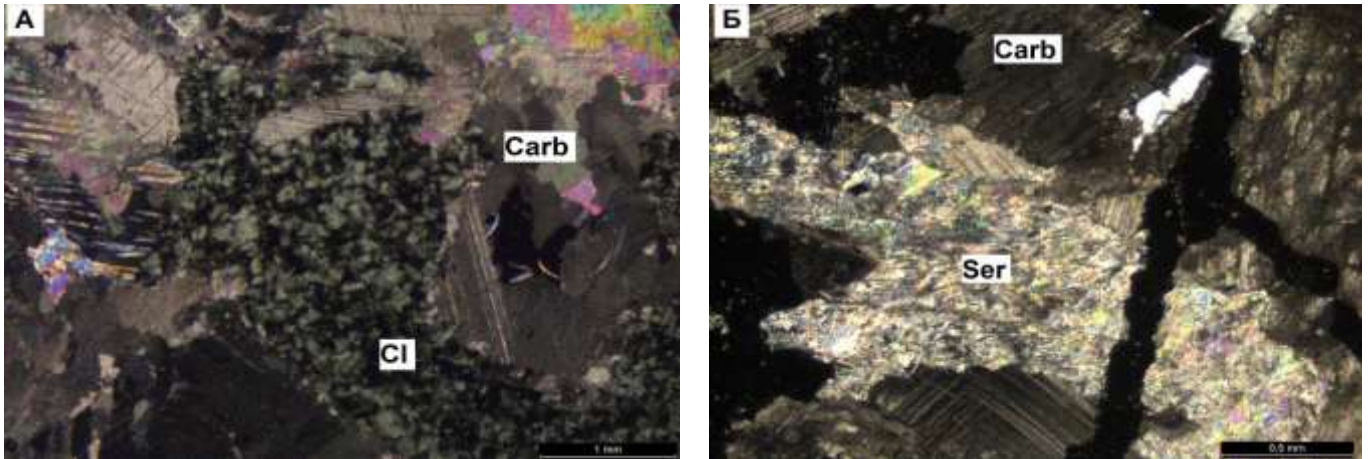
**Рис. 3.17.** А. Анкеритизация альбитита. Скв. № 3, Ш. 3/127,7. Б. Развитие поздних анкеритовых прожилков и анкерита по массе в альбитовом метасоматите. Скв. № 4, Ш. 4/28,4. Фото в проходящем поляризованном свете с анализатором.

### *Третья синрудная подстадия*

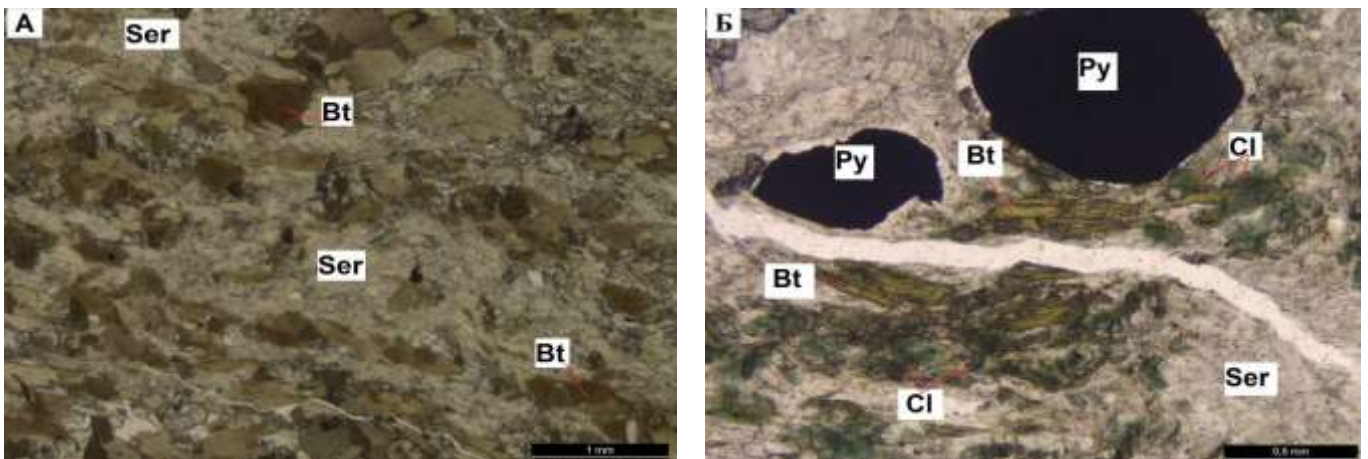
На третьей рудной подстадии формируются кварцевые прожилки и жилы, секущие метасоматиты предыдущих стадий. В ходе полевых работ в 2016 году была установлена зона сульфидизации с содержанием более 10 % сульфидов в кварцевой жиле рудопроявления Озерное. Сульфидизированные кварцевые жилы, субогласные с простираем горных пород, имеют мощность от 20 см до 70 см. Сульфидная минерализация представлена халькопиритом и пиритом, образующим гнезда. В штучных пробах из кварцевых жил рудопроявления Озерное содержания золота, по данным Афанасьевой Е.Н., достигают - 20 г/т в штуче, 0,7 г/т на 0,5 м в бороздовой пробе [101]. Таким образом, возможно обнаружение пространственного совмещения двух рудно-формационных типов золото-кварцевого и золото-уранового в карбонатно-щелочных метасоматитах в пределах рудопроявления Озерное. На золото-кварцевом месторождении Майское выявлены четыре ассоциации единой рудной стадии: 1) сульфидная, 2) клаусталит-раклиджит-мелонитовая (висмут-селен-теллуристая геохимическая ассоциация), 3) кобальтин-костибит-пентландитовая (кобальт-мышьяк-сурьмянистая геохимическая ассоциация), 4) золото-кварцевая [31].

Условно к завершающей стадии рудного процесса можно отнести проявление серицитизации в карбонатных метасоматитах, где в ассоциации с мелкозернистым кварцем заполняет трещинное пространство пород (рис.3.18). Среди серицитовой

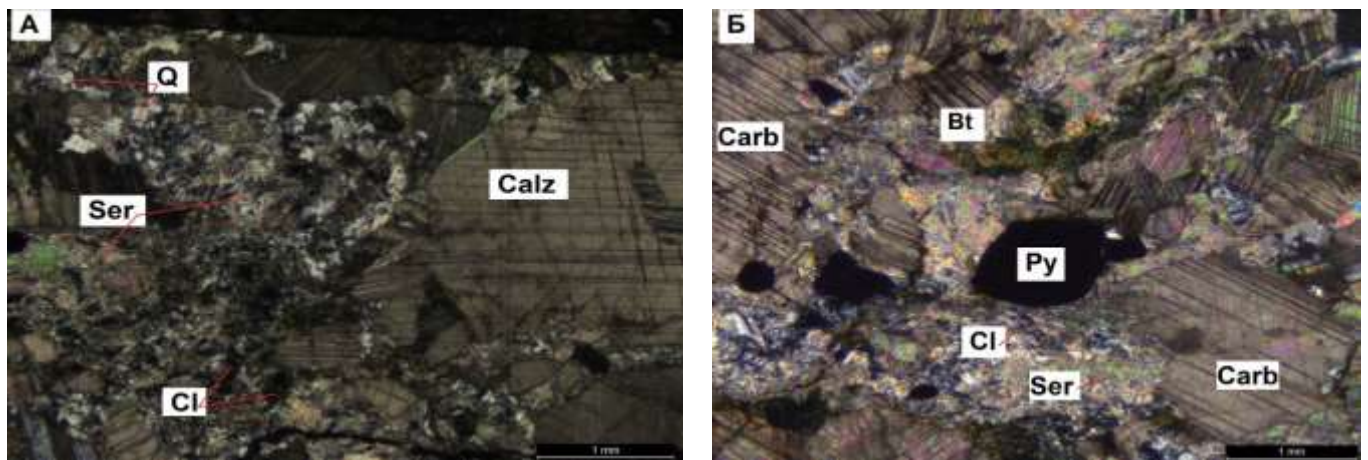




**Рис.3.18.** А. Участок развития хлоритизации в карбонатном метасоматите. Озерное. Ш.5022/9. Б. Развитие серицитизации в карбонатном метасоматите. Алим-Курсуярви. Ш. 4809/2. (Препараты предоставлены Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Фото в проходящем поляризованном свете.



**Рис.3.19.** А. Развитие серицита по биотиту в альбит-биотитовом метасоматите. Кварцевое.Ш.5024/14. Б. Процесс замещения биотита хлоритом в серицитовой массе. Алим-Курсуярви. Ш. 4809. (Препараты предоставлены Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Фото в проходящем поляризованном свете без анализатора.



**Рис.3.20.** А. Развитие кварц-серицитовой ассоциации в трещинном пространстве карбонатного метасоматита. Алим-Курсуярви. Б. Крупные кристаллы пирита в хлорит-серицитовой массе. Ш 4809. (Препараты предоставлены Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Фото в проходящем поляризованном свете с анализатором.

массы отмечаются реликты пластинчатого оливково-зеленого биотита (рис.3.19.Б) и изумрудно-зеленого хлорита (состав не определялся). Часто к серициту приурочены довольно крупные кристаллы пирита в субидiomорфных формах размером до (1,5x1,5) мм. В серицит-карбонатных метасоматитах с содержанием серицита до 25 % появляется мелкозернистый кварц (рис.3.20.А.).

Щелочные метасоматиты Куоляярвинской структуры наиболее близки к группе эйситов. Одна из характерных особенностей эйситов — образование пылевидных гематитовых частиц, которые обуславливают красные тона окраски измененных пород. Эйситовая формация и специализация ее на уран в полной мере были обоснованы работами Б.И. Омеляненко. В российской литературе метасоматиты этого типа впервые описаны под названием низкотемпературных кварц-альбитовых изменений [51]. Метасоматиты кварц-альбитового состава возникают только в породах, богатых кварцем, и являются одной из фаций эйситовой формации. По породам основного и среднего состава развиваются альбит-карбонатные и альбит-хлоритовые, а по известнякам — ураноносные апатитовые метасоматиты. В зависимости от исходного состава пород и химической активности карбонат-иона можно выделить следующие фации: кварц-альбитовую, кальцит-альбитовую, хлорит-альбитовую и анкерит-альбитовую. При эйситизации привносятся  $Na$  и  $CO_2$ , в некоторых случаях  $P$ , отчасти  $Ca$ . Выносятся  $K$ ,  $SiO_2$ , и  $Mg$ . Альбит образуется только по породам, содержащим  $Al_2O_3$  [51]. По данным Б.И. Омеляненко, эйситизация проявляется в интервале температур 220-280 °С и рН = 8-10. Однако, опираясь на более поздние экспериментальные данные, Г.П. Зарайский и др. (1984) делают вывод о том, что растворы, вызывающие эйситизацию, были слабо щелочными с рН = 6-7. Эйситы отчетливо специализированы на уран, это редкий тип метасоматитов, которые почти не встречаются без уранового оруденения. В некоторых урановых месторождениях встречаются участки с молибденовой минерализацией, которая имеет характер сопутствующей урановой, как это

выражено на рудопроявлении Озерное. Основная масса гематита сопровождает начало рудной стадии [51].

Наложенные процессы синрудной стадии сильно затушевывают границы метасоматических зон эйситов. Для дорудной стадии характерен привнос  $\text{SiO}_2$ , К во внешней зоне, привнос Na по мере продвижения к ядерной части, вынос Ca и Mg. На рудной отмечается вынос  $\text{SiO}_2$ , Na несущественно К, по мере продвижения к ядерной части, привнос Ca и Mg (табл.3.4.).

*Средний химический состав (масс.%) метасоматических пород (скв. № 3, № 4, № 5)*

Таблица 3.4.

Компоненты	Pl+Amf сланцы	Эйситизированные Alb+Amf породы			
		Bt+Alb+Q мет.	Q-Alb мет.	Альбитит	Альбитит
		С-3-39,0-39,1	С-5-111,0-111,8	С-4-56,3-56,5	С-4-28,4-28,6
SiO <sub>2</sub> %	52,4	71,3	69,8	67,1	54,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,5	12,4	14	11,8	14,2
TiO <sub>2</sub> %	2,26	0,41	0,66	0,6	1,69
MnO %	0,077	0,035	0,034	0,054	0,1
MgO %	5,18	1,53	0,64	1,83	2,46
CaO %	6,93	2,79	2,27	3,79	4,79
Na <sub>2</sub> O %	3,82	4,02	7,21	5,41	6,95
K <sub>2</sub> O %	0,81	2,09	1	1,82	1,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,63	0,061	0,18	0,11	0,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	6,28	1,53	1,06	2,83	6,52
FeO %	6,27	2,36	1,18	1,85	0,74
V %	0,021	0,0068	<0,005	0,0068	0,0088
Ba %	0,0095	0,053	0,045	0,022	0,016
Сумма %		100	100	100	100
Компоненты	Alb+Carb+Cl	Метасоматиты II-й синрудной стадии			
		Alb-Cl мет.	Alb-Carb мет.	Carb мет.	Cl-Carb мет.
		С-5-68,7-68,9	С-5-135,4-135,5	С-5-85,5-85,7	С-3-15,2-15,4
SiO <sub>2</sub> %	51,3	48,9	28,6	3,56	<.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,7	14,7	8,38	0,11	0,89
TiO <sub>2</sub> %	1,12	0,95	0,75	0,056	0,12
MnO %	0,13	0,11	0,25	0,22	0,45
MgO %	7,6	7,78	1,23	13,9	16,1
CaO %	8,48	9,13	26,8	35,5	26,4
Na <sub>2</sub> O %	3,02	2,43	3,46	0,47	0,5
K <sub>2</sub> O %	0,34	0,6	1,28	0,38	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,091	0,079	0,12	6,66	0,079
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	3,78	4,98	5,46	2,72	<.3
FeO %	7,16	6,64	0,74	0,74	6,49
V %	0,027	0,024	0,0093	<.005	0,0056
Ba %	<.005	0,012	0,011	0,04	0,049
Сумма %	100	100	100	100	100

Для метасоматитов I-й стадии характерны следующие типы метасоматических колонок:

I	II
0. Амфибол-плаггиоклазовый сланец (Q + Pl + Amf + Py)	0. Габбродолерит (Pl + Amf + Bt + Ep + Py)
1. Q + Alb + Bt + Py	1. Alb + Bt + Cl + Ca + Hem
2. Q + Alb + Ca + Hem	2. Alb + Cl + Ca + Hem
3. Q + Alb + Cl + Hem	3. Alb + Ca + Hem
4. Q + Alb + Hem	4. Alb + Hem
5. Alb + Hem	

*Стадийность рудно-метасоматического процесса на урановых с золотом рудопроявлениях Куолярвиснкой структуры*

Таблица 3.5.

<b>Au-U</b> рудопроявления	<b>Озерное</b>		<b>Лагерное</b>		<b>Алим-Курсуярви, Алакурти</b>		<b>уч. Вуоснаярви (Скв. № 3, № 4, № 5)</b>	
Вмещающие комплексы	<b>биотит-кварц-актинолитовые, актинолит-плагиоклазовые сланцы, габбродолериты</b>				<b>габбродолериты, амфиболовые сланцы, углеродсодержащие сланцы</b>		<b>актинолит-плагиоклазовые сланцы, габбродолериты</b>	
Минеральные ассоциации	<b>рудная ассоциация</b>	<b>жильная ассоциация</b>	<b>рудная ассоциация</b>	<b>жильная ассоциация</b>	<b>рудная ассоциация</b>	<b>жильная ассоциация</b>	<b>рудная ассоциация</b>	<b>жильная ассоциация</b>
<b>Дорудная</b> (альбититовая) <i>Na</i>	магнетит, ильменит, пирит I, гематит	альбит I, альбит II, биотит, флогопит, кальцит I, кварц I, хлорит I	магнетит, пирит I, ильменит	альбит I, альбит II, кварц, биотит, флогопит, кальцит I, актинолит, хлорит I	магнетит, пирит, ильменит	альбит I, кварц I, альбит II, кварц I, кальцит I, актинолит, биотит, хлорит I, флогопит	пирит I, магнетит	альбит I, альбит II, кальцит I, биотит, хлорит I, кварц I
<b>Синрудная стадия I Подстадия</b> (альбит-карбонатных и альбит-хлоритовых метасоматитов, карбонатных жил) <i>Mg-Fe (V)</i>	уранинит, настуран, браннерит, молибденит, галенит, халькопирит, пирит I, гематит, циркон, торит, буланжерит	альбит III, кальцит II, доломит, хлорит II, актинолит, апатит, ксенотим, монацит	уранинит, браннерит, давидит, У-лейкоксен,, казолит, гематит, пирит I, торит	альбит III, кальцит II, доломит, хлорит II, кварц, актинолит, апатит	уранинит, браннерит, торит, пирит I, гематит, ксенотим, монацит	альбит III, кальцит II, доломит, хлорит II, актинолит, монацит	пирит I	кальцит II, доломит, хлорит II, актинолит,
<b>II подстадия</b> анкеритизация <i>Fe</i>	алтаит, мелонит, клаусталит, скиппенит, фробергит, гессит, золото	анкерит, кварц II, гидрослюды		анкерит, кварц II, гидрослюды		серицит, кварц II, анкерит	гематит	анкерит
<b>III подстадия</b> кварцевых жил	халькопирит II, пирит II, (Au)	кварц II		кварц II		кварц II		
<b>Гипергенные преобразования</b>	церуссит, халькозин, ванадинит, тьюмунит, делафоссит, англезит, халькозин, делафоссит, лимонит							

### 3.3. Минералогия (вещественный состав) руд

#### 3.3.1. Урановая минерализация

Урановая минерализация Au-U рудопроявлений Куолярвинской структуры приурочена к телам альбит-карбонатных метасоматитов (*I синрудная подстадия*) и представлена уранинит-браннеритовым минеральным типом. Она включает уранинит, настуран, браннерит, давидит, казолит, а также урансодержащий лейкоксен, образованный по браннериту и давидиту, гипергенный тюямунит (табл.3.б.).

#### Составы урановых минералов

по данным локального микрорентгеноспектрального анализа (микрзонд), в масс. %.

Таблица 3.б.

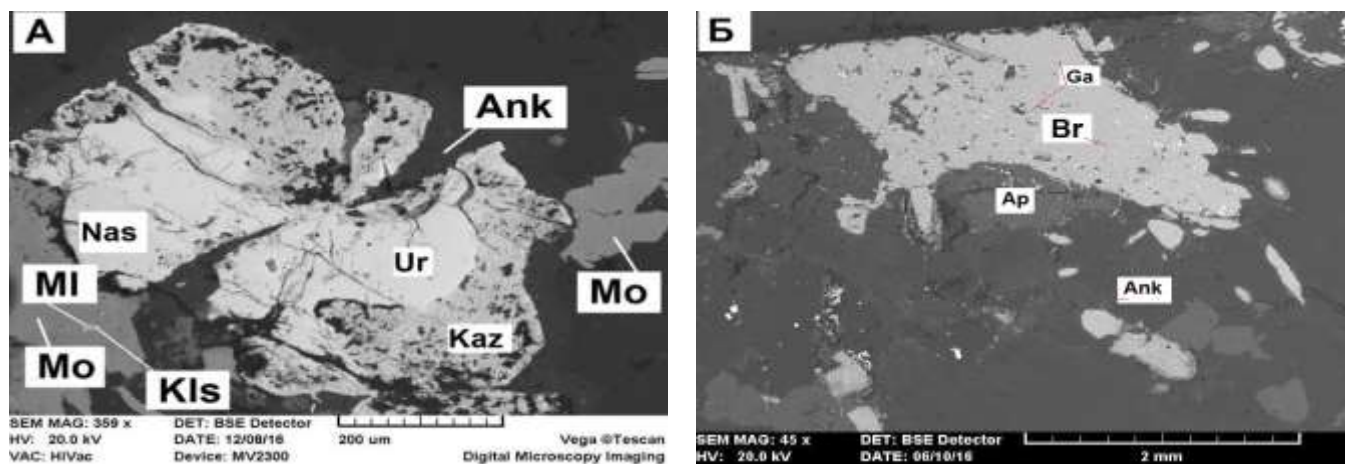
№	Минерал	UO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	CaO	PbO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	Cl	Сумма
<b>Рудная стадия</b>												
1	уранинит	69,03					23,59				0,1	92,72
2	уранинит	71,37				0,91	21,40				0,3	93,71
3	настуран	64,10					18,21					82,31
4	браннерит	49,32	5,28	37,66	3,32	1,95	1,86			0,61		100,00
5	браннерит	47,62	4,59	40,04	3,33	1,49	1,35	<b>1,58</b>				52,38
6	браннерит	65,03	6,44	20,58	3,22		2,08	<b>2,65</b>				100,00
7	браннерит	45,53		43,03	4,75	3,01	1,98	<b>1,72</b>				100,00
8	давидит	3,23		66,98	22,59			<b>6,52</b>				99,32
9	лейкоксен	9,84	2,58	48,46	14,59	0,68	3,56	<b>3,72</b>	0,62			84,05
10	лейкоксен	1,80	2,15	51,22	16,29	0,98	4,16		0,63			77,22
11	лейкоксен	10,45	2,49	54,73	16,01		0,78	<b>10,63</b>				95,09
12	лейкоксен	13,41	1,24	54,57	17,69		2,60	<b>9,69</b>		0,32		99,52
13	лейкоксен	12,63	0,84	48,98	13,58	0,72	2,15	<b>21,11</b>				100,00
14	лейкоксен	9,70	-	46,78	22,22	0,48	2,49	<b>16,29</b>	2,04			100,00
15	лейкоксен	10,19		47,77	19,08	0,61	3,69	<b>15,98</b>	2,70			100,00
16	лейкоксен	12,53		55,27	19,05		2,58	<b>10,57</b>				100,00
17	казолит	42,42	4,2				36,06			7,93		90,44
<b>Гипергенная минерализация</b>												
18	тюямунит	69,00	0,73	0,55	1,16	5,14		<b>21,10</b>		1,22		100,16

На всех рассматриваемых рудопроявлениях уранинит и давидит присутствуют совместно. На рудопроявлении Алакурти урановая минерализация в виде вкрапленности



и гнездовидных выделений. На рудопроявлениях Озерное, Лагерное, Алим-Курсуярви и Кварцевое оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер.

*Уранинит* встречается в виде отдельных зерен и их скоплений, нередко обладает хорошо развитыми кристаллами кубооктаэдрического габитуса. Размер зерен варьируется от 2 мм до 0,5 см в поперечном сечении. Отражательная способность минерала - 16-18 %. В составе уранинита присутствует радиогенный свинец в количестве до 20 %. Часто зерна уранинита имеют зональное строение, за счет неравномерного замещения минерала (рис.3.21. А.). Предположительно, уранинит образуется совместно с кальцитом II-й генерации на второй подстадии рудного процесса. Уранинит, замещается настураном и казолитом, контуры зерен закругляются, становятся менее отчетливы.



**Рис. 3.21.** А. Зональный кристалл уранинита, замещающийся настураном. По периферийной зоне зерна развивается казолит. В левой части поля зрения – молибденит с включениями мелонита и клаусталита. Озерное. Ан. 24. Б. Призматические кристаллы и ксеноморфные выделения браннерита в альбит-карбонатном метасоматите. Рудопоявление Озерное. Ан.7725/12. (Препарат Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Снимки в обратно-рассеянных электронах.

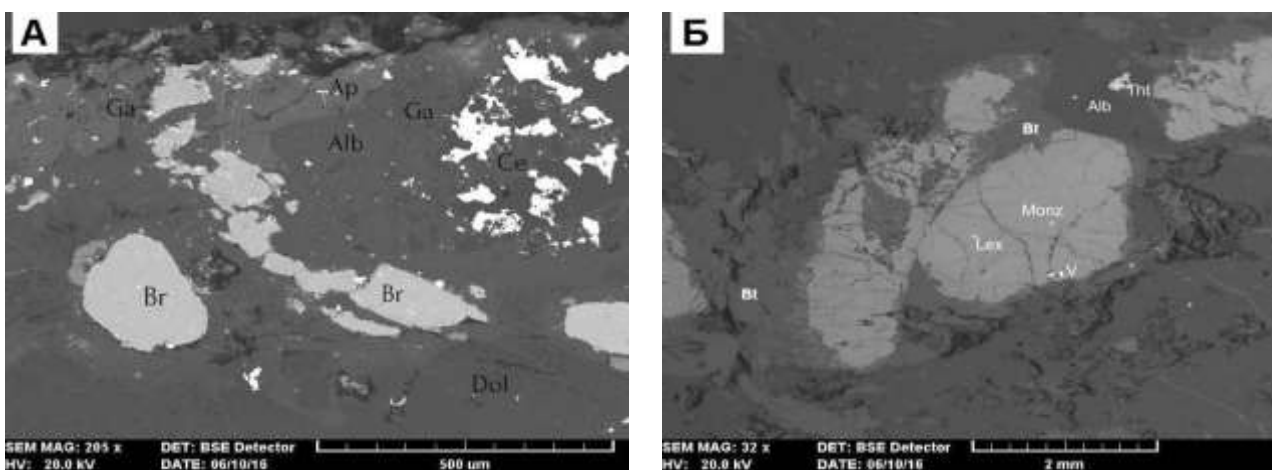
*Настуран* характеризуется ограниченным распространением, был зафиксирован в составе рудной минерализации проявления Озерное. Минерал частично замещает зерна уранинита, иногда окаймляет его (рис. 3.21.А.). Настуран характеризуется серым с коричневым оттенком цветом в отраженном свете, умеренной, изменчивой отражательной способностью в пределах одного зерна; имеет темно-коричневые внутренние рефлексии.

*Браннерит* образует кристаллы длиннопризматического габитуса, гнездовидные зернистые скопления, редко маломощные прожилки мощностью до 0,5 см (рис.22., 23.).





**Рис.3.22.** Образец карбонат-альбитового мелкозернистого метасоматита с вкрапленной браннеритовой минерализацией. Рудопроявление Лагерное. (Образец из коллекции ФГБУ «ВСЕГЕИ»).



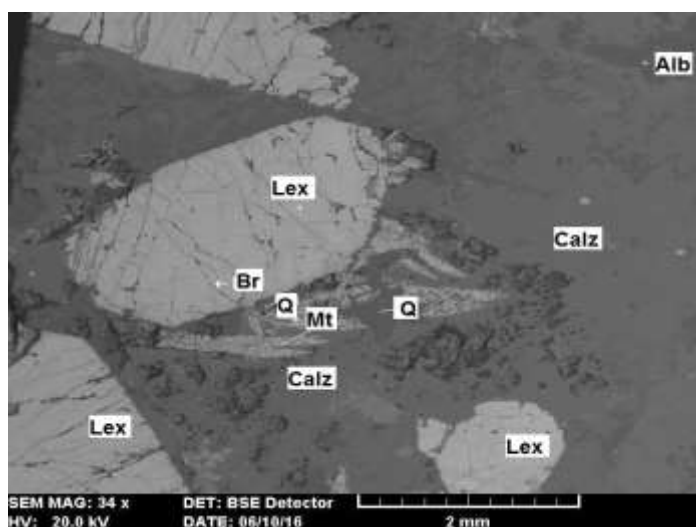
**Рис. 3.23.** А. Ксеноморфные выделения браннерита в альбит-карбонатном метасоматите. Б. Призматические кристаллы и ксеноморфные выделения браннерита в альбит-карбонатном метасоматите. Рудопроявление Озерное. Ан.7725/12. Б. Развитие урансодержащего лейкоксена по браннериту в слюдисто-карбонат-альбитовом метасоматите. Рудопроявление Лагерное. Ан.7720/9. (Снимки в обратно-рассеянных электронах; препараты предоставленные Афанасьевой Е. Н. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

Минерал имеет коричневатого-черный до буровато-коричневого цвет; смоляной, тусклый блеск. Часто минерал характеризуется ямчатой поверхностью (рис. 3.21.Б).

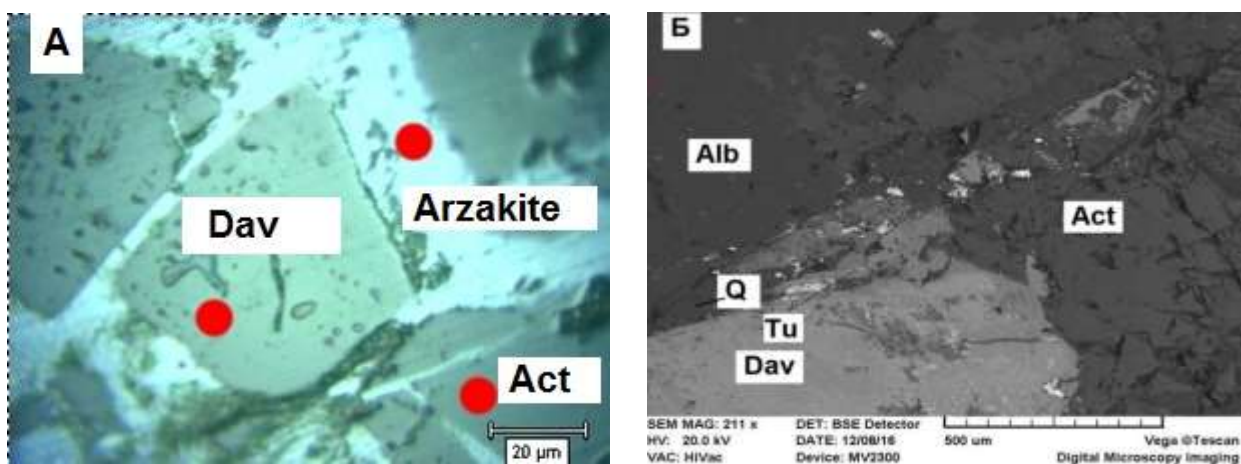
Браннерит повсеместно замещается полиминеральным агрегатом урансодержащего лейкоксена, в котором содержится от 3 до 16 % ванадия и до 2% хрома. Отмечаются частичные и полные псевдоморфозы лейкоксена по браннериту (рис.3.24.). Урансодержащий лейкоксен представлен агрегатом светло-коричневого

цвета, в котором сохраняется форма кристаллов уран-титанатов, а иногда и реликты браннерита.

*Давидит* – сходный с браннеритом уранотитанат, также встречается в виде отдельных кристаллов, образует гнездовые обособления. Отражательная способность умеренная, составляет – 17,2 %. Давидит изотропен, характеризуется слабыми темно-коричневыми внутренними рефлексамии. Минерал наблюдается в кубических кристаллах и в нехарактерных удлинённых формах (рис. 3.25.). Давидит характеризуется серовато-черным цветом, металлическим блеском, большим по сравнению с браннеритом содержанием ванадия и железа. Микронзондовым анализом установлено содержания ванадия в давидите до 6 %. Давидит наряду с браннеритом и уранинитом входит в состав урановой минерализации рудопроявления Лагерное. Давидит аналогичного состава развивается (V-30%) и в полиминеральной ассоциации падминского типа [37]. Важно отметить, что ванадийсодержащими кроме давидита на рудопроявлениях Куолярвинской структуры являются многие рудные минералы: гематит, давидит, браннерит, рутил, титанит; жильные минералы: слюды (биотит, флогопит), актинолит, также до 20 % ванадия содержится в урансодержащем лейкоксене и в собственно ванадиевых гипергенных минералах туюмуните и ванадините. Большая часть минералов, содержащих ванадий, содержат 1-2 % хрома.



**Рис. 3.24.** Развитие урансодержащего лейкоксена по браннериту в слюдиисто-карбонат-альбитовом метасоматите. Рудопроявление Лагерное. Ан.7720/9. (Снимок в обратно-рассеянных электронах; препарат предоставлен Афанасьевой Е. Н. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)).



**Рис. 3.25.** А. Зерно давидита в окружении арзаquita в актинолит-карбонат-альбитовом метасоматите. Ан.1. Фото в отраженном свете. Б. Ванадийсодержащий давидит с вкрапленностью туюмунита в актинолит-карбонат-альбитовом метасоматите. Лагерное. Ан.2022/9. (Препарат предоставлены Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Фото в обратно-рассеянных электронах.

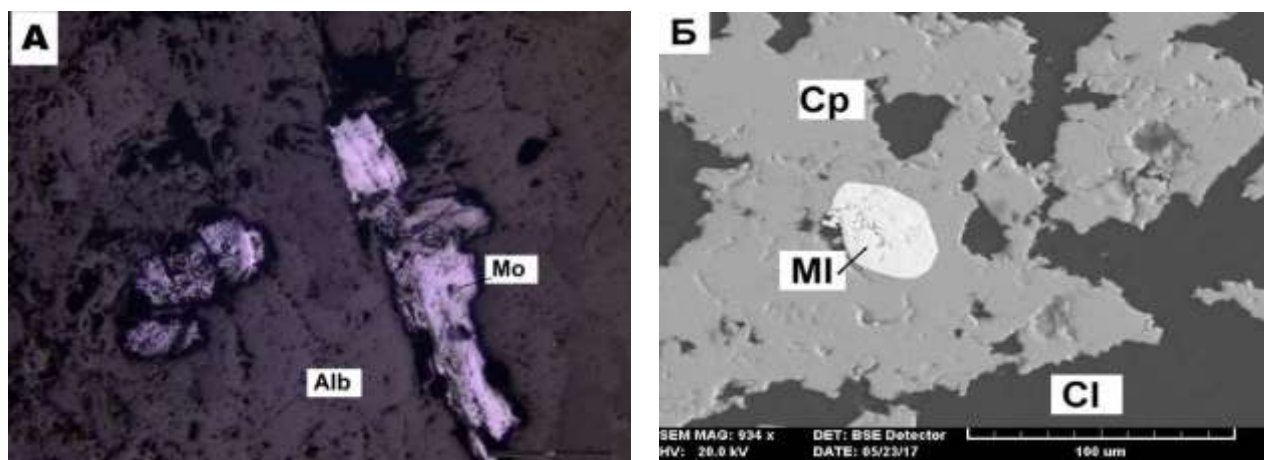
В ассоциации с урановыми минералами часто наблюдается урансодержащий *торит* который наблюдается в виде мелких зерен или скоплений в породе амфибол-карбонат-альбитового, биотит-карбонат-альбитового состава (рис. 3.23.Б.). Содержание *Th* в торите (согласно данным микрозондового анализа) варьирует от 44,16 до 57,13 %; *U* – 4,91 – 11,87 %; *Ti* – 1,26 %; *Fe* – 2,91 %; *Si* 7,18 - 10,64 %; *Ca* – 2,58 % (табл.3.7.).

В первую рудную стадию наряду с урановой минерализацией формируется сульфидная ассоциация: молибденит, пирит, халькопирит, галенит. *Молибденит* часто встречается на контакте с зернами уранинита (рис. 3.21.А.) и в сростаниях с ним. В большей мере молибденит характерен для рудопроявления Озерное, где наряду с урановой минерализацией становится основным минералом *I-й синрудной* подстадии рудно-метасоматического процесса. Форма минерала – пластинчатая размером от 2 до 5 мм, редко зернистая (рис. 3.26.А.).

*Состав торита по данным локального микрорентгеноспектрального анализа (микрозонд), в масс.%.*

Таблица 3.7.

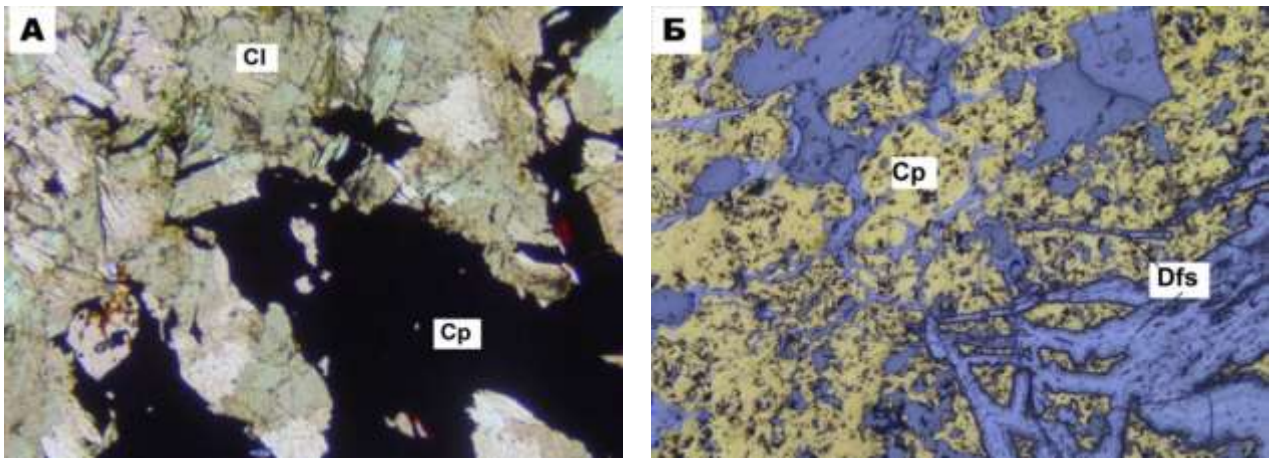
Минерал	SiO <sub>2</sub>	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	BaO	UO <sub>2</sub>	Сумма
торит	17,76	1,15	4,32	2,59		1,67	0,93	1,19	34,87			64,49
торит	16,33	1,1	2,33	1,91	0,59	1,03	1,61	0,98	37,51	1,01		64,4
торит	25,06	2,06	6,15	4,33		2,38		1,6	58,42			100
торит	15,36	3,61				2,55			65,01		13,47	100
торит	22,76	3,91	3,75	2,1		7,05	4,61		50,25		5,57	100



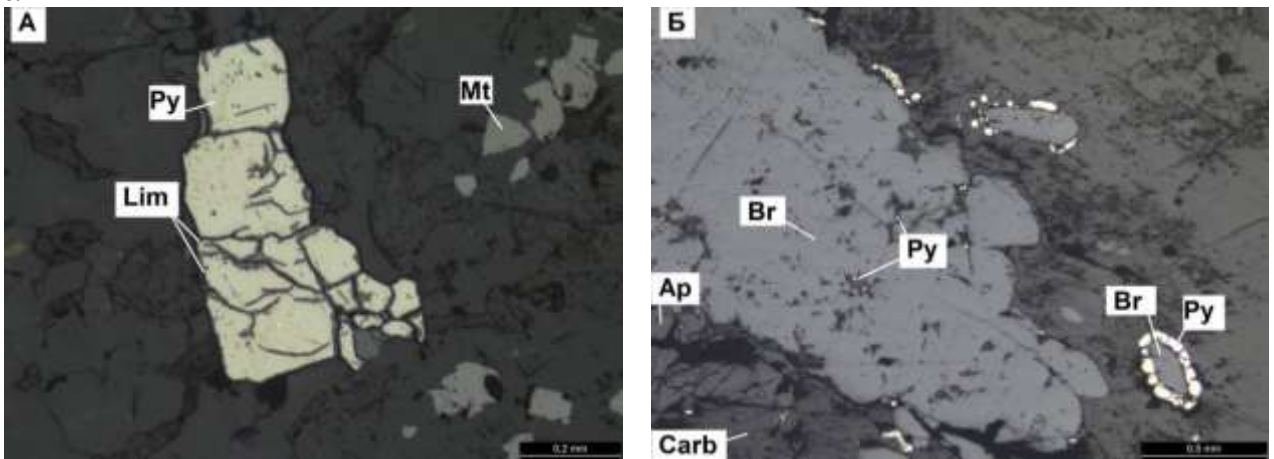
**Рис. 3.26.** А. Пластинчатые кристаллы молибденита. Рудопоявление Озерное. Ан.24. Снимок в отраженном свете. Б. Зерно мелонита в халькопирите в хлорит-карбонатном метасоматите. Ан. Бр.3.Снимок в обратно-рассеянных электронах.

Спецификой молибденита является высокое содержание селена, установлено от 4 до 7 мас.%. Минерал является своеобразной матрицей, по которой на более поздних стадиях образуются мелкие зерна мелонита, алтаита, клаусталита и золота. Для всех стадий рудно-метасоматического процесса характерно частое присутствие в метасоматитах *пирита*. Выделяются две генерации минерала: I-ая генерация – пирит в кристаллической форме, представленный кубическими, октаэдрическими кристаллами размером от 0,2 до 3 мм. В карбонатных жилах образует интенсивную вкрапленность идиоморфных кристалликов (рис.3.29.). Вокруг пирита развиваются желтовато-бурые порошковидные агрегаты лимонита (рис. 3.28.А.). Пирит II-й генерации представлен в виде мелкозернистой вкрапленности, часто наблюдается в браннерите, участками отдельные кристаллы браннерита окаймляют зерна более позднего пирита (рис. 3.28.Б.). Поздний пирит распространен в кварцевых жилах III-й синрудной стадии, отмечается в виде гипидиоморфных зерен в трещинках по халькопириту. *Галенит* в виде мелкой точечной вкрапленности в крупных кристаллах браннерита является радиогенным (рис. 3.21.А., 3.23.Б.). Также галенит отмечается в анкерите и доломите в более крупных зернах (0,05-0,1мм), преобразованных на гипергенном этапе изменений в церуссит. В составе галенита установлено содержание селена до 7 масс.%. *Халькопирит*, как и молибденит содержит частую вкрапленность зерен мелонита (рис. 3.27.Б). Повсеместно





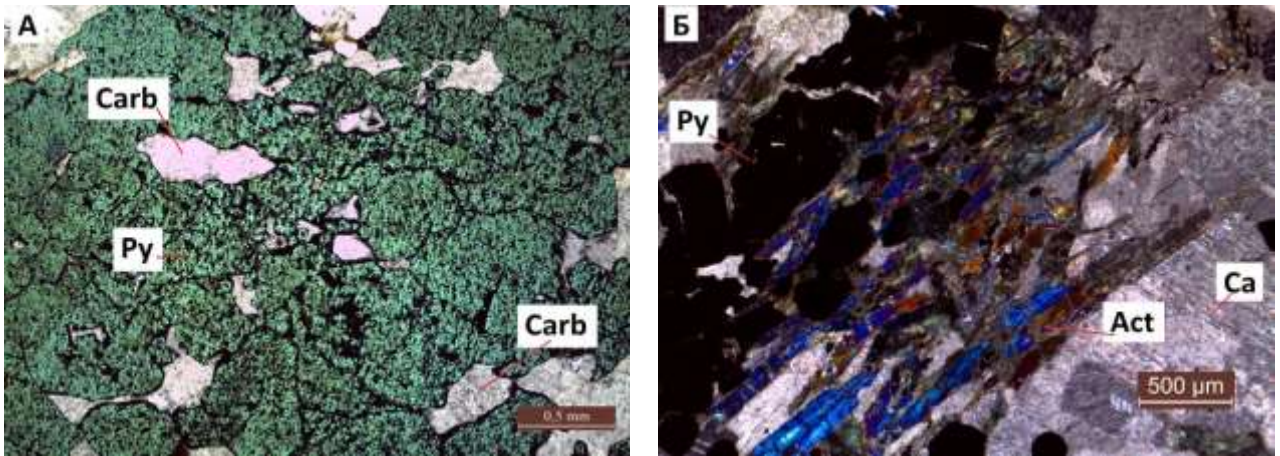
**Рис. 3.27.** А. Хлорит-карбонатный метасоматит с халькопиритом. Бр.4. Озерное. Фото в проходящем поляризованном свете. Б. Развитие кайм делафоссита вокруг халькопирита. Бр.4.Озерное. Фото в отраженном свете.



**Рис. 3.28.** А. Развитие кайм лимонита вокруг кристаллов пирита. Озерное. Ан.18. Б. Вкрапленность пирита в браннерите в карбонат-альбитовом метасоматите. Озерное. Ан.7725/12 (Препарат предоставлен Афанасьевой Е. Н. ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Фото в отраженном свете.

наблюдаются ярко-рыжие каймы гипергенного делафоссита вокруг халькопирита (рис. 3.27.Б.).

*Гематит* характерен для всех изученных Au-U рудопроявлений. Минерал представлен в виде тонкодисперсной вкрапленности в альбититах и альбитизированных породах, а также формирует микропрожилки и каймы вокруг урановых минералов. Вкрапленность мелких зерен апатита, циркона, ксенотима, монацита, торита (не более 1 %) развита на всех урановых с золотом рудопроявлениях Куолярвинской структуры. Исключение составляет *анатит*, содержание которого может достигать 5-7 %. Минерал наблюдается в длиннопризматических кристаллах размером от 1 до 3 мм, мелких округлых зернах и часто приурочен к урановым минералам и карбонатам.

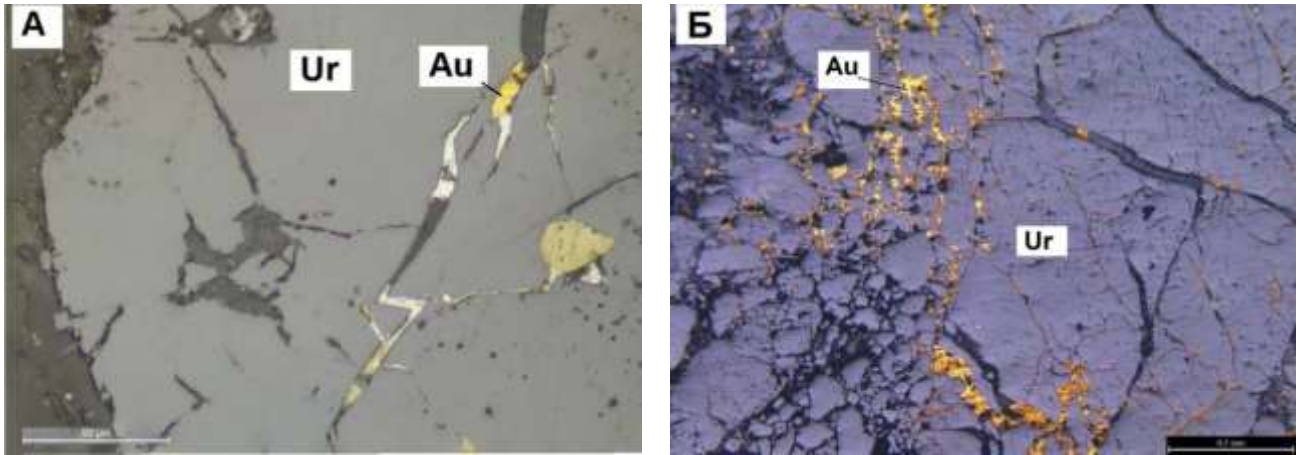


**Рис. 3.29.** А. Обильная вкрапленность пирита в кальцитовой жиле. Скв. № 5. ППШ. 5/67,31. В отраженном свете. А. Пиритизация и амфиболизация в карбонатной жиле. Скв № 5. Шл. 5/63,8. Фото шлифа в проходящем поляризованном свете с анализатором.

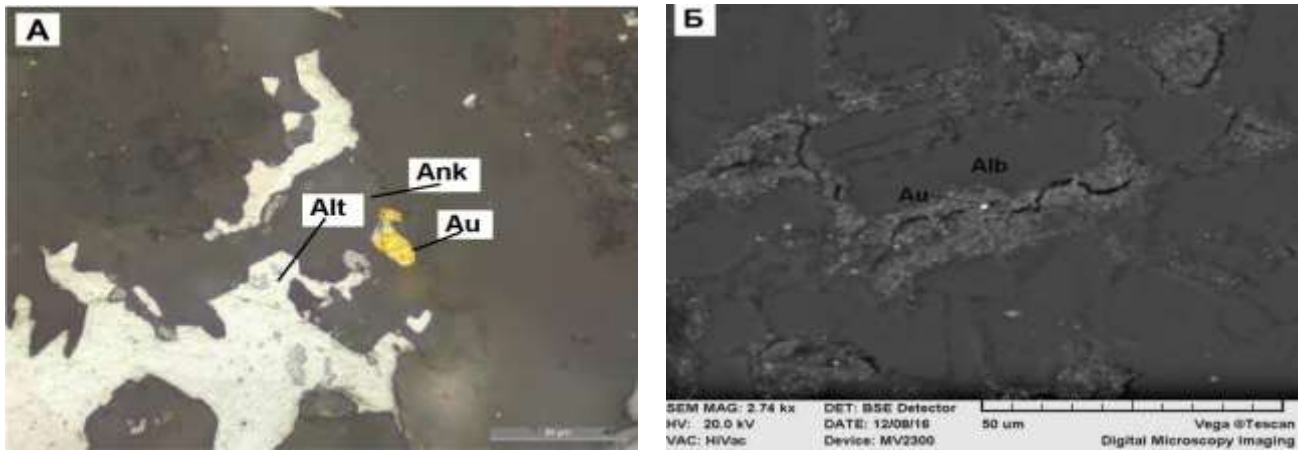
### 3.3.2. Селенидно-теллуридно-благороднометалльная ассоциация

Более поздней по отношению к урановой является *селенидно-теллуридно-благороднометалльная* минерализация, предположительно связанная с формированием анкерита *II-й синрудной* подстадии. *Самородное золото* в минеральной форме было выявлено только на рудпроявлении Озерное. Золото наблюдается в виде микровыделений размером 0,025-0,03 мм в ассоциации теллуридами и селенидами в анкерите в альбит-карбонатных метасоматитах. Вкрапленные микровыделения золота обнаружены в анкерите (рис. 3.31.А.), а также в сростания золота с клаусталитом, алтаитом, мелонитом, локализованные в трещинном пространстве в уранините (рис.3.30.А.), в молибдените [28,29]. По химическому составу золото – высокопробное, среднее содержание золота составляет 91,4 мас. %. Подобное высокопробное золото установлено на месторождении Майское. Пространственно-временные взаимоотношения золота и урана на рудопроявлении Озерное аналогичны проявленным на месторождениях группы Ромпас (рис. 3.30.Б.) [75]. Локализация золота в трещинном пространстве в уранините позволяет обоснованно относить золото к более поздней по сравнению с уранинитом наложенной ассоциации. Поскольку трещинное пространство в

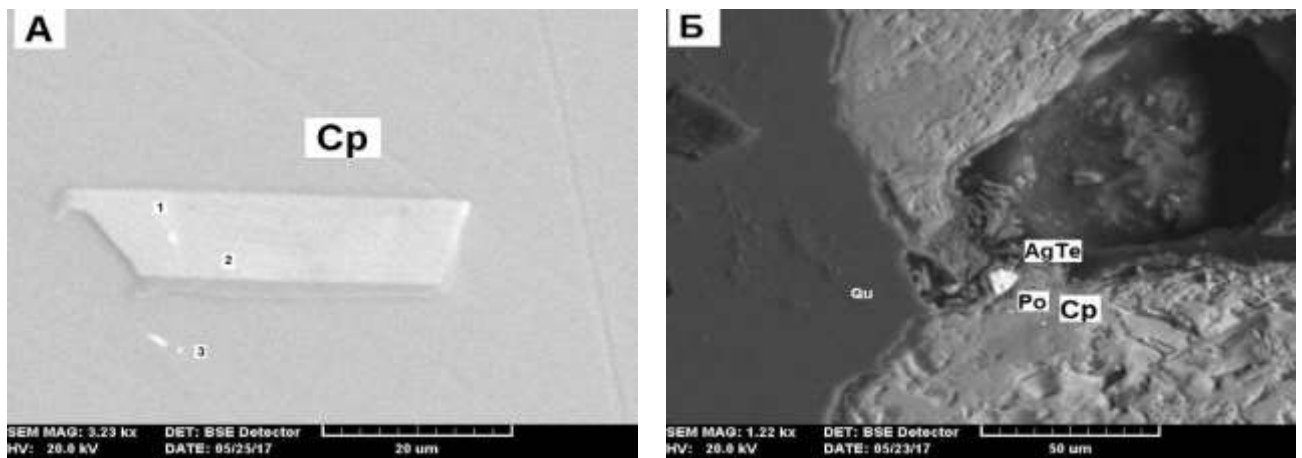




**Рис. 3.30.** А. Золото и алтаит в трещинном пространстве в уранините. Озерное. (По результатам работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2016-2017 гг.) Б. Золото в трещинках в уранините месторождения Ромпас (пояс Перапохиа). Препараты, предоставленные ФГБУ «ВСЕГЕИ». Фото в отраженном свете.



**Рис. 3.31.** А. Золото и алтаит в анкерите. Озерное. Фото в отраженном свете. (По результатам работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2016-2017 гг.) Б. Золото в слюдисто-карбонат-альбитовом метасоматите. Ан.10. Фото в обратно-рассеянных электронах.



**Рис. 3.32.** А. Вкрапленность зерен сульфоселенидов *Co*, *Ni*, *Fe*, *Cu* (1, 2, 3) в халькопирите в хлорит-карбонатном метасоматите. Озерное. Бр.3. Б. Теллурид серебра в халькопирите в кварцевой жиле участка Вуоснаярви. В.2. Снимки в обратно-рассеянных электронах. (В рамках работ АО «СЗ ПГО»).



уранините часто выполнено анкеритом, а золото с Se-Te-ассоциацией локализуется в анкерите и в трещинах в уранините, можно предполагать связь данной ассоциации с образованием анкерита. Первое самородное золото в минеральной форме в мелонитовой прожилке было обнаружено А.А. Калининым [26] в карбонатном метасоматите рудопроявления Озерное. Автором также было установлено микровыделение золота (рис. 3.31.Б.) с содержанием 94,77 мас.% Au, 5,23 мас.% Ag. В карбонатных метасоматитах единую ассоциацию с золотом составляет селенидно-теллуридная минерализация: мелонит ( $NiTe_2$ ), клаусталит ( $PbSe$ ), алтаит ( $PbTe$ ), скиппенит ( $Bi_2Se_2Te_2$ ), кавацулит ( $Bi_2Te_2Se$ ), фробергит ( $FeTe_2$ ), богдановичит ( $AgBiSe_2$ ), маттагамит ( $CoTe_2$ ) [26-28]. Впервые для Куолярвисской структуры установлен гессит (рис.3.32.Б.,табл.3.8.).

*Составы теллуридно-селенидной ассоциации по данным локального микрорентгеноспектрального анализа (микрзонд), в масс.%.*

Таблица 3.8.

Минерал	S	Pb	Se	Ni	Te	Fe	Co	Ag	Сумма
гессит					37,19			62,8	100
клаусталит	6,2	75,5	18,3						100
клаусталит		74,3	25,7						100
мелонит	0,3		8,59	19,21	71,88				100
мелонит			7,18	18,36	72,73	0,51	1,22		100
мелонит				17,42	82,58				100
мелонит				17,95	82,05				100
мелонит				17,26	82,74				100
мелонит				18,82	81,18				100
мелонит				17,06	82,94				100
мелонит				19,13	80,87				100
мелонит				18,79	81,21				100
мелонит				17,49	82,06	0,45			100

Многочисленные микровыделения сульфоселенидов никеля, кобальта, меди и железа были установлены в халькопирите из хлорит-карбонатного метасоматита рудопроявления Озерное (рис. 3.32.А.). Ассоциация золота с теллуридами и

селенидами является характерной чертой месторождения Майское, комплексных месторождений Падминкой группы, Fe-Co-Au-U месторождений пояса Куусамо.

### 3.3.3. Гипергенная минерализация

Минералы гипергенного происхождения образуются по ураниниту, пириту, халькопириту и галениту разных стадий метасоматического процесса. При окислении галенита образуются церуссит, англезит и ванадинит, по урановым минералам развивается тюямунит, по ураниниту – болтвудит. Порошковидный халькозин и делафоссит в почковидных агрегатах, корках (рис.3.27.Б.) и сферолитах формируются за счет халькопирита. По пириту развивается лимонит. Идентифицированный методом рамановской спектроскопии арзакит (рис.3.25.А) в обрамлении кристалликов давидита требует уточнений.

*Аu-U рудопроявления Куоляярвинской структуры характеризуются богатой минералогией, включающей широко распространенные и редкие минералы. Выявлено два пространственно совмещенных типа рудной минерализации: молибден-урановая в альбит-карбонатных метасоматитах и селенидно-теллуридно-золоторудная с анкеритом в прожилках выполнения. Относительно Mo-U типа минерализации Se-Te-Au ассоциация носит наложенный характер. Каждый из типов руд комплексного оруденения образован несколькими минералами, содержащими рудный элемент в качестве основного компонента. Главными минералами уранового оруденения, характерными для рудопроявлений Озерное, Лагерное, Алим-Курсуярви, Алакурти, Кварцевое, являются оксиды урана - уранинит, настуран, содержащие от 64 до 71%  $UO_2$  и титанат урана - браннерит, содержащий от 45 до 65%  $UO_2$ . Преобразованный в результате наложенных процессов браннерит представлен урансодержащим лейкоксеном. Благороднометалльное оруденение представлено самородным золотом. Урановое оруденение является сопряженным и формируется позднее главного объема метасоматитов, но генетически, вероятно, связано с теми же гидротермальными растворами. Урановая минерализация проявлена только в тех зонах, в которых*

*наиболее полно и последовательно проявились все стадии метасоматического процесса, с формированием мономинеральных альбититов и существенно карбонатных метасоматитов. Золотая минерализация формируется в ассоциации с теллуридами и селенидами, наиболее распространенными среди которых являются клаусталит, мелонит и алтаит. Альбит-карбонатные метасоматиты могут выступать для нее благоприятной вмещающей средой. Присутствие рудной минерализации в метасоматитах определяется наличием зон брекчирования, трещиноватости и катаклаза.*

## **4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ С ОНЕЖСКОЙ ДЕПРЕССИЕЙ, ПОЯСАМИ КУУСАМО, ПЕРАПОХИА**

### **4.1. Сравнительный анализ щелочных метасоматитов Куолаярвинской структуры и Онежской депрессии**

Онежская и Куолаярвинская структуры расположены в северо-восточном (Куолаярвинская) и юго-западном (Онежская) обрамлении Карельского кратона. Они относятся к Карельскому плечу трехлучевого рифта, заложенного в сумий-сариолийское время [47, 62]. Онежская и Куолаярвинская структуры во многом синхронны в своей геодинамической эволюции. Они приурочены к двум смежным сводовым поднятиям, где участки максимального воздымания трансформируются в зоны растяжения с внедрением двух комплексов расслоенных интрузивов [59]. В южной части Онежской структуры формируется Бураковско-Монастырский комплекс, в южной части Куолаярвинской (Пана-Куолаярвинской) – Койлиσμα-Олаганская группа массивов (рис.1.3.). В ятулий-людиковийское время вдоль главной оси сумийского рифта закладываются наложенные впадины (авлакогены). Разрезы структур имеют сходное строение и последовательность, отличаясь полнотой вулканогенно-осадочных толщ и степенью метаморфических изменений. Специфика разреза Онежской структуры связана с наличием в нем практически неметаморфизованных углеродистых пород, шунгитов и галит-ангидрит-магнезитовой толщи [90].

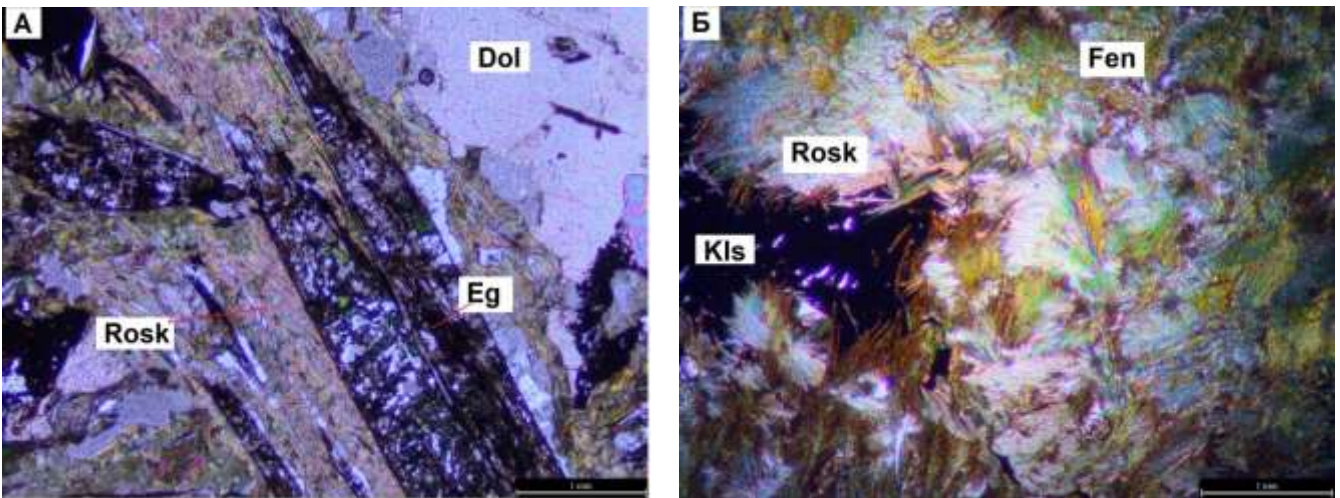
Онежская структура - крупнейшая эпикратонная впадина, с максимальной глубиной прогибания – 3 км, отличается от других подобных структур Карельского кратона размерами, полнотой и мощностью геологического разреза, широким развитием разрывных структур и своеобразными складчато-разрывными дислокациями (зоны СРД), богатой металлогенией, блоковым строением [38, 39]. В Онежском прогибе известно около 15-ти зон СРД, вмещающие все известные месторождения комплексных руд: Верхняя и Средняя Падма, Царевское, Весеннее, Космозеро. Зоны СРД представляют собой узкие линейные антиклинали с крутым и

запрокинутым залеганием пластов на крыльях, с многочисленными послойными, продольными и секущими нарушениями, сопровождающимися зонами милонитизации и брекчирования [18]. Структуры имеют глубинное заложение и трассируются дайкообразными телами пикритов, порфиритов, лейкодолеритов, сопровождаются гидротермально-метасоматическими проявлениями, в том числе карбонатно-щелочными метасоматитами [46].

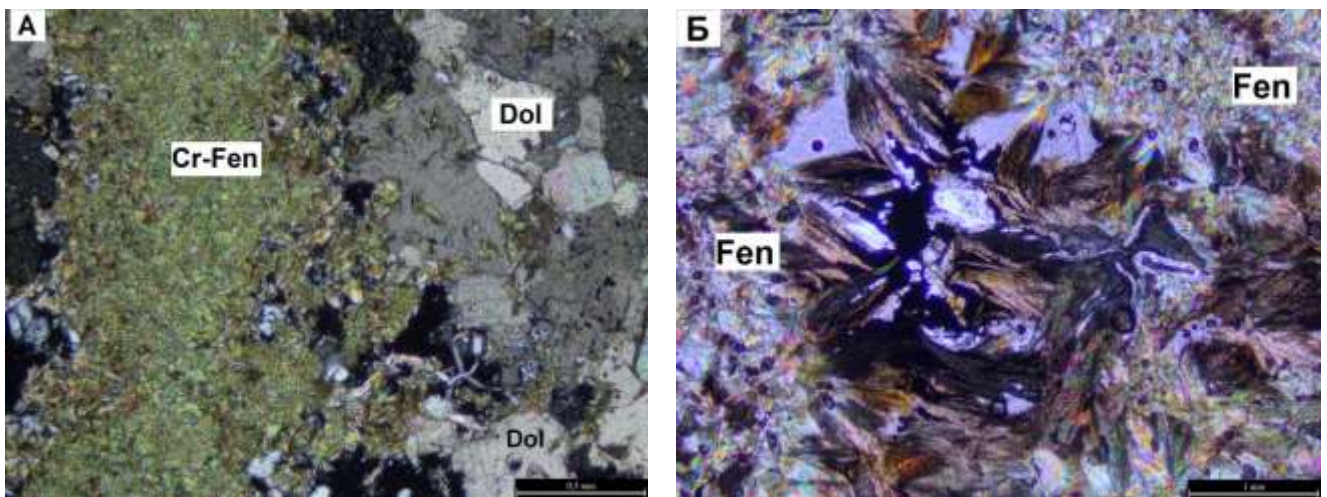
Метасоматические преобразования Онежской структуры подробно рассмотрены в фондовой и опубликованной литературе (Белевцев Я. Н., Кушев В.Г., Стрыгин А.И., Тарханов, Бушмин С.А., Голубев А.И., Кулешевич Л.В.). Наиболее широко в ее пределах проявлены процессы карбонатно-щелочного метасоматоза, локализованные в зонах СРД. Л.Я. Шмураева относит онежские метасоматиты к формации приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов [67, 68]. Карбонатно-щелочные метасоматиты и связанные с ними урановые месторождения (проявления) приурочены к разломам, сопряженным с депрессионными Куолярвинской и Онежской структурами, претерпевшими активизацию в раннем протерозое. Многократное проявление тектонических подвижек способствует интенсивности протекания процессов метасоматоза и обуславливает стадийность поступления рудоносных флюидов. Золото-урановое оруденение в тектоно-метасоматических зонах Куолярвинской и Онежской структур локализовано в углеродистых сланцах, биотит-актинолит-плагиоклазовых сланцах, долеритах, доломитах и гранитоидах. Щелочной метасоматоз накладывается на метаморфизованные породы, для месторождений Падминской группы в условиях зеленосланцевой фации, для золото-урановых проявлений Куолярвинского прогиба – от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой. Влияние эдукта сказывается, главным образом, на количественном составе темноцветных минералов, типоморфные ассоциации остаются неизменными. Более меланократовые разновидности образуются по базитам, зеленым сланцам, более лейкократовые по алевросланцам и гранитоидам.

Собственно спецификой проявления натриевого метасоматоза в пределах Куолярвинского и Онежского прогибов является постоянное сопровождение его карбонатным. На месторождениях Падмиской группы выделяется две главные стадии: стадия натриевого метасоматоза и стадия калиевого метасоматоза с хром-ванадиевой специализацией. Стадии разграничены проявлением тектонических подвижек и характеризуются специфическими минеральными ассоциациями. В первую стадию отмечается нарастание активности натрия с образованием эгирин-альбитовых метасоматитов. Во вторую стадию происходит слюдизация эгирин-альбитовых метасоматитов и образование слюдитов (рис.4.1., 4.2.). Породообразующее значение во вторую стадию имеет ванадий (роскоэлитовые слюдиты) и хром (хромфенгит, хромдровит) [68, 69]. Для рудно-метасоматического процесса на Au-U рудопроявлениях Куолярвинской структуры можно выделить две главные стадии: стадия натриевого метасоматоза (дорудная), стадия железисто-магнезиального метасоматоза (рудная). Для рудопоявлений Алим-Курсуярви и Кварцевое характерно развитие позднего серицита. Для рудопоявлений Озерное и Лагерное калиевая ветвь проявлена слабо, слюды появляются в альбититах в виде биотита и флогопита, но не в значительных количествах, также узко распространены гидрослюды второй рудной подстадии. Вне зависимости от состава субстрата конечным продуктом первой стадии являются практически мономинеральные альбититы и альбит-карбонатные метасоматиты, в отличие от падминских эгирин-альбитовых метасоматитов. Наличие щелочных амфиболов и пироксенов объяснимо большей активностью натрия [46].

Щелочной метасоматоз первой рудной стадии обеих структур сопровождался карбонатным. Важно отметить, что в Куолярвинском прогибе наиболее интенсивное проявление карбонатизации соответствует также второй стадии, с образованием карбонат-альбитовых и карбонатных метасоматитов по кислому и основному субстрату.



**Рис. 4.1.** А. Реликты эгирина в карбонат-роскоэлитовом метасоматите. Ш.5612. Рис. 2. Б. Хромфенгит-роскоэлитовый метасоматит. МР. Средняя Падма. Фото в поляризованном проходящем свете с анализатором. Б. Развитие клаусталита в интерстициях меж кристаллами роскоэлита. Роскоэлит-хромфенгитовый слюдит. МР. Средняя Падма. Фото в поляризованном проходящем свете. А. С анализатором. Б. Без анализатора. (Препараты предоставлены ФГУ «ТФГИ по СЗФО»).



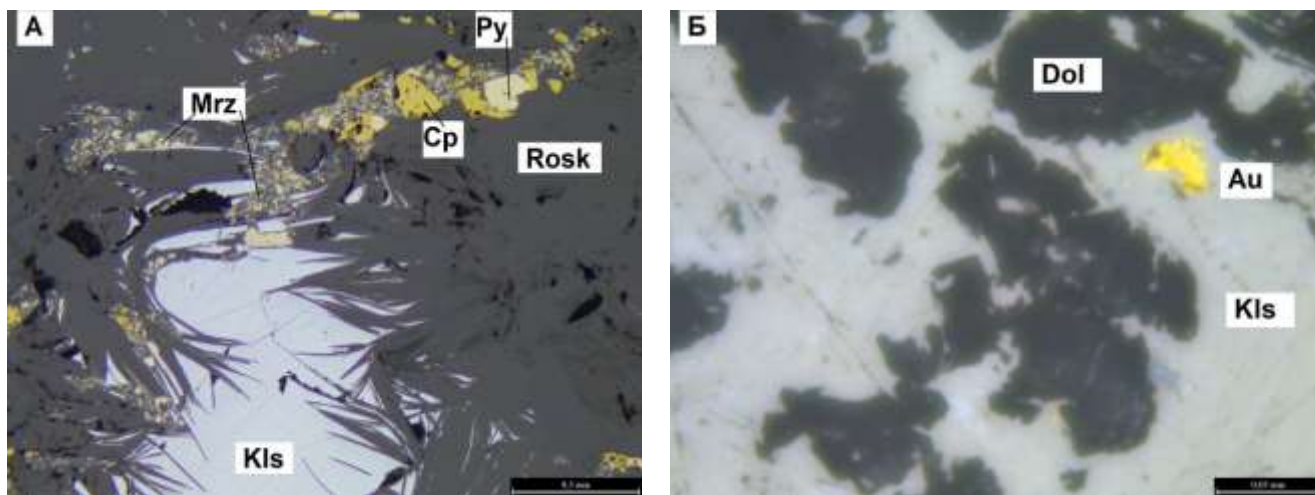
**Рис. 4.2.** А. Хромфенгит-карбонатный метасоматит. Ш.5611. Рис. 2. Б. Хромфенгит-роскоэлитовый метасоматит. МР. Средняя Падма. Фото в поляризованном проходящем свете с анализатором. (Препараты предоставлены ФГУ «ТФГИ по СЗФО»).

Для первой рудной стадии характерна слабая карбонатизация. Аналогичную тенденцию имеет проявление урановой минерализации, с нарастанием интенсивности карбонатизации увеличивается содержание минералов урана. Минералы обеих стадий характеризуется повсеместной примесью ванадия (1-3 %), реже хрома (0,5-2 %), некоторые минералы приобретают ванадиевую специализацию. Для них характерно содержание ванадия от 6 до 20 % в давидите, в браннерите (1-3 %), рутиле (2-4 %), лейкоксене (3-20%), титаномагнетите (2,75 %),



торите (0,4%), биотите (0,3%), КПШ (0,2%), актинолите (0,3%). При гипергенном изменении формируются туюмунит и ванадинит. На месторождениях Падминской группы ванадиевая минерализация имеет промышленные масштабы, роскоэлитовые слюдиты являются основной рудой на ванадий. Собственно ванадиевые минералы содержат от 16 % до 74 %  $V_2O_5$  [46].

Для радиоактивной минерализации Онежской структуры характерно практически полное отсутствие тория. В первую рудную стадию в щелочных метасоматитах падминского типа формируется бесториевые уранинит и браннерит, во вторую – настуран и коффинит, браннерит замещается агрегатом урансодержащего лейкоксена. Альбит-карбонатные метасоматиты первой стадии в Куолярвинской структуре содержат уранинит и браннерит, во вторую стадию образуется ванадийсодержащий браннерит и ванадиевый давидит. Предшественниками отмечалось пониженное торий-урановое отношение (менее 2,5) в пределах зон с аномальными концентрациями урана [111].



**Рис. 4.3.А.** Развитие клаусталита в интерстициях меж кристаллами роскоэлита. Роскоэлит-хромфенгитовый слюдит, содержащий клаусталит, пирит, халькопирит, марказит. Ан. 30-2. **Б.** Микровыделение золота в клаусталите в карбонат-слюдистом метасоматите. Ан.30-1. Фото в отраженном свете. (Препараты предоставлены ФГУ «ГФГИ по СЗФО»).

Комплексные месторождения падминского типа (V, U, Pd, Pt, Au, Ag) и Au-U оруденение Куолярвинской структуры сформировались в две главные рудные стадии, проявленные после ранней дорудной альбитизации. Спецификой и типоморфным признаком формации является постоянно сопровождение щелочного

метасоматоза карбонатным, именно с зонами наиболее интенсивной карбонатизации связана наибольшая концентрация рудных минералов, а в случае падминского типа – промышленное оруденение. Слюдисто-карбонатные метасоматиты второй стадии характеризуются разнообразием минерального состава: сульфоселениды, селениды и теллуриды *Bi, Pt, Pd, Au, Ag, Ni* (рис.4.3.), самородное золото.

Для Куолаярвинской структуры вторая стадия проявления железисто-магнетитового метасоматоза характеризуется наиболее полно проявленными карбонатными метасоматитами (>70 % Carb, 10-30 % - Alb) с молибден-урановым оруденением. В Онежской структуре в первую стадию формируются эгирин-альбитовые метасоматиты при умеренном проявлении карбонатизации и незначительным содержанием урановых минералов. Вторая рудная стадия для обеих структур связана с K-Mg-Fe-метасоматозом (V, Cr). Для падминского типа характерны хром-ванадиевые слюды и формирование слюдитов, а также интенсивное проявление карбонатизации с образованием слюдисто-карбонатных метасоматитов и жил. Метасоматиты второй стадии содержат промышленные концентрации целого комплекса элементов: V, U, Au, Ag, Pt, Pd, Mo. Во вторую рудную стадию в Куолаярвинской структуре на альбит-карбонатные метасоматиты накладываются кварц-серицитовые изменения и в прожилках выполнения появляется анкерит с селенидно-теллуридно-благороднометалльной минерализацией. Таким образом, наибольшие концентрации рудных минералов накапливаются в полнопроявленных метасоматитах. Основным критерием накопления урановой и благороднометалльной минерализации в метасоматитах Куолаярвинской и Онежской структур является – степень проявленности карбонатизации.

***Альбит-карбонатные метасоматиты Куолаярвинской структуры, вмещающие золото-урановое оруденение, могут быть отнесены к типу приразломных щелочных метасоматитов, аналогичных проявленным на месторождениях Падминской группы. Формационная принадлежность***

*определяется следующими признаками: 1) универсальная связь метасоматитов с разломными структурами глубинного заложения; 2) значительная вертикальная протяженность метасоматоза и оруденения; постоянное наличие дорудных ультрамафит-мафитовых образований; 3) щелочно-углекислый характер метасоматоза; 4) общая направленность рудно-метасоматического процесса от натрового к калий-магнезиально-железистому; 5) нарастание щелочности в течение первой стадии, что приводит к замещению слабых оснований более сильными; 6) прогрессивное развитие карбонатизации, сопровождающей щелочной метасоматоз, как показатель рудоносности метасоматитов; 7) ураноносность – важнейший определяющий признак формации, в качестве сопутствующих компонентов в щелочных метасоматитах разных регионов могут выступать V, Fe, Mo, Se, P, Y, Au, Ag, Pd, Pt; 8) двустадийность рудно-метасоматического процесса с формированием золоторудной минерализации во вторую стадию.*

#### **4.2. Сравнительная характеристика комплексного золото-уранового оруденения Онежской, Куолярвинской, Перапохиа, Куусамо структур**

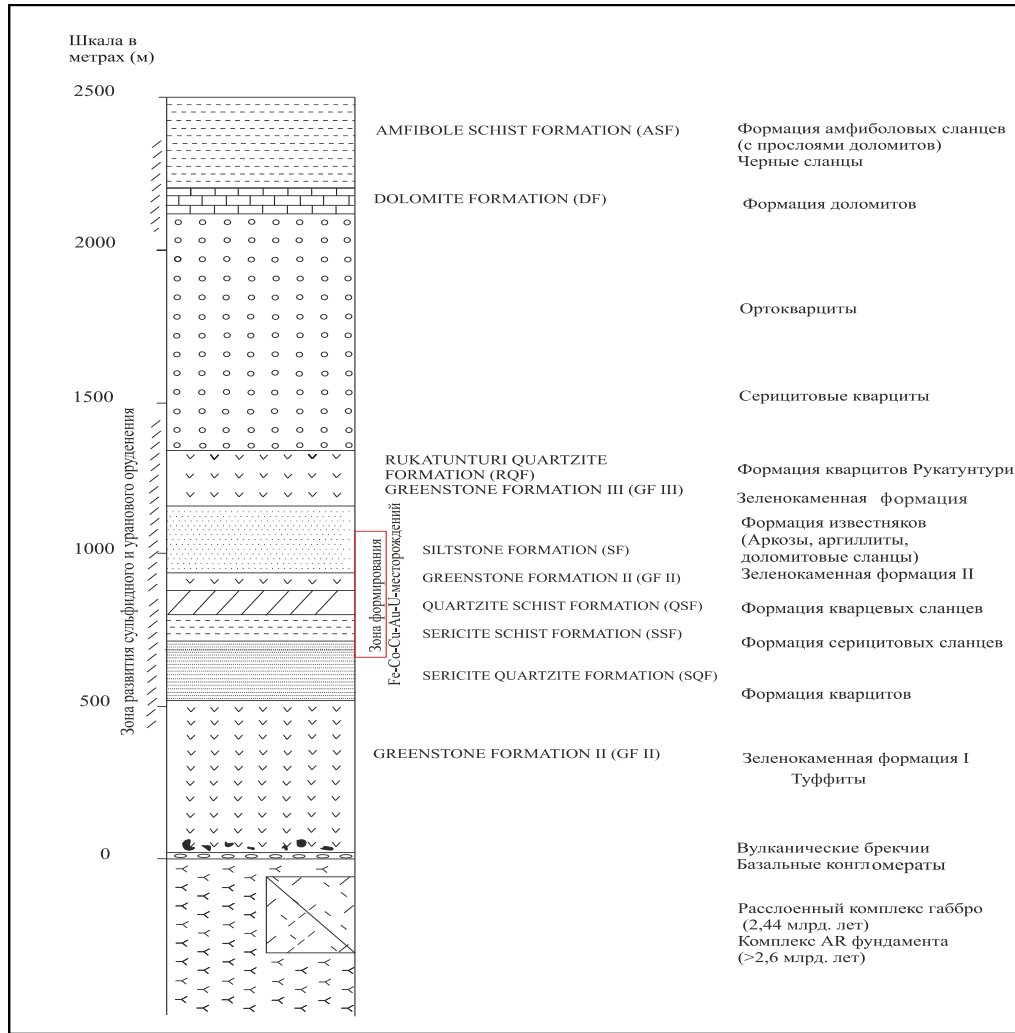
Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Куусамо и Перапохиа расположены в обрамлении Центрально-Лапландского гранитоидного батолита и отделены от Куолярвинской структуры государственной границей России и Финляндии (рис.1.2.). Онежская структура, расположенная на юге Карелии, будет использована в анализе в качестве эталонной. При сопоставлении структур обнаруживаются общие черты геологического строения: рифтогенная природа прогибов, сходное терригенно-карбонатное выполнение значительной мощности, присутствие в разрезе вулканогенных образований, специфических углеродистых толщ и эвапоритовой формации, установленное (Онежская депрессия) и предполагаемое (Куолярвинская, Куусамо, Перапохиа структуры). Куолярвинская, Онежская, Перапохиа, Куусамо структуры вмещают рудные объекты с комплексным характером оруденения. Рудные пояса в пределах финской территории вмещают Fe-

Co-Au-U и Fe-Co-Au (пояс Куусамо) и Au-U (пояс Перапохиа) месторождения. В Онежской депрессии известны уникальные месторождения Падминской группы (U, V, Pt, Pd, Au, Ag, Se), в Куоляярвинском прогибе – многочисленные урановые и урановые с золотом рудопроявления. Для данных рудных объектов помимо сквозных металлов Au и U характерен повторяющийся комплекс сопутствующих рудных компонентов (Fe, Co, Cu, W, Mo, Pb, Te, Bi, As, S, V, Cr, Mo).

Месторождения золота северной Финляндии, Норвегии и Швеции являются преимущественно эпигенетическими, мезотермальными. Они связаны с зонами сдвиговых деформаций и метасоматозом. По результатам изучения изотопов свинца их формирование связывается с орогеническими событиями возрастом 1,86–1,81 млрд. лет либо с посторогенными – 1,8–1,77 млрд. лет [97]. Значительное влияние при формировании комплексных Au-U рудных объектов в структурах как финской, так и российской части территории оказывают глубинные разломы, выступающие в качестве каналов при транспортировке рудоносного флюида с последующим осаждением металлов на геохимических барьерах различной природы. В Онежской депрессии комплексные месторождения Падминской группы локализованы в зонах складчато-разрывных дислокаций (зоны СРД). Они представляют собой узкие линейные антиклинали с крутым и запрокинутым залеганием пластов на крыльях, с многочисленными послойными, продольными и секущими нарушениями, сопровождающимися зонами милонитизации и брекчирования [18]. Все комплексные месторождения центральной части пояса Куусамо на региональном уровне контролируются антиформами юго-западного и северо-западного простирания (Huväniemi-Maaninkavaara и Kila-Konttiaho). В масштабах месторождения рудоконтролирующими являются - пересечения между антиклиналями и разломными зонами [96].

В Куоляярвинской структуре все Au-U рудопроявления приурочены к Нилуттиярвинскому глубинному разлому субмеридионального простирания, а в его пределах контролируются пересечениями с северо-восточными и субширотными

разрывными нарушениями. Вмещающими для комплексного оруденения рассматриваемых структур выступают комплексы ятулийского и людиковского надгоризонтов. В поясах Куусамо и Перапохиа Fe-Co-Au-U, Fe-Co-Au и Au-U месторождения приурочены к кварцитам, кварц-серицитовым сланцам, альбитизированным габбро, соответствующим по возрасту ятулию Карелии (рис.4.4.). Вторая группа месторождений размещается в базальтах и измененных коматиитах и в меньшей степени в углеродсодержащих сланцах и вулканогенно-осадочных образованиях, связанных с кислым магматизмом (возрастная позиция людиковия). Комплексное оруденение в Онежской структуре формируется в отложениях туломозерской (карбонатной) и заонежской (черносланцевой) свит. Для Куолаярвинской свиты характерно широкое распределение оруденения в разрезе: от гранитогнейсов архейского фундамента до куонаярвинской и кясиярвинской свит людиковия. Иногда оруденение размещается на контакте с силами и дайками габбродолеритов. Метаморфизм и многократная складчатость осадочных толщ произошли во время свекофенской орогении (1,9-1,8 млрд. лет. [17, 100]). Спецификой финской территории является внедрение позднеорогенных (1,84-1,80 млрд. лет), и посторогенных (1,79-1,66 млрд. лет) гранитоидов Центрально-Лапландского массива [99]. Комплекс посторогенных гранитоидов размещается в непосредственной близости от группы месторождений Ромпас, и, по мнению финских геологов, во многом определяет рудоносность этой территории [87, 88]. В пределах Куолаярвинской структуры А.Д. Дайн и Н.М. Саморуков предполагали наличие гранитоидов на глубине по данным гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 в зоне глубинного Нилуттиярвинского разлома и в районе озер Вуоснаярви, Райярви, Нилуттиярви, Хосиярви [14]. В районе отрицательной гравиметрической аномалии оз. Райярви присутствуют вторичные ореолы молибдена и вольфрама, вблизи других гравиметрических аномалий располагаются кварцево-жильные поля и месторождение Майское. Выявленные на месторождении Майское гумбеиты также



**Рис. 4.4.** Стратиграфическая колонка раннего протерозоя пояса Куусамо (построено по материалам Silvennoinen, 1982, Vanhanen, 1991 [84, 86]).

характерны для постгранитного гидротермального процесса [14]. Поэтому их обнаружение в рудных зонах можно рассматривать как признак возможности существования на глубине нескрытого гранитного массива. В рамках работ над отчетом «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» получен возраст гранитоидного тела - 1748 млн. лет, соответствующий возрасту посторогенных гранитоидов Центрально-Лапландского массива в Финляндии (И.А.Житникова, 2017). Это тело гранитоидов в ходе геологической съемки в 2016 году было прослежено на 283 м вкост простирания челозерской свиты (лопий) в северо-восточной части Куолаярвиснской структуры. Подобные тела были встречены и южнее, в районе участка Au-U-



рудопроявления Алакурти [111]. Именно в ранних карбонных метасоматитах этого рудопроявления автором были выявлены наложенные кварц-серицитовые с пиритом изменения. Подобные изменения также наблюдались на рудопроявлении Кварцевое. Зоны серицитизации и окварцевания на завершающем этапе метасоматического процесса в Fe-Co-Au-U-месторождениях пояса Куусамо являются основными концентраторами золота в промышленных масштабах [97].

*Долгие годы поисков свекофенских гранитоидов на территории Карелии не давали своих плодов. Последние результаты датирования И.А. Житниковой (2017 г) тела гранитоидов, прорывающего челозерскую свиту лопия в северо-восточной части Куоляярвинской структуры показали 1748 млн. лет, что соответствует возрасту посторогенных гранитоидов в Финляндии. Поздне- и посторогенные гранитоиды характеризуются широким развитием в пределах финской территории и потенциально генетически связаны с комплексным оруденением поясов Куусамо и Перапохиа. В связи с активизацией изучения территории Куоляярвинской структуры на современном этапе и обнаружением цепи тел свекофенских гранитоидов открываются новые перспективы для выявления аналогичных интрузий в пределах зоны Нилуттиярвинского разлома. Детальное изучение необходимо для участка рудопроявления Кварцевое и для объектов продолжения Нилуттиярвинского разлома в субширотной Панаярвинской структуре. Полученные свекофенские датировки гранитоидов Куоляярвинской структуры и наличие наложенных кварц-серицитовых изменений в метасоматитах Au-U-рудопоявлений могут предварительно указывать на возможную связь оруденения с гранитоидным магматизмом.*

Степень метаморфизма для поясов Куусамо и Перапохиа изменяется от средней до верхней зеленосланцевой фации на юге до амфиболитовой фации на севере [9]. Метаморфизм в пределах Куоляярвинской структуры также характеризуется зональностью, проявленной с запада на восток: от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Раннепротерозойские комплексы Онежской структуры

слабо метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Этот фактор имеет принципиальное значение, поскольку – низкая степень метаморфизма, вероятно, способствовала сохранности специфических толщ углеродистых пород и эвапоритов в уникальных масштабах, присущих только Онежской депрессии.

Для всех рассматриваемых структур характерно полистадийное метасоматическое преобразование вмещающих комплексное оруденение пород. В качестве рудоконтролирующего фактора можно рассматривать наличие зон альбитизации, поскольку на примере четырех региональных структур комплексное Au-U-оруденение размещается строго в контуре проявления этих метасоматитов. Альбитизация является дорудным процессом, а, по мнению ряда исследователей – рудоподготавливающим [14, 56, 97, 111]. Последующие изменения связаны с проявлением процессов карбонатизации, хлоритизации, ослюденения, окварцевания. Урановая минерализация приурочена к зонам карбонатизации и хлоритизации, благороднометалльная – к зонам ослюденения, карбонатизации и окварцевания.

В пределах пояса Куусамо развитие вулканогенно-осадочных толщ на всем продолжении, начиная с этапа диагенеза, сопровождала альбитизация. На следующем этапе (2,206 млрд. лет) проявилась альбитизация комплексов в связи с циркуляцией флюида на контакте с основными дайками и силами [98]. Поздняя региональная альбитизация и скаполитизация, с варьирующей (10% - 90 % альбита) интенсивностью проявлена в период свекофенской орогении [93]. Согласно Ванханену Э., источником хлора и натрия в гидротермальных флюидах, приводящих к региональной альбитизации и скаполитизации могли выступить эвапориты [97]. К. И. Хейсканен уже в 1996 году связывал наличие горизонта скаполитовых конкреций в Онежской структуре со спорадической эвапоритизацией грунтовых вод и диагенетическим образованием скаполита при участии минерализованных хлорсодержащих растворов [65]. В связи с региональной распространенностью щелочного метасоматоза в рифтогенных структурах Карелии Минеева И.Г. рассматривала вероятное наличие древней соленосной формации в качестве

источника высоких содержаний Na и K [48, 49]. Результаты бурения Онежской параметрической скважины в 2009 году подтвердили сделанные ранее выводы: на гранитоидах фундамента был установлен полный разрез эвапоритовой формации ятулийского надгоризонта [21, 71]. Сохранность этих толщ может объясняться их глубоким залеганием (2400–2950 м) в центральной части пологой синклинали второго порядка Онежской структуры. В интервале 2405–2750 м выделена существенно сульфатная ангидрит-магнезитовая пачка (улитинская толща). Она представлена переслаиванием массивных ангидрит-магнезитовых, пелитоморфных магнезитов и кварц-полевошпатовых алевропелитов. С глубины 2750 до 2944 м вскрыта каменная соль – галитовая толща, представляющая собой массивную крупнокристаллическую массу с большим количеством фрагментов различных вмещающих пород и примесью ангидрита и магнезита [21]. Таким образом, выявлена следующая зональность в разрезе Онежской параметрической скважины: на архейском фундаменте залегает тело солей, выше нее – слоистая ангидрит-магнезитовая пачка, постепенно переходящая в карбонатную (доломитовую), в составе которой отмечены строматолитовые постройки. Далее вверх (контакт ятулия с людиковием) через переходные породы нижней заонежской подсветы залегает черносланцевая толща, в которой снизу вверх происходит нарастание доли вулканитов в разрезе. Карбонат-эвапоритовая толща ятулия отражает определенный цикл осадконакопления в эвапоритовом бассейне (хлориды – сульфаты – карбонаты). Сульфат-галитовые отложения оказали влияние на состав наиболее позднего низкотемпературного метасоматоза, проявленного в архейском фундаменте и в отложениях всего разреза карелид. Образование солей вместе с сульфатными осадками происходило в ятулийском эвапоритовом палеобассейне, имеющем отчетливо выраженную латеральную зональность. Особенно интенсивно сульфат-галитовые образования накапливались в изолированных зонах локальных погружений дна онежского палеобассейна седиментации [23].

Прямые доказательства существования эвапоритов, вскрытых Онежской параметрической скважиной, часто являются основой гипотез финских исследователей об источнике Cl и Na при генерации процессов альбитизации и скаполитизации. Протерозойские толщи в пределах пояса Куусамо содержат доломиты, доломит-содержащие кварциты и строматолитовые доломиты, которые Ванханен Э. интерпретировал как метаморфизованные эвапоритовые осадки [97]. Состав скаполита, включающий от 2,2 мас.% Cl и 6,3 мас.% - Na<sub>2</sub>O, позволяет отнести его маршалиту. В ятулии пояса Перапохиа также в отдельных работах описываются метаэвапоритовые породы [73, 85, 86]. Большинство современных и древних отложений, являющихся производными эвапоритов, обогащены серой и группой металлов, включая Fe, Cu, Co, Pb, Zn, U, W, Ag и Au [86, 95]. Ряд исследователей (Barton M., Eilu P., Pankka H., Vanhanen E.) предполагают, что нижние осадочные толщи в поясе Куусамо были обогащены большинством вышеперечисленных элементов, которые также находят отражение в комплексном оруденении пояса Куусамо [72]. Формирование нижних осадочных толщ пояса происходило в восстановительных, засушливых условиях, в обстановке частого чередования трансгрессивных и регрессивных режимов осадконакопления, что способствовало образованию комплексов пород эвапоритовой формации: галитовых и карбонатных пластов. Внедрение мафитовых даек и силлов вызвали обширную циркуляцию гидротермальных растворов, растворение соли и разрушение соленых пластов [97]. Таким образом, рудоносный флюид приобретал повышенную соленость и обогащался рядом полезных компонентов (Fe, Cu, Co, Pb, Zn, U, W, Ag и Au).

Подобная модель оруденения была предложена Гровсом Д. И. и Голдфарбом Р. Д. для месторождений Теннант Крик и Пайн Крик в Австралии. Повышенная соленость рудоносного флюида была определена анализом флюидных включений. Предполагается, что гидротермальные флюиды были образованы в существенной мере из содержащихся в породах рассолов [76, 78, 81, 89]. Как указывал Ярдли Д. (1998 г.), метаморфические флюиды, полученные из глубоких слоев бассейна,

характеризуются умеренной и высокой степенью солености, поскольку первоначально соленые рассолы сохраняются только в более глубоких метаморфических средах. В таких ситуациях хлоридное комплексообразование является необходимым в гидротермальных системах, и объясняет атипично высокие содержания Cu, Fe, Co и других элементов в орогенных золоторудных месторождениях, например, высокие концентрации меди в Теннант Крик (10-20% сульфидов), а также значительное количество серебра в рудах Саби-Пилигрим Рест [76, 78].

Эпигенетические Fe-Co-Au месторождения были сформированы в восстановительных щелочных условиях, при обогащении Fe, Co, Cu, Au, REE, Bi, Se и Te. Основным типом метасоматического изменения являлся Fe-Mg-метасоматоз, за которым следовал углекислотный. При хлоритизации и карбонизации были образованы: гранат, амфибол, биотит, хлорит и карбонаты [98]. В качестве основных рудных минералов комплексные месторождения содержат магнетит, пирротин, кобальтин и самородные золото. Согласно представлениям Ванханена Э., их образование было связано с мафическим магматизмом и происходило до пика регионального метаморфизма [97]. Образование Центрально-Лапландского гранитного комплекса, рассматривают как возможный источник тепла для образования следующей гидротермальной фазы, определившей формирование группы Fe-Co-Au-U-месторождений, с которыми по времени образования и составу рудных и метасоматических ассоциаций могут быть сравнимы Au-U-объекты Куолаярвинской структуры. Этот тип месторождений был сформирован после пика свекофенского метаморфизма на его завершающей стадии [29, 98]. Основными типами эпигенетических преобразований для данных месторождений является калиевый метасоматоз и окварцевание, которым предшествовала интенсивная хлоритизация. Обогащение Fe и Co в основном связано с Fe-Mg-метасоматозом, в то время как привнос Au и U относится к периоду проявления калиевого метасоматоза, который проявлен в виде серицитизации и последующего окварцевания. Хлорит, серицит и кварц являются основными метасоматическими минералами Fe-Co-Au-U

месторождений, а рудная ассоциация представляют собой спектр: Fe, Co, Cu, Au, U, REE, Se, Te, Bi [93].

Рудоносные флюиды, вероятно, возникли в связи с внедрением гранитных плутонов в более глубокие зоны, вмещающие эвапоритовые толщи. Флюиды концентрировались вдоль глубинных разломов до верхних уровней, где металлы осаждались из них в благоприятных структурах, в том числе в переработанных брекчиях, созданных тектоникой раннего солевого диапиризма [86]. В поясе Куусамо были выявлены более двадцати подобных месторождений, которые разделяют на два типа: 1) переотложенная минерализация в зонах сдвига (Юомасуо), 2) брекчиевый тип в зонах хрупких деформаций (Контиахо). Общая элементная ассоциация, варьирующаяся между отдельными месторождениями, включает Fe, S, Co, As, Cu, U, Mo, W, Pb, B, Au, Te, Se, Bi и REE [97, 82].

Куолярвинский прогиб по положению в региональных структурах является промежуточным звеном (наряду с Лехтинской, Шомбозерской структурами и Ветренным поясом) между крупными поясами Куусамо и Перапохиа на северо-западе и Онежской депрессией на юго-востоке. Альбитизация в пределах Куолярвинской структуры проявлена вдоль субмеридиональной Нилуттиярвинской разломной зоны. В контуре альбитизированных пород локализованы все известные на площади золото-урановые рудопроявления. Альбитизация выступает в качестве важного рудопродогтавливающего процесса. В щелочных метасоматитах на участке рудопроявления Озерное, а также в карбонат-альбитовых метасоматитах, вскрытых скважинами № 3, № 4 на участке оз. Вуоснаярви (в 2 км западнее рудопроявлений Алакурти, Алим-Курсуярви) впервые было выявлено проявление процессов скаполитизации.

Микрорентгеноспектральным анализом в минералах щелочных метасоматитов были установлены повышенные содержания хлора, в биотите, уранините, апатите (от 0,01-0,1 до 1 мас.%). Куолярвинская структура имеет сходный разрез со структурами Онежская, Куусамо и Перапохиа, где ятулийскому времени



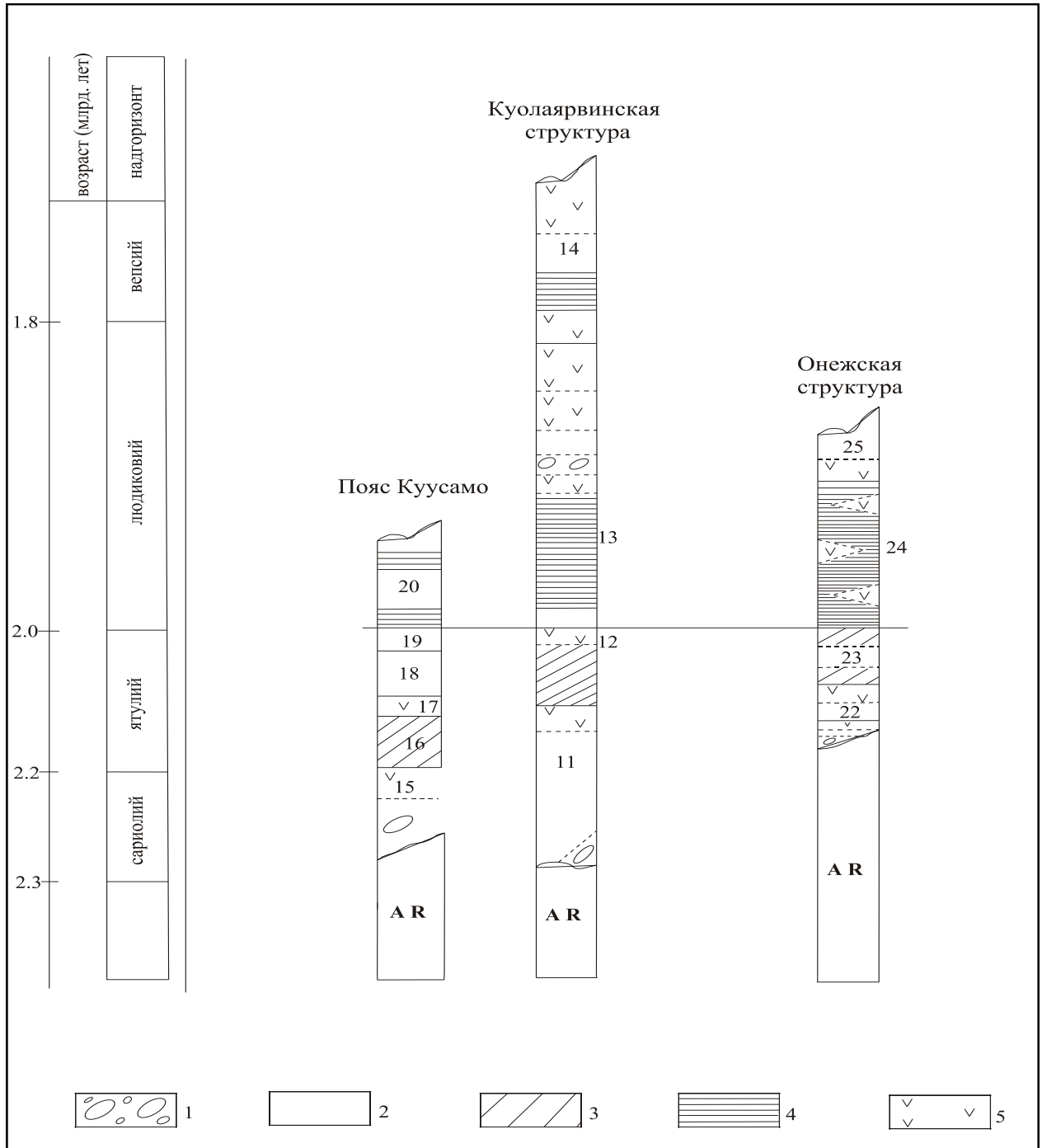
соответствуют доломитовые толщи пород. Процесс скаполитизации наиболее интенсивно развит в сланцевом поясе Куусамо, где ему предшествует масштабная альбитизация. Широкое развитие процессов альбитизации, общность геологического разреза структур, развитие скаполита в альбит-карбонатных метасоматита и повышенные содержания хлора могут предварительно указывать на возможность существования эвапоритовых отложений в пределах Куоляярвинской структуры в ятулийское время.

Главной спецификой разреза каждой из рассмотренных структур: Куусамо, Перапохиа, Онежской и Куоляярвинской является наличие углеродистых пород людииковийского возраста (2,1-1,9 млрд. лет) с необычайно высоким содержанием *Сорг.*, достигающим более 20 % масс (рис.4.5.) [91]. Углеродистые образования Онежского синклинория относятся к верхней подсвите заонежской свиты (заонежский горизонт), и представлены шунгитами и максовитами. Максовиты и шунгиты – шунгитоносные породы (метасапропелиты), содержат соответственно 10–45 и 45–80 % углерода (шунгитового вещества), плотные, пелитоморфные. Максовиты – массивные и брекчированные, шунгиты имеют параллелепипедальную отдельность, напоминают антрацит [63]. Шунгитовое вещество в породах представляет собой протерозойское органическое вещество, находящееся на предграфитовой стадии углефикации (метаморфизма). В некоторых породах оно является сингенетичным, накопившимся совместно с минеральной составляющей пород, в других случаях оно может быть миграционным, а в ряде образований является смешанным — и сингенетичным, и миграционным [16]. Доля миграционного вещества в шунгитоносной породе также определяет ее геохимические особенности. Все шунгитоносные породы с первично-осадочным шунгитовым веществом имеют низкие значения торий-урановых отношений [63]. В Куоляярвинской структуре, а также в поясах Куусамо и Перапохиа, где степень метаморфизма доходит до амфиболитовой фации, уровню заонежской свиты соответствуют углеродистые и углеродсодержащие сланцы, филлиты, туфы,

графитистые сланцы. На контакте с пластовыми телами габбродолеритов филлитовидные и графитовые сланцы перекристаллизованы с образованием крупнозернистых биотит-кварцевых разновидностей и появлением крупных порфиробласт актинолита и тремолита.

Заонежский горизонт в Куолярвинской структуре представлен двумя свитами: нижней – куонаярвинской осадочно-вулканогенной и верхней – кясиярвинской существенно вулканогенной. Для разреза этого уровня, прежде всего, характерно широкое распространение углеродистых сульфидсодержащих черных сланцев в ассоциации с туфосланцами, карбонатными породами и в верхней части разреза вулканогенными образованиями основного состава. *Углеродистое вещество* представлено тонкорассеянным, скрытокристаллическим до мелкочешуйчатого графитом (табл. 4.1.) с обломками шунгитоподобного материала на переходной от метантрацитовый к графитовой стадии [111].

В рамках работ АО «Северо-Западное ПГО» и ФГБУ «ВСЕГЕИ» по объекту «Выполнение геологосъемочных работ в пределах листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» поисково-разведочная скважина № 2 вскрыла толщу тонкозернистых углеродистых сланцев мощностью 80 м. Толща содержит прослой практически мономинеральных графитистых пород, состоящие из среднечешуйчатого графита мощностью до 20 м. Углеродистые сланцы содержат неравномерную вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, магнетита (1-5 %), редко пирит формирует гнезда размером (2x3)см. Отмечаются участки брекчирования мощностью до 3-х метров, в коротких интервалах (3см) установлен мелкозернистый пиритовый цемент (рис.4.6.А.). Черносланцевая толща содержит многочисленные кварц-карбонатные прожилки (рис.4.7.) мощностью от 1 мм до 1 см, гнезда кристаллического кальцита размером до (2x2) см, зоны лимонитизации (рис.4.6.Б.). В локальных прослоях в туфах обнаружено углистое вещество антрацитовый стадии [111]. Углистые включения сходны с теми, что встречаются в шунгитсодержащих сланцах Онежской структуры [18].



**Рис. 4.5.** Стратиграфические колонки-схемы Куолярвинской, Онежской и Куусамо структур (построено по материалам V.A. Melezhic, 1991 г.[90, 91]). 1. Базальные валунно-галечные полимиктовые метаконгломераты. 2. Метаосадочные породы. 3. Метаосадочные и красноцветные толщи. 4. Сульфидно-углеродистые и углеродсодержащие вулканогенно-осадочные породы. 5. Основные вулканиты. Цифры в литостратиграфических колонках соответствуют свитам: 11. Ниварвинская свита 12. Нилуттиярвинская и юрхямьярвиснская свиты. 13. Куолярвинская, кясиярвиснская, ноукаярвиснская, апаряевинская свиты. 14. Кайралская, соткойвинская свиты. 15. Зеленокаменная формация. 16. Формация серицитовых сланцев и кварцитов. 17. Зеленокаменная формация III. 18. Формация кварцитов. 19. Доломитовая формация. 20. Формация амфиболовых сланцев с известняками. 22. Янгозерская свита. 23. Туломозерская свита. 24. Заонежская свита. 25. Суйсарская свита.

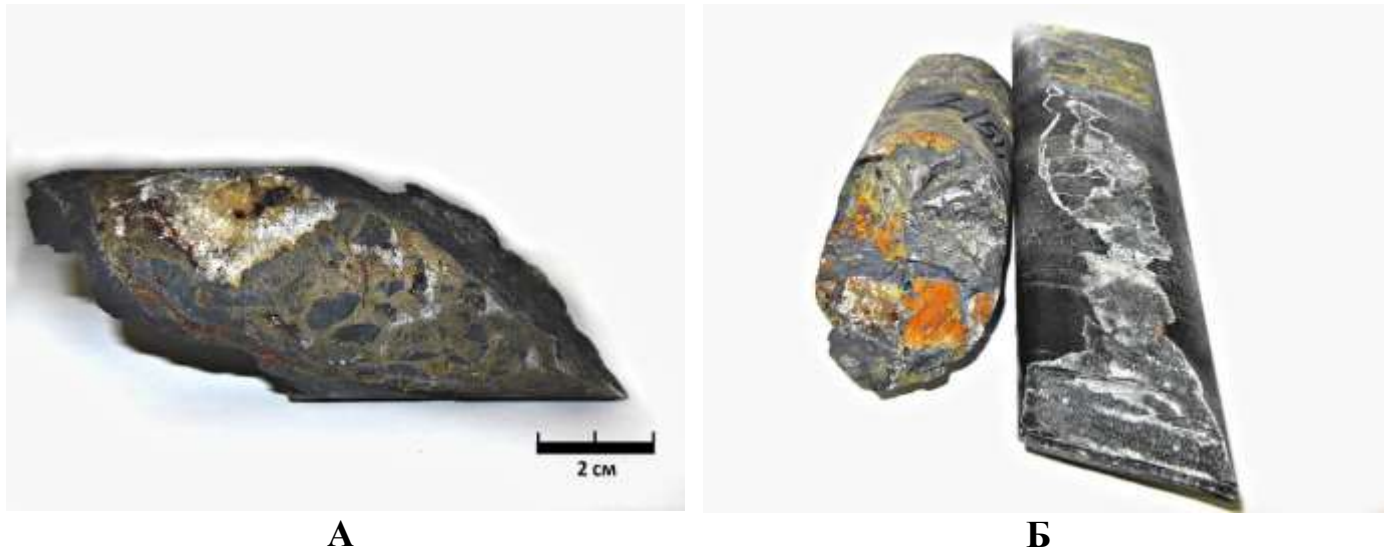
*Соотношение уровней регионального метаморфизма со стадиями преобразования органического вещества пород [55]*

Таблица 4.1.

<b>Фации метаморфизма</b>	<b>Характеристика углистого вещества</b>	<b>Стадия преобразования ОВ</b>
Региональный эпигенез	Углистое вещество	Каменноугольная
Зеленосланцевая	Углистое вещество (графитоид, шунгит) + скрытокрст. графит; до 0,001 мм	Шунгитовая Графитовая
Эпидот-амфиболитовая	Скрытокрст. и мелкочешуйчатый графит; 0,001 – 0,1 мм	Графитовая
Амфиболитовая	Среднечешуйчатый графит; 0,1 – 1,0 мм	Графитовая
Гранулитовая	Крупнечешуйчатый графит, более 1 мм	Графитовая

Комплексность оруденения на онежских месторождениях определяется промышленными концентрациями V, Pd, Pt, Au, Ag, U и сопутствующих компонентов - Cu, Mo. Постоянными спутниками оруденения являются Cr, Fe, Pb, Zn, Bi, Se [37]. Платиноиды образуют собственные минеральные фазы: фрудит, соболевскит, интерметаллиды Pt и Pd. В Куоляярвинской структуре на участке Ау-рудопроявлений Алакурти и Алим-Курсуярви в углеродистых сланцах выявлены повышенные концентрации Pt, Pd [91]. На проявлении Алакурти содержания Pt достигают 0,54 г/т; Au – до 1 г/т; U – до 1%, Ag – 10 г/т и V – до 0,02%. На проявлении Алим-Курсуярви установлены следующие содержания полезных компонентов, г/т: Pt – 0,3; Pd – 0,6; Au – 1; Ag – 2; Co – 300; Mo – 200 [1, 2, 45, 101].

Углеродистые отложения представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первоначального накопления многих промышленно важных элементов, таких как U, Mo, Se, V, Ni, Zn, As, Co, Cu, Au, Pt, Pd. Весомый потенциал шунгитов и углеродистых пород был оценен многими исследователями (Eilu P., Pankka H., Vanhanen E., Кулешевич Л.В., Шмураева Л.Я., Голубев А.И., Иващенко В.И. и другими).



**Рис. 4.6.** А. Образец керна графитовой породы: участок брекчирования с кальцит-пиритовым цементом и гнездами кристаллического кальцита и лимонитом. Скв.2. Инт.51,2. Б. Образцы керна из Скв. № 2: лимонитизированная графитистая порода (среднечешуйчатый графит). Инт. 51,2; карбонатизированная скрытокристаллическая углеродистая порода. Инт.90,7.



**Рис. 4.7.** Образец из керна Скв. 2. Инт. 64,0. Тонкие кальцитовые прожилки в графитовой породе.

По данным Л. П. Галдобинной, шунгитовые породы и габбродолериты (пласты продуктивных горизонтов) содержат надкларковые до аномально высоких содержания Cu, Ni (до 0,02%), Cr (до 0,04%), V (до 0,067%), Pb (до 0,0032%), Zn (до 0,09%), Mo (до 0,0073%) [16]. К числу наиболее изученных элементов примесей в черных сланцах относится *золото*. Это объясняется экономическим значением

золоторудных месторождений, пространственно связанных с этими образованиями. Основным минералом — концентратором золота в породах черносланцевых толщ является пирит [57]. По данным А. В. Савицкого, кроме повышенных содержаний Au (до 0,2-0,4 г/т) также характерны концентрации Pt (до 3 г/т) и Pd (до 0,22 г/т) [46].

По данным Я. Э. Юдовича (1990), содержание урана (4–25 г/т) является геохимическим фоном для черных сланцев разного возраста с первично-осадочным органическим веществом, (25–40 г/т) – аномалиями, (40–55) г/т – сильными аномалиями и более 55 г/т – рудогенными аномалиями [114]. Селен – один из ведущих элементов, накапливающийся в черных сланцах на контрастных окислительно-восстановительных барьерах [91]. Геохимический фон ванадия в черных сланцах составляет 100-400 г/т. В. И. Крыжановский приводит содержание  $V_2O_5$  в шунгите месторождения Шуньга (Онежская структура) равное 1900 г/т, содержание ванадия в породах заонежской свиты повышаются закономерно с ростом концентраций шунгитового вещества [63].

*Согласно приведенным данным, геохимический спектр рудных элементов в шунгитовых породах заонежской свиты соответствует микроэлементному составу уран-ванадиевых руд на месторождениях Падминской группы. Полистадийные эпигенетические процессы натриевого и калиевого метасоматоза могли способствовать полному окислению и разложению органического углерода, высвобождению первично накопленных рудных компонентов, их переотложению и обогащению на окислительно-восстановительных барьерах. Исключая платиноиды, подобный элементный спектр выявлен в Fe-Co-Au-U-месторождениях пояса Куусамо и в Au-U-объектах Куоляярвинской структуры на примере рудопроявления Озерного. Повышенные содержания Pt, Pd на рудопроявлениях Алим-Курсуярви и Алакурти, локализованных в углеродистых сланцах Куоляярвинской структуры, могут указывать на дополнительное обогащение рудоносного флюида широким спектром элементов и платиноидами при взаимодействии с углеродистыми образованиями.*



Сравнительный анализ комплексного золото-уранового оруденения Онежской, Куолярвинской, Перапохиа, Куусамо структур Таблица 4.2.

Признаки сравнения	Онежская структура	Куолярвинская структура	Структура Куусамо	Структура Перапохиа
	Россия		Финляндия	
Тип региональных геологических структур	синклинорный – вулканогенно-тектоническая депрессия			
Вмещающие комплексы	углеродистые сланцы и алевролиты, доломиты, габбродолериты	биотит-актинолит-плагио-клазовые сланцы, углеродистые сланцы, доломиты, долериты, гранитоиды	серицитовые кварциты, сланцы, доломиты ятулия, углеродсодержащие сланцы людиковия	карбонат-кварцевые жилы, карбонатные породы, черные и слюдяные сланцы, метабазальты
Рудоконтролирующие структуры	складчато-разрывные дислокации разломных зон	зоны пересечения глубинных разломов опережающими разломами северо-восточного простирания	сдвиговые зоны, зоны брекчирования, антиклинали СВ простирания, зоны пересечений антиклиналей разломами	разломные и сдвиговые зоны, секущие антиклинальные структуры
Тип месторождения (проявления)	метасоматический (U, V, Au, Pt, Pd МР Падминской группы: Средняя Падма, Космозеро, Весеннее и др.)	метасоматический (Au-U рудопроявления Лагерное, Озерное и другие)	метасоматический (Fe-Co-Au-U МР типа Юомасуо, Контиаххо)	жильный (группа Au-U МР Ромпас, Паяпалот)
Связь с магматизмом	<i>Не установлена</i> габбродолериты, диориты, лейкогаббро койкарского комплекса	<i>Не установлена</i> дайки и силы габбро, перидотитов куолярвинского комплекса; тела гранитоидов SV возраста – 1,74 лет (Житникова И.А.2017)	<i>Предполагаемая</i> лейкогаббро, гонблендиты; граниты, лейкограниты SV возраста	<i>Предполагаемая</i> дайки и силы основного состава, турмалин-содержащие позднеорогенные и посторогенные граниты SV возраста

<b>Метаморфические преобразования</b>	региональный метаморфизм зеленосланцевой фации	региональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации	региональный метаморфизм амфиболитовой фации; регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации	от зеленосланцевой фации на юге до амфиболитовой на севере
<b>Метасоматические преобразования</b>	полистадийный щелочной метасоматоз: 1) дорудная альбитизация, 2) рудные эгирин-альбитовые метасоматиты (U), 3) рудные карбонат-слюдистые метасоматиты и слюдиты (V, U, Au, Pt, Pd)	полистадийный от щелочного к Mg-Fe-метасоматозу: 1) дорудная альбитизация, 2) синрудные альбит-карбонатные метасоматиты (Mo-U); анкерит в прожилках выполнения (Se-Te-Au); серицитизация; 3) кварцевые жилы (Au)	полистадийный от Mg-Fe к K-метасоматозу: 1) региональная альбитизация, 2) карбонатизация, 3) биотитизация, 4) хлоритизация (Co-Au-U), 5) серицитизация (U, Au-Te-Se), окварцевание	1) региональная альбитизация, 2) карбонатизация, 3) биотитизация, 4) хлоритизация 5) образование асфальтенов
<b>Типоморфные минералы оруденения</b>	роскоэлит, уранинит, браннерит, давидит, коффинит, настуран, карнотит, клаусталит, самородное золото, молибденит, селениды, сульфоселениды, селеносульфиды и сульфиды Ag, Bi, Pb, Си, Fe, Bi	уранинит, браннерит, давидит, самородное золото, мелонит ( $NiTe_2$ ), клаусталит ( $PbSe$ ), алтаит ( $PbTe$ ), скиппенит ( $Bi_2Se_2Te$ ), кавацулит ( $Bi_2Te_2Se$ ), фробергит ( $FeTe_2$ ), богдановичит ( $AgBiSe_2$ ), маттагамит ( $CoTe_2$ )	пирротин, пирит, магнетит, кобальтин, Со-пентландит, халькопирит, уранинит, ильменит, золото, рутил, теллуриды, висмутиды, молибденит	уранинит, золото, хунчунит, галенит, алтаит и никелин, мальдонит, молибденит, кобальтин, пирротин, пентландит, пирит и халькопирит
<b>Типоморфные жильные минералы</b>	альбит, рибекит, доломит, эгирин, роскоэлит, хромфенгит, доломит	альбит, кальцит, биотит (флогопит), актинолит, хлорит анкерит, кварц, серицит	кварц, альбит, серицит, кальцит, доломит, хлорит, биотит, актинолит, шеелит	кальцит, кварц, альбит, биотит, шеелит
<b>Возраст рудоносных метасоматитов</b>	1,8-1,6 млрд. лет [26, 67, 97, 100]			

### 4.3. Закономерности размещения золото-уранового оруденения

Куолаярвинская депрессия имеет длительную историю развития, начавшуюся в архее и продолжавшуюся на протяжении всего раннего протерозоя. Формирование структуры протекало в течение трех раннепротерозойских тектоно-магматических этапов развития региона: протоконтинентальных рифтов (сумий-сариолий), протовнутриконтинентальных депрессий (ятулий-людиковий) и тектоно-магматической свекофенской активизации. На основе обобщения имеющихся в настоящее время материалов выявились наиболее полные закономерности локализации золото-уранового оруденения в пределах Куолаярвинской структуры. К ним относятся совокупность структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, гидротермально-метасоматических, минералогических закономерностей.

Первостепенными и наиболее значимыми являются **структурно-тектонические факторы рудоконтроля**. В региональном плане к структурам, определяющим размещение рудопроявлений, относятся зоны сочленения крупных геоблоков Земной коры, ограниченных системами долгоживущих разломов древнего заложения [107]. Подавляющее большинство урановых с золотом рудопроявлений Куолаярвинской структуры приурочены к тектонически ослабленной зоне контакта протерозойских образований и комплекса архейского фундамента в полосе шириной 5-7 км, прослеженной по простиранию на 50 км [111]. В ее пределах в качестве рудоподводящих рассматриваются зоны продольных разломов, которые выражены зонами катаклаза, милонитизации, рассланцевания и брекчирования. При детализации крупных разломных зон выделяются участки, определяющие структуры непосредственной локализации урановых с золотом рудопроявлений: 1) пересечения разноориентированных разрывных нарушений, преимущественно северо-восточных и субмеридиональных; 2) антиклинальные складки, осложненные продольными разрывными нарушениями подобно зонам складчато-разрывных дислокаций в

Онежской структуре; 3) зоны сколовых деформаций, оперяющие по отношению к основным разломным зонам.

К *литолого-стратиграфическим* факторам относится наличие в разрезе специфических образований – углеродсодержащих и углеродистых пород людииковийского уровня. Эти образования характеризуются повышенными содержаниями широкого спектра элементов (U, Mo, Se, V, Ni, Zn, As, Co, Cu, Au, Pt, Pd), специализацией на уран, золото и платиноиды и могут выступать как источники рудного вещества, а также служить эффективными сорбционными и восстановительными барьерами. Углеродсодержащие сланцы развиты на участке рудопроявлений Алим-Курсуярви и Алакурти, где наряду с золотом и ураном выявлены повышенные содержания платиноидов.

Зарубежные исследователи (Barton M., Eilu P., Pankka H., Vanhanen E.) связывают проявление скаполитизации и полиэтапной альбитизации и формирование полиминерального оруденения растворением эвапоритовых пластов. На основании сравнительного анализа Куоляярвинского прогиба, зеленокаменных поясов Финляндии и Онежской депрессии, в которой бурением была установлена эвапоритовая пачка, можно предполагать существование эвапоритовых образований в разрезе исследуемой структуры. Об этом также свидетельствуют широко проявленная альбитизация, локальная карбонатизация и скаполитизация; содержание в биотите, уранините (0,01-0,1 мас.%), а также апатите (1-2 мас. %) хлора.

*Магматические* факторы рудогенеза характеризуются наличием инрузивных тел с близковременным образованием и сближенным пространственным размещением с урановыми с золотом рудопроявлениями Куоляярвинской структуры. К ним относятся впервые обнаруженные тела гранитоидов свекофенского возраста (1,74 млрд. лет, И.А.Житникова, 2017) севернее объекта Алим-Курсуярви и широко распространенные силы и дайки габбродолеритов, габбро и перидотитов Куоляярвинского комплекса. На рудопроявлениях Алим-Курсуярви и Озерное рудные метасоматиты с золото-урановым оруденением часто фиксируется в

экзоконтактовых частях габбродолеритов. Пространственное совмещение рудных метасоматитов и габбродолеритов можно объяснить общей приуроченностью к неоднократно подновляющимся долгоживущим разрывным нарушениям, которые являются ослабленными и наиболее проницаемыми зонами.

Размещение золото-урановых рудопроявлений в Куолярвинской раннепротерозойской структуре контролируется наличием и интенсивностью проявления эпигенетических процессов. *Гидротермально-метасоматические* факторы контроля оруденения включают полистадийный метасоматоз с определенной направленностью процесса от натрового к магнезиально-железистому и калиевому. Преобразования, способствующие накоплению золота и урана, включают в себя альбитизацию, хлоритизацию, карбонатизацию, скаполитизацию, развитие кварц-серицитовых изменений и кварцевых жил, развитие позднего высокожелезистого анкерита. Альбитизация является наиболее масштабно проявленным ранним метасоматическим процессом. Установлено, что проницаемость альбитизированных пород на 1-2 порядка выше по сравнению с вмещающими неизмененными породами [5]. Поэтому альбитизированные породы и альбититы являются наиболее благоприятной средой для последующего рудоотложения, а процесс альбитизации – рудоподготавливающим. Необходимым условием отложения рудной минерализации является наличие зон брекчирования и трещинноватости в сочетании с объемным катаклизом метасоматических пород. По катаклазированным альбититам развиваются локальные карбонатно-альбитовые, альбит-карбонатные, альбит-хлоритовые, карбонатные метасоматиты, жилы и брекчии на карбонатном цементе. В альбит-карбонатных метасоматитах и карбонатных жилах установлено проявление скаполитизации, которое в отдельных пробах сопровождается повышенными содержаниями золота (0,18 г/т, ААС, АО «Северо-Западное ПГО, 2016 г.). По альбит-карбонатным метасоматитам проявлены наиболее поздние анкеритовые метасоматиты и прожилки выполнения.

**Минералогические** закономерности включают в себя образование двух главных минеральных ассоциаций, приуроченных к разным типам метасоматических пород. Продуктивными на уранинит-браннеритовую с давидитом молибденитом минерализацию являются альбит-карбонатные, хлорит-альбит-карбонатные метасоматиты I-й синрудной подстадии. Уранинит и уран титанаты формируются преимущественно совместно в виде прожилково-вкрапленной минерализации. Молибденит образует вкрапленность, часто фиксируется на контакте с уранинитом. Селенидно-теллуридно-благороднометалльная ассоциация, представленная клаусталитом, алтаитом, мелонитом и самородным золотом локализована в прожилках выполнения совместно с высокожелезистым анкеритом (до 32 мас.%  $Fe$ ). Самородное золото в форме микровыделений (0,01-0,03мм) зафиксировано в анкерите, в трещинном пространстве в кристаллах уранинита и молибденита. Микровыделения золота формируются как обособленно, так и в срастаниях с алтаитом, клаусталитом и мелонитом. Самородное золото характеризуется высокой пробностью, содержанием (94,77 мас.% -  $Au$ , 5,23 мас.% -  $Ag$ ). Выявлена постоянная примесь ванадия в составе минеральных форм всех стадий в диапазоне от 0,1 до 3 % в составе браннерита, уранинита, гематита, магнетита, торита, актинолита, флогопита, биотита, а также высокие содержания  $V_2O_5$  в давидите – до 6 мас.%. В урансодержащем лейкоксене обнаруживается от 3,7 до 21, 11 мас.%  $V_2O_5$ . Гипергенный тюямунит содержит до 25 мас.%  $V_2O_5$ , до 70 %  $UO_2$ . Также достаточно часто встречаемой является примесь хрома от 0,1 до 3 % в актинолите, биотите, флогопите, лейкоксене.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых исследований дана комплексная минералого-петрографическая и геолого-структурная характеристика золото-урановых рудопроявлений Куолярвинской структуры. Особый акцент сделан на сравнительной характеристике золото-урановых рудных объектов России и Финляндии. Показано, что Куолярвинская структура входит в состав Куусамо-Панаярвинского рудного района, который представляет собой сложно построенную структурно-металлогеническую зону. Специфической особенностью территории является значительная длительность ее геологического развития и многоэтапность проявления тектонических, магматических, метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов.

Пространственное размещение золото-урановых объектов контролируется зонами пересечений крупного субмеридионального Нилуттиярвинского разлома с разрывными нарушениями северо-восточного и субширотного простираний, зонами складчатых и складчато-разрывных дислокаций. Золото-урановое оруденение связано с единым этапом развития многостадийного карбонатно-щелочного метасоматоза, проявившегося в две главные стадии: 1) стадия натрового метасоматоза с формированием дорудных альбититов, 2) стадия железисто-магнезиального метасоматоза, включающая альбит-хлоритовые и альбит-карбонатные метасоматиты с поздними анкеритовыми метасоматитами и прожилками выполнения, а также кварц-светлослюдистые изменения, свидетельствующие об эволюции флюида от железисто-магнезиального к калиевому.

Выделено два типа рудной минерализации: молибден-урановая в зонах катаклаза и брекчирования по альбит-карбонатным метасоматитам; селенидно-теллуридно-благороднометаллическая в связи с наложенными на ранние метасоматиты анкеритовыми прожилками. Выявлено развитие поздней кварц-светлослюдистой ассоциации в метасоматических зонах на рудопроявлениях Кварцевое и Алим-

Курсуярви, которые аналогично Fe-Co-Au-U месторождениям Финляндии в кварц-серпичитовых метасоматитах могут быть продуктивны на золото.

Уточнены и конкретизированы закономерности размещения золото-урановой минерализации в пределах Куоляярвинской структуры. Выявлена взаимосвязь селенидно-теллуридно-золоторудной ассоциации с анкеритом и ее наложенный характер относительно молибден-урановой минерализации.

Проведен сравнительный анализ Куоляярвинской структуры с геологическими и металлогеническими особенностями сопредельных поясов Куусамо и Перапохиа, а также Онежского прогиба. Куоляярвинский прогиб является промежуточным звеном между крупными поясами Куусамо и Перапохиа на северо-западе и Онежской депрессией на юго-востоке. Обосновано предположение о возможности существования эвапоритов в пределах Куоляярвинской структуры в ятулийское время и об их существенной роли в золото-урановом рудогенезе. Эвапоритовая модель образования комплексных (Fe, Co, Au, U) месторождений пояса Куусамо предложена финскими исследователями, а также освещена в зарубежной литературе для мировых объектов этого типа [72, 73, 74, 97]. В Онежской структуре посредством бурения была установлена галит-ангидрит-магнезитовая толща ятулийского времени [90, 91]. В Куоляярвинской структуре были выявлены следующие минералого-геохимические признаки наличия древних эвапоритов: развитие масштабной альбитизации в зоне влияния крупного Нилуттияривнского разлома с последующим проявлением более локальной карбонатизации и скаполитизации; содержание в биотите, уранините, апатите хлора (от 0,01-0,1 до 1 мас.%; сходный со структурами Онежская, Куусамо и Перапохиа разрез. Уникальным маркером людиковийского времени этих четырех структур является черносланцевая формация. Геохимический спектр черносланцевых толщ (U, Mo, Se, V, Ni, Zn, As, Co, Cu, Au, Pt, Pd) находит свое отражение в комплексных (Fe, Co, Au, U) месторождениях пояса Куусамо, Онежского прогиба и Au-U рудопроявлениях Куоляярвинской структуры. Потенциально Cl- и Na-содержащие флюиды, связанные

с вовлечением эвапоритовой толщи в эндогенные процессы на завершающем этапе свекофенской орогении, способствовали проявлению альбитизации, карбонатизации, скаполитизации в тектонических зонах, мобилизации и миграции рудных компонентов.

Практическое значение полученных результатов исследования заключается в том, что выявленная закономерная связь золото-уранового оруденения с определенными типами более широко проявленных метасоматитов может способствовать повышению эффективности геолого-поисковых и геологоразведочных работ на рудное золото в пределах Куолаярвинской структуры.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Волков А.В. Физико-химические параметры и генезис золоторудной минерализации Карелии (Россия) / Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Волков А.В. // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS / ИГЕМ РАН. – Москва, - 2008. - т. 2. - С. 177-180.
2. Афанасьева Е.Н., Харламов М.Г., Михайлов В.А. и др. Минерагения Балтийского щита как отражение пространственно-временных закономерностей его развития / Афанасьева Е.Н., Харламов М.Г., Михайлов В.А. // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы восьмой международной конференции. – Петрозаводск, 2002. – С. 23-28.
3. Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б. Комплексное золото-урановое оруденение восточной части Балтийского щита / Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б. // Золото Фенноскандинавского щита. Материалы Международной конференции / КарНЦ РАН. - Петрозаводск, 2013. – С.9-12.
4. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.А. Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куоляярвинского прогиба (Северная Карелия) / Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2001. – Вып.№ 3. – С. 26-32.
5. Белевцев Ю.В. Метаморфизм и урановое рудообразование / Белевцев Ю.В. – Москва: Недра, 1980. – 279 с.
6. Беневольский Б.И. Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы / Беневольский Б.И. – Москва: Изд. 2-е, исправл. и доп. ЗАО Геоинформмарк, 2002. – 464 с.
7. Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе комплексных руд в Южной Карелии / Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. // Геология рудных месторождений. – 1991. – Т. 33.– № 6. – С. 3-13.
8. Буйко А.К., Левченко О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Панаярви-Ципрингская структура) / Буйко А.К., Левченко О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т.3. – № 4.– С. 16-30.
9. Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В. Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) / Воинов А.С.,

- Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В. // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. – 1987. – С.68-75.
10. Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны (Сев.Карелия) / Воинов А.С., Полеховский Ю.С. // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. – Спб, 1985. – Т. 339. – С. 96-106.
11. Войтеховский Ю.Л., Лютое В.П., Чернявский А.В. Кварц золоторудных проявлений Пана-Куоляярвинской структуры / Войтеховский Ю.Л., Лютое В.П., Чернявский // Труды Ферсмановской научной сессии / ГИ КНЦ РАН. – Апатиты, 2010. – Вып. № 7. – С. 22-25.
12. Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А. и др. Золото рудопроявления Кайралы / Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А. // Записки Российского Минералогического общества. - 2010. – Вып.№ 4. – С. 75-79.
13. Володичев О.И., Король Н.Е., Кузенко Т.И., Сибелев О.С. / Володичев О.И., Король Н.Е., Кузенко Т.И // Геология Карелии от архея до наших дней / Институт геологии КарНЦ РАН. - Петрозаводск, 2011. – С.49-55.
14. Вольфсон А.А., Русинов В.Л. и др. Метасоматические преобразования докембрийских metabазитов Салла-Куоляярвинского грабена в районе золоторудного поля Майское, Северная Карелия / Вольфсон А.А., Русинов В.Л. // Петрология. - 2005. – Т.13.– № 2. – С. 179-206.
15. Вольфсон А.А. Геолого-генетические особенности золото-кварцевого месторождения “Майское” (Северная Карелия): автореф. дисс. на соиск. уч. степ.канд. г.-м. наук (25.00.11) / Вольфсон Александр Александрович; ИГЕМ РАН. – Москва, 2004.– 20 с.
16. Галдобина Л.П. Глубинный углерод нижнего протерозоя Карелии, как временной уровень формирования планеты / Галдобина Л.П.// Материалы Первого Всероссийского палеовулканологического симпозиума. – Петрозаводск, 2001.– С. 58-63.
17. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита / Глебовицкий В.А. // Региональная геология и металлогения. – 1993. – № 1. –С.7-24.
18. Глушанин Л.В., Горбачев В.И., Крупеник В.А., Куликов В.С. и др. Онежская палеопротерозойская структура (Геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)/ Глушанин Л.В., Горбачев В.И., Крупеник В.А. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011.– 431 с.
19. Голубев А. И. Рифтогенез и минерагения протерозоя Карелии / Голубев А. И. // Металлогения древних и современных океанов. – 2010. – № 16. – С.65-69.

20. Голубев А.И., Иващенко В.И. Платиноносность Карелии: Сравнительный анализ с сопредельными регионами Фенноскандинавского щита, прогнозная оценка, перспективы / Голубев А.И., Иващенко В.И. // Труды Карельского научного центра. - 2012. – № 3. – С. 17-36.
21. Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Эвапоритовые обстановки раннего протерозоя Карелии: условия формирования галитовой и сульфатной толщ в Онежской структуре / Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. // Металлогения древних и современных океанов. – 2012. – № 18. – С.30-39.
22. Горячев Н. А. Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие / Горячев Н. А. // Геология и геофизика, - 2014. - Т. 55. - № 2. – С. 323-332.
23. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы / Иващенко В.И., Голубев А.И. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011.– 369 с.
24. Иващенко В.И. Главные генетические типы и прогнозная оценка оруденения золота Карелии / Иващенко В.И. // Золото Фенноскандинавского щита. Материалы Международной конференции. – Петрозаводск, 2013. – С.64-67.
25. Иващенко В. И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии / Иващенко В. И. // Труды Карельского НЦ РАН. – Петрозаводск, 2006. – Вып. № 9. – С. 84–111.
26. Калинин А.А. Золотоносная молибден-урановая минерализация Салла-Пана-Куоляярвинской зоны / Калинин А.А. // Труды Ферсмановской научной сессии / ГИ КНЦ РАН. – Апатиты, 2012. – № 10. – С. 142-147.
27. Калинин А.А., Каулина Т.В. Этапы формирования урановой минерализации Салла-Куоляярвинской зоны (Северная Карелия): Геологические и изотопно-геохронологические данные / Калинин А.А., Каулина Т.В. // Записки Российского Минералогического общества. - 2012. – № 2. – С. 125-144.
28. Калинин А.А., Каулина Т.В., Серов П.А. Возраст урановой минерализации Сала-Пана-Куоляярвинской зоны (Северная Карелия) / Калинин А.А., Каулина Т.В., // Изд-во Института геологии КНЦ РАН. – Апатиты, 2012. – С. 72–74.
29. Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. Минерализация Se и Te в альбититах и перспективы золотоносности метасоматитов Салла-Куоляярвинской зоны, Северная Карелия / Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. // Доклады академии наук / Геологический институт КНЦ РАН. - Апатиты, 2012. – С. 58-61.
30. Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. Рений и селенсодержащий молибденит рудопроявления Озерное Салла-Куоляярвинской зоне, Северная



Карелия / Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. // Записки Российского Минералогического общества. - 2013. – Т.141. - № 6. - С. 104-114.

31. Колядина А.И. Урановая минерализация в эйситах рудопроявлений Лагерное и Озерное (Северная Карелия) /А.И. Колядина // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск, 2017. – Т. 40. – № 1. – С. 83-96.

32. Колядина А.И. Особенности размещения золото-уранового оруденения Куола-Панаярвинской площади (Северная Карелия) /А.И. Колядина // Естественные и технические науки. – Москва, 2016. - № 12. – С. 49-52.

33. Колядина А.И. Золото-сульфидная минерализация кварцевых жил месторождения Майское / А.И. Колядина // Естественные и технические науки. – Москва, 2016. – № 11. – С. 71-75.

34. Колядина А.И. Ураноносные эйсита рудопроявлений Лагерное и Озерное (Северная Карелия) / Колядина А.И. // Сборник материалов VI Российской молодежной научно-практической школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». – Москва, 2016. – С. 144-145.

35. Колядина А.И. Сравнительный анализ золото-уранового оруденения палеопротеро-зойских зеленокаменных структур на примере Лапландского пояса, пояса Куусамо, пояса Перапохиа, Куоляярвинского и Онежского прогибов / Колядина А.И. // Материалы научной конференции «Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем». – Петрозаводск, 2017. – С. 131-134.

36. Колядина А.И. Минералого-петрографические особенности рудоносных метасоматитов Куоляярвинской структуры (СЗ Карелии, ЮЗ Мурманской области) / Колядина А.И. // Сборник материалов VII Российской молодежной научно-практической школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». – Москва, 2017. – С. 160-164.

37. Коровкин В.А., Турылева Л.В. и др. Недра Северо-запада Российской Федерации / Коровкин В.А., Турылева Л.В. - СПб: Недра, 2003. – 754 с.

38. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (эндогенные режимы формирования, генетические и рудно-формационные типы) / Кулешевич Л.В. // Доклады академии наук. - Москва, 2007. – Т. 412. – № 2. – С. 244-249.

39. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрии Карелии / Кулешевич Л.В. // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: материалы юбилейной. научн. сессии. – Петрозаводск, 2006. – С. 81–99.

40. Кулешевич Л.В., Голубев А.И. Благороднометалльная минерализация в щелочных метасоматитах Средней Падмы Онежской структуры / Кулешевич Л.В.,

- Голубев А.И. // Геология и полезные ископаемые Карелии: Сб. научных тр. – Петрозаводск, 2011. – С. 113-126.
41. Куликова В.С. Куолярвинский синклинорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез / Куликова В.С. // Труды Карельского научного центра РАН. – 2014. – № 1. – С.32 -38.
42. Куликов В.С., Куликова В.В. К вопросу о строении западной части Куолярвинской палеопротерозойской структуры (СЗ Россия – СВ Финляндия) / Куликов В.С., Куликова В.В. // Труды Ферсмановской научной сессии / ГИ КНЦ РАН. – Апатиты, 2013. – № 10.– С. 89-92.
43. Куликов В.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Плагиоклазсодержащие лерцолиты массива Какойва Куолярвинской структуры: Новые U-Pb и Sm-Nd возрастные данные / Куликов В.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. // Труды Ферсмановской научной сессии / ГИ КНЦ РАН. – Апатиты, 2015. – № 12.– С. 217-220.
44. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии Сев. Карелии / Лавров М.М. - Л.: Наука, 1979. - 136 с.
45. Лебедев И.О. Новые данные по золотоносности и ураноносности Куусамо-Панаярвинского рудного района (Балтийский щит) / Лебедев И.О. // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск, 2015. – № 2.– С.26-34.
46. Леденева Н.В. Минералогия и условия локализации уран-ванадиевого оруденения (Онежский рудный район): автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. наук (25.00.05) /Леденева Надежда Викторовна; ФГУП ВИМС. – Москва, 2004. – 20 с.
47. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли / Милановский Е.Е. М.: Недра, 1983. - 279 с.
48. Минеева И.Г. Рифтогенез, следы древнейшей нефтегазоносности и докембрийское уран-благороднометалльное рудообразование на Балтийском щите (Карелия) Минеева И.Г. // Отечественная геология. - Москва, 2008. – № 3. - С. 73-80.
49. Минеева И.Г. Закономерности эволюции древних уран-золоторудных систем на докембрийских щитах // Отечественная геология. - Москва, 1998 – № 4. – С.73-77.
50. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры / Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. - М.: Научный мир, 1996. – 287 с.
51. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омеляненко. – М.: Недра, 1988. – 215 с.

52. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского Щита / Петров В.П. - Апатиты: Изд-во КНЦРАН, 1999. – 325 с.
53. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области / Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В. - Апатиты: Изд-во КНЦРАН, 2002. – 358 с.
54. Полеховский Ю.С. Сумий и сариолий в Панаярвинской структурной зоне (Северная Карелия) / Полеховский Ю.С. // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. – Спб, 1985. – Т. 339. – С. 106-113.
55. Рахов Е.В. Органическое вещество рудоносных брекчий Воронцовского золоторудного месторождения на Северном Урале / Рахов Е.В. // Ежегодник-1998. - Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. – С. 67–68.
56. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералогическо-геохимические особенности, вопросы генезиса / Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А // Геология рудных месторождений. – 2003. – № 5. – С. 429-451.
57. Сначёв В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е. и др. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдаксуого и Ямантауского антиклинориев / Сначёв В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е. // Геологический сборник. - 2003.– № 6. – С. 227-232.
58. Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита / Терехов Е.Н. // Литосфера. – 2007. - № 6. – С.15-39.
59. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Новый подход к истории развития структур раннего протерозоя Карельского геоблока и их металлогении / Трофимов Н.Н., Голубев А.И. // Минерагения докембрия: Материалы конф. – Петрозаводск, 2009. – С. 260-264.
60. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя / Турченко С.И. - Спб.: Наука, 2007. – 175 с.
61. Турченко С. И., Антипов В.С., Вострокнутов Е.П., Гальперов Г.В., Перцов А.В. Дистанционные и геологические свидетельства протерозойского рифта и размещения золоторудного оруденения в восточной части Балтийского щита / Турченко С.И., Антипов В.С., Вострокнутов Е.П. // Исследования Земли из космоса. – 1998. – № 3. – С. 3-17.
62. Турченко С.И. Буйко А.К., Семенов В.С. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северокарельского пояса и его металлогеническая

- специализация / Турченко С.И. Буйко А.К., Семенов В.С. // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. – 1991. – С. 92-99.
63. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры / Филиппов М.М. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. – 292 с.
64. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н., Соловьев Е.Э. Орогенные золоторудные месторождения со значительным ресурсным потенциалом центральной части Яно-Колымского пояса / Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. // Разведка и охрана недр. – 2015. - № 11 – С. 3-9.
65. Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция) / Хейсканен К.И. – СПб, 1996. – 54 с.
66. Шевченко С. С. и др. благороднометалльные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны (Северная Карелия) / Шевченко С. С. // Регион. геология и металлогения. – 2009. – № 37. – С. 106–120.
67. Шмураева Л.Я. Новая разновидность докембрийских приразломных карбонатнощелочных метасоматитов / Шмураева Л.Я. // Препринт. - Благовещенск: АмурКНИИ Благовещенск, 1990. – С. 56-65.
68. Шмураева Л.Я. Геолого-генетическая модель формирования приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов докембрия / Шмураева Л.Я. // Препринт. - Благовещенск: АмурКНИИ Благовещенск, 1991 – С. 16-23.
69. Шмураева Л.Я. Проблемы генезиса и формационных классификаций комплексных платиносодержащих месторождений, ассоциированных с углеродистыми толщами / Шмураева Л.Я. // Матер. Всерос. Симпозиума: «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». – М., 2002. – С. 89-96.
70. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита / Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. – СПб.: Недра, 1993.– 244 с.
71. Щипцов В.В., Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н., Минерагения Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе / Щипцов В.В., Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. // Проблемы минерагении России. – Москва: ГЦ РАН, 2012. – С. 86-98.
72. Barton M. D. Iron Oxide (Cu-Au-Ree-P-Ag-U-Co) Systems / Barton M. D. // Treatise on Geochemistry: Second Edition. – 2013. – P. 515-541.

73. Eilu P., Pankka H., Keinanen V. Characteristics of gold mineralization in the Greenstone belts of Northern Finland / Eilu P., Pankka H., Keinanen V. // Geological Survey of Finland. – Espoo. – 2007. – P. 54-96.
74. Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T. A review of gold mineralization styles in Finland / Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T. // Economic Geology. – 2003. – V. - 98. – P. 1329-1353.
75. Ferenc M., Oduroet H. Association of gold with uraninite and pyrobitumen in the metavolcanic rock hosted hydrothermal Au-U mineralisation at Rompas, Peräpohja Schist Belt, northern Finland / Ferenc M., Oduroet H. // Mineralium Deposita. – 2016. – V.5. – P. 681-702.
76. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis / Goldfarb R.J., Groves D.I. // Ore geology reviews. – 2001. – V 18. – P. 1-75.
77. 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.
78. Groves D.I., Goldfarb R.J. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. – 2015. – V. 233. – P. 2-26.
79. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types / Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. // Ore geology reviews. – 1998. – V 13. – P. 7-27.
80. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. et al. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research and exploration significance / Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. // Econ. Geol. –2003. – V 98. – P. 1-29.
81. Groves D.I. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits / Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M. A. // Economic Geology 100. – 2005. – pp. 203-224.
82. Hanski, E., Perttunen, V. Sorjonen-Ward P. Overview of the geology of northern Finland / Hanski, E., Perttunen, V. Sorjonen-Ward P // Geological Survey of Finland. – 1998. – V. 43. – P. 7-9.
83. Huhma H., Mutanen T., Hanski E., Räsänen J., Manninen T., Lehtonen M., Rastas P., Juopperi H. Isotopic evidence for contrasting sources of the prolonged Palaeoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in Central Finnish Lapland / Huhma H., Mutanen T., Hanski E., Räsänen J., Manninen T., Lehtonen M., Rastas P., Juopperi H. // IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi. – 1996. – 38. p.

84. Kolyadina A.I. Promising of Kuola-Panayarvinskaya area gold mineralization (North Karelia) / Kolyadina A.I. // *Scientific Reports on Resource Issues*. – 2015. – V.1. – P. 43-46.
85. Kyle, J. R. Evaporites, evaporitic processes and mineral resources *Evaporites, petroleum and mineral resources* / Kyle, J. R. – 1991. – P. 477-533.
86. Kyle, J.R. Posey, H.H. Halokinesis, cap rock development, and salt dome mineral resources. / Kyle, J.R. Posey, H.H. // *Evaporites, petroleum and mineral resources*. – 1991. – P. 413-476.
87. Kyläkoski M., Hanski E., Huhma H. The Petäjäsoski Formation, a new lithostratigraphic unit in the Paleoproterozoic Peräpohja Belt, northern Finland / Kyläkoski M., Hanski E., Huhma H. // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 2012. – V.84. – P. 85-120.
88. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding / Lang J.R., Baker T. // *Miner. Deposita*. – 2001. – V 36. – P. 477-489.
89. Loucks R.R., Mavrogenes J.A. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions / Loucks R.R., Mavrogenes J.A. // *Science*. – 1999. – V 284. – P. 2159-2163.
90. Melezhik V.A., Kump L.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Prave A.R. Tectonic evolution and major global Earth-surface paleoenvironmental events in the Palaeoproterozoic / Melezhik V.A., Kump L.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Prave A.R. // *Reading the archive of Earth's oxygenation*. – 2013. – Vol. 1. – P. 3-24.
91. Melezhik, V. A. Stratigraphy of phenomena, detailed lithology and geochemistry of Early Proterozoic complexes: strata correlation and synsedimentary fault reconstruction of the Kuolajärvi, Sovajärvi, Kuusamo and Salla zones / Melezhik, V. A. // *Deep fractures in the Paanajärvi-Kuusamo-Kuolajärvi area: proceedings of a Finnish-Soviet symposium in Finland on September 18-21, 1989*. – P. 77-89.
92. Nironen M. Proterozoic orogenic granitoid rocks. Precambrian geology of Finland, key to the evolution of the Fennoscandian Shield / Nironen M. // Elsevier, Berlin.–2005. P. 443-480.
93. Pankka, H., Puustinen, K. Vanhanen, E. Au-Co-U deposits in the Kuusamo volcano-sedimentary belt, Finland / Pankka, H., Puustinen, K. Vanhanen, E. // *Report of Investigation*. – 1991. – V. 101. – P. 46-53.
94. Perttunen V., Vaasjoki M. U-Pb geochronology of the Peräpohja Schist Belt, northwestern Finland / Perttunen V., Vaasjoki M. // *Geological Survey of Finland Special Paper 33*. – 1991. – P. 45-84.



95. Renfro, A.R. 1984. Genesis of evaporite-associated stratiformmetalliferous deposits-a sabhka process / Renfro, A.R. // *Economic Geology* 69. – P. 33-45.
96. Slack John F. Descriptive and Geoenvironmental Model for Cobalt-Copper-Gold Deposits in Metasedimentary Rocks / Slack John F. // U.S. Geological Survey. - Reston, Virginia. – 2013. – 220 p.
97. Vanhanen E. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au (U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Shield Belt, northeastern Finland / Vanhanen E. // Geological Survey of Finland. – Espoo. – 2001. – V. 399. – 227 p.
98. Vanhanen E. Cobalt, gold and uranium-bearing mineralization and their relation to deep fractures in the Kuusamo / Vanhanen E. // Geological Survey of Finland. Espoo. – Finland. – 1998. – P. 91–97.
99. Voytekhovskiy Y.L. Mineral potential of the Kola Peninsula / Voytekhovskiy Y.L. // Abstr. vol. 8<sup>th</sup>Fennoscandian Exploration and Mining Conference (FEM 2011). Levi, Finland, Nov. 1–3. – 2011. – P. 25–29.
100. Ward P., Harkonen I., Nurmi P.A., Pankka H.S. Structural studies in the Lapland greenstone belt. Northern Finland and their application to gold mineralization / Ward P., Harkonen I., Nurmi P.A., Pankka H.S. // Geological Survey of Finland, Special Paper 10. – 1989. – P. 71-77.

#### ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ

101. Афанасьева Е.Н. Отчет о результатах работ по объекту Куола-Панаярвинская площадь. Уточнение и разработка прогнозных критериев и поисковых признаков золотого, золото-уранового и уранового оруденения в пределах листов Q-35-XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь) / Афанасьева Е.Н. – ФГБУ «ВСЕГЕИ» – Спб, 2016. – 128 с.
102. Безруков В. И. Отчет о результатах общих поисковых работ на золото в центральной и восточной частях Куолярвинского синклиория в 1984-89 гг. / Безруков В. И. – ФГУ ТФИ по Мурман. обл. – 1989. – 320 с.
103. Даин А.Д., Иванов А.Н., Никитина С.М. и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в пределах золоторудных проявлений юго-восточной части Куолярвинского синклиория в 1982-1985 годах / Даин А.Д., Иванов А.Н., Никитина С.М. – ФГУ ТФИ по Мурман. обл. – 1985. – 226 с.
104. Даин А. Д., Никитина С М., Иванов А. Н. Отчет о результатах комплексных геолого-поисковых работ на медно-никелевые руды, проведенных Алакурттинской партией в Кандалакшском районе Мурманской области в 1981-1984 годах / Даин А. Д., Никитина С М., Иванов А. Н. – ФГУ ТФИ по Мурман. обл.- 1984. – 190 с.

105. Даин А. Д., Иванов А. Н., Никитина С. М. Отчет о результатах комплексных геолого-поисковых работ на никель (медно-никелевые руды), проведенных Куолярвинской партией в Кандалакшском районе Мурманской области в 1980-1985 годах / Даин А. Д., Иванов А. Н., Никитина С. М. – ФГУ ТФИ по Мурман. обл. – 1985. – 284 с.
106. Иванова Л. И., Корнюшин А. М. Отчет Вуориярвинской партии о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 и поисковых работах на апатит в пределах Вуориярвинской структурной зоны, проведенных в 1984-1987 г.г. в юго-западной части Кольского полуострова / Иванова Л. И., Корнюшин А. М. – ФГУ ТФИ по Мурман. обл. – 1988. – 156 с.
107. Кондаков Ю.С., Воинов А.С. и др. Отчет о результатах прогнозно-геологических работ на уран масштаба 1:50 000 в пределах Куола-Панаярвинской структурной зоны / Кондаков Ю.С., Воинов А.С. – Фонды ГП "Невскгеология". – 1980. – Т 1,2,3. – 303 с.
108. Корсакова М. А., Иванов Н. М. и др. Легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Корсакова М. А., Иванов Н. М. – ТГФ СЗРГЦ. – 1998. – 170 с.
109. Костин В. А., Костина Н. А., Никитин Н. А. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:50000, проведенных в 1959 году Алакорттинской партией в Кандалакшском районе Мурманской области / Костин В. А., Костина Н. А., Никитин Н. А. – ФГУ ТФИ по Мурман. обл. – 1960. – 180 с.
110. Михайлов В.И., Житникова И.А. Геологический отчет «ГДП-200 листов Q-35–XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь)» в рамках объекта «Создание дистанционных основ нового поколения на площади листов Госгеолкарты-200/2 и Госгеолкарты-1000/3, ГДП-200 группы листов Северо-Западного федерального округа: Q-35-XII, XVIII (Куола-Панаярвинская площадь); Q-36-XXXII (Большеозерская площадь); R-41-XXV, XXVI, XXVII (Оюско-Янгарейская площадь); Q-39-XXXIII, XXXIV (Вымская площадь) (1этап)» / Михайлов В.И., Житникова И.А. – ФГУП «ВСЕГЕИ». – Спб, 2015. – 155 с.
111. Полеховский Ю.С. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:25 000 - 1:10 000 в пределах Куолярвинской структурной зоны, выполненных кольской партией № 17 и ЛГУ в 1987-1981 гг. / Полеховский Ю.С. – 1981. – 240 с.
112. Ремизова А.М. Отчет о составлении обновлённой цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200 000. Лист Q-35-XII. Объяснительная записка. / Ремизова А.М. – Апатиты, 2007 г. – 62 с.

113. Шмыгалев В.И. Отчет о геологосъемочных работах Южного отряда Кусиварской партии в районе Панаярви-Касиярви / Шмыгалев В.И.. - Ленинград, 1958. – 156 с.
114. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия рифейских толщ Севера Урала. Научный отчет по I этапу выполнения темы «Геохимия черносланцевой формации Севера Урала и Тимана». / Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. – Комигеолфонд, – 1989.– 172 с.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1.

Таблица 1 – Химический состав пород куолярвинского интрузивного комплекса  
(по данным рентгенофлуоресцентного анализа (XRF))

Шифр пробы	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ.</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	ППП %	Сумма%	V %	Ba %
1	44,9	15,5	1,48	14,9	0,12	7,31	9,83	2,48	2,36	0,14	1,34	100	0,029	0,023
1	50,2	14,7	0,95	11,5	0,098	6,82	8,92	3,83	0,31	0,078	2,6	100	0,024	<.005
1	49	14,3	1,58	15,1	0,31	7,11	7,83	3,12	0,79	0,098	0,89	100	0,03	0,015
1	48,1	14,9	2,09	15,5	0,19	6,74	6,21	3,53	0,47	0,14	2,13	100	0,027	<.005
1	50,2	10,7	0,65	14,1	0,22	11,4	8,87	1,99	0,22	0,055	1,63	100	0,021	<.005
1	47,9	15,6	1,26	15,7	0,22	5,69	10,2	2,24	0,63	0,078	0,59	100	0,03	0,0054
1	49,9	13,5	1,26	14	0,22	7,5	9,2	3,17	0,31	0,087	0,85	100	0,025	<.005
1	47,2	16	1,58	14	0,16	8,1	7,08	3,38	0,41	0,1	2,04	100	0,032	<.005
1	48,7	15	0,62	10,5	0,18	8,69	10,2	2,98	0,18	<.05	2,97	100	0,023	0,0052
1	51,4	14	1,36	13,5	0,28	7,34	8,65	2,14	0,2	0,078	1,19	100	0,032	0,012
1	52,5	13,7	1,44	12,8	0,19	6,21	9,5	1,83	0,64	0,11	1,06	100	0,029	<.005
1	50,2	10,7	0,65	14,1	0,22	11,4	8,87	1,99	0,22	0,055	1,63	100	0,021	<.005
1	49,1	15	1,41	13,9	0,21	6,31	9,78	3,11	0,35	0,093	0,78	100	0,028	0,0085
1	52,1	14,7	1,83	14,2	0,16	3,76	6,6	3,82	1,85	0,26	0,76	100	0,018	0,052
1	48,9	16,1	1,19	11,6	0,16	6,3	9,99	1,99	1,68	0,059	1,97	100	0,026	0,0087
1	56	15,1	1,34	9,59	0,11	3,58	7,96	3,35	1,7	0,19	1,23	100	0,02	0,039
1	53,1	14,5	0,72	11,3	0,17	5,9	7,22	3,93	0,57	0,093	2,59	100	0,02	0,02
1	50	12	0,68	11,1	0,14	11,8	7,71	2,05	1,23	0,075	2,95	99,8	0,018	0,0097
1	50	12,6	1,32	12,6	0,24	8,68	10,4	2,18	0,45	0,094	1,33	99,9	0,023	<.005
1	56	15,1	1,34	9,59	0,11	3,58	7,96	3,35	1,7	0,19	1,23	100	0,02	0,039
1	53,9	12,8	0,73	8,74	0,13	6,01	8,15	3,09	2,63	0,13	3,52	99,8	0,014	0,05
1	46,6	14,8	1,5	11,9	0,14	8,93	7,23	3,79	1,23	0,13	3,89	100	0,027	0,018
1	44,6	13,3	0,65	15,8	0,14	10,2	10,7	1,28	2,3	0,062	1,27	100	0,02	0,0082
1	50,2	14,7	0,95	11,5	0,098	6,82	8,92	3,83	0,31	0,078	2,6	100	0,024	<.005
1	50,8	14,7	1,38	11,7	0,11	6,74	9,32	4,02	0,29	0,13	1,02	100	0,024	<.005

**ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1.**

Таблица 1 – Химический состав пород куолярвинского интрузивного комплекса  
(по данным рентгенофлуоресцентного анализа (XRF))

2	42,3	4,69	0,23	14,1	0,19	26,3	4,04	0,17	0,57	0,052	7,1	99,8	0,011	0,013
2	49,3	10,3	0,59	11,8	0,18	14,1	8,59	1,27	1,07	0,089	2,68	99,9	0,016	0,026
2	47	10,7	0,58	10,5	0,12	14,8	7,96	2,15	1,45	0,09	4,59	99,9	0,017	0,02
2	47,1	10,6	0,46	10,9	0,17	15,4	7,68	1,99	0,29	0,059	5,14	99,8	0,015	0,0078
2	47,8	8,88	0,46	11,4	0,15	17,6	7,52	1,34	0,18	0,064	4,2	99,7	0,015	0,006
2	52,3	2,33	0,11	4,07	0,23	19,4	16,1	0,42	0,18	0,17	4,69	100	<.005	0,0074
2	47,5	6,55	0,35	12,8	0,22	19,1	8,96	0,43	0,2	<.05	3,45	99,6	0,014	<.005
2	47,2	5,05	0,18	6,02	0,13	16,8	15,2	1,07	0,085	<.05	8,17	99,9	<.005	<.005
2	39,3	3,95	0,19	13,9	0,16	26,3	4,02	0,5	0,059	<.05	11,5	99,5	0,0093	<.005
2	47,1	8,45	0,39	12,4	0,2	18,7	7,99	0,31	0,13	0,06	4,04	99,8	0,013	0,0072
2	41,8	2,58	0,11	12,6	0,034	29,9	0,22	0,5	0,046	<.05	11,7	99,1	0,0068	0,0089
2	43,8	6,83	0,33	12,6	0,17	24,1	5,41	0,5	0,052	0,061	6,08	99,5	0,012	0,0066
2	41,5	5,48	0,26	12,8	0,15	25,8	2,8	0,5	0,12	0,053	10,5	99,5	0,01	0,0059
2	46,4	7,58	0,3	11,9	0,16	20,3	7,66	0,16	1,2	<.05	3,84	99,6	0,014	0,0059
2	49,7	2,64	0,13	8,55	0,069	28,4	1,66	0,5	0,05	<.05	8,22	99,5	0,0063	0,0076
2	48,8	10,3	0,54	10,9	0,16	15,7	7,52	1,63	1,09	0,08	3	99,9	0,015	0,019
2	47,2	9,89	0,56	12,1	0,19	16,3	7,93	0,69	1,16	0,079	3,57	99,8	0,016	0,049
2	49,3	11,5	0,43	10	0,16	13,4	10,1	1,52	0,56	<.05	2,69	99,8	0,016	0,014

1 – породы основного состава – габбро, габбро-амфиболиты куолярвинского комплекса ( $\dot{\sigma}$ -v  $KR_2^1k$ )

2 – породы ультраосновного состава – перидотиты, серпентиниты куолярвинского комплекса ( $\dot{\sigma}$ -v  $KR_2^1k$ )

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2.

Таблица 2 – Химический состав пород куоляярвинского интрузивного комплекса  
(по данным масс-спектрометрического метода с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS))

Шифр пробы	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Hf ppm	Ta ppm
1	26,2	55,1	6,37	25,4	4,55	0,91	4,07	0,63	3,7	0,69	2,03	0,31	2,08	0,28	4,18	0,51
1	37,5	76,8	8,78	33,1	5,84	1,39	5,07	0,76	4,48	0,85	2,5	0,35	2,24	0,33	5,35	0,88
1	13,4	27,2	3,3	13,2	2,63	0,7	2,8	0,42	2,73	0,52	1,48	0,21	1,42	0,21	1,97	0,28
1	36,9	70,1	7,75	27,8	4,25	0,97	3,18	0,4	2,21	0,41	1,18	0,17	1,17	0,17	4,27	0,84
1	43,2	81,8	7,98	25,2	3,42	0,73	1,96	0,21	0,96	0,15	0,4	0,05	0,27	0,04	6,01	1,13
1	1,36	3,51	0,53	2,67	1,02	0,49	1,37	0,28	2,05	0,48	1,49	0,24	1,6	0,02	0,12	<0,1
1	5,25	13,6	1,89	9,51	2,81	1,01	3,53	0,59	3,86	0,78	2,13	0,31	2,02	0,3	2	0,22
1	5,25	13,6	1,89	9,51	2,81	1,01	3,53	0,59	3,86	0,78	2,13	0,31	2,02	0,3	2	0,22
1	0,014	2,18	7,04	2,68	0,56	0,13	0,44	0,073	0,48	0,1	0,32	0,057	0,38	0,061	0,59	<0,1
1	9,57	20,1	2,45	10,1	2,2	0,71	2,21	0,34	2,17	0,41	1,21	0,19	1,1	0,17	1,73	0,2
2	9,19	21,1	2,45	9,74	2,17	0,61	2,11	0,32	2,1	0,42	1,18	0,17	1,07	0,17	1,71	0,22
2	11,7	24,4	2,96	11,8	2,54	0,74	2,45	0,39	2,31	0,46	1,28	0,19	1,2	0,18	1,84	0,27
2	2,4	5,42	0,71	3,19	0,8	0,087	0,86	0,14	0,88	0,16	0,5	0,061	0,45	0,055	0,53	<0,1
2	22,2	54,4	7,45	34,5	7	2,21	7,1	1,02	6,12	1,13	3,16	0,41	2,57	0,41	4,26	0,45
2	5,18	16,9	1,53	6,8	1,92	0,42	2,01	0,29	1,85	0,36	1,03	0,14	0,92	0,13	1,31	0,12
2	5,19	11	1,35	5,34	1,04	0,3	1,04	0,15	0,97	0,18	0,52	0,073	0,47	0,073	0,74	<0,1
2	6,54	13,7	1,68	7,45	1,71	0,53	1,86	0,27	1,83	0,35	1,07	0,14	0,92	0,13	1,19	0,14
2	1,27	3,1	0,47	2,26	0,82	0,41	0,99	0,19	1,33	0,31	0,9	0,15	0,84	0,13	0,4	<0,1
2	7,46	16,7	2,08	8,76	2,11	0,61	2,17	0,34	2,04	0,4	1,12	0,15	1,01	0,12	1,43	0,14
2	9,38	17,6	2,22	8,18	1,54	0,43	1,3	0,19	1,2	0,23	0,68	0,094	0,71	0,12	2,75	0,43
2	7,99	17	2,1	8,44	1,94	0,57	1,94	0,32	1,82	0,39	1,05	0,16	1,01	0,13	1,51	0,12
2	52,7	102	11,4	42,7	6,66	2,01	6,07	0,86	5,27	1,07	2,85	0,36	2,22	0,3	2,95	0,36
2	8,05	17,4	2,13	9	1,91	0,48	1,94	0,31	1,94	0,38	1,11	0,16	1,01	0,15	1,37	0,14
2	0,4	1,04	0,16	0,76	0,32	0,017	0,44	0,077	0,55	0,12	0,34	0,045	0,29	0,031	0,58	<0,1
2	11,6	23,9	2,92	11,9	2,52	0,69	2,4	0,37	2,16	0,42	1,19	0,18	1,15	0,16	1,75	0,22
2	13,3	27	3,21	13	2,55	0,52	2,52	0,38	2,27	0,45	1,3	0,17	1,14	0,18	1,94	0,23
2	11,5	23,7	2,86	11,6	2,41	0,7	2,37	0,34	2,2	0,42	1,21	0,17	1,21	0,17	1,66	0,22
2	6,41	12,8	1,61	6,67	1,48	0,63	1,64	0,25	1,69	0,33	1,01	0,14	0,93	0,14	1,04	0,11
2	4,91	12,2	1,26	5,19	1,04	0,22	0,89	0,13	0,81	0,16	0,44	0,054	0,37	0,055	0,63	<0,1

## ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2.

Таблица 3 – Химический состав пород куолярвинского интрузивного комплекса  
(по данным масс-спектрометрического метода с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS))

Шифр пробы	Th ppm	U ppm	Be ppm	TiO <sub>2</sub> %	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Mo ppm	Ba ppm
1	0,18	<01	<1	0,6	215	357	42,4	116	3,02	129	12,2	28,4	1,69	<0,6	47,7
1	1,3	0,36	<1	1,16	236	129	37,1	81	5,27	252	19,5	72,6	3,42	0,73	73,8
1	1,38	0,38	<1	1,34	242	137	39,3	93,4	21,8	118	21,5	77,7	4,77	1,15	158
1	0,65	0,16	<1	1,02	218	160	37,4	85,2	2,57	102	16,2	56,7	2,88	<06	30
1	0,68	0,15	<1	0,89	222	131	47,6	102	2,96	193	17,5	58,8	3,47	<06	41,3
1	3,39	0,86	1,3	1,35	173	38,3	36,7	40,1	54,7	300	23,3	161	11	1,34	487
1	0,88	0,24	<1	1,22	260	158	76,3	103	2,49	148	20,5	67,9	3,67	1,18	72,7
1	0,63	0,1	<1	1,08	273	76,9	45,1	41,6	9,37	85,8	20,6	56,5	3,79	<0,6	70,2
2	1,9	0,38	1,41	0,62	173	1200	67,7	321	31,5	84,8	11,2	60,5	3,39	<0,6	233
2	0,71	<0.1	<1	0,15	53,4	3500	86,8	1260	<2	19,5	4,43	18,4	8,83	<0,6	3,64
2	0,45	<0.1	<1	0,24	98,5	3480	120	976	<2	17,2	4,59	22,2	0,97	<0,6	21,3
2	1,28	0,26	1,01	0,54	163	1280	61	479	2,94	134	10,4	54,3	2,58	<0,6	76,7
2	1,21	0,4	1,03	0,41	183	2000	94,1	423	<2	31,2	9,64	45,3	2,27	<0,6	21,4
2	1,03	0,25	1,01	0,27	98,8	2290	109	691	11,3	76,8	5,06	26,1	1,36	<0,6	105
2	1,1	0,25	<1	0,51	164	2100	76,5	566	2,48	16,2	9,75	51,7	2,37	<0,6	39,5
2	0,16	<0.1	<1	0,5	211	344	43,2	111	<2	79,5	12,9	23,4	1,34	<0,6	11
2	1,1	0,29	<1	0,58	167	1370	49	341	25	98,5	10,5	53	2,83	<0,6	187
2	0,96	0,28	<1	0,46	149	1980	88,8	539	2,13	12,8	7,3	45,8	2,1	<0,6	11,1
2	1,62	0,31	<1	0,5	157	1710	71,2	498	5,72	28,2	10	49,7	2,3	<0,6	77,1
2	0,32	0,13	<1	0,17	63,5	5740	98,2	968	<2	<1	3,34	20,6	0,81	<0,6	13,6
2	0,83	0,13	<1	0,33	106	1990	85	651	<2	69,2	5,76	32,1	18,6	<0,6	9,5
2	0,8	0,18	<1	0,25	84,9	2490	79,2	816	<2	32,9	4,44	29,6	1,11	<0,6	22,4
2	0,55	0,14	<1	0,31	140	2010	71,9	564	32,8	34	5,45	26	1	<0,6	80,3
2	1,44	0,3	<1	0,52	144	1390	61	489	29,1	90,2	10	52,6	2,51	<0,6	181
2	1,5	0,23	<1	0,52	147	1610	63,9	522	26,3	25,5	10	53,2	2,67	<0,6	401
2	1,26	0,29	<1	0,39	140	1010	47,4	264	10,8	177	8,96	34,6	1,6	<0,6	124
2	2,76	0,43	<1	0,12	58,6	27,9	8,31	12,8	<2	98,7	4,34	23,6	1,19	<0,6	39,3

1 – породы основного состава – габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты куолярвинского комплекса (úσ-v KR<sub>2</sub><sup>1</sup>k)

2 – породы ультраосновного состава – перидотиты, серпентиниты куолярвинского комплекса (úσ-v KR<sub>2</sub><sup>1</sup>k).