

Санкт-Петербургский государственный университет

**Булаев Сергей Константинович**

**Выпускная квалификационная работа**

**Рудная минерализация и условия образования щелочно-карбонатных метасоматитов  
Куолаярвинской зоны**

по направлению 050301 «Геология»

Научный руководитель:

к.г.-м.н., доцент, И. А. Алексеев

Научный консультант:

ассистент А. В. Коваль

Рецензент:

ведущий геолог,

АО «Северо-Западное ПГО»

А. В. Матрёничев

Санкт-Петербург

2019

## АННОТАЦИЯ

### РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ

Работа посвящена рассмотрению рудной минерализации и изучению обстановки образования щелочно-карбонатных метасоматитов Куолаярвинской зоны.

В процессе работы был выполнен анализ газово-жидких включений, описана метасоматическая зональность пород и характер эпигенетических процессов, установлен порядок формирования рудных парагенезисов и их химический состав (с помощью микрозонда).

Результатом работы является сравнение с объектами аналогами и оценка перспектив рудопроявления Лагерное.

Объем работы: 61 страница, содержит: 1 таблицу и 21 рисунок, 2 графика, список литературы.

**Ключевые слова:** Куолаярвинская зона, щелочно-карбонатные метасоматиты, газово-жидкие включения.

## ABSTRACT

### ORE MINERALIZATION AND CONDITIONS FOR THE FORMATION OF ALKALINE-CARBONATE METASOMATITES OF THE KUOLAYARVIN ZONE

The work is devoted to the consideration of ore mineralization and the study of the formation of alkaline-carbonate metasomatites of the Kuolayarvin zone.

In the process, gas-liquid inclusions were analyzed, the metasomatic zonality of rocks and the nature of epigenetic processes were described, the order of formation of ore parageneses and their chemical composition were established (using a microprobe).

The result of the work is a comparison with objects and analogues and an assessment of the prospects for the Lagernoye ore occurrence.

Scope of work: 61 pages, contains: 1 table and 21 figures, 2 graphics, a list of references.

**Key words:** Kuolayarvin zone, alkaline-carbonate metasomatites, gas-liquid inclusions.

## Оглавление

Введение .....	4
Глава 1. Методика работы.....	7
Глава 2. Геологическое строение района .....	9
2.1 История предшествующих исследований .....	9
2.2 Тектоническое районирование .....	11
2.3 Стратиграфия.....	13
2.4 Магматизм.....	23
2.5 Метаморфизм.....	24
2.6 Полезные ископаемые .....	28
Глава 3. Геологическое строение участка .....	31
3.1 Геолого-петрографическая характеристика пород .....	34
3.2 Генетическая природа породы .....	41
Глава 4. Особенности рудной минерализации и последовательность ее образования....	47
4.1. Последовательность образования рудной минерализации .....	48
Глава 5. Анализ газово-жидких включений .....	55
Выводы.....	59
Список литературы .....	60

## Введение

Часто в пределах докембрийских щитов в зонах широкого распространения разломов активно развиваются метасоматиты, в частности щелочно - карбонатные метасоматиты (альбититы, эйситы). Последнее время уделяется активное внимание ученых этим образованиям, по причине приуроченности к таким зонам концентраций рудных элементов (в частности U, Th, Au). Также подробное изучение состава и стадийности (истории) образования метасоматитов, структурно-тектонический контроль имеют важное значение для оценки ресурсов и запасов конкретных геологических объектов.

Куоляярвинская структурная зона перспективна в отношении поисков, оценки и промышленной добычи урана и золота. На территории данной структуры уже выявлено золото-кварцевое коренное месторождение золота Майское и несколько золото-урановых рудопроявлений (Озерное и Лагерное).

В результате работ по геологическому до изучению территорий оживился интерес к недостаточно изученному, но крайне перспективному золото-урановому рудопроявлению Лагерное. В ходе написания работы изучались препараты с данного рудопроявления. Имеется множество объектов аналогов позволяющих облегчить изучение и в ускоренном режиме установить геолого-генетический тип рудопроявления. Также данная территория обладает достаточно развитой инфраструктурой и характеризуется близостью к крупным городским агломерациям (Кандалакша, Ковдор, Апатиты, Мончегорск, Мурманск).

Актуальность темы также подкрепляется тем фактом, что Куоляярвинская структура площадь на территории республики Карелии на которой прослеживается вулканогенно-осадочные комплексы раннепротерозойского возраста с золото-урановым оруденением с территории сопредельной Финляндии. Соседствующие пояса Киттиля, Куусамо, Перапохиа обладают значительными запасами золота и комплексных руд (железо, кобальт, уран). Месторождение Суурикуусико и группа золото-урановых месторождений Ромпас активно разрабатываются и приносят 6-7 тонн золота и попутные компоненты.

В пределах Куоляярвинской структуры таких крупных месторождений не выявлено. Такое значительное различие в рудоносности может быть связано как с недостаточно изученностью, так и с различиями в геологическом строении и развитии территории.

**Целью** выпускной квалификационной работы является выявление характера рудной минерализации и условий образования щелочно-карбонатных метасоматитов Куолярвинской зоны.

Для достижения поставленной цели был составлен следующий перечень **задач**:

- Изучение и систематизация фондовых материалов (литературы) о геологическом, тектоническом и структурном строении региона, анализ предшествующих исследований;
- Изучение характера и порядка наложения вторичных процессов (установление последовательности рудно-метасоматического процесса);
- Изучение условия образования рудно-метасоматического процесса (определение P-T параметров)
- Обработка полученных результатов и дальнейшая интерпретация.

**Фактическим материалом** послужили образцы, отобранные в ходе работ по объекту «ГДП-200 листов Q-35-ХII,ХVIII» в пределах Куолярвинской структуры в 2015 г. (бороздовое опробование, штуфное, сколковое, материал керна), из которых были изготовлены 32 шлифа, 6 прозрачно полированных пластинок и 3 аншлифа с рудной ураново-сульфидной минерализацией.

Также результаты анализа и обобщения авторской геологической документации (Геологический отчет «ГДП-200 листов Q-35-ХII, ХVIII Куола-Панаярвинская площадь»), фондовых (Отчет партии №17 Невского ПГО за 1977-1979 г.г., Том 1, текст) и опубликованных данных в открытых источниках (печатные и интернет) по рассматриваемой территории.

**Благодарности.** Настоящая работа проводилась под руководством Алексея Владиславовича Коваля и Ивана Александровича Алексева, внесших значительный вклад и затративших большое количество времени. Искреннюю благодарность приношу Кольцову Александру Борисовичу прочитавшему курс «Метаморфизма и метасоматоза», знания приобретенные на котором активно использовались при написании работы.

Также хотелось поблагодарить доцента кафедры минералогии, кандидат геолого-минералогических наук Пономареву Наталью Игоревну за содействие в проведение исследования состава газово-жидких включений в минералах.

Сотрудникам ресурсного центра СПбГУ «Микроскопии и микроанализа», в частности Бочарову Владимиру Николаевичу за помощь в проведении микрозондового

анализа и Рамановской спектроскопии, доценту кафедры петрографии Корешковой Марине Юрьевне за помощь при проведении петрографических исследований.

Куолярвинская зона (обозначена черным прямоугольником) располагается на территории Северной Карелии и Мурманской области к западу от Кандалакшского залива Белого моря в зоне развития нижнепротерозойских образований (рис. 1).

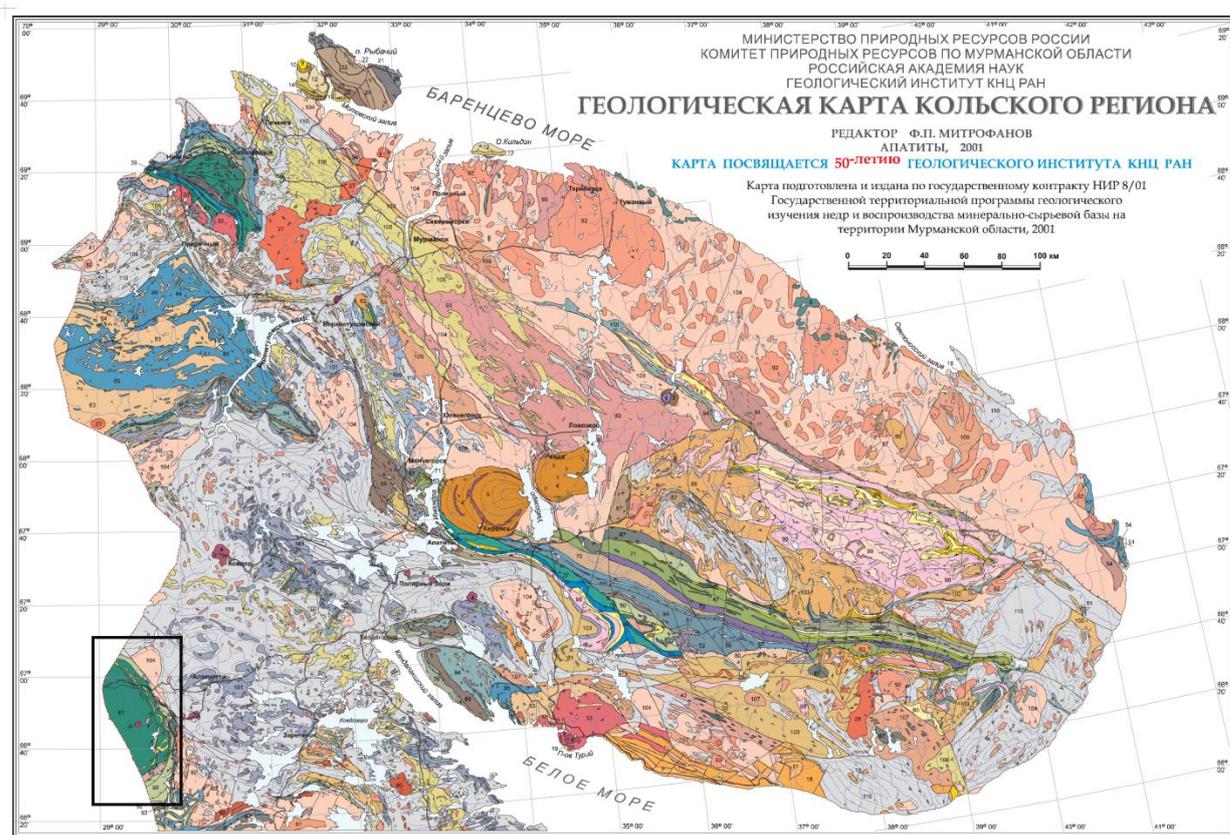


Рисунок 1. Геологическая карта Кольского региона и сопредельных территорий (черным прямоугольником выделена Куолярвинская структура)

(<http://www.geokniga.org>)

## Глава 1. Методика работы

В процессе выполнения работы проводились различные исследования и анализы:

- петрографическое исследование (проведение фотодокументации);
- исследование препаратов в отраженном свете с применением микроспектрофотометра и микротвердометра (проведение фотодокументации);
- исследование состава минералов на микрорзонде;
- изучение состава газовой-жидких включений с помощью Рамановской спектроскопии и метода гомогенизации.

При исследовании шлифов использовался поляризационный микроскоп Leica DM 4500P, снабженный цифровой камерой Leica DFC 450 при 10-, 20- и 40- кратном увеличении объектива. Объем проведенной работы: 30 шлифов, 6 прозрачно-полированных шлифов. По итогам петрографического описания были выделены типы метасоматитов (зональность), а также попытка реконструкции состава протолита метасоматически измененных пород.

Минераграфические исследования проводились на микроскопе ПОЛАМ С-111 с функцией фотофиксации, при 10-, 20- и 40- кратном увеличении объектива. По итогам минераграфических исследования были выявлены рудные парагенезисы и составлена последовательность их формирования (таблица №1)

Исследования состава включений проводились на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 в Ресурсном Центре «Геомодель», Научного Парка СПбГУ, аналитик В.Н. Бочаров, при 50 - кратном увеличении объектива.

Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000-100 см<sup>-1</sup>. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514,5 нм с мощностью 1-50 мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоны (520,7 см<sup>-1</sup>). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15.

Гомогенизация флюидных включений проводились с помощью микроскопа ПОЛАМ С-111 с нагревающей спиралью и вольтметром. Измерения проводились при 26-кратном увеличении объектива в интервале температур 20 - 350°C. Скорость нагрева 50°C/мин. Погрешность измерений ± 10 °C. Измерения повторялись 4-6 раз с каждым включением для контроля качества измерений и уменьшения погрешности (усреднение полученных результатов).

Микрозондовые исследования проводились в ресурсном центре СПбГУ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N оснащенном энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max 20 с условиями накопления спектров 20 кВт ускоряющего направленного, 1 нА ток зонда, точечный режим, 20 секунд экспозиция на точку, при непосредственном содействии инженера ресурсного центра «Геомодель» Власенко Натальи. По результатам исследования были получены фотографии (48 штук) и документ с составом минералов по спектрам (344).

## Глава 2. Геологическое строение района

### 2.1 История предшествующих исследований

Площадь работ до 1940 г. (по Афанасьевой, 2004) входила в состав Финляндии, поэтому геологическое изучение территории производилось финским государством. К начальному этапу исследования можно отнести построение В. Хакманом и В. Вилькманом геологической карты масштаба 1:400000 района Куоляярви-Вуориярви. На ней были выделены две группы формаций протерозоя:

- *ятулийская* (конгломераты, кварциты, доломиты и метабазиты), развита в основном в Панаярвинском синклинии
- *калевийская* (туфы, конгломераты, кварциты, доломиты, амфиболовые сланцы, глинистые сланцы и метабазиты), находящиеся в Куоляярвинском синклинии.

Начиная с 1947 г. в пределах Куола-Панаярвинской структурной зоны планомерно проводят геолого-съёмочные работы масштаба 1:200000-1:500000, на основе которых были составлены в 1959 г сводная геологическая карта Карельской АССР, а также листы геологической карты масштаба 1:200000 (Q-35-XVIII, Q-35-XII).

Обобщенные результаты проведенных к этому времени исследований служили основой для создания мелкомасштабных сводных карт (1:100000-1:20000) восточной части Балтийского щита – прогнозно-металлогенической и тектонической.

В шестидесятых-семидесятых годах, с целью оценки перспектив нахождения слюды и поисков других полезных ископаемых, на данной территории осуществляются поисково-съёмочные работы масштаба 1:50000.

На протяжении более чем двух десятилетий (1970-1990 гг.) велось поступательное изучение Куоляярвинской структуры, массивов ультраосновных-щелочных пород Вуориярви и Салланлатва и вмещающих их метаморфогенных комплексов, что привело к накоплению большого массива информации.

В 1970-73 гг. в районе озер Куоляярви и Нилуттиярви были поставлены комплексные геолого-поисковые работы масштаба 1:50000 на сульфидные медно-никелевые руды, которые включали геологические маршруты, геофизические исследования (магниторазведка, электроразведка, гравиразведка) и геохимические исследования (по вторичным ореолам рассеивания) масштаба 1:50000 на всей площади и даже со сгущением сети до 1:10000 на перспективных территориях. Произведен комплекс горных работ – проходка канав, шурфов и скважин.

По результатам этих исследований, в 1972-1975 гг. были поставлены поисковые работы на золото в пределах выявленных проявлений на основании предыдущих исследований. Работы проведены с целью оценки перспектив золотоносности кварцевых жил и зон сульфидной минерализации.

В 1977-1979 гг. в пределах Куола-Панаярвинской структурной зоны Невское ПГО проводит прогнозно-геологические работы на уран в масштабе 1:500000. Результатом исследований становится выделение и выявление конкретных локальных структур и участков (рудопроявлений) для поисков и разведки месторождений урана.

В 1984-1989 гг. в восточной и центральной частях Куолаярвинской структуры проведены общие поисковые работы на золото и медь в черносланцевых образованиях и ассоциирующих с ними породах. Также выполнен комплекс геофизических работ масштаба 1:25000 – 1:10000, проведены горно-буровые работы (проходка канав, шурфов и бурение вертикальных скважин).

На выявленном в ходе предшествующих работ Майском перспективном рудопроявлении золота, в 1985-1988 гг. проведены поисково-оценочные работы на участке площадью 5 км<sup>2</sup>. Комплексом геофизических и горно-буровых работ выявлены и прослежены жильные зоны по падению и простиранию.

В 1986-1991 гг. проводится геолого-минералогическое картирование территорий масштаба 1:500000 Мурманской области и северной Карелии на никель, связанный с раннепротерозойскими структурно-вещественными комплексами и кимберлитовые источники алмазов в позднепротерозойских и палеозойских структурно-вещественных комплексах. Одновременно с уточнением геологического строения района проводился комплекс геофизических и геохимических исследований, направленный на поиски цветных, редких металлов, золота, апатита, слюдоносных жил, керамического сырья и радиоактивных элементов.

В 2015 году на территории Куола-Панаярвинской структурной зоны предприятием Северо-Западное ПГО «Росгеология» приводились работы по геологическому доизучению «ГДП-200 Q-35-XII, XVIII». По результатам работы было уточнено геологическое строение участка (геологическая карта, карты геохимических и геофизических аномалий) и отобран большой объём каменного материала (составлен прогнозный список полезных ископаемых). Обладая современным высокоточными методами анализа вещества, необходимо проанализировать состав рудовмещающих пород и скорректировать представление о этапах развития региона в разные этапы.

## 2.2 Тектоническое районирование

Куоляярвинская структура принадлежит Лапландскому зеленокаменному поясу, сформированному в раннем протерозое в обстановке континентального рифтинга (вероятно приуроченного к мантийному плюму). В свою очередь главная осевая зона трехлучевого рифта соответствует Беломорскому подвижному поясу и Лапландскому гранулитовому поясу, а северо-восточное и юго-западное крыло к Кольскому кратону и Карельскому кратону соответственно. Лапландский пояс – структура развитая на северо-восточном плече рифта (раннепротерозойского возраста), представляющая собой систему прогибов. В свою очередь Лапландский пояс включает в себя Куоляярвинский, Онежский, Шомбозерский, Ветренный, Лехтинский, Панаярвинский, Куусамо, Сала-Соданкюля и Карасойок.

В этапах становления Куоляярвинской структуры выделяются два этапа:

- рифтогенная – сумийско-сариолийская
- наложения впадин – ятулийско-людиковийская

Также можно выделить два структурных этажа: нижний, сложенный олигоклазовыми гранитогнейсами беломорского комплекса (встречаются тела амфиболитов и биотит-мусковитовых гнейсов). Простирается толще – северо-западное и общая вергентность складок. Верхний структурный этаж сложен карельским комплексом (до 5100 метров). Комплексы разделены стратиграфическим, метаморфическим и структурным несогласием (рис. 2).

На территории исследования повсеместно активно развиты комплексы четвертичных отложений, преимущественно озерного и водно-ледникового генезиса. Возраст отложений от неоплейстоцена до голоцена.

Субмеридиональная – Куоляярвинская система разломов – включает (с севера на юг):

1) Куоля-Ниваярвинскую ветвь, протяженностью 45 км и шириной 2-4 км; по морфологии она является правым сбросо-сдвигом, с падением на юго-запад 40-60°. Она почти полностью перекрыта четвертичными отложениями.

2) Нилуттиярвинская ветвь длиной 40 км и шириной 2-5 км; по морфологии относится к пологопадающим разрывным нарушениям с шарнирным характером смещения. Сложена брекчиями, катаклазитами с отдельными милонитовыми (раздробленная, тонкоперетёртая горная порода) швами по породам фундамента и карельского комплекса. Широко распространены изменения метасоматического

характера, интенсивность которых существенно возрастает в участках осложнения зоны при деформировании ее диагональными разломами северо-западного простирания.

Субширотная – Панаярвинская зона разломов прослежена на 25 км при ширине 3-6 км. По морфологии является левым сдвиго-сбросом с преобладанием сбросового компонента. Плоскости сместителей круто погружаются под углом 75-80° в южном направлении. Широким распространением пользуются брекчии, в меньшей степени катаклазиты и милониты. Панаярвинская зона характеризуется интенсивным развитием метасоматических процессов, проявившихся на всем ее протяжении (Полеховский, Воинов, 1987).

Северо-восточная система разломов представлена отдельными изолированными разломами, реже зонами разломов. Подавляющее большинство является крутопадающими (70-80°), особенности внутреннего строения не изучены, в доступных наблюдениям участках отмечаются катклазиты.



метавулканитами челозерской толщи, слагают мелкие реликтовые структуры, обрамляющие с востока протерозойскую Куоляярвинскую структуру. На размытой поверхности древних кристаллических пород лежат рыхлые четвертичные отложения верхнего звена неоплейстоцена и голоцена (по Полеховскому, Воинову, 1985).

Стратиграфическое расчленение всех отложений проведено в соответствии с Легендой Карельской серии листов Госгеолкарты-200 (Корсакова, 1998).

### **Архейская акрогема**

#### *Челозерская свита*

Образования свиты залегают в восточном обрамлении карелид, образуя узкие складчатые приразломные структуры, прослеживаемые вдоль Нилутти-Куоляярвинской зоны разломов, вдоль контакта Куоляярвинского синклинория с Беломорским блоком гнейсо-гранитов. Простираение пород свиты северо-северо-западное с падением на запад под углами 50-60°.

В составе свиты преобладают сланцеватые амфиболиты с редкими прослоями гранатовых амфиболитов (до 20 м), меньшим распространением пользуются мелкозернистые амфиболовые сланцы, образующие прослои от первых метров до нескольких десятков метров. В средней части разреза наблюдаются прослои слюдистых кварцитов и сланцев мощностью 20-100 м. Рассматриваемые породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и мигматизированы. Видимая мощность разреза варьируется от 400 м. до 500м.

### **Протерозойская акрогема**

В разрезах нижнего протерозоя (карелия) принимают участие метаосадочные и метавулканогенные и образования ятулийского надгоризонта нижнего карелия и людиковийского надгоризонта верхнего карелия. Они залегают на средне- и верхнелопийских гранитоидах и среднелопийских метавулканитах со структурным несогласием и длительным стратиграфическим перерывом (по Полеховскому, Воинову, 1985).

Породы **ятулийского надгоризонта** представлены терригенной ниваяярвинской, вулканогенной нилуттияярвинской и терригенно-карбонатной юрхямьяярвинской свитами.

#### *Ниваяярвинская свита*

Свита залегает в основании Куоляярвинской структуры и с небольшими перерывами прослеживается вдоль Нилутти-Куоляярвинской зоны разломов, где, меняя субмеридиональное простираение на субширотное образует синклинальную складку.

Образования свиты залегают со стратиграфическим несогласием на породах тикшеозерской серии (по Полеховскому, Воинову, 1985).

Свита представлена метаморфизованными терригенно-осадочными образованиями, в составе которых преобладают кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, метапесчаники, кварцитопесчаники. Меньшее развитие имеют метаалевролиты, филлитовидные (кварц-серицитовые, кварц-биотитовые, амфибол-биотит-кварцевые) сланцы, частью карбонатсодержащие, конгломераты и сланцы по кислым эффузивам. В тектонических зонах они значительно подверглись окварцеванию, альбитизации, биотитизации. Мощность ниваярвинской свиты составляет около 350-450 м.

#### *Нилуттиярвинская свита*

Породы свиты почти непрерывной полосой прослеживаются вдоль Нилутти-Куоляярвинской зоны разломов и представлены metabазальтами и metabазальтовыми порфиритами, согласно залегающими на кварцитах ниваярвинской свиты.

Преобладают metabазальты, плагиоклаз-роговообманковые и альбит-актинолитовые сланцы, редко наблюдаются метаандезиты, метаандезидациты. Свита включает многочисленные пластовые тела порфиroidных метагаббро, габброамфиболитов, выделение которых в самостоятельные интрузии часто невозможно. Степень метаморфизма пород в основном соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Мощность свиты – 240-260 м.

#### *Юрхямьярвинская свита*

Свита прослеживается согласно общей структуры в виде непрерывной полосы вдоль Нилутти-Куоляярвинской зоны разломов. Породы свиты залегают с угловым несогласием на эффузивах нилуттиярвинской свиты.

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, вызванное 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. Мощность свиты достигает 650 м (по Полеховскому, Воинову, 1985).

**Людиковийский надгоризонт** представлен куоляярвинской серией, которая включает куонаярвинскую, кясиярвинскую, ноукаярвинскую, апарярвинскую, кайларскую, соткойвинскую свиты. Его образования слагают большую часть Куоляярвинской структуры как по площади, так и в разрезе.

### *Куонаярвинская свита*

Породы свиты имеют ограниченное распространение и закартированы от северного берега оз. Пюхьярви до оз. Сювяярви. Наиболее полный разрез представлен в районе оз. Алим-Курсуярви. Контакт пород свиты с нижележащими образованиями тектонический.

Свита представлена терригенно-осадочной флишоидной толщей, состоящей из переслаивающихся различных по составу доломитов, сланцев и песчаников с прослоями алевролитов и галечных конгломератов. Мощность свиты около 360 м.

### *Кясиярвинская свита*

Образования свиты в виде волнистой узкой (до 2,0-2,5 км в плане) зоны прослеживаются от озера Апаярви до озера Ала-Няттярви и далее на юг. Западный и восточный контакты свиты на большем своем протяжении тектонические. По составу свита вулканогенная, состоит из покровов основных, средних и кислых эффузивов, которые представлены зелеными сланцами по базальтам, биотит-кварцевыми плагиосланцами по андезидацитам и туфам. Мощность свиты 410-460 м.

### *Ноукаярвинская свита*

Породы свиты слагают непрерывную волнистую полосу от среднего течения р. Кутсайоки вдоль подножья возвышенности Пайнотунтури продолжаясь на юг. В состав свиты входят горизонты полимиктовых конгломератов, эпидот-биотит-кварцевые и кварц-биотит-карбонатные сланцы, переслаивающиеся с конгломератами, кварцевые песчаники и разделяющие их мощные покровы основных эффузивов.

Контакт с вышележащими метаэффузивами согласный пологий с падением на юго-запад. 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. Мощность свиты до 170 м.

### *Апаярвинская свита*

Свита образует широкую полосу пород от ур. Иллировануппа на северо-западе, в районе госграницы с Финляндией до г. Пайнотунтури и далее на юг до г. Русковара.

Свита представлена слабо дифференцированной толщей метавулканитов андезитового состава, перемежающимися иногда с горизонтами туфогенных пород: вулканических брекчий и туфолав.

Характерным является небольшое присутствие вулканических (изверженных) образований, незначительное раскисление и повышение магнезиальности и калиевости в направлении с востока на запад.

### *Кайларская свита*

Образования свиты согласно перекрывая апаярвинские вулканиты прерывистой полосой протягиваются от восточного склона г. Койнувара на севере до озера Вуоснаярви. Нижняя граница выделяется по наличию в низах разреза граувакк. Верхняя стратиграфическая граница контролируется пластовыми интрузиями габбродолеритов, которые воздействуют на доломиты и сланцы (контактовый метаморфизм).

По составу свита карбонатно-сланцевая, представлена доломитами, кварцитами, кварцитопесчаниками с прослоями туфогенных пород: туфов, туфолав, туффитов основного и среднего состава. Осадочные породы мощностью до 15 м слагают в основном нижнюю часть разреза свиты. В верхней части – обычно залегают карбонатные породы мощностью до 25 м, переслаивающиеся с прослоями туфов и туффитов (по Полевскому, Воинову, 1985).

Характерной особенностью пород является темная и темно-серая окраска, тонкая слоистость и тонкозернистая текстура. Слоистость обусловлена появлением узких прослоев, обогащенных углистым и пелитовым веществом мощностью от 1 мм до 2,5 см. Простираение слоистости субмеридиональное с пологим падением под углами порядка 35-45<sup>0</sup>, реже может наблюдаться горизонтальное залегание. Мощность свиты около 320 м.

### *Соткойвинская свита*

Образования свиты завершают разрез Куоляярвинской структуры, слагая обширную западную часть зоны. Породы, слагающие свиту, представлены покровами основных эффузивов, среди которых преобладают metabазальты, с подчиненными базальтовыми метапорфиритами и сопровождающими их туфами, туфолавами, лавобрекчиями. Простираение пород преимущественно северо-западное.

Эффузивы соткойвинской свиты имеют более светлую окраску (от светло-серых до зеленоватых), преимущественно тонко- и мелкозернистые и слабо рассланцованные. По степени метаморфизма породы отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма.

## **Кайнозойская эратема**

### *Четвертичная система*

Отложения четвертичного возраста, представленные, в пределах исследуемой территории, образованиями верхнего неоплейстоцена и голоцена, пользуются широким распространением и почти сплошным плащом перекрывают породы кристаллического фундамента. Мощность отложений варьирует от 0,1-2 м до первых десятков метров, на севере территории, но на большей части не превышает 6-8 м. Повышенные мощности

четвертичных отложений приурочены, как правило, к отрицательным формам рельефа в коренных породах, либо к отдельным формам водно-ледникового рельефа (пост ледникового), такими как озы и камы. Отсутствуют четвертичные образования на вершинах и крутых склонах возвышенностей, гор и хребтов (северо-западного и меридионального простирания), сложенных кристаллическими породами.

На описываемой территории на дневную поверхность выходят лишь отложения заключительных стадий осташковской ледниковой эпохи и голоцена. Представлены четвертичные образования, в основном, осадками ледникового, реже водно-ледникового болотного и озерного генезиса (до ленточных глин).

#### *Неоплейстоцен*

Отложения осташковского горизонта имеют практически повсеместное распространение и слагают с поверхности преобладающую часть площади. Они представлены ледниковыми (основной мореной), флювиогляциальными, а также ледниково-озерными образованиями осташковского горизонта. Картируются эти отложения в северо-восточной части территории.

*Ледниковые образования – морена основная (g<sub>0</sub>Шос)* развиты на северо-востоке описываемой площади. Они залегают на различных абсолютных отметках от 270 до 400 м.

Литологический состав морены неоднородный. Преобладают, в основном, разнозернистые полимиктовые несортированные пески с гравием, галькой и валунами, редко отмечаются супеси с гравием, галькой и валунами. Цвет морены зависит от состава подстилающих пород и меняется от серовато-желтого до ржаво-коричневого. В основном, преобладают светлые оттенки. В вертикальном разрезе морена тоже неоднородна. Верхняя ее часть сложена более рыхлыми песками бурого цвета, затем – желтовато-серыми, а нижняя – более плотными песками и супесями голубовато-серого цвета. Содержание крупнообломочного материала неравномерное, от 20 до 40%. Максимальное содержание крупнообломочного материала приурочено к верхней части разреза, особенно вблизи выходов коренных пород. Валунуны, галька, гравий чаще плохой и средней окатанности. Размер валунов составляет 0,3-1,0 м. Крупнообломочная фракция представлена, в основном, гранитами, grano-диоритами гранито-гнейсами, амфиболами. Минералого-петрографический состав морены отражает состав подстилающих кристаллических пород, развитых в пределах изученной территории и в сопредельных районах.

Мощность морены зависит, в основном, от характера подстилающей поверхности и от условий таяния ледника и, чаще всего, колеблется от 0,5–1 м до 5–8 м, увеличиваясь в понижениях рельефа. Максимальная мощность ледниковых образований осташковского

горизонта на территории листа достигает 20 м (Нефедов, 1958ф). Морена залегает на коренных породах, элювиальных и делювиальных отложениях, а перекрывается водноледниковыми образованиями осташковского горизонта, биогенными и аллювиальными отложениями голоцена.

*Флювиогляциальные отложения* (fШос) распространены весьма ограниченно и слагают волнистые равнины, которые прослеживаются в виде узких полос в местах понижения фундамента к востоку от предполагаемой границы Скандинавского ледника стадии Сальпаусселька II. Эти отложения занимают абсолютные отметки от 205 до 260 м. Площади развития зандровых равнин не превышают 3–4 км<sup>2</sup>.

Литологически эти образования представлены песками с различным содержанием хорошо окатанных гравия, гальки и валунов местных пород. В зандрах наблюдается хорошо выраженная косая и горизонтальная слоистость.

Кроме того, флювиогляциальные отложения слагают озовые гряды, которые распространены весьма незначительно и имеют небольшие размеры. Склоны озв не всегда симметричные, иногда ступенчатые. Крутизна склонов 25–30°.

*Ледниково-озерные образования* (lgШос) развиты в северо-восточной части территории, где занимают весьма незначительные площади. Абсолютные отметки распространения этих осадков колеблются в пределах от 200 до 320 м. Они слагают пологоволнистые равнины. В составе ледниково-озерных отложений, сформировавшихся в приледниковых водоемах, преобладают пески, а также пески с гравием и галькой. Эти пески разнозернистые сортированные, иногда слоистые.

#### *Голоцен*

Среди отложений голоцена выделяются озерные, биогенные и аллювиальные образования.

Озерные отложения (И), пользующиеся на исследованной территории ограниченным распространением, выстилают днища современных озерных котловин, а также формируют узкие пляжи шириной до 25–50 м. Картируются озерные отложения, как правило, на абсолютных высотах, не превышающих 310–330 м. Они представлены песками, с включением хорошо окатанных гравия и гальки кристаллических пород до 25 %, реже – галечниками, редко – супесями, глинами.

Озерные осадки весьма близки к мелкозему морены по минералогическому составу, что свидетельствует об их образовании за счет размыва последней, поэтому их минералогический состав находится в прямой зависимости от исходного материала. Валунно-галечная фракция озерных осадков, в значительной мере, также отражает состав подстилающих коренных пород.

Мощность их не превышает 5 м. Залегают они на морене и водно-ледниковых осадках, а перекрываются болотными отложениями.

Осадконакопление в озерах, также как и торфообразование, началось, скорее всего, в бореальный период нижнего голоцена (Евзеров, 2012). Голоценовый возраст озерных осадков подтверждается и спорово-пыльцевыми анализами проб (Бойда, 1958ф), в которых выделяются палинологические комплексы, характеризующие субатлантический климатический период голоцена.

Аллювиальные образования (аН), приуроченные к руслам рек, представлены русловыми и, редко, пойменными фациями. Ограниченное развитие аллювиальных отложений на данной территории объясняется молодостью гидросети, и преобладанием речной эрозии над аккумуляцией. Русловые образования прослеживаются по всем водотокам территории, пойменные же – в виде узких прерывистых полос, шириной не более 10-30 м, по наиболее крупным рекам – Саллайоки, Теннейоки, Куолайоки, Тунтсайоки, Нурмйоки. Русловой аллювий представлен валунно-галечным материалом и песками, а пойменный – песками и песками с гравийно-валунным материалом. Пески преимущественно мелко- среднезернистые, бурого и серого оттенков. На порожистых и бурных участках рек русловой аллювий представлен валунами и глыбами коренных пород.

#### *Неоплейстоцен, верхнее звено, четвертая ступень*

Нерасчлененные по возрасту ледниковые образования верхнего звена неоплейстоцена (осташковский горизонт) и голоцена (калевальские слои) представлены основной мореной, флювиогляциальными осадками, а также ледниково-озерными отложениями. Комплекс этих отложений развит к западу от границы развития Скандинавского ледника, стадии Сальпаусселькя II. Кроме того, к нерасчлененным неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен относятся элювиальные и делювиальные отложения.

Флювиогляциальные отложения (fШos-Hkv) развиты незначительно, слагают волнистые зандровые равнины и долинные зандры, занимают абсолютные отметки до 250 м. Полосы флювиогляциальных отложений ориентированы в северо-западном направлении. Литологически они представлены песками, с различным содержанием хорошо окатанных гравия, гальки, реже – валунов. Иногда в составе осадков преобладает валунно-галечная фракция с небольшим количеством отмытых песков.

Озовые гряды, также сложенные флювиогляциальными отложениями, наиболее широко распространены в северо-западной части описываемой территории, они развиты, чаще всего, на абсолютных отметках, не превышающих 300 м, приурочены к депрессиям.

Образования, слагающие озы, представлены песками различной зернистости и сортированности, с примесью гальки и гравия. В южной части площади озы сложены хорошо окатанным грубообломочным материалом, с преобладанием гальки; более мелкая фракция составляет незначительный процент и представлена грубозернистыми песками и гравием.

Ледниково-озерные образования (lgШос–Нкv) широко распространены вдоль р. Саллайоки, Нурмийоки и Куолайоки. Развиты эти осадки, главным образом, на абсолютных отметках от 200 до 310 м, но не выше абсолютных отметок, достигающих 320 м, где примыкают к участкам развития флювиогляциальных образований. Геоморфологически ледниково-озерные отложения слагают пологоволнистые, часто заболоченные, равнины и камы.

Отложения, слагающие равнины, представлены песками, редко песками с незначительным содержанием гравия и гальки. В целом, литологический состав осадков, достаточно однообразен: пески различной зернистости, сортированные, гравийно-галечный материал небольших размеров и хорошей окатанности. В единичных случаях наблюдается повышенное содержание галечно-валунного материала (70–80 %), сцементированного пылеватыми разномелкозернистыми песками. Иногда в строении этих осадков принимают участие супеси, суглинки и глины (Бойда, 1958ф; Нефедов, 1958ф). Для ледниково-озерных отложений местами характерна горизонтальная и, реже, слабонаклонная слоистость.

Камы сложены песками, иногда с незначительным содержанием гравия. В разрезе камов иногда отмечается горизонтальная слоистость, а также более слабая, по отношению к флювиогляциальным, сортировка материала. Преобладают мелкозернистые пески, иногда с большим количеством гравия и гальки.

Формирование осадков, слагающих равнины, происходило в водоемах, ограниченных ледяными берегами и часто имеющих ледяные своды. Об этом свидетельствует значительная разница в абсолютных отметках, на которых встречены ледниково-озерные осадки и наличие на них, довольно часто, мореного чехла мощностью до 2 м.

Пресноводный генезис описываемых отложений подтверждается результатами микропалеоботанических исследований, равномерно проведенных на площади развития этих осадков, в которых обнаружены остатки пресноводной флоры, судя по которым можно заключить, что аккумуляция шла в водоемах с пониженным температурным режимом (Бойда, 1958ф).

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII–Н) широко распространены на описываемой территории, они отмечаются на вершинах, склонах и у подножий возвышенностей (горы Нурмитунтури, Рохмойва, Соткойва, Кусивара и др.), на участках наиболее расчлененного рельефа, редко по долинам рек, берегам озер и на плоских равнинах.

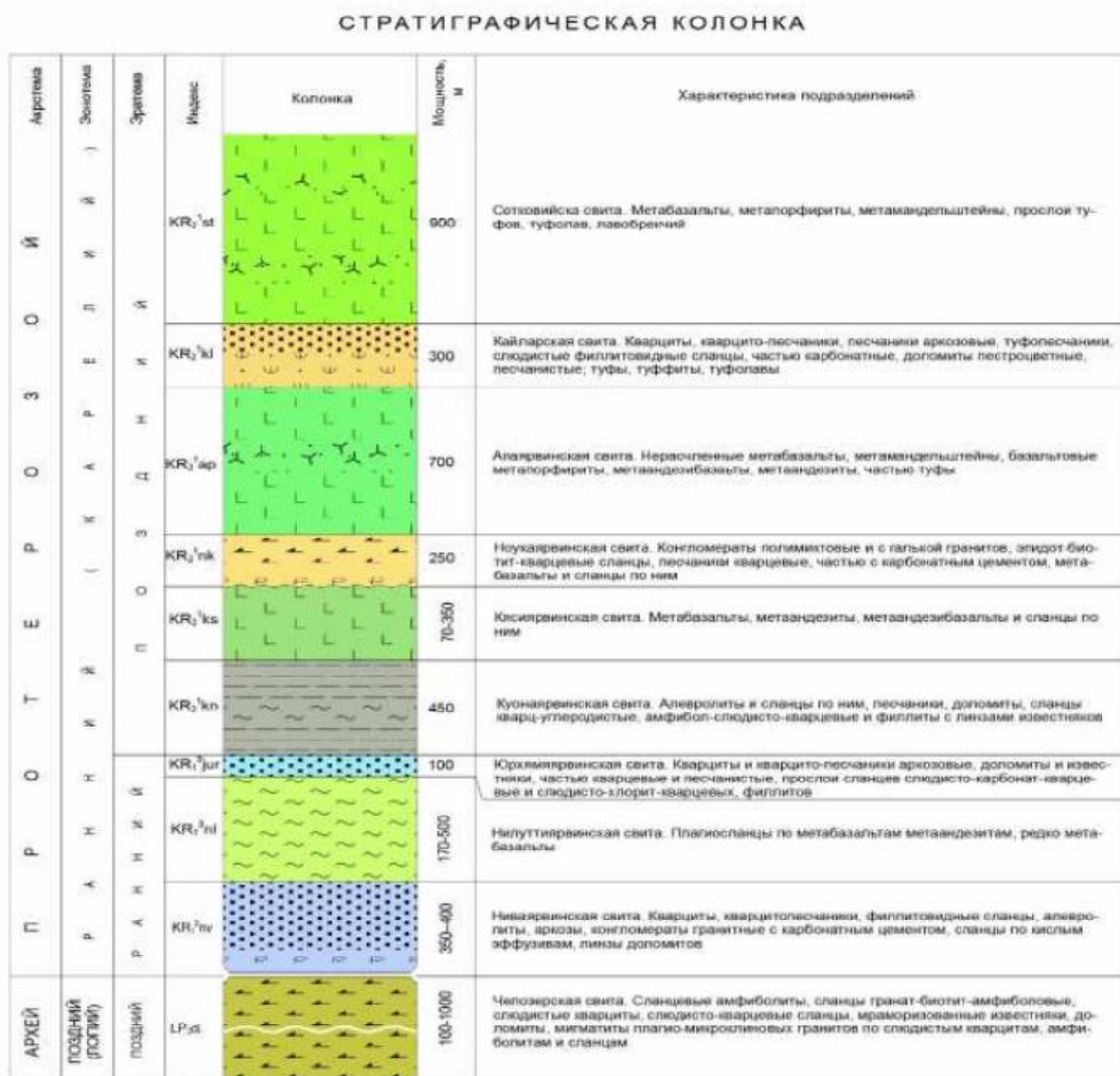


Рисунок 3. Стратиграфическая колонка Куоуларвинской структуры  
(Отчет о составлении обновленной цифровой геологической карты Мурманской области  
масштаба 1:200 000. Лист Q-35)

## 2.4 Магматизм

### *Куоляярвинский комплекс габбро-перидотитовый*

Породы комплекса пользуются широким развитием в пределах Куоляярвинской структуры и приурочены преимущественно к верхней части разреза слагающих ее осадочно-вулканогенных образований: апарвинская, кайларская и соткойвинская свиты. Форма магматических тел в плане лентообразная, удлинненно-линзовидная. Размеры массивов по простиранию 0,2-6,0 км, мощность от 4 до 200 м, преобладают тела протяженностью в первые десятки метров. Массивы сложены габбро, перидотитами, пироксенитами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев (по Глебовицкому, 2005).

### *Ниваярвинский комплекс гранодиорит-гранитовый*

В составе комплекса выделяются: граниты микроклин - плагиоклазовые, частью пегматоидные, аплит - пегматиты, гранодиориты субщелочные, микрограносиенит - порфиры. Это относительно маломощные тела (до 17-50 м), прорывающие породы всех уровней (надгоризонтов) разреза Куоляярвинской структуры.

Проведено датирование гранитоидов (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 удлинненно-призматические размером 200–400 × 100–150 мкм с хорошо выраженной осцилляторной зональностью, отражающей их кристаллизацию из расплава. Для 11 зёрен цирконов получен возраст 1748 ± 13 млн. лет.

Полученный возраст согласуется с возрастом гранитоидов Центрально-Лапландского батолита Финляндии (1,79 – 1,66 млрд. лет), к которому приурочено формирование комплексных Au, U, Co, Fe месторождений зеленокаменных поясов Куусамо и Перапохиа. Следовательно возможно проведение аналогий с уже существующими объектами аналогами на территории Финляндии.

### *Вуориярвинский комплекс ультрамафит-фойдолитовый*

Палеозойские интрузивные образования в пределах Куоляярвинской зоны представлены крупным массивом ультраосновных щелочных пород – Салланлатвинским и рядом маломощных даек-апофизов сходного состава. Контролируются интрузивные образования этого возраста единой субширотной зоной, формирование которой обусловлено процессами палеозойской тектономагматической активизации. Возраст ийолитов и кальцитовых карбонатитов массива щелочных пород Салланлатва установлен

U-Pb и Rb-Sr методами. Полученные значения  $369 \pm 2$  млн лет,  $373 \pm 3$  млн лет и  $370,1 \pm 1,5$  млн лет совпадают в пределах ошибки метода (Ситникова, 2004).

В плане массив имеет овальную форму, слегка вытянутую в субмеридиальном направлении. Сложен преимущественно фойдолитами, в меньшей степени распространены нефелиновые, щелочные сиениты и тералиты (щелочной габброид).

Взаимоотношения с вмещающими породами архея и протерозоя наблюдаются редко, но повсеместно в приконтактовых частях массива вмещающие породы интенсивно фенитизированы и катаклазированы. Ширина зон сплошной фенитизации непостоянна и колеблется от нескольких десятков до 200-550 м. За пределами этой полосы процессы щелочного метасоматоза проявлены крайне неравномерно и прослеживаются, как правило, по различным трещинам на расстоянии от 1-2 до 5-7 км по всем направлениям от массивов.

По данным аэромагниторазведки они характеризуются сильно изрезанным положительным магнитным полем интенсивностью от 400 до 10 000 гамм. Средняя плотность щелочных пород возрастает по мере перехода от лейкократовых разновидностей щелочных, нефелиновых сиенитов, уртитов к меланократовым ийолитам, мельтейгитам и якупирангитам от  $2,75$  до  $3,35$  г/см<sup>3</sup>. Средняя намагниченность щелочных и нефелиновых сиенитов составляет  $33 \times 10^{-6}$  ед. СГС, ряда уртит-ийолит-мельтейгит –  $99 \times 10^{-6}$  ед. СГС.

## 2.5 Метаморфизм

Карелиды Северной Карелии являются фрагментом региональной межблоковой зоны, развитие которой охватывает архейский и нижнепротерозойский этап, несколько тектоно-метаморфических циклов. Особенности метаморфизма этой структуры определяются пограничным расположением ее в области сочленения двух крупнейших геоблоков и соответственно двух метаморфических поясов Балтийского щита: Беломорского и Свекофеннского, с режимом развития которых связано проникновение в земную кору тепловых потоков, вызвавших метаморфические преобразования в породах карельского комплекса (по Воинову, Полеховскому, 1977).

Разновозрастные комплексы пород, которые участвуют в строении Пана-Куоляярвинской зоны карелид и ее обрамления, существенно различаются между собой по характеру и возрасту процессов метаморфизма (по Воинову, Полеховскому, Нагайцеву, 1987). Отчетливо проявляется тенденция в последовательном ослаблении степени

регионального метаморфизма с востока на запад, от амфиболитовой к зеленосланцевой фации. Следовательно, можно говорить об ослаблении влияния теплового потока на вмещающие породы.

Гнейсы беломорского комплекса, характеризуются сравнительно однообразными минеральными ассоциациями: кварц - биотит - плагиоклаз - эпидот - микроклин - мусковит, кварц - биотит - роговая обманка - микроклин - плагиоклаз - мусковит. Во встречающихся среди гнейсов амфиболитах наблюдаются парагенезисы роговая обманка – плагиоклаз – кварц - эпидот, роговая обманка – плагиоклаз – эпидот.

Все указанные ассоциации принадлежат к низким и средним ступеням (по температуре) амфиболитовой фации и характерны для верхнеархейского тектоно-метаморфического цикла, но не исключается и их диафторический характер (изменение, происходящее на регрессивной стадии) по ультраметаморфитам и гранулитам нижнего архея в период нижнепротерозойского прогрессивного метаморфизма карельского комплекса.

На это, в частности, указывает приуроченность этих ассоциаций к приконтактовым зонам Беломорского блока, куда был возможен доступ необходимого для развития мусковита количества воды из влажных метаморфизирующихся карельских толщ.

Вдоль разломов, особенно в зонах сближенных разрывных нарушений, развиты явления диафтореза (процесс преобразования в условиях более низких температур и давлений) и метасоматоза. В породах докарельского фундамента в обрамлении Пана-Куолаярвинского прогиба распространены диафториты эпидот-амфиболитовой фации, а в полосе ее контакта – зеленосланцевой фации.

В краевой части прогиба интенсивно проявлены динамический метаморфизм пород (брекчирование, катаклаз, милонитизация) и сопряженные с ним метасоматические процессы: хлоритизация, серицитизация, окварцевание, альбитизация и реже карбонатизация и биотитизация.

В пределах Пана-Куолаярвинской зоны в нижнепротерозойском комплексе наиболее распространены метаморфизованные песчано-глинистые, карбонатные и вулканогенные породы основного состава. Существует латеральная метаморфическая зональность с вариацией степени метаморфизма от серицит – хлорит - актинолитовой под фации зеленосланцевой фации до высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации. Метаморфическая зональность в ее основных чертах характеризуется возрастанием степени метаморфизма от осевой части прогиба в восточном и северо-восточном направлениях к зоне сочленению с докарельским фундаментом, в сторону Беломорского блока.

*Хлоритовая зона* сложена тонкозернистыми породами (средний размер зерен минералов 0.02-0.006 мм), с характерной сохранностью первичных текстур и отчасти структур. Это самые низкотемпературные метаморфические парагенезисы Пана-Куоляярвинского прогиба. Минеральные ассоциации пренит - пумпеллиитовой субфации до настоящего времени не обнаружены. Территориально образования хлоритовой зоны пользуются ограниченным распространением. Они приурочены к осевой части прогиба, а также к юго-западному флангу Панаярвинской ветви.

*Биотитовая зона* выделяется по появлению биотита во всех разновидностях пород. В метаморфизованных песчаниках и алевролитах биотит в зоне изограды проявляется в виде редких пойкилопорфиробласт, которые затем (в самой зоне) превращаются в крупные порфиробласты, заметно выделяющиеся на фоне тонко- и мелкозернистой (0.04-0.01 мм) структуры основной ткани породы. Слюда в карбонатных породах биотитовой зоны представлена не частыми слабо окрашенными пластинками светло коричневого флогопита.

*Гранатовая зона* выделяется в метаморфизованных песчано-глинистых породах по появлению в метапелитах порфиробластов (крупных кристаллов) граната. Следует отметить, что этот минерал в пределах зоны встречается не повсеместно, но весьма характерен для пород района озера Соваярви.

*Олигоклазовая зона* устанавливается по появлению во всех выделенных группах пород олигоклаза (до 17-25 %) в большинстве случаев за счет резкого перехода от альбита, который остается еще устойчивым в гранатовой зоне, к олигоклазу.

*Калишатовая зона* образована породами средних и высоких ступеней амфиболитовой фации, зона выделяется по появлению в метаморфизованных песчано-глинистых породах микроклина вместе с мусковитом. Также преобладает исчезновение эпидота в метаосадках и metabазитах. В карбонатных породах в границах калишатовой зоны фиксируется форстерит, а в амфиболитах в ряде случаев отмечается клинопироксен (диопсид-геденбергит). Породы зоны являются наиболее крупнозернистыми, средний размер зерен основной ткани составляет 0.8-2.7 мм. Исходя из всего вышперечисленного, изменение зернистости и структуры пород можно использовать для подробной детализации метаморфической зональности (как картировочный признак).

Породы амфиболитовой фации в пределах Пана-Куоляярвинского прогиба пользуются ограниченным распространением. Они наблюдаются в виде двух изолированных районов: Ниваярви и Исо - Лиени - Сиеппиярви, т.е. непосредственно в зоне сочленения нижнепротерозойского прогиба с образованиями фундамента. Ширина

полосы пород амфиболитовой фации не превышает 2-3 км, а ее протяженность составляет 10-16 км (по Воинову, Полеховскому, 1977).

В структурном отношении породы амфиболитовой фации приурочены к узким синклиналям, отходящим вглубь пород фундамента от основной части прогиба. В таких структурах развиты явления кремне-калиевого метасоматоза, причем как в гнейсах, так и в метаморфизованных породах ятулия, сариолия-сумия наблюдаются жильные плагио-микроклиновые граниты и пегматиты.

Зональный метаморфизм карельского комплекса Пана-Куоляярвинского прогиба датируется в 1850-1950 млн. лет, а его регрессивный этап, сопровождаемый процессами метасоматоза, в 1750- 1800 млн. лет. Радиологические датировки указывают на большой разрыв во времени процессов осадочно-вулканогенного карельского литогенеза (2450-2600 млн. лет) до периода становления метаморфической зональности. Завершение прогрессивного метаморфизма коррелируются с изменением тектонического режима региона и переходом к интенсивному сжатию блоков, с образованием структурных форм характерных для обстановок сжатия (высокие давления).

Существует метаморфическая зональность от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой и до амфиболитовой фаций (сменяются с запада на восток). Зональность осложнена продольными и главным образом диагональными и поперечными разрывными нарушениями, но ее общие черты характеризуются возрастанием степени метаморфизма от образований верхних членов разреза к нижним толщам карельского комплекса и от осевой части прогиба к его контакту с породами докарельского фундамента.

Процессы регионального метаморфизма достигли своей кульминации в инверсионный этап развития территории. Можно предполагать, что ранние события метаморфической истории в период погружения карельских толщ были полностью изменены метаморфизмом.

С последующими этапами связаны явления деструктивного регрессивного метаморфизма. Региональный метаморфизм завершается средне- и низкотемпературными метасоматическими изменениями, которые накладываются на образования предшествующих этапов и представлены процессами альбитизации, карбонатизации, раннего и позднего окварцевания. Низкотемпературные процессы структурно приурочены к зонам продольных и диагональных разломов различного строения (главным образом разломы оперяющие Нилуттиярвинский разлом).

Таким образом, устанавливается общая регрессивная направленность метаморфических и метасоматических процессов после формирования метаморфической региональной зональности.

## 2.6 Полезные ископаемые

Полезные ископаемые Куолярвинской зоны представлены преимущественно проявлениями и пунктами минерализации золота, урана и единичными меди, никеля, асбеста, талька и барита и связаны с позднеархейскими и раннепротерозойскими метаморфизованными и метасоматически измененными осадочно-вулканогенными и плутоническими образованиями, а также с палеозойскими интрузиями (по Афанасьевой, 2004).

**Медь.** По условиям образования и локализации проявления меди отнесены к медно-кварц-сульфидной формации (2 пункта минерализации). Все они имеют незначительные размеры и характеризуются низкими концентрациями. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с сульфидной вкрапленностью и приурочены к метаморфизованным вулканитам людиковия. Содержания меди колеблются от 0,08 до 0,1%, в единичных пробах достигая 10%.

**Никель.** Проявления никелевого оруденения связаны с интрузиями ультраосновных и основных пород. Максимальные содержания рудных элементов по данным химических анализов составляют: Ni валового до 0,22%, Co до 0,03%. Содержания сульфидного Ni до 0,06 %. Данные проявления практического рентабельного интереса не представляют.

**Ниобий.** В Куолярвинской зоне расположено Салланлатвинское месторождение ниобиевых руд палеозойского возраста. Ниобиевые карбонатиты слагают подковообразную неполнокольцевую зону в северной половине ядра массива Салланлатва длиной 1,5 км при мощности в плане 40–100 м. Общая площадь рудной зоны – 0,11 кв. км (15% всей площади карбонатитового ядра).

Ниобий связан с луешитом и пироксеном. Луешит в промышленных количествах более нигде не встречен и в этом смысле Салланлатвинское месторождение является уникальным объектом. Среднее содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в луешите составляет 73,5% при колебании в отдельных анализах от 71,0 до 77,4%. Пироксен присутствует совместно с луешитом в соотношении примерно 1:3. Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пироксене также стабильное и высокое, в среднем около 69%.

**Золото.** Главным полезным компонентом изучаемой территории является золото. По условиям локализации его месторождение, проявления и пункты минерализации относятся к золото-кварцевому и золото-кварц-сульфидному формационным типам, в которых золото выступает в качестве единственного полезного компонента. Амфибол-карбонатные, кварц-карбонатные и карбонатные метасоматиты центральной части

структуры содержат аномальные концентрации золота до 5,5 г/т (рудопоявление Лагерное).

На территории Финляндии в этой же структуре ведется активная промышленная добыча золота с давних времен. Имеется огромное количество объектов аналогов, опыт которых можно смело использовать на территории России (с поправками на особенности геологического строения).

**Уран.** Наравне с золотом является перспективным полезным ископаемым данной территории. К участками брекчирования альбититов рудопоявления Озерное и Лагерное приурочена урановая минерализация (сложенная уранинитом и браннеритом) в рассеянном вкрапленном виде. Содержания урана достигают 0,031 % на 0,25 м., а при штучном опробовании 1170 г/т.

**Барит.** Салланлатвинское проявление связано с поздними сидеритовыми и анкеритовыми карбонатитами Салланлатвинского массива щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов палеозойского возраста. Баритовые руды слагают центральную часть карбонатитового штока, образуя компактную залежь размером в плане 650×350 м с крутым, близким к вертикальному падением.

Представлены они несколькими разновидностями поздних карбонатитов, из которых основными являются барит-анкеритовые с мелкокрапленным магнетитом и барит-анкерит-сидеритовые карбонатиты, возникшие в заключительные стадии карбонатитового этапа. Запасы на государственном учете барит-лимонитовых охр по категории С 2 составляют 12,9 млн. т.

**Вермикулит.** Саланлатвинское проявление вермикулитовых руд находится в северо-западной части ядра массива. Богатая вермикулитовая минерализация приурочена к узкой зоне эндо- и экзоконтакта кальцитовых карбонатитов с ийолитами. Мощность зоны не превышает 12 м. По простиранию зона весьма устойчива и прослежена на протяжении свыше 1,2 км на север.

**Тальк.** Известны рудопоявления Осминйокское и Северо-Апаярвинское. Первое из них представлено телом талькохлоритовых сланцев мощностью 5-10 м, длиной 1,2 км. Сланцы серые, зеленовато-серые, мягкие, жирные на ощупь, рассланцованные, реже массивные. Содержание талькохлорита достигает 40-60 %. На втором проявлении горизонт талькохлоритовых сланцев прослежен на 1 км при мощности 42 м.

**Алмазы.** Кристалл алмаза в виде пластинки размером 0,09 – 0,1 мм был обнаружен в пробе № 8 (интервал 306,6-315 м) из скважины 53 в остатках после термохимического анализа (ТХР) анкеритовой брекчии при проведении поисково-оценочных работ на массиве Салланлатва (Афанасьев, 1988ф). Минералогический анализ показал, что зерно имеет

сильный блеск, высокую твердость, оптически изотропно, наблюдается двойниковый шов. Определить его происхождение не представляется возможным.



Зон	Эра	Период	
ФАНЕРОЗОЙ	ПАЛЕОЗОЙ	ДЕВОНСКИЙ	<p>Вуоярвинский комплекс ультрамафит-фойдолитовый с карбонатитами</p> <p>Третья фаза. Карбонатиты - мелкие тела и жилы (Ea) метасоматические породы: профилиты, альбититы (p-al)</p> <p>Вторая фаза. Фойдолиты-мельейгиты, малиниты, ийолиты (il) мельейгиты (Til) малиниты, ийолиты (Eil), уртиты (Til) нефелиновые и щелочные сиениты (Eч)</p>
			<p>Куолярвинский комплекс габбро-перидотитов</p> <p>Габбро и пироксениты, сланцы по ним, сланисты пироксеновые, перидотиты, серпантиниты алоперидотитовые, сланцы хлорит-амфиболовые по ультрабазитам, частью отальвованные, карбонатизированные породы габбро, пироксениты, ультрамафиты нерасчлененные</p> <p>КР'а</p> <p>Сотковинская свита. Метабазальты, металпорфириты, метамандельштейны, прослой туфов, туфолова, лавобреччи (около 3000 м)</p> <p>КР'б</p> <p>Кайларская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, песчаники аркозовые, туфопесчаники, слюдистые филлитовидные сланцы, частью карбонатные, доломиты пестроцветные, песчанистые, туфы, туффиты, туфолова (до 200 м)</p> <p>КР'в</p> <p>Алаярвинская свита. Нерасчлененные метабазальты, метамандельштейны, базальтовые металпорфириты, метаандезитобазальты, метаандезиты, частью туфы (600-700 м)</p> <p>КР'г</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'д</p> <p>Кискиярвинская свита. Метабазальты, метаандезиты, метаандезитобазальты и сланцы по ним (440-500 м)</p> <p>КР'е</p> <p>Куолярвинская свита. Алевриты и сланцы по ним, песчаники, доломиты, сланцы кварц-углеродистые, амфибол-слудисто-кварцевые и филлиты с линзами известняков (350 м)</p>
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ	ЛЮДИКОВИЙ	<p>Панаярвинский комплекс</p> <p>Силлы лейкоратовых метагаббро</p> <p>КР'ж</p> <p>Юрхьяярвинская свита. Кварциты и кварцито-песчаники аркозовые, доломиты и известняки, частью кварцевые и песчанистые, прослой сланцев слудисто-карбонат-кварцевых и слудисто-хлорит-кварц-карбонатных, филлитов (600 м)</p>
			<p>Соваярвинский комплекс</p> <p>Силлы метагаббро, метагабброамфиболитов</p> <p>КР'и</p> <p>Нилуттияярвинская свита. Плагисланцы по метабазальтам и метаандезитацитам, редко метабазальты (250 м)</p> <p>КР'к</p> <p>Ниваярвинская свита. Кварциты, кварцито-песчаники, филлитовидные сланцы, алевриты, аркозы, конгломераты гранитные с карбонатным цементом, сланцы по эффузивам, линзы доломитов (350-400 м)</p>
ВЕРХНИЙ АРХЕЙ	ВЕРХНИЙ ЛОПИЙ	ЛОПИЙ	<p>Комплекс реоморфических гранитов</p> <p>Преимущественно темные мигматиты</p> <p>Кухтозерский комплекс</p> <p>Дiorиты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиграниты, монзодиориты</p> <p>Карельский комплекс</p> <p>Мегакристаллические граниты с ортопироксеновыми мегакристаллами</p> <p>Л'а</p> <p>Челозерская свита. Сланцевые амфиболиты, сланцы гранат-биотит-амфиболовые, ставролит-гранат-амфиболовые, слюдистые кварциты, слудисто-кварцевые сланцы, мраморизированные известняки, мигматиты плаггиокристаллических гранитов по слюдистым кварцитам, амфиболом и сланцам</p>
			<p>Надвиги главные предполагаемые, выходящие на картографируемую поверхность</p> <p>Разломы главные предполагаемые, выходящие на картографируемую поверхность</p> <p>Разломы второстепенные, выходящие на картографируемую поверхность</p>

Рисунок 5. Условные обозначения к схеме (рис. 4.)  
(Отчет о составлении обновлённой цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200 000. Лист Q-35-XII)

В геологическом строении Куоляярвинской зоны (рис. 4) выделяются образования двух комплексов: нижнего – архейского, представленного ультраметаморфитами, гранито-гнейсами и гранитами и верхнего – нижнепротерозойского, сложенного дислоцированными осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами карельского комплекса.

В состав Куусамо-Панаярвинского рудного района входят раннепротерозойские зеленокаменные пояса:

- субмеридиональная Куоляярвинская структура
- субширотная Куусамо и Панаярвинская структура

Куоляярвинская ветвь распространяется в северо-западном направлении на расстояние более 90 км, имеет ширину 55 км и является авлакогеном (рифтовая стадия пройдена). Куусамо-Панаярвинская ветвь прослеживается с запада на восток на расстояние более 160 км. Имеет асимметричное строение и является синклинорием.

В раннем протерозое на границе Балтийского щита и Русской плиты начинал формироваться Беломорско-Лапландский рифтовый комплекс. Присутствие двух групп расслоенных интрузий возрастом 2500 млн. лет и 2430 млн. лет маркирует дальнейшее развитие трехлучевой рифтогенной структуры. На территории Карельского плеча рифта формируются два сводовых поднятия (соответствующие местам подъема мантийных потоков). Формируются значительные зоны растяжения и к ним приурочено внедрение комплексов расслоенных интрузий – Койлисмаа-Олангского на севере и Бураковско-Монастырского на юге (ультрамафит - мафитовый ряд).

Важной особенностью Людииковийского этапа авлакогенных впадин является развитие углесодержащих формаций, которые специализируются на золото и платинометальное оруденение. Свекофенский тектоно-магматический этап характеризуется проявлением регионального метаморфизма, формированием складчатости и широким развитием посторогенных гранитов (Центрально-Лапландский массив), а также интрузивных образований основного и ультраосновного состава, палеозойских массивов ультращелочных пород и карбонатитов. Такой огромный возрастной диапазон интрузивных тел говорит о многочисленных стадиях тектономагматической активизации на данной территории.

Площадь территории изучения почти повсеместно перекрыта рыхлым чехлом четвертичных отложений. Образования представлены отложениями ледникового генезиса, иногда водно-ледникового и озерного генезиса. Возраст отложений от верхнего неоплейстоцена до голоцена.

### 3.1 Геолого-петрографическая характеристика пород

#### 3.1.1 Петрографическая характеристика пород

Исходная порода представляла собой песчаник и алевролит, далее в процессе развития региона и накопления вышележащего осадка происходили текстурно структурные преобразования. В итоге мы наблюдаем - метапесчаники и кварцитопесчаники – светло-серые, серые мелкозернистые массивные, породы (рис. 6). Под микроскопом наблюдаются мелкозернистая, лепидогранобластовая структуры, неясносланцеватые текстуры. Основная масса породы состоит из мелких округлых, редко угловатых зерен кварца, чешуек и кристалликов биотита. По биотиту развивается хлорит.

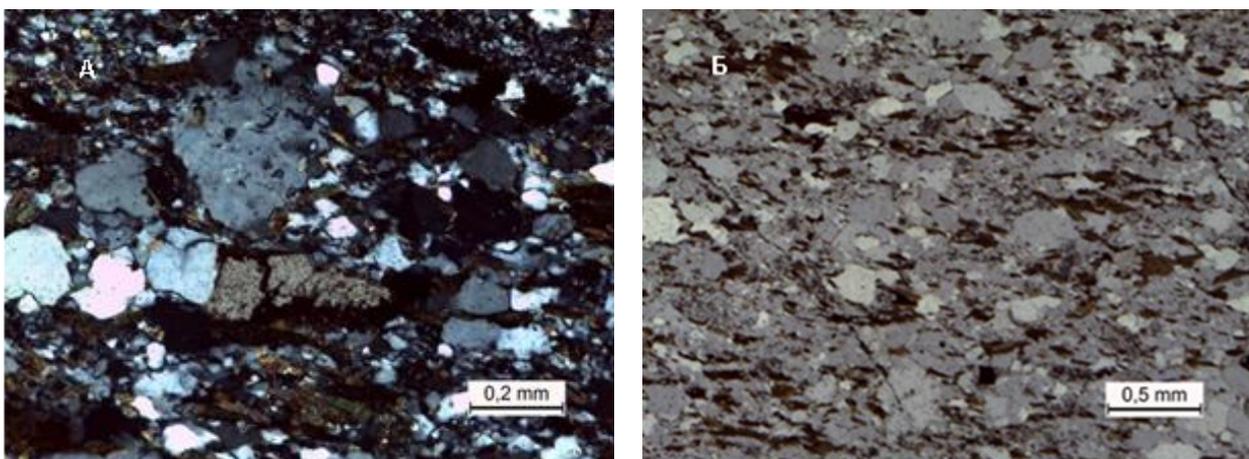


Рисунок 6. Кварц – биотитовая вмещающая масса метапесчаника (наложенная биотитизация и хлоритизация)

Шлиф 257-2-5б, А-с анализатором, Б-без анализатора.

Затем обращаем внимание на различную степень преобразования и характер вторичных наложенных процессов. Появляется необходимость разделить породы по минеральной ассоциации вторичных минералов и установить тип наложенного процесса.

По результатам петрографического изучения шлифов рудопроявления Лагерное мною было выделено 4 типа метасоматически измененных пород. Основные различия в минеральном и структурно-текстурном строении пород:

- альбититы
- кварц-карбонатные метасоматиты
- кварц-актинолитовые метасоматиты
- кварц-актинолит-биотитовые метасоматиты

## Альбититы

Основную ткань породы составляет альбит (до 80%). Минеральный состав: альбит – 40-80%, кварц – 20-15%, карбонат – 10-5%, биотит – 5-10%, актинолит – 5-3%, хлорит – 5-3%. Структура – нематобластовая (обусловлена наличием игольчатых и волокнистых кристаллов). Текстура – ориентированная, от неясно сланцеватой до сланцеватой.

*Плагиоклаз* - бесцветный, водяно-прозрачный, характеризуется низким рельефом, интерференционная окраска серая, белая, иногда с желтоватым оттенком. Двойниковая структура выражена хорошо, наблюдаются как простые, так и полисинтетические двойники (рис. 7). По углу погасания № 010 в сечении, перпендикулярном [010], равному 15°, плагиоклаз определен как альбит № 10. Альбит представлен двумя генерациями. Ранний (альбит-1) образует идиоморфные широкие и таблитчатые кристаллы (до 1-2 мм по длинной оси). Поздний альбит (альбит-2), представлен тонколейстовыми выделениями и образовался в результате деформаций и дробления минералов, сопровождавшегося перекристаллизацией альбита-1. На фоне основной альбитовой массы отмечаются более поздние выделения кварца, карбоната, биотита, хлорита и актинолита (Саранчина Г.М. 2000 г.).

*Кварц* бесцветный с бледно-серой или серой интерференционной окраской, характеризуется волнистым погасанием, которое наиболее ярко проявлено у более крупных выделений. Минерал крайне устойчив к вторичным изменениям, чаще всего чистые кристаллы. Образует зерна неправильной или изометричной формы, их размер очень вариативен, от совсем мелких (0.01-0.08 мм) до более крупных (0.3 мм). Также кварц встречается в виде секущих микропрожилков мощностью до 0.6 мм.

*Карбонат* характеризуются перламутровыми цветами интерференции (переливающая окраска ярких цветов). Присутствует характерная штриховка. Развита в виде ксеноморфных выделений, заполняющих ослабленные зоны между табличками альбита, или образует секущие маломощные прожилки (до 0.2 мм).

*Биотит* встречается в виде неправильных или вытянутых по спайности чешуек и табличек (до 0.4 мм по длинной оси). Наиболее характерным диагностическим признаком слюды является прямое погасание кристаллов (используется при центрировке николей). Цвет минерала бурый разных оттенков и интенсивности (рис. 8). Отмечается резкий плеохроизм от светло-зеленовато-коричневого до темно-черно-коричневого (Саранчина Г.М. 2000 г.).

*Актинолит* образует длиннопризматические кристаллы характерные для амфиболов (до 0.7 мм по длинной оси кристалла), а также зерна неправильной формы. Окрашен в светло-зеленый цвет, слабый и средний плеохроизм до бесцветного.

Максимальная интерференционная окраска синяя второго порядка. В некоторых сечениях проявлена совершенная спайность, под углом  $57^\circ$ .

*Хлорит* представлен неправильными чешуйками и листоватыми агрегатами различных оттенков зеленого цвета размером до 0.5 мм по длинной оси. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют, слабый плеохроизм от светло-зеленого до бесцветного. Интерференционная окраска зеленовато-серого цвета. Выделения хлорита часто деформированы.

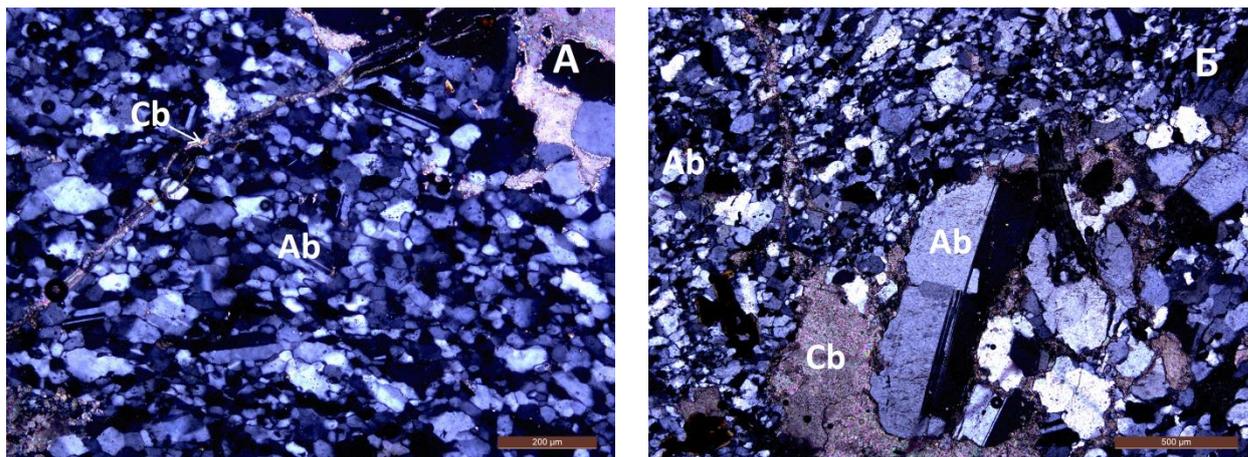


Рисунок 7. А – Альбитит, выделения альбита (Ab) и ксеноморфный карбонат (Cb) по трещине Б-Не значительно деформированный кристалл альбита (Ab) в альбитите.

Шлиф 257-1-1; А, Б – с анализатором

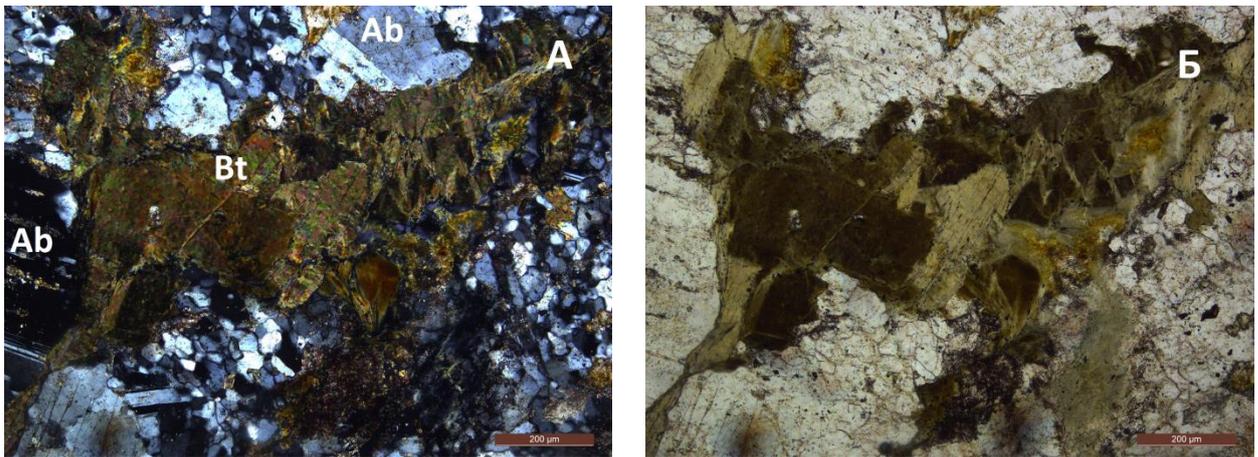


Рисунок 8. Идиоморфные кристаллы биотита (Bt) и таблички альбита (Ab) в кварцевом преобразованном метапесчанике.

Шлиф 257-2-5б, А-с анализатором, Б-без анализатора.

#### Кварц-актинолит-биотитовые метасоматиты

Основную ткань породы составляет актинолит (до 60% - рис. 9). Минеральный состав: актинолит – 55-60%, кварц – 15-25%, биотит – 15-20%, хлорит – 5-9%. Структура – гранонематобластовая, обусловленная преобладанием изометричных зерен кварца и идиоморфных призмачек актинолита (рис. 9). Текстура – сланцеватая (за счет ориентированных призм актинолита и хлорита).

*Актинолит* образует длиннопризматические кристаллы (до 0.6 мм по длинной оси), а также наблюдаются зерна неправильной формы. Окрашен в светло-зеленый цвет, отмечается слабый плеохроизм до светло-салатового, бесцветного. Максимальная интерференционная окраска синяя второго порядка.

*Кварц* бесцветный с бледно-серой интерференционной окраской, характеризуется волнистым погасанием, которое наиболее ярко проявлено у самых крупных выделений. Образует зерна неправильной или изометричной формы, их размер очень вариативен, от совсем мелких (0.05-0.07 мм) до более крупных (0.3 мм). Также кварц встречается в виде секущих жилок размером до 0.7 мм. в которых хорошо различимы отдельные кристаллы размерами до 0.34 мм (Саранчина Г.М. 2000 г.).

*Биотит* встречается в виде неправильных или вытянутых по спайности чешуек и табличек (до 0.4 мм по длинной оси). Наиболее характерным диагностическим признаком слюд является прямое погасание кристаллов (используется при центрировке николей).

Цвет минерала бурый разных оттенков и интенсивности. Отмечается резкий плеохроизм от светло-зеленовато-коричневого до темно-черно-коричневого.

*Хлорит* развивается равномерно по массе породы и представлен неправильными чешуйками и листоватыми агрегатами (до 0.1 мм по длинной оси) различных оттенков зеленого цвета. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют, слабый плеохроизм от светло-зеленого до бесцветного цвета. Интерференционная окраска зеленовато-серого цвета. Выделения хлорита часто деформированы.

*Карбонат* отмечается в виде секущих маломощных (до 0.1 мм) прожилков. Отличается хорошо выраженной псевдоабсорбцией, ярким отличительным признаком является перламутровые цвета интерференции и весьма совершенной спайностью по ромбоэдру (видны насечки в форме ромба).

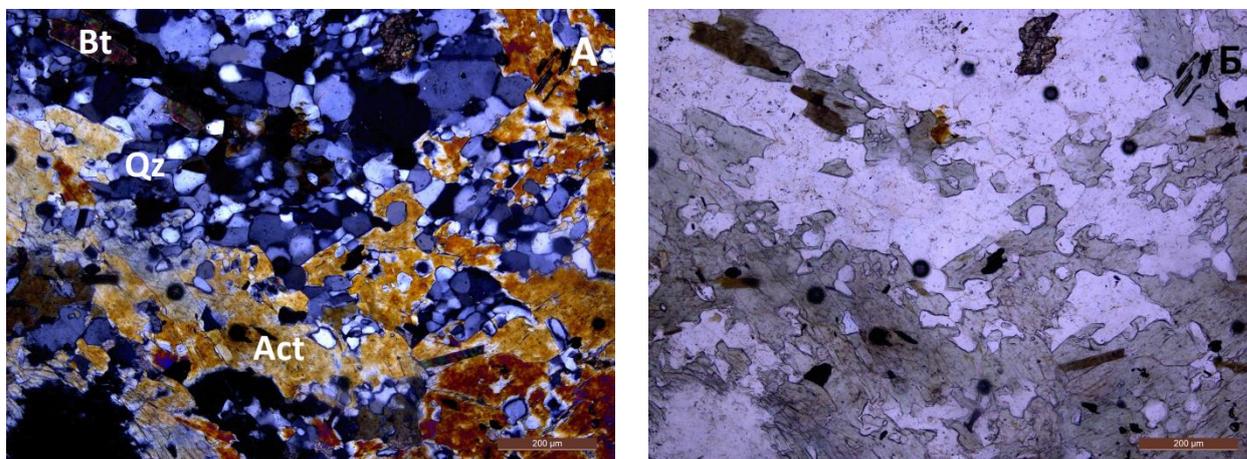


Рисунок 9. Кварц (Qz) – актинолит (Act) – биотитовый (Bt) метасоматит

Щлиф 257-3-2в; А-с анализатором, Б-без анализатора.

#### Кварц-карбонатные метасоматиты

Основную ткань породы составляет карбонат (до 85% -). Минеральный состав: карбонат – 60-85%, кварц – 15-20%, альбит – 7-9%, биотит – 5-10%, актинолит – 5-10%, хлорит – 1-5%. Структура – нематобластовая, участками порфирировая, сложенная крупными гипидиоморфно зернистыми выделениями карбоната (рис. 10). Текстура – массивная, присутствуют области рассланцованности.

*Карбонат* образует огромные агрегаты и отдельные вытянутые кристаллы в породе, либо ксеноморфные выделения. Отличается ярко выраженной псевдоабсорбцией, характеризуются перламутровыми цветами интерференции (переливающая окраска ярких

цветов) и весьма совершенной пересекающейся спайностью. Также встречается в виде секущих карбонатных прожилков мощностью в поперечнике до 0.4 мм.

*Кварц* бесцветный с бледно-серой или отчетливо серой интерференционной окраской, обладает волнистым погасанием, которое наиболее ярко проявлено у самых крупных кристаллов. Минерал крайне устойчив к вторичным изменениям, чаще всего чистые кристаллы. Образует чаще всего зерна изометричной формы, их размер колеблется в небольших пределах (0.08-0.09 мм).

*Плагиоклаз* бесцветный, водяно-прозрачный, характеризуется достаточно низким рельефом, интерференционная окраска серая, белая, иногда с желтоватым оттенком (вторичные наложенные изменения). Двойниковая структура выражена ярко, наблюдаются простые и полисинтетические двойники. По углу погасания № 010 в сечении, перпендикулярном [010], равному 15-20°, плагиоклаз определен как альбит № 10. Альбит представлен тонкопластинчатыми выделениями (Саранчина Г.М. 2000 г.).

*Биотит* встречается в виде вытянутых по спайности чешуек и табличек (до 0.5 мм по длинной оси). Наиболее характерным диагностическим признаком слюд является прямое погасание кристаллов (используется при центрировки николей). Цвет минерала от светло коричневого до темно бурого (разных оттенков и интенсивности). Отмечается резкий плеохроизм от светло-коричневого до темно-коричневого.

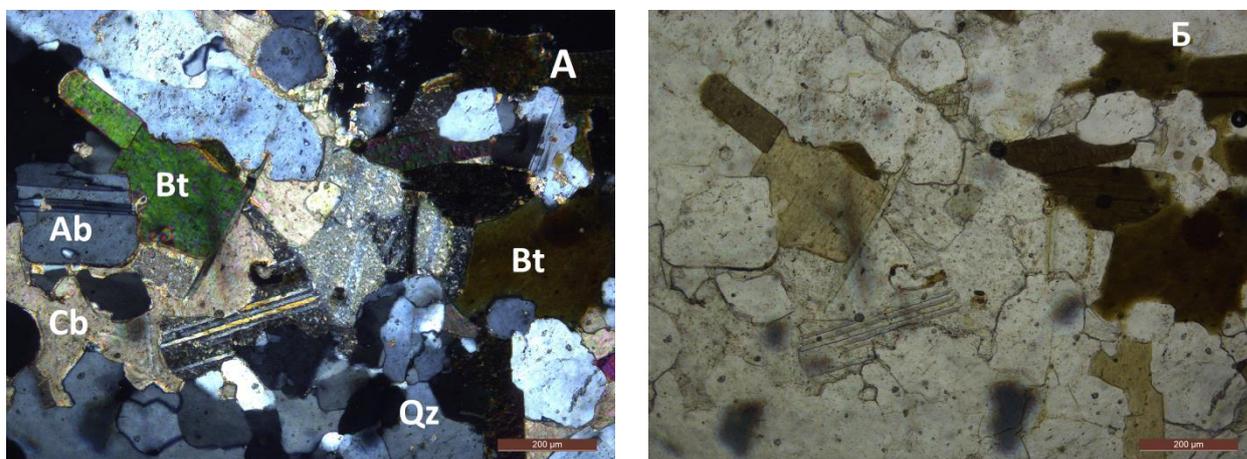


Рисунок 10. Идиоморфные кристаллы лейсты биотита (Bt), таблички альбита (Ab), в кварц-карбонатном (Qz-кварц, Cb-карбонат) метасоматически преобразованном метапесчанике.

Шлиф 266-1а; А-с анализатором, Б-без анализатора.

### Кварц-биотитовые метасоматиты

Основную ткань породы составляют кварц (до 55%) и биотит (до 45%). Минеральный состав биотит – 45-50%, кварц – 40-55%, актинолит – 3-10%, хлорит – 3-4%. Структура – лепидогранобластовая, обусловленная преобладанием изометричных зерен кварца и удлиненных чешуек биотита (рис.11). Текстура – сланцеватая (удлиненные одно ориентированные чешуйки биотита).

*Биотит* встречается в виде неправильных или вытянутых по спайности чешуек и табличек (до 0.45 мм по длинной оси). Цвет минерала бурый разных оттенков и интенсивности (от слабо рыжего до насыщенно коричневого). Отмечается резкий характерный плеохроизм от светло до темно-коричневого.

*Кварц* бесцветный с бледно-серой интерференционной окраской, характеризуется волнистым погасанием, которое наиболее ярко проявлено у более крупных выделений (в мелких кристаллах гораздо реже). Образует зерна неправильной или изометричной формы, их размер очень изменчив, от совсем мелких (0.01-0.05 мм) до более крупных (0.3 мм). Также кварц встречается в виде секущих прожилок размером до 0.6 мм.

*Актинолит* образует длиннопризматические кристаллы (до 0.4 мм по длинной оси), а также зерна неправильной формы. Характеризуется совершенной спайностью под углом  $57^\circ$ . Окрашен в светло-зеленый цвет, в некоторых зернах отмечается слабый плеохроизм до бесцветного. Максимальная интерференционная окраска синяя второго порядка (Саранчина Г.М. 2000 г.).

Хлорит развит нерегулярно и представлен неправильными чешуйками (до 0.05 мм по длинной оси) различных оттенков зеленого и салатного цвета. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют, слабый плеохроизм от светло-зеленого до бесцветного малонасыщенного цвета. Интерференционная окраска зеленовато-серого до зеленого цвета.

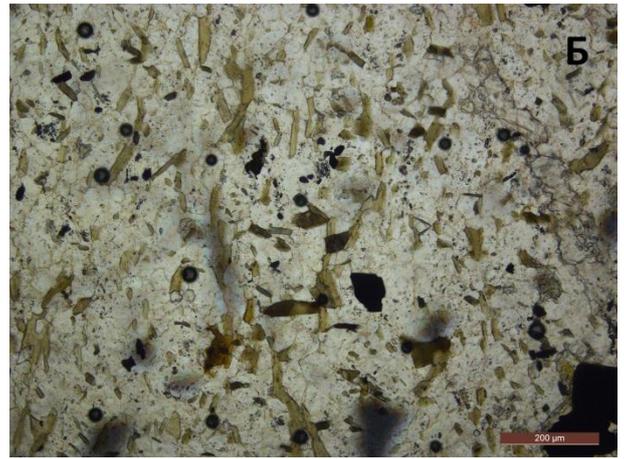
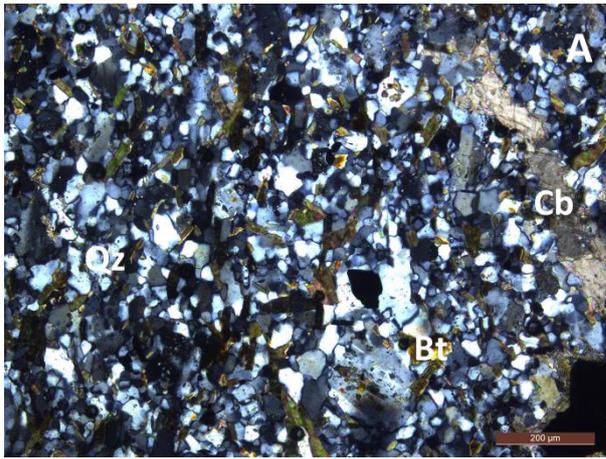


Рисунок 11. Кварц – биотитовый метасоматит, вытянутые ориентированные чешуйки биотита (Bt) и идиоморфные кристаллы кварца (Qz), зона карбонатизации (Cb) по трещине Шлиф 257-3-5а; А-с анализатором, Б-без анализатора.

### 3.2 Генетическая природа породы

Активное воздействие агрессивных флюидов на породу и значительная метасоматическая переработка затрудняет диагностику первичных признаков и свойств материнской породы, но присутствуют небольшие реликтовые участки по которым я постараюсь реконструировать протолит.

Для пород рудопроявления Лагерное характерно унаследование осадочной гранобластовой структуры и текстуры кварц-плагиоклазового метапесчаника (метаалевролита). Эти первичные признаки позволяют допустить формирование метасоматитов по метаосадочным образованиям, сначала по метапесчаникам и метаалевролитам и далее по сланцам (рис. 12).

Выделив состав протолита мы можем реконструировать обстановки эпигенетических процессов и типизировать метасоматиты. Гидротермально-метасоматические образования рудопроявления Лагерное исходя из всего вышеперечисленного можно отнести к апосланцевым метасоматитам. (Полеховский, Воинов, Тарасова, 1984)

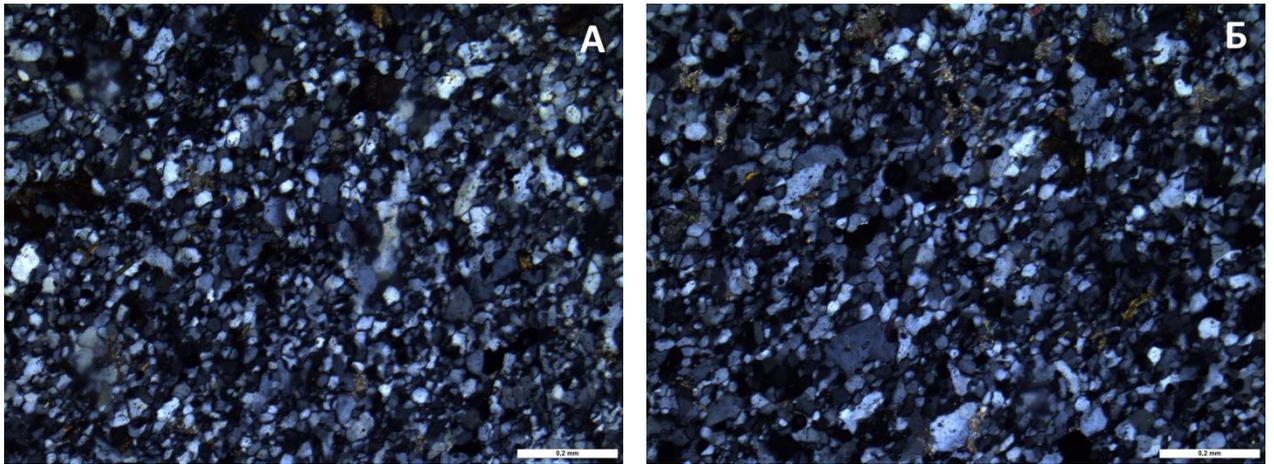


Рисунок 12. Унаследованная осадочно гранобластовая структура и текстура кварц-плагиоклазового метапесчаника (метаалевролита), наблюдаются лейсты биотита.

Шлиф 257-3-2; А,Б-с анализатором.

Для альбит-карбонатных метасоматитов участка рудопроявления Лагерное характерны следующие типы метасоматических колонок:

*Лагерное*

1.  $Qz + Pl + Act + Bt$  - вмещающий кварц – биотит – актинолит - плагиоклазовый сланец
  2.  $Bt + Dol + Ab$  -  $Ab$  в подчиненной позиции,  $Dol$  преимущественно маложелезистый
  3.  $Ab + Act + Dol$  -  $Ab$  преобладает в общей массе, порода преимущественно красного цвета
  4.  $Dol + Act + Bt$
  5.  $Dol + Act$
  6.  $Dol$
- 
1.  $Ab + Qz + Cal + Chl + Hm$
  2.  $Ab + Qz + Cal + Hm$
  3.  $Ab + Qz + Hm$
  4.  $Ab + Qz$
  5.  $Ab$

В пределах участка, выявлены зоны метасоматических изменений, крайне похожие на альбититы рудоносных зон рудопроявлений урана, что свидетельствует о более

широком проявлении процесса альбитизации. Сходство выражается в том, что во вмещающих альбититы породах присутствуют метакристаллы альбита, хлорита и переход к альбититам постепенный, метасоматический. В состав альбититов входят: лейстовидные выделения альбита (рис. 13) с ксеноморфными или идеоморфными кристаллами доломита.

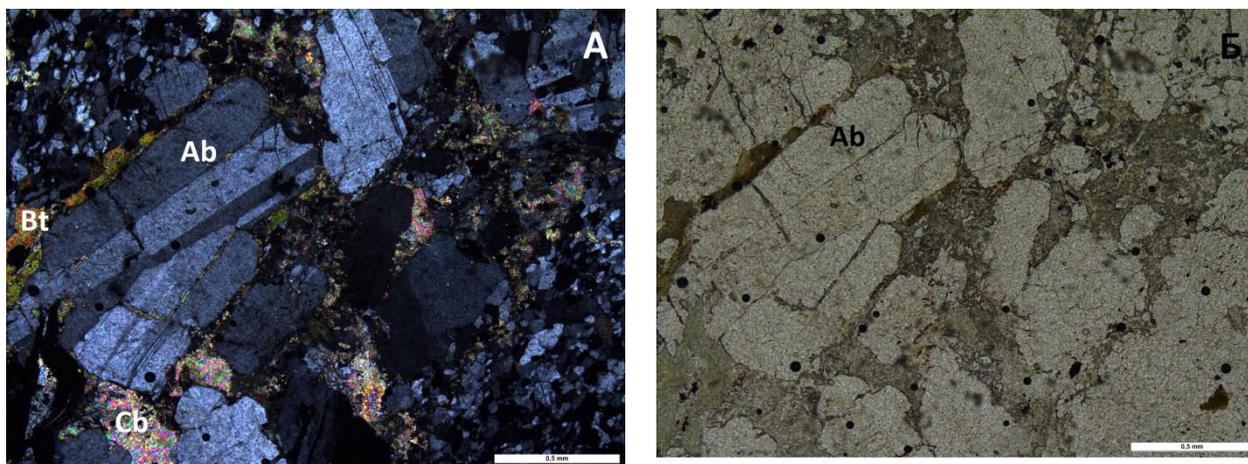


Рисунок 13. Крупные выделения лейстов альбита (Ab), иллюстрация процесса альбитизации. Менее представительные агрегаты биотита (Bt) и карбонатов (Cb).

Шлиф 257-1-1; А-с анализатором, Б-без анализатора.

Отмечается зональность строения альбититов (рис. 13), которая выражается в увеличении зернистости альбита и появлении крупных (до 0,3 мм) выделений карбоната в направлении от контакта альбитита с амфиболитом к доломитовому прожилку. В телах альбититов проявлены также секущие их и вмещающие породы метасоматические прожилки анкерита (рис. 14).

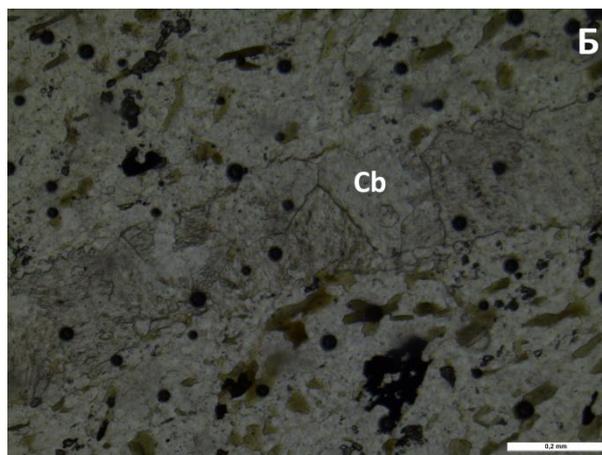
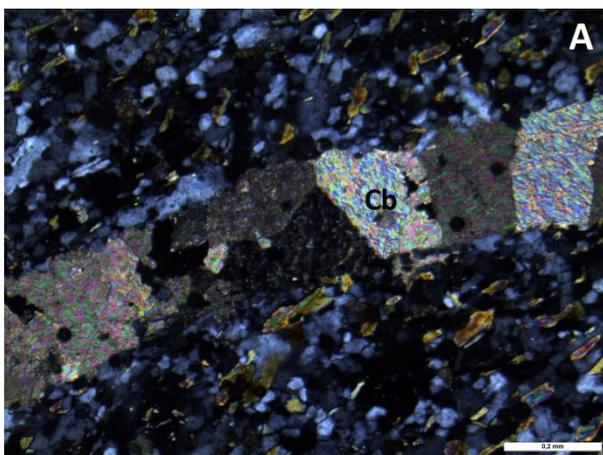


Рисунок. 14. Карбонатная (Cb) прожилка, секущая вмещающую породу.

Шлиф 257-5-2в; А-с анализатором, Б-без анализатора.

В альбитите отмечается большое количество рудных минералов, тяготеющих к зоне контакта с амфиболитами (рудоконтролирующий фактор). Все это позволяет с какой-то долей условности парализовать выявленные альбититы с таковыми, проявленными на урановых рудопроявлениях Куола-Панаярвинской площади. Даже такие маломощные прожилки альбититов могут выступать в качестве поискового признака близости рудоносных зон.

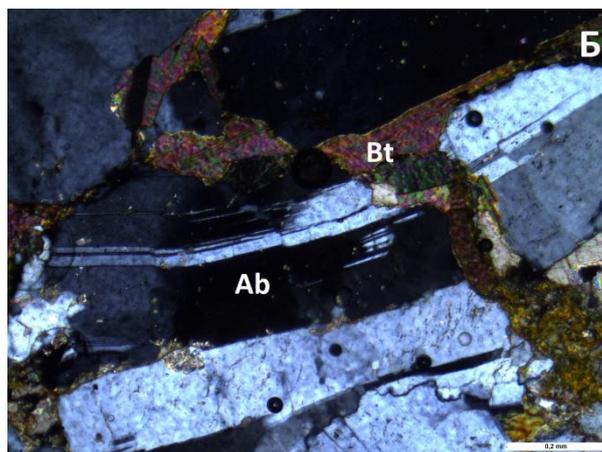
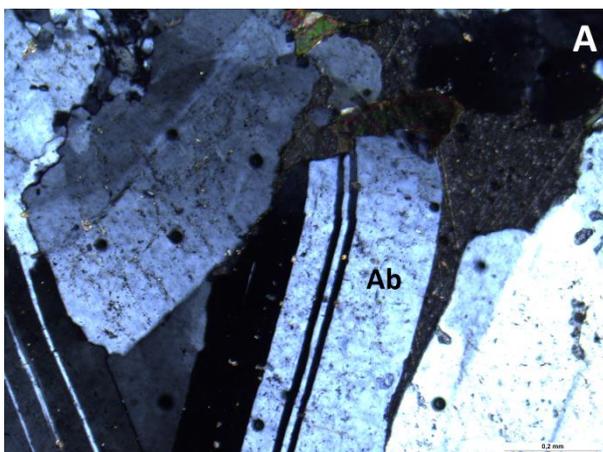


Рисунок 15. Наследование деформаций, четко маркируемое изгибанием лейстов альбита (Ab)

Шлиф 266-1-1; А,Б-с анализатором.

Приведенные данные о характере и последовательности проявления гидротермально-метасоматических преобразований в протерозойское время, позволяют сделать следующие выводы:

1. В региональном плане в пределах Куоляярвинской и Панаярвинской структур имеют место две стадии гидротермально-метасоматических преобразований пород: ранняя стадия приразломного щелочного (щелочно-магнезиально-железистого) метасоматоза, проявленная, преимущественно, в пределах рудоносных зон меридиональной Куоляярвинской структуры и поздняя кислотная.

Ранняя щелочная (щелочно-магнезиально-железистая) стадия выражается в альбитизации вмещающих пород, до образования тел мономинеральных альбититов, их катаклазе и брекчировании, дальнейшем формировании альбит-карбонатных метасоматитов с жилами и прожилками доломита и кальцита, вмещающих рудопроявления урана и проявлении, на завершающем этапе, анкеритовых метасоматитов (по доломиту), контролирующих формирование и размещение золоторудных концентраций.

Поздняя кислотная стадия проявилась в кварц-светлослюдистых метасоматитах. В пределах Куоляярвинской структуры кислотная стадия завершилась образованием аргиллизитов.

2. На локальном уровне в пределах урановорудных зон Куоляярвинской структуры латеральная метасоматическая зональность выражается в появлении в периферических частях рудоносных зон маломощных жил и жилков метасоматических альбититов. Причем центральная часть рудоносных зон сложена мономинеральными альбититами, переходящими к альбит-карбонатным метасоматитам в ядерной части. В эндоконтактных частях альбититов выявлены тела хлоритов.

В пределах рудоносных зон Куоляярвинской и Панаярвинской структур отмечается биотитизация горных пород, с последующим проявлением серицитовых, кварц-серицитовых изменений с жилами выполнения биотит-кварц-доломит-мусковитового состава, которые правомерно сравнивать с кварц-серицитовыми метасоматитами структуры Куусамо сопредельной Финляндии, вмещающей Fe – Co – Au - (U) оруденение (объект аналог).

3. Альбититы с доломитовыми (кальцитовыми) прожилками выполнения являются рудоносными породами (потенциальными рудами), поскольку именно в них

сосредоточена урановая (уранинитовая, уранинит-браннеритовая, торинит) минерализация. Золото - теллуридная минерализация, представленная клаусталитом и самородным золотом, связана с проявлением наложенных на альбит-карбонатные метасоматиты анкеритовых изменений.

На заключительной стадии гидротермально-метасоматического процесса в пределах урановорудных зон происходило формирование кварцевых, сульфидно-кварцевых гидротермалитов, которые по составу сульфидной минерализации сопоставимы с малосульфидным золото-кварцевым месторождением Майское (располагается неподалёку).

Есть основание полагать, что со стадией образования кварц-светлослюдистых (серицитовых) метасоматитов, может быть связано, по аналогии с месторождениями сопредельной структуры Куусамо (Финляндия), формирование золотого и золото-уранового оруденения. Аргиллизиты также могут представлять поисковый интерес на выявление в них золоторудных концентраций.

Выявленные закономерности характеризуют направленность, стадийность и интенсивность проявления гидротермально-метасоматических процессов, проявленных в пределах рудоносных зон. Для более полной характеристики и объективной прогнозно-поисковой значимости выявленных гидротермалитов необходимо проведение целенаправленного площадного картирования гидротермально-метасоматических изменений и их рудно-геохимической специализации.

## Глава 4. Особенности рудной минерализации и последовательность ее образования

В ходе изучения рудной минерализации было просмотрено 3 аншлифа и 6 прозрачно полированных шлифов. Препараты были изготовлены из образцов сколкового и бороздового опробования метасоматитов рудопроявления Лагерное. Среди образцов были диагностированы вкрапленные и прожилковые сульфидные и урановые руды в щелочно-карбонатных метасоматитах. В сульфидном парагенезисе преобладает молибденит, пирит и халькопирит, а в урановом и ториевом – уранинит и торит (ураноторит).

Аншл. 180/32



Аншл. 190/5a



Рисунок 16. Препараты вкрапленной и прожилковой сульфидной, урановой и ториевой минерализации.



Рисунок 17. Препарат вкрапленной и прожилковой сульфидной, урановой и ториевой минерализации.

#### **4.1. Последовательность образования рудной минерализации**

В процессе изучения препаратов и их рудной минерализации, были выделены несколько групп минералов: магнетит, две генерации рутила, две генерации галенита, ильменит, уранинит, торит, ураноторит, сфалерит, пирит, халькопирит, гематит, гидрогематит, молибденит, малахит, азурит.

В истории образования минералов можно выделить несколько этапов (парагенезисов), вынесем их в таблицу для большей наглядности и ясности. Всего выделяется пять парагенезисов: породный, ураново-ториевый, сульфидный, низкотемпературный, гипергенный (переработка в верхней части земной коры).

Последовательность формирования рудных парагенезисов на рудопроявлении  
Лагерное (Таблица №1)

Парагенезисы Минералы	Породный	Ураново-ториевый	Сульфидный	Низкотемпературный	Гипергенный
Магнетит	+				
Ильменит	+				
Уранинит		+			
Рутил-а		+			
Ураноторит		+			
Торит		+			
Сфалерит			+		
Пирит			+		
Халькопирит			+		
Галенит-а			+		
Молибденит			+		
Рутил-б				+	
Гематит				+	
Галенит-б				+	
Азурит					+
Малахит					+
Гидрогематит					+

## Породный парагенезис

В состав парагенезиса входят рудные минералы, характеризующие первичную породу: **магнетит**, **ильменит** (см. таблица 1). За первичную породу в данном случае мы принимаем образования, не подвергшиеся гидротермально-метасоматической проработке. Распространены они как в апосланцевых метасоматитах, так и в аподиабазовых. Скорее всего магнетит и ильменит аподиабазовых метасоматитов синхронно образовались, а в апосланцевых это привнесенный материал (из ранее существовавших, предположительно сумийско-сариольских метаосновных массивов).

**Магнетит** образует идиоморфные, гипидиоморфные изометричные кристаллы кубического облика, размерами до 1 мм в поперечнике. Часто встречается в виде закономерных сростаний с ильменитом (продукт распада твердого раствора), по которому развивается рутил-б (рис. 18). Магнетит изотропен. Характеризуется серым цветом с коричневатым, реже голубовато-серым оттенком, средним отражением и высокой микротвердостью. Также минерал определяется методом магнитной порошкографии (нанесение магнитного порошка на конкретное зерно минерала) ввиду своей сильной магнитности.

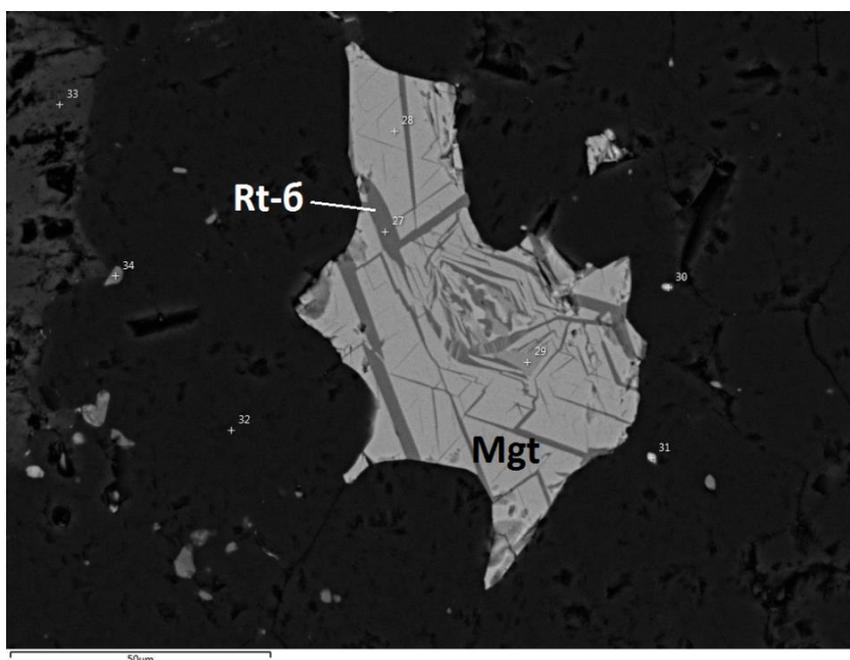


Рисунок 18. Сростание магнетита (Mgt) с ильменитом, замещенным рутилом второй генерации (Rt-б) в альбитовом матриксе

Фото Аншл. 189/2в

По некоторым кристаллам магнетита развивается гематит с образованием каемочек замещения (по наиболее поврежденным граням и по отдельности зерен).

**Ильменит** встречается в виде ориентированных агрегатов с магнетитом (продукты распада твёрдого раствора). В них магнетит нацело замещен гематитом, а ильменит замещается рутилом-б с сохранением внешней формы агрегата, а в некоторых случаях даже полностью замещается. Ильменит отчетливо анизотропен. Характеризуется серым цветом с коричневатым оттенком, низким отражением и высокой микротвердостью, в ряде случаев отмечаются темно-бурые внутренние рефлексы (не всегда удается наблюдать).

### **Ураново-ториевый парагенезис**

Рост минералов этого парагенезиса обусловлено привносом вещества гидротермально-метасоматическими процессами, а также активизацией урана в первичной породе. Скорее всего, урановая минерализация тесно связана с процессом альбитизации породы. Урановый парагенезис представлен: **уранинитом, торитом, ураноторитом и рутилом-а** (см. табл. 1). Минералы этого парагенезиса в большей степени представлены в апосланцевых метасоматитах, это объясняется тем, что осадочная пролитная порода была обогащена ураном, который в результате эпигенетических процессов формировал скопления и собственные минеральные агрегаты.

**Уранинит** распространен неравномерно как в апосланцевых, так и аподиабазовых метасоматитах, концентрируется преимущественно в альбититах. Представлен реликтами кубических кристаллов. Уранинит изотропен, отличается серым цветом, низким отражением и высокой микротвердостью.

Пристутствие уранинита в метасоматитах, маркирует стадию привноса урана и тория гидротермальными растворами, а его отсутствие в аподиабазовых формациях говорит об отсутствии урановой фазы в первичной породе.

**Торит** распространен только в апосланцевых метасоматитах, где образует округлые аллотриоморфные кристаллы серого цвета размером до 6 мм в диаметре, по которым развиваются более поздние магнетит и рутил-а (рис. 19). Минерал отличается изотропностью, низким отражением, темно-коричневыми внутренними рефлексами (не всегда удается наблюдать) и высокой микротвердостью.

**Ураноторит**, как и торит распространен только в апосланцевых метасоматитах, где образует зерна (до 0,4 мм по длинной оси) серого цвета, реже характерны выделения

призматического облика и зернистые массы. Ураноторит изотропен. Отличается низким отражением, бесцветными, редко коричневатыми внутренними рефlekсами и высокой микротвердостью.

**Рутил-а** развит также только в апосланцевых метасоматитах. Образует призматические кристаллы серовато-белого цвета. Минерал отчетливо анизотропен, характеризуется средним отражением, сильными коричнево-красными внутренними рефlekсами и высокой микротвердостью.

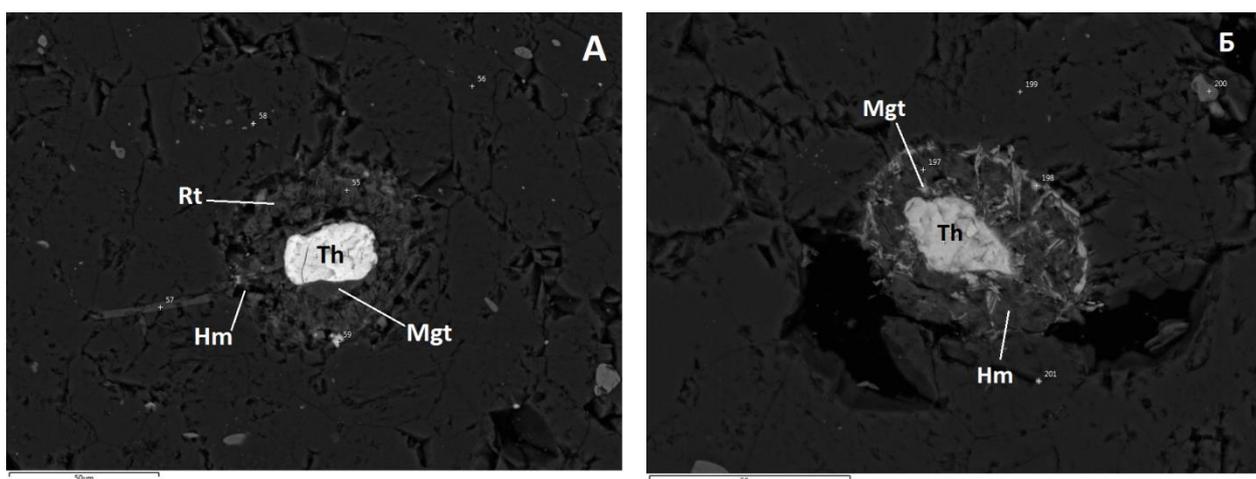


Рисунок 19. Характерный пример структуры распада торита (Th), вокруг магнетит (Mgt), гематит (Hm), рутил (Rt)

Фото Аншл. 190/5а

### **Сульфидный парагенезис**

Формирование третьего парагенезиса, определено продолжением процесса гидротермально-метасоматической проработки. Представлен он следующими минералами: **пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом-б** и **молибденитом** (см. табл. 1).

**Пирит** отмечается в непосредственной близости с минералами урана (уранинитом и торитом) в виде массивных бесформенных агрегатов и мелкой вкрапленности в апосланцевых метасоматитах, а также в сростании с халькопиритом в виде гипидиоморфных кристаллов кубического облика в аподиабазовых. Минерал изотропен. Характеризуется светло-желтым цветом в отраженном свете, сильным отражением и высокой микротвердостью.

**Халькопирит** распространен не очень активно, формирует небольшие скопления. В минеральных агрегатах образует выделения неправильной формы размерами до 0.4 мм. Характеризуется отчетливой анизотропией, желтыми цветами в отраженном свете, сильным отражением 46% и невысокой микротвердостью.

**Сфалерит** отмечен в нескольких участках препаратов, где образует гипидиоморфные кристаллы кубического облика (до 0.45 мм) в сростании с халькопиритом. Изотропен, характеризуется низким отражением, серым цветом с голубоватым оттенком и средней микротвердостью.

**Молибденит** встречается в виде чешуек и правильных гексагональных кристаллов, размер выделений достигает 5-6 мм. Распределение минерала в породе очень неравномерное, участки вкрапленности в основном приурочены к карбонатным метасоматитам (доломит и кальцит). Минерал сильно анизотропен, серо-белого цвета в отраженном свете, имеет среднее отражение, очень сильное двуотражение и низкую твердость (пачкает руки).

### **Низкотемпературный парагенезис**

Этот парагенезис развит в апосланцевых метасоматитах. В его состав входят следующие минералы: **рутил-б, гематит и галенит** (см. табл. 1), формирование которых, связано с наиболее поздней активизацией Куолярвинской структуры, о чем говорит локализация данных выделений этих минералов в более поздних трещинках, пустотах и порах вмещающей породы.

**Рутил-б** отмечается в качестве продукта разложения ильменита, образует пластинчатые структуры замещения (рис. 20). А также в виде закономерных сростаний вместе с магнетитом. Отличается рутил-б отчетливой анизотропией, средним отражением, очень высокой микротвердостью и сильными красно-бурыми внутренними рефлексами (яркий отличительный признак минерала).

**Гематит**, как и рутил-б распространен в виде продукта распада твердого раствора, образует пластинчатые структуры. Замещает магнетит, как в агрегатах с ильменитом, так и отдельные его кристаллы по ослабленным зонам породы. Характеризуется серовато-белым цветом с голубоватым оттенком, средним отражением, хорошо выраженной анизотропией и густыми темно-красными внутренними рефлексами. Микротвердость высокая.

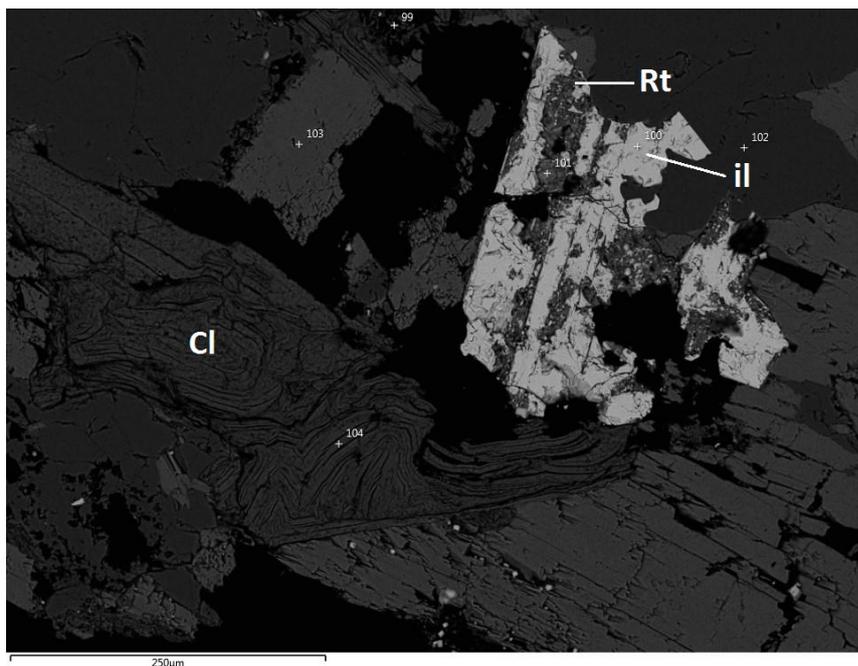


Рисунок 20. Рутил-б (Rt) образует пластинчатые структуры замещения ильменита (il) и агрегат хлорита (Cl)

### **Гипергенный парагенезис**

Формирование данного парагенезиса связано с гипергенными (совокупность процессов химических и физических преобразования минералов и горных пород на поверхности земной коры) процессами и включают в себя гидрогематит, малахит и азурит (см. табл. 1).

Гидрогематит, малахит и азурит на стадии гипергенеза замещают халькопирит, а в результате разрушения остальных минералов формируется множество других окисных форм.

## Глава 5. Анализ газово-жидких включений

В процессе написания работы и получения все новых и новых данных, научный руководитель предложил мне провести исследования состава газово-жидких включений в породе для получения информации о P-T параметрах рудообразования. Так как оценка минеральных ассоциаций дает только примерный интервал температур или давлений метасоматоза и метаморфизма, а необходимо оперировать конкретными цифрами.

Для данного типа исследования были отобраны образцы (10 штук) и из них в ресурсном центре пробоподготовки СПбГУ были изготовлены препараты (пластинки) без покровного стекла. Примерная толщина исследуемого среза 1-2 мм.

После получения препаратов была проведена оценка минерального состава с помощью поляризационного микроскопа Leica DM 4500 P и прогноз наличия включений в тех или иных минеральных фазах. Чаще всего газово-жидкие включения наблюдались в агрегатах кварца, что связано с процессами кристаллизации и роста кристаллов (рис. 21).

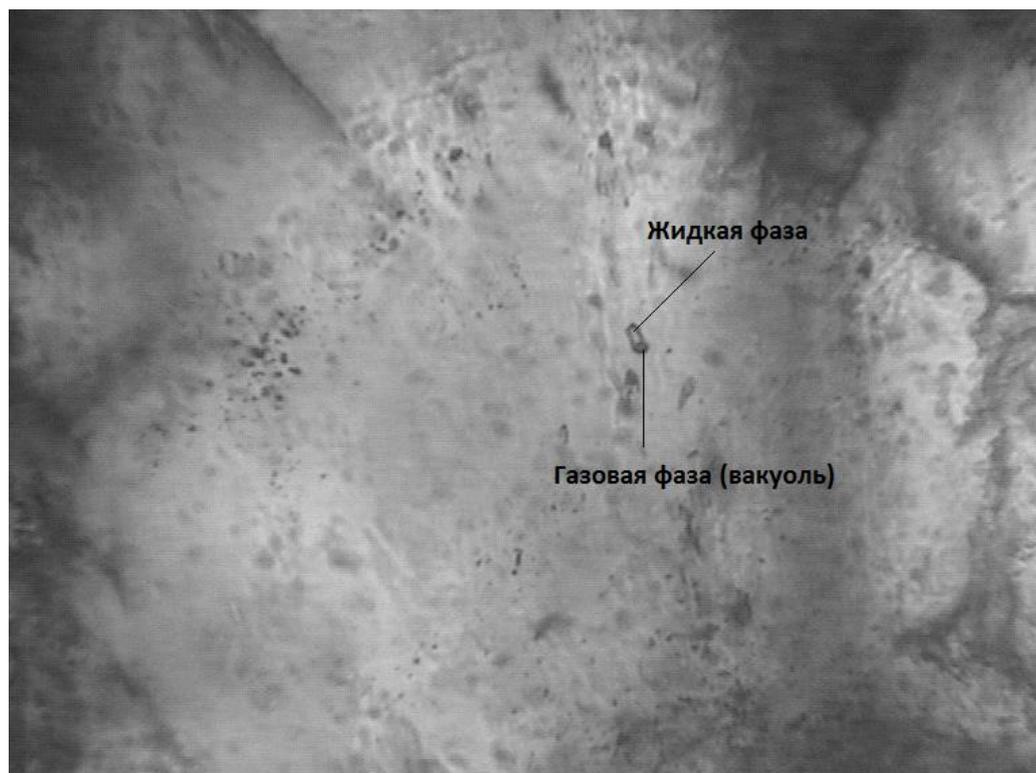


Рисунок 21. Фотодокументация газово-жидких включений в кварце.

Была проведена консультация с Понамаревой Натальей Игоревной, осуществлена фото документация и отметка наиболее представительных включений черной тушью (для простоты ориентации).

В ресурсном центре Научного парка СПбГУ «Геомодель» под руководством Бочарова Владимира Николаевича проведен анализ спектров газовой-жидких включений на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 50- кратном увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000-100 см<sup>-1</sup>. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514,5 нм с мощностью 1-50мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталону (520,7 см-1). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 20 сек. с количеством повторов от 4 до 15.

**Рамановская спектроскопия** - это универсальный неразрушающий метод анализа жидкостных и газовой-жидких включений с широким спектром приложений, начиная от качественного обнаружения твердых, жидких и газообразных компонентов для идентификации многоатомных ионов в растворе.

Рамановский метод обычно используется для расчета плотности CO<sub>2</sub>-жидкостей, химии водных жидкостей и молярных пропорции газовых смесей, присутствующих в виде включений. Рамановская спектроскопия была применена для измерения диапазона рН и степени окисления жидкостей. Основными преимуществами этой техники являются минимальная и не затратная пробоподготовка и высокая универсальность метода

Основная инструментальная установка требует монохромного света, источник обычно лазер, сфокусированный на образце (твердом, жидком или газовом), свет рассеивается, собирается под углом 90 ° или 180 ° и лизируется детектором. Первые дисперсионные рамановские спектрометры в качестве возбуждающего источника использовали солнце или ртутную лампу, призму или хроматор в качестве рассеивателя света и фотопленка в качестве детектора (Colthup et al., 1975; Kohlrausch, 1943).

В современном коммерческом приборе, поляризованные лазерные источники света в УФ, видимом и ИК диапазоне используется для возбуждения молекулярных образцов, из-за высокой интенсивности и узкой полосы пропускания длин волн (монохроматическая и многоканальные устройства с зарядовой связью (ПЗС) обычно используемые детекторы. Их сочетание, вместе с не голографическим фильтром, чтобы устранить линию Рэля, приводит к более интенсивному Раману разброс, со значительно сокращенным временем измерения при получении высокого спектра.

Микроспектрометры являются общей аналитической установкой, где находится образец и осуществляется сбор рассеянного света под углом 180° (обратное рассеяние) достигаются с помощью обычного оптического микроскопа в пределах отдельных жидкостных включений с помощью реактивных (50 × или 100 ×). Инструменты предлагают идеальную визуализацию под поверхность образцов и лазерного пятна, что

облегчает выбор подходящего включения для проведения анализа. Объем анализируемая выборка (размер пятна) зависит в основном от числовой апертуры объектива и длины волны возбуждения (M.L. Frezzotti et al. / Journal of Geochemical Exploration 112 (2012)).

**Результаты исследований включений в кварце.** Микроскопические исследования кварца выявили в нем неравномерно распределенные газо-жидкие (рис. 22). Размер варьируется от 50 до 300 мкм. Для исследования были выбраны крупные включения, предположительно первичные и неизменные с момента захвата их минералом хозяином.

По агрегатному состоянию включения многофазовые, содержащие, как жидкую, так и газообразную фазу. Средняя температура гомогенизации газо-жидких включений  $T$  составила 332 °С, минимальная температура гомогенизации соответствует 330 °С, максимальная – не превышает 345 °С.

Исходя из всего вышеперечисленного можно судить о характере и условиях метасоматического процесса, метасоматоз проходил в обстановке повышенной щелочности и в низкотемпературной обстановке (о давлении судить сложно, но оно скорее всего как и температура было не значительным)

**Состав включений.** Состав газовой фазы во включениях определен по рамановским спектрам (Frezzotti et al, 2012) и представлен азотом ( $N_2$ ) –  $2327\text{cm}^{-1}$  (44-64%) (график 1).

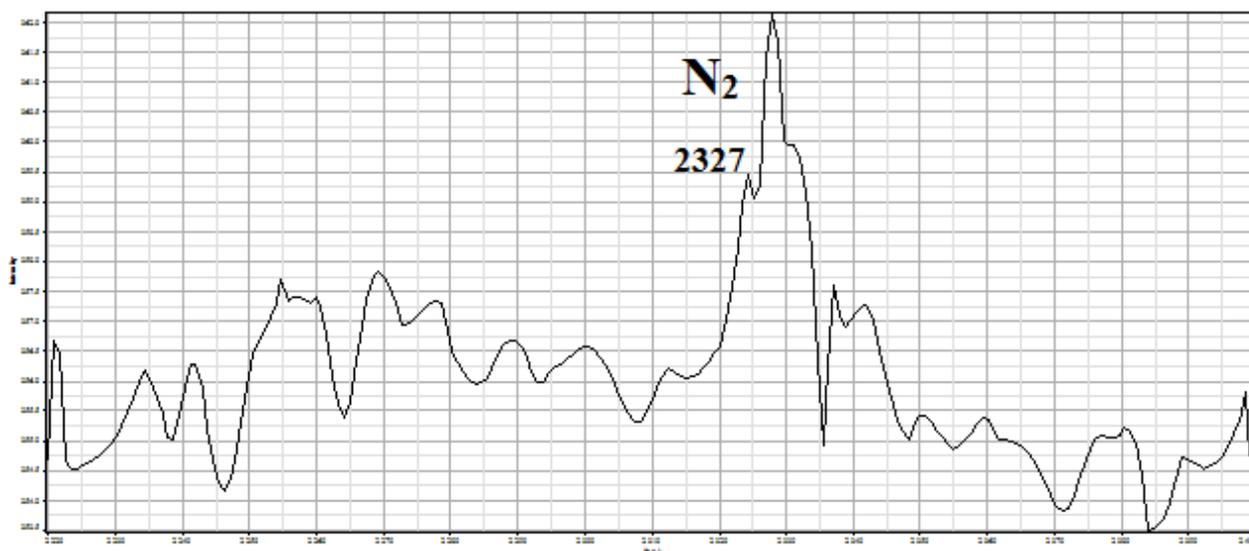


График 1. Спектр комбинационного рассеивания, максимальный пик маркирует газовую фазу  $N_2$

(Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель»)

Жидкая фаза во включениях представлена преимущественно жидкой  $H_2O$ , содержащей небольшое количество примесей  $N_2$ , или чистой  $H_2O$  (график 2).

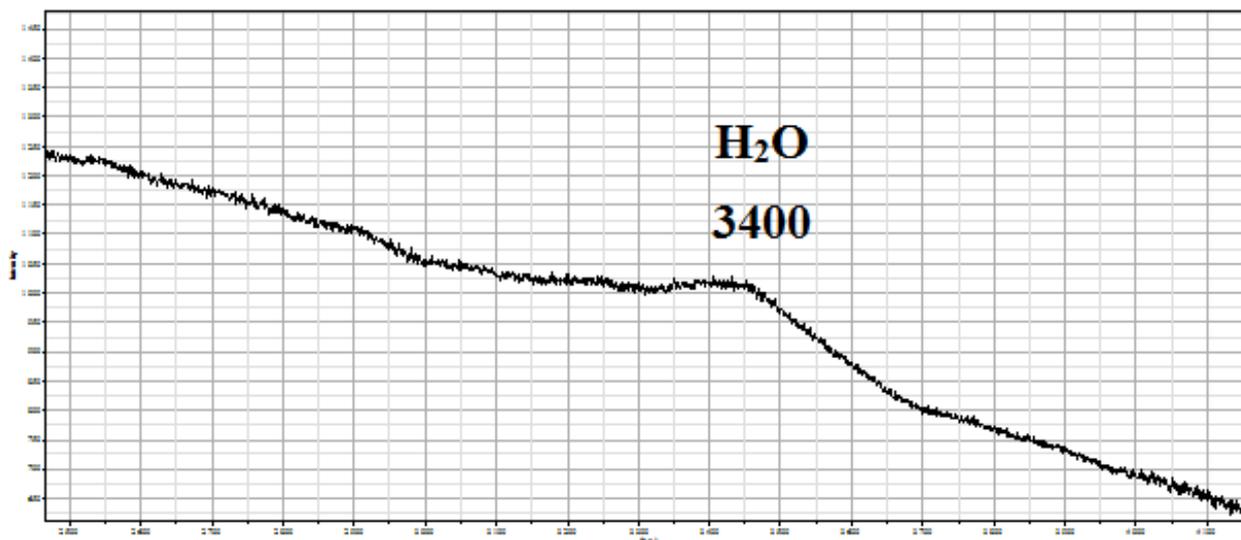


График 2. Спектр комбинационного рассеивания, характерное искривление в виде ступени диагностирует  $H_2O$

(Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель»)

Различный коэффициент заполнения включений и разная доля газовой фазы в них так же могут свидетельствовать о гетерогенности флюида, обогащенного газовыми компонентами, вероятно, выделившимися в результате вскипания растворов («Термобарогеохимия...», 2008) на стадии прогрессивного метаморфизма.

Проведённый анализ фазовых и минеральных равновесий, по данным изучения флюидных включений в кварце, а также его минеральной ассоциации указывает на восстановительный характер среды минералообразования  $Eh = -0,6 - -0,9$  В. Кислотность – щелочность минералообразующего флюида оценена в интервале  $pH = 6,8 - 7,3$ .

Вероятно, формирование минеральной ассоциации происходило в несколько этапов, с небольшими колебаниями условий среды минералообразования.

## Выводы

В результате проведенных мною исследований по изучению особенностей вещественного состава и геологического строения щелочно-карбонатных метасоматитов рудопроявления Лагерное сделан комплекс выводов:

1. Породы рудопроявления Лагерное представлены интенсивно метасоматически измененными породами, среди которых типизированы альбититы, кварц-карбонатные метасоматиты, кварц-актинолитовые метасоматиты, кварц-актинолит-биотитовые метасоматиты, эпидотизированные метасоматиты;
2. Метасоматиты участка Лагерное формировались по метаосадочным образованиям – метапесчаникам, метаалевролитам;
3. Из эпигенетических процессов в породах наиболее широко представлены альбитизация, карбонатизация и окварцевание. Проявлены также амфиболизация и биотитизация. В меньшей степени отмечаются эпидотизация, хлоритизация и весьма слабая серицитизация;
4. Состав газожидких включений: газ -  $N_2$ , жидкость -  $H_2O$ . Температура гомогенизации  $332\text{ }^{\circ}C$ , можно судить о низкотемпературном характере метасоматоза и повышенной щелочности процесса;
5. В последовательности образования рудных парагенезисов установлены: породный, ураново-ториевый, сульфидный, низкотемпературный, гипергенный;
6. Рудопроявление Лагерное перспективно на урановорудную минерализацию, а возможно и золотую.

## Список литературы

### *Монографии:*

1. Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. «Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения» Наука, Ленинград, 1969 г., 288 стр.
2. Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны (Северная Карелия). Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., Т. 339, 1985, с. 88-106.
3. Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В. Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб). Сб.: Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, изд. Кол. ФАН СССР, 1987, с. 68-75.
4. Глебовицкий В.А. Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб; Наука, 2005.
5. Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН (Петрозаводск, 24-26 мая 2011 года) Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2011 г., 220 стр.
6. Исаенко М.П., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л. Определитель главных минералов руд в отраженном свете. Изд-во Недра, 1986 – 382 с.
7. Киселев И. И., Проскуряков В. В., Саванин В. В. Геология и полезные ископаемые Ленинградской области. СПб, 1997. 197 с.
8. Капустин Ю.Л. «Минералогия карбонатитов» Наука, Москва, 1971 г., 290 стр.
9. Нефёдов Е.В. Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50000, проведенных в Кандалакшском районе Мурманской области в 1957 г., Петрозаводск 1958 г.
10. Полеховский Ю.С., Воинов А.С., Тарасова И.П. Структурно-литологический контроль и геохимические особенности щелочно-карбонатных метасоматитов докембрия. Сб.: Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, изд. Кол. ФАН СССР, 1984, с. 10-25.
11. Полеховский Ю.С., Воинов А.С. Этапы формирования структур карельского комплекса южного берега Панаярви. Сб.: Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск, 1987, с. 79-111.
12. Самойлов В.С. «Геохимия карбонатитов» Наука, Москва, 1984 г., 191 стр.
13. Саранчина Г.М. Породообразующие минералы. Изд-во С.-Петербургского университета, 2000.
14. Серия "Науки о Земле". Том 19. Карбонатиты, МИР, Москва, 1969 г., 488 стр.

15. Эпштейн Е.М. «Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов» Недра, Москва, 1994 г., 256 стр.
16. M.L. Frezzotti et al. / Journal of Geochemical Exploration 112 (2012).

*Статьи в журналах:*

1. Журнал "Геология и полезные ископаемые Карелии". Выпуск 9 (2006) Петрозаводск, 2006 г., 205 стр.
2. Журнал "Геология и полезные ископаемые Карелии". Выпуск 5 (2002) Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, 2002 г., 150 стр.
3. Журнал «Геология и полезные ископаемые Карелии» №16, 2013 г. Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, 2002 г., 120 стр.

*Ресурсы сети Интернет:*

1. <http://maps.yandex.ru/>, дата обращения: 22.10.2018
2. <http://www.mining-enc.ru> , дата обращения: 23.10.2018
3. <http://www.vsegei.ru> , дата обращения: 25.10.2018
4. <https://www.booksite.ru> , дата обращения: 04.11.2018
5. <https://find.library.spbu.ru> , дата обращения: 15.11.2018
6. <http://www.geokniga.org/> , дата обращения: 03.12.2018