

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Тагирова Алина Рустэмовна

Выпускная квалификационная работа

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
И ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАССИВА КОРПИЯРВИ
(ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Геология»

Научный руководитель:

к.г.-м.н. Алфимова Н. А.

_____ 2020
«__» _____

Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н. Ершова В. Б.

_____ 2020
«__» _____

Санкт-Петербург

2020

Аннотация

Данная выпускная квалификационная работа посвящена изучению габброидного массива Корпийярви в Южной Карелии. В работе приведена геологическая и петрографо-геохимическая характеристика массива и выявлены особенности рудной минерализации. Установлено, что породы массива Корпийярви представлены метагаббро до амфиболитов, являются железистыми толеитами. Породы массива Корпийярви обнаруживают явное сходство с породами габбро-долеритового гипабиссального комплекса по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам, что позволяет отнести его к данному комплексу. Выделены три рудных парагенезиса: пирротин-ильменитовый, сфалерит-галенитовый и халькопирит-пиритовый. Выводы, сделанные в данной работе, позволят уточнить геологическую карту листа Р-36-ХІV, которая в данный момент готовится к выпуску.

Ключевые слова: массив Корпийярви; Балтийский щит; палеопротерозойский магматизм; Fe-толеиты

Abstract

This final qualification work is devoted to the study of the Korpijarvi gabbro-massif in South Karelia. The geological and petrographic-geochemical characteristics of the massif are given in the work and the features of ore mineralization are revealed. It has been established that the rocks of the Korpijarvi massif are metagabbro to amphibolites and are Fe-tholeiites. The rocks of the Korpijarvi massif show a clear similarity with the rocks of the gabbro-dolerite hypabyssal complex in mineral composition, petrochemical and geochemical characteristics, which allows us to attribute it to this complex. Three ore paragenesis were distinguished: pyrrhotite-ilmenite, sphalerite-galenite and chalcopyrite-pyrite. Conclusions made in this paper will clarify the geological map of sheet P-36-XIV, which is currently being prepared for release.

Key words: Korpijarvi massif; Baltic shield; Paleoproterozoic magmatism; Fe-tholeiites

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Общие сведения об объекте работ	5
1.1 Физико-географический очерк	5
1.2 История предшествующих геологических исследований	6
Глава 2. Геологическое строение района.....	7
2.1 Геологическое строение Карельского массива.....	7
2.2 Интрузивные образования изучаемой площади	12
Глава 3. Петрографическая характеристика пород массива Корпьярви.....	14
Глава 4. Геохимические особенности пород массива Корпьярви	17
4.1 Петрохимические особенности пород.....	17
4.2 Геохимические особенности пород	19
4.3 Химия минералов.....	20
Глава 5. Особенности рудной минерализации.....	27
Глава 6. Обсуждение результатов	36
Заключение	39
Список литературы.....	40
Приложение 1. Описание шлифов и плоско-полированных пластинок	42
1.1 Описание шлифов	42
1.2 Описание пластинок	51
Приложение 2. Составы пород массива Корпьярви	61
Таблица 1. Анализы XRF и ISP-MS	61
Таблица 2.1 Анализы ПКСА.....	62
Таблица 2.2. Анализы ПКСА.....	63

Введение

Балтийский щит сложен магматическими и метаморфическими комплексами пород докембрийского возраста, что определяет важность изучения и геологической характеристики таких комплексов, как для решения регионально-геологических задач стратиграфии и картирования, так и в рамках поисков полезных ископаемых.

В рамках картировочных работ по ГДП на листе Р-36-XIV в районе оз. Корпиярви (Северное Приладожье) были вскрыты массивы интрузивных пород основного состава, в которых при первичном описании керна была установлена пирит-пирротиновая рудная минерализация.

Целью данной работы является геологическая и петрографо-геохимическая характеристика габброидов массива Корпиярви с выявлением особенностей рудной минерализации.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Рассмотрение существующие представления о геологическом строении и истории геологического развития района, в котором находится изучаемый массив
2. Составление стратиграфической колонки по скважине №4
3. Классификация пород массива по петрографическим и геохимическим данным
4. Определение условий образования пород массива
5. Выделить парагенетические ассоциации рудных минералов
6. Сопоставить особенности химизма пород массива Корпиярви и пород габбро-долеритового гипабиссального комплекса

Фактическим материалом послужили образцы керна из скважины № 4, отобранные при буровых работах в 2018 г. в ходе комплекса работ «ГДП-200», выполненных компанией ГГУП СФ «Минерал» по заказу Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ им А. Карпинского). Бурение скважины производилось до глубины 99,3 м. Из полученного материала было изготовлено 18 плоско-полированных шлифов. Также использовались другие материалы ГГУП СФ «Минерал» (шлифы, аншлифы, результаты химических анализов).

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н., доценту кафедры региональной геологии Алфимовой Н. А. за помощь и ценные указания в течении всего периода написания данной работы, а также Матреничеву Н. В. за предоставленные материалы.

Глава 1. Общие сведения об объекте работ

1.1 Физико-географический очерк

Массив Корпьярви расположен на территории Сортавальского района Республики Карелия в 3 километрах от границы с Финляндией, в 20 км от Вяртсильского городского поселения и в 75 км от райцентра г. Сортавала. Он находится на водоразделе трех озер – Корпьярви, Ала-Миэлуунъярви и Иля-Миэлуунъярви (рис. 1).

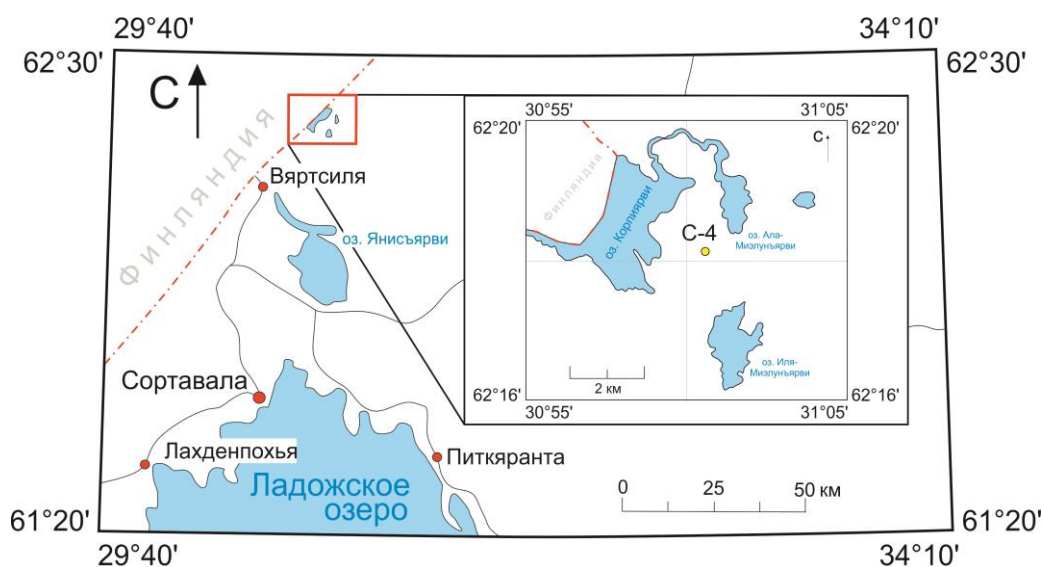


Рис. 1 Расположение массива Корпьярви

Данная территория расположена на северо-западе Восточно-Европейской равнины и представляет собой слабо всхолмленную равнину, которая полого наклонена к югу (в сторону ладожского озера). Абсолютные отметки в северной части достигают 250 м, в южной - 150-200 м. На большей части площади возвышенности имеют пологие очертания, которые в отдельных случаях имеют крутые, а местами обрывистые склоны. Пространства между грядами и холмами заболочены или заняты озерами. Большинство из них, также, как и гряды, ориентированы в северо-западном направлении.

Гидрографическая сеть района относится к бассейну Балтийского моря и подразделяется на две системы. Водоразделом для них является группа возвышенностей, которые протягиваются с северо-востока на юго-запад в восточной части территории. Речная система находящаяся северо-западнее водораздела имеет сток в сторону Финляндии, а находящаяся юго-восточнее – к Ладожскому озеру. Большинство рек берет начало из болот, некоторые являются соединительными протоками между озерами.

Климат умеренно континентальный, характеризуется сравнительно мягкой зимой и теплым дождливым летом. Среднегодовая температура +2,3 градуса по Цельсию, среднегодовое количество осадком 839 мм, максимальное 970 мм. Большая часть осадков выпадает в осенний и зимний периоды.

Пути сообщения в основном служат шоссейные дороги, связывающие населенные пункты между собой и с районными центрами (Сортавала, Суоярви).

1.2 История предшествующих геологических исследований

Геологическое строение северного Приладожья до 1940 г. изучалось финскими геологами: В. Вилькманом (1895 г.), И. Седерхольмом (1897 г.), Б. Фростерусом (1902 г.), Х. Бергхелом (1921 г.), В. Хакманом (1920 г.), П. Эскола (1921-1937 гг.), Х. Вяюрниенем (1928 г.), Х. Хаузенем (1930 г.) и др. (Михайлюк, Носикова, 1962). В работах этих авторов описываются различные представления о геологии данного района и стратиграфии пород.

После 1940 г. изучение геологического строения прилежащих к Ладожскому озеру территорий продолжили советские геологи. Первой сводной работой был «Обзор геологии кристаллических образований и полезных ископаемых, присоединенных к СССР районов» Судовикова Н.Г., изданный в 1941 г. и составленный на основе предшествующих работ финских исследователей.

Дальнейшее систематическое изучение началось в 1946 г. сначала Ленинградским, а после уже Северо-Западным геологическим управлением, 5-м Геологическим управлением, Западным геофизическим трестом и Карельским филиалом Академии наук СССР.

В 1948 г. на территории листа Р-36-XIV была поставлена комплексная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000, выполненная 5-ым Геологическим управлением (Агапьев Д. Ф.).

В 1956-1957 гг. была выполнена геологическая съемка в масштабе 1 : 50 000 в юго-западной и северной части листа (Михайлюк Е. М., Морозов М. И.).

На основе выполненных работ в 1962 г. была издана геологическая карта листа Р-36-XIV масштаба 1 : 200 000 (Михайлюк Е. М., Носикова А. М.).

В 1970-е и 1980-е годы в Приладожье начали проводить крупномасштабные съемки наиболее интересных в геологическом отношении и перспективных с точки зрения минерагении районов. В 1978 г. на территории листа была выполнена групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 (Ганин В. А., Бондарев А. П.).

В 1994 г. была составлена сводная геологическая карта масштаба 1 : 500 000 для Республики Карелия, Ленинградской и Вологодской областей под редакцией В. Г. Гаскельберга, обобщающая материалы практически всех имеющихся на тот момент геологических съемок 1 : 200 000 и 1 : 50 000 масштабов.

Глава 2. Геологическое строение района

Территория листа Р-36-ХІV располагается на Балтийском щите в пределах юго-западной части Карельского массива на границе с аккреционным комплексом Свекофеннид. В данном районе развит комплекс метаморфических первичноосадочных и первичномагматических образований архейского, ниже- и среднепротерозойского возраста, местами перекрытых четвертичными образованиями.

2.1 Геологическое строение Карельского массива

АРХЕЙ

Балтийский щит характеризуется тремя основными типами раннедокембрийской континентальной коры:

1. гнейсо-гранулитовые пояса конца архея – раннего протерозоя
2. области протерозойской континентальной аккреции
3. области с архейским гранито-зеленокаменным фундаментом и нижнепротерозойским чехлом

Третий тип коры представлен Карельским массивом, вскрывающимся в основном на территории Карелии и частично в Северной Финляндии (Бискэ, 2019). К данному типу и относится исследуемая территория.

Данный блок считается типичным примером гранитно-зеленокаменной области Балтийского и других щитов. Рассматривают его как архейскую структуру, включающую в себя зеленокаменные пояса (ЗКП) и гранитогнейсовый субстрат. Протерозойские комплексы, сформированные в пределах Карельского массива, имеют существенные различия от одновозрастных образований смежных областей, потому данную территорию рассматривают в качестве самостоятельной структуры как в архее, так и в протерозое.

Для территории Карелии выделяют три основных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и расположенный между ними Центральнокарельский (рис. 2).

Водлозерский домен в центральной части сложен тоналитами и гнейсами, которые относятся к периоду около 3240 млн лет. Однако они могут иметь более молодой возраст (до 2,9 млрд лет) – возраст магматический из-за частичного переплавления исходного вещества. В краевых частях располагаются зеленокаменные пояса, сформированные в интервале времени 3.0-2.9 млрд лет. Все вышеописанные породы прорываются плутоническими комплексами, наиболее из которых распространены позднеархейские (около 2,7 млрд лет) разнообразные граитоиды (Бискэ, 2019).

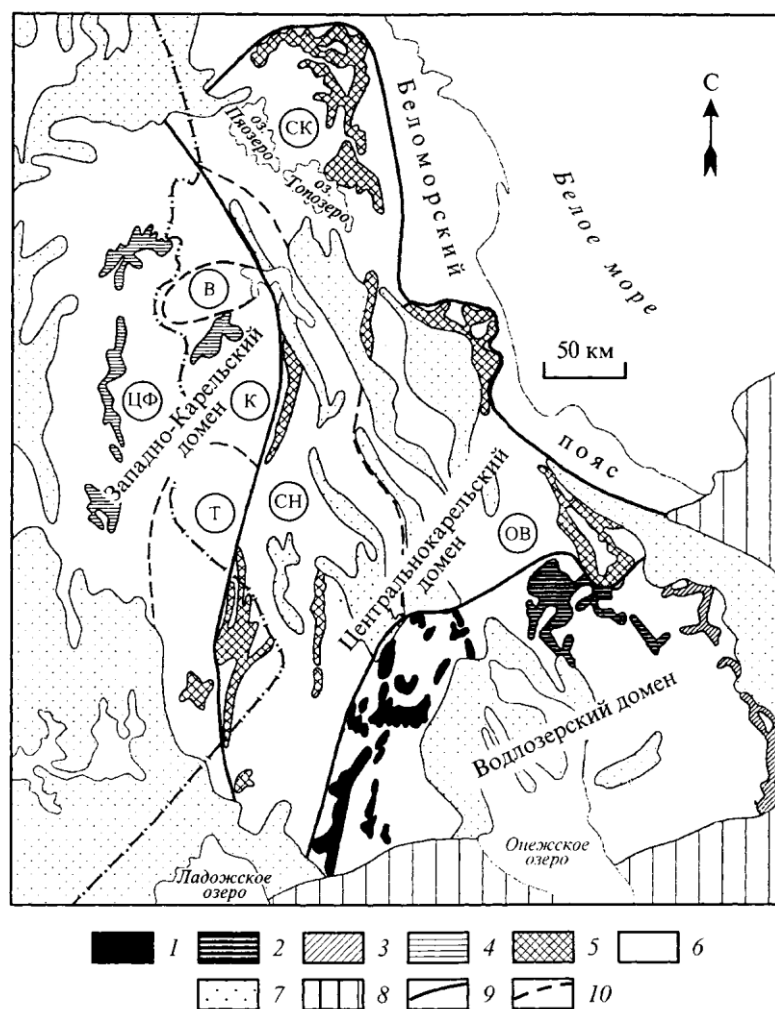


Рис. 2 Схема разделения Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области на домены (Ранний докембрий..., 2005)

Зеленокаменные пояса: 1 – мультимодальные (древнее 2.9 млрд лет); 2 – бимодальные (2.9-2.85 млрд лет); 3 – Кенозерский пояс (древнее 2.9 млрд лет); 4-5 – молодые (примерно 2.85-2.7 млрд лет) зеленокаменные пояса: 4 - с бимодальным вулканизмом, 5 - парагнейсковые пояса и пояса с мультимодальным вулканизмом; 6 – гранитоиды; 7 – протерозойские образования; 8 – платформенный чехол; 9 – границы доменов; 10 – границы блоков внутри доменов.

Блоки: В – Вокнаволоцкий, К – Костомукшский, Т – Тулосский, ЦФ – Центральная Финляндия, СК – Северо-Карельский, ОВ – Ондозерско-Выгозерский, СН – Суоярско-Нюкозерский.

Древнейшие породы Водлозерского домена (>3 млрд лет) представлены вулканическими породами основного и кислого составов. Основные породы разделяются на две группы по составу и геологическому положению:

1. Дифференцированная вулканическая серия, сложенная коматиитами и толеитовыми базальтами (волоцкая толща), образовавшаяся 3.4 млрд лет назад
2. Включения основных пород (амфиболитов), находящиеся в водлинском метаморфическом комплексе, среди гранитоидов и мигматитов

Среди кислых пород выделяются:

1. Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, образовавшиеся 3,15 млрд лет назад, претерпевшие структурно-метаморфическую переработку до внедрения гранитоидов возраста 2,68 млрд лет

2. Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая серия (ТТГ-серия), среди которых преобладают тоналиты, для которых определен возраст в 3.17 млрд лет

На западной окраине Водлозерского домена расположены наиболее древние ЗКП Балтийского щита, сформировавшиеся в интервале времени 3.02-2.93 млрд лет, - Хаутаваарский, Койкарско-Семченский, Палаламбинский и Остерский, которые относятся к Сегозерско-Ведлозерскому ЗКП (Ранний докембрий..., 2005). Все пояса западной окраины вытянуты в субмеридиональном направлении. Наиболее протяженный Хаутаваарский пояс прослеживается на 100 км, остальные — на 10—20 км. Зеленокаменные структуры ограничены, как правило, более молодыми гранитоидами и мигматитами и прорваны интрузивными породами (Ранний докембрий..., 2005).

Западно-Карельский домен занимает западную часть Карелии и Центральную часть Финляндии. Из-за недостатка геологических и изотопных данных проблематичной являются северная граница домена, а также западная, находящаяся на территории Финляндии. Восточная же граница проведена по западному краю парагнейсового пояса Иломанти-Нюк, который разделяет области, кислые магматические породы которых имеют разные Sm-Nd модельные возрасты (Ранний докембрий..., 2005).

Данный домен разделяют на три блока на территории Карелии:

1. Тулосский – на юге
2. Костомукшский – в центре
3. Вокнаволоцкий – на севере

В строении Костомукшского блока преобладают тоналиты, мигматиты и граниты, а в центральной его части расположен одноименный ЗКП. В разрезе Костомукшкой структуры выделяют нижнюю вулканогенную (контокскую) серию, сложенную коматититми и базальтами возраста 2843 млн лет и кислыми вулканитами возраста 2795 млн лет, и верхнюю осадочную метатерригенную (гимольскую) серию, верхняя возрастная граница для которых определена возрастом прорывающих плагиопорфиров – 2707 млн лет (Ранний докембрий..., 2005).

В строении Вокнаволоцкого блока около половины слагают различные по составу гнейсы и амфиболиты, которые испытали гранулитовый метаморфизм, что отличает Вокнаволоцкий блок от Костомукшского (по составу – бимодальный, метаморфизм – амфиболитовая до эпидот-амфиболитовой фации) (Ранний докембрий..., 2005).

В строении Тулосского блока преобладают интрузивные породы гранодиорит-тоналитового состава. Восточную границу блока проводят по парагнейсовому поясу Ялонваара-Хатту-Хедозеро-оз. Нюк (Ранний докембрий..., 2005).

Центральнокарельский домен ограничен более древними: на западе – Западно-Карельским, на востоке – Водлозерским, а на юге граничит с зоной свекофеннид, на севере – с Беломорским складчатым поясом. Главной особенностью домена является гетерогенность строения, согласно чему, домен разделяют на три блока: Южный (Суоярвско-Нюкозерский), Ондозерско-Выгозерский и Северо-Карельский, между которыми не проводят четких границ (Ранний докембрий..., 2005).

Суоярвско-Нюкозерский блок сложен преимущественно гранитоидами с многочисленными включениями метаморфических пород (амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотитовые гнейсы и сланцы). Из супракрустальных пород преобладают метаосадки, вулканокластические и вулканогенные породы среднего и кислого состава, метабазиты и коматииты присутствуют в виде редких маломощных горизонтов (Ранний докембрий..., 2005).

Ондозерско-Выгозерский блок отличается по геологическому строению от остальных частей архейской коры Балтийского щита, потому описывается в качестве самостоятельного фрагмента. По сочетанию и составу пород данный блок схож с Суоярвско-Нюкозерским блоком, что подтверждается Sm-Nd изотопными данными. Однако отличается он высокожелезистым составом среднекислых магматических пород и несколько более древним возрастом (Ранний докембрий..., 2005).

Северо-Карельский блок включает в себя северную часть Карельского массива. Ранее он интерпретировался как зона сочленения массива и Беломорского пояса. Блок сложен преимущественно позднеархейскими плутоническими породами таваярвинско-нотозерского комплекса. Они являются наиболее молодыми среди архейских образований блока. Их возраст не превышает 2750 млн лет. Самыми древними образованиями блока являются породы, слагающие Керетскую зеленокаменную структуру. Их возраст превышает 2800 млн лет (Ранний докембрий..., 2005).

ПРОТЕРОЗОЙ

Протерозойские (преимущественно нижнепротерозойские) образования занимают значительную часть Карельского массива. В то время как архейские образования в основном (кроме ЗКП) нестратифицированные, то есть либо интрузивные, либо глубоко метаморфизованные, то «карелий» (нижнепротерозойский чехол), который залегает на архее с угловым несогласием, имеет уже достаточно ясную стратификацию.

В раннем протерозое развитие восточной части Балтийского щита укладывается в интервал 2,5-1,65 млрд лет. Для нижнего протерозоя в региональной хроностратиграфической шкале выделено шесть надгоризонтов: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий; и две эратемы: нижнекарельская (объединяющая сумий, сариолий и ятулий) и верхнекарельская (объединяющая людиковий, калевий и вепсий). Границей, которая разделяет архей и протерозой, является время завершения калиевого гранитного магматизма и внедрения расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий (Богачев, 2004).

Сумий определен во временном интервале 2600–2450 млн лет назад, однако в последнее время к нему относят лишь отложения моложе 2,5 млрд лет, так что подошва этого подразделения близка к мировому хронологическому стандарту границы архея и протерозоя (Бискэ, 2019).

Границу между нижним и верхним карелием проводят по границе красноцветных формаций ятулия с черносланцевыми формациями людиковия. Данная граница свидетельствует о резком изменении палеоусловий осадконакопления, хотя крупные структурные несогласия не проявлены. Границу между калевием и вепсием проводят по континентальным лавам и субвулканическим интрузивным породам (Богачев, 2004).

Образования **сумийского** и **сариолийского надгоризонтов** обычно объединяют при описании, так как значительное количество свит и серий, в силу недостаточной изученности, имеют неопределенный сумийско-сариолийский возраст.

В основном это вулканические, меньше песчано-глинистые толщи с конгломератами в основании (тунгудско-надвоицкая серия Центральной Карелии и ее аналоги), которые близки к архейским ЗКП по структурным признакам (сжатые складки, надвиги), высокой степени метаморфизма и составу. В сумии преобладают базальты, также кислые эффузивы и лавобрекчии, меньше представлены андезиты и дациты. Предполагается образование данных толщ в рифтовых структурах, которые закладывались на архейском фундаменте. Второй этап рифтинга – сариолийский – сопровождался мощными грубо-обломочными толщами, несортированными тиллоидными (мореноподобные) образованиями (Бискэ, 2019).

Породы **ятулийского** надгоризонта залегают уже с явно выраженным угловым несогласием на эродированной поверхности более древних толщ. В нижней части ятулия повсеместно развиты коры химического выветривания, в которых сохраняется текстура исходных пород, а минеральные составляющие, кроме устойчивых к выветриванию минералов, замещены агрегатом серицита изредка с примесью карбоната и хлорита (Ранний докембрий..., 2005). В нижней части ятулия залегают конгломераты и кварцито-

песчаники, а также потоки базальтов янгозерского горизонта, выше – песчаники медвежьегогорского горизонта. Туломозерский горизонт сложен в основном доломитами с пластами строматолитов. В районе г. Кондопога были обнаружены эвапориты хлоридно-сульфатного состава (Бискэ, 2019).

Породы **людиковийского** надгоризонта субсогласно перекрывают размытую поверхность верхнеятулийских карбонатов. Нижняя часть людиковия состоит из песчано-глинистых толщ, карбонатных прослоев и базальтов, составляющих низы разреза заонежского горизонта. В его средней и верхней части преобладают базальтовые покровы, переслаивающиеся с туфогенно-терригенными породами с прослоями шунгитов и известняков (Ранний докембрий..., 2005). Верхняя часть людиковия сложена уже в основном базальтами суйсарского горизонта, однако преобладающую часть разреза составляют интрузивные пластовые тела долеритов и габбро-долеритов того же генезиса (Бискэ, 2019). В раннем людиковии в регионе формируются первые щелочные комплексы ультрамафитов-фоидолитов-карбонатитов с возрастом примерно 1.97 млрд лет (тикшеозерско-елетьозерский комплекс) (Богачев, 2004).

Толщи **калевийского** надгоризонта залегают с угловым несогласием на более древних карельских породах, либо на архейских, и представлены в основном флишоидными формациями (Ранний докембрий..., 2005).

Образования **вепсийского** надгоризонта представлены толщами конгломератов (петрозаводская свита) и вышележащих кварцитов с силлами долеритов (шокшинская свита) (Бискэ, 2019).

2.2 Интрузивные образования изучаемой площади

Среди магматических образований, развитых на данной территории, известны интрузии архейского и протерозойского возраста.

АРХЕЙ

Наиболее древние архейские образования нерасчлененных гранитоидов архея, известны в западной и юго-восточной частях территории. Они не имеют широкого распространения. Помимо гнейсо-гранитов встречаются реликты метаморфизованных парапород, превращенных в гранито-гнейсы и мигматиты (Михайлюк, Носикова, 1962).

ПРОТЕРОЗОЙ

Магматические образования протерозоя представлены двумя группами, соответствующими по времени нижнему и верхнему карелию, среди которых выделяются ранние и поздние нижнекарельские и ранние верхнекарельские интрузии.

Ранние нижнекарельские интрузии представлены основным (метагаббро-долериты, метадолериты) и гранитоидным комплексом (плагиоклазовые, плагиомиоклиновые граниты, гранодиориты, диориты).

Породы комплекса амфиболитизованных метагабброидов залегают среди пород суккозерской и ялонварской свит гимольско-парандовской серии, образуя среди них согласные пластовые или линзообразные и секущие дайкообразные тела (Ганин, 1978).

Поздние нижнекарельские интрузии представлены тремя комплексами: пироксенитов; метагабброидов (габбро-долериты, долериты, амфиболиты) и гранитодов (микроклин-плагиоклазовые граниты, граносиениты, сиениты, диориты, гранодиориты).

Основные породы этой группы образуют дайкообразные тела северо-восточного простирания, секущие породы архея гимольско-парандовской серии, а также ранние нижнекарельские гранитоиды и их мигматиты (Михайлюк, Носикова, 1962).

Ранние верхнекарельские интрузии представлены гипабиссальными силлами метадолеритов, внедрившихся в кварцито-песчаники янгозерской свиты и дайкообразными телами габбро-долеритов, перекающих нижнекарельские и в районе оз. Янисъярви – верхнекарельские породы (Михайлюк, Носикова, 1962).

Глава 3. Петрографическая характеристика пород массива Корпярви

Геолого-петрографическая характеристика разреза массива Корпярви (рис. 3) основана на материалах, полученных в результате документации керна и изучении шлифов по скважине №4.

При оформлении разреза по скважине были использованы сокращения: м/з – мелкозернистый, с/з – среднезернистый, к/з – крупнозернистый.

Массив сложен метагаббро до амфиболитов, имеющими свежий облик, однако подверженными интенсивным процессам амфиболитизации, эпидотизации и хлоритизации. Изученные породы представляют собой полнокристаллические породы темно-серого цвета в основном массивной текстуры, в некоторых интервалах рассланцованные в различной степени. Состоят в основном из амфибола и плагиоклаза, из второстепенных минералов – эпидот, хлорит, кварц, биотит. Зернистость пород меняется с переходами разностей от мелко до крупнозернистых.

Реликтовых первичномагматических темноцветных минералов не обнаружено, они полностью замещены зернами роговой обманки, имеющей либо идиоморфные очертания, либо ксеноморфно заполняющей промежутки между плагиоклазами. Плагиоклаз в породах в виде лейст, сильно изменен процессами сосюритизации и пелитизации. Эпидот в породах встречается либо в виде зернистых масс, либо редко в виде изометричных зерен. Биотит присутствует в виде редких чешуек, неравномерно распределенных по породе. В наиболее измененных породах содержится хлорит, образующий либо чешуйчатые агрегаты, либо замещающий амфибол. Из аксессуарных минералов характерны рудные (пирит, пирротин, ильменит, халькопирит, сфалерит, галенит), цирконы и апатит. Подробное описание шлифов представлено в приложении №1.

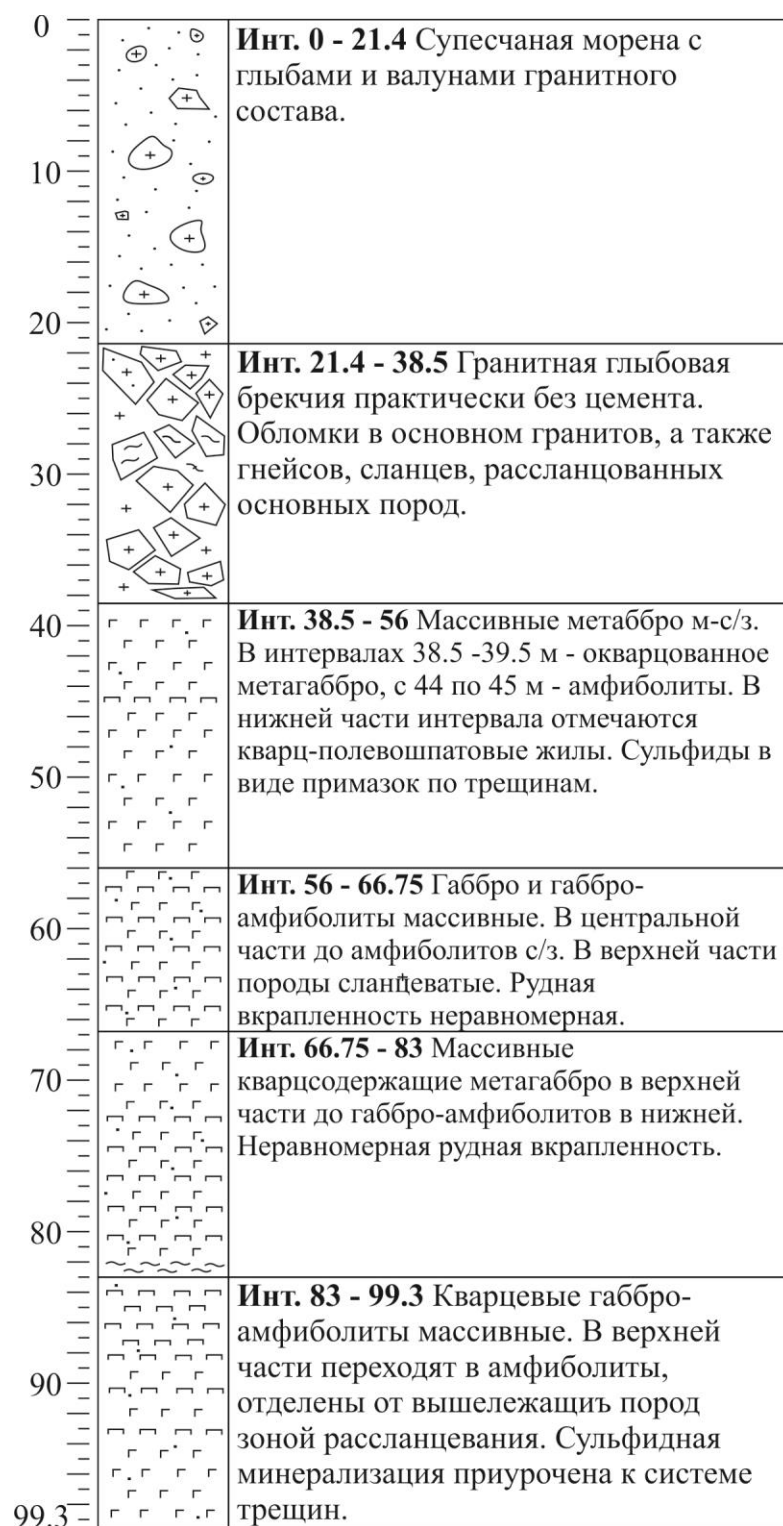


Рис.3 Разрез по скважине № 4. Построен Тагировой А. Р. с использованием материалов

ГГУП СФ «Минерал»

Интервал 99.3- 83 сложен кварцевыми габбро-амфиболитами, сохраняющими реликтовую габбровую структуру с массивной текстурой. Минеральный состав пород: амфибол – от 50 до 55%, плагиоклаз – от 30 до 35%, кварц – 5-10%, биотит – до 7%, эпидот – до 5%. Реликтовые зерна пироксенов не обнаружены. Плагиоклазы в породах интенсивно изменены – пелетизированы и сосюритизированы. Данные породы секут жилы

кварц-полевошпатового состава с углами к оси зерна 45-50°. Сульфидная минерализация приурочена к системе трещин, ориентированных поперек жил. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, ильменитом, галенитом. В верхней части интервала содержание амфибола увеличивается до 65% ближе к зоне рассланцевания мощностью 70 см, которая отделяет данный интервал от вышележащих пород. Данная зона представлена хлорит-биотитовыми сланцами, смятыми в мелкие складки и пронизанными кальцитовыми жилами.

Интервал 83 – 66.75 сложен кварцсодержащими метагаббро до габбро-амфиболитов. Количество амфибола непостоянно (от 40 до 70%). Породы также имеют реликтовые габбровые структуры, которые иногда почти не узнаются из-за интенсивной амфиболитизации, эпидотизации пород. Для данного интервала характерна неравномерная сульфидная вкрапленность, сложенная пирит-пирротиновыми агрегатами, галенитом и халькопиритом. Также из аксессуарных минералов присутствуют ильменит, титанит, сфалерит.

Интервал 66.75 – 56. В нижней части интервала чередование крупнозернистых габбро и габбро-амфиболитов с массивной текстурой и реликтовыми габбровыми структурами. В центральной части (~61-58 м) до амфиболитов среднезернистых, слегка рассланцованы. В верхней части текстуры пород сланцеватые и такситовые из-за скоплений плагиоклазов, которые имеют коричневато-розовые оттенки. Рудная вкрапленность неравномерная, ассоциация та же. Отмечаются пирит-пирротиновые примазки по трещинам в зонах рассланцевания.

Интервал 56 – 38.5 сложен метагаббро темно-серого цвета средне-мелкозернистыми с массивной текстурой. Плагиоклазы коричневатые в нижней части до зеленовато-серых в верхней. В интервалах 38.5 -39.5 м – окварцованное метагаббро светло-серое средне-крупнозернистое, с 44 по 45 – амфиболиты черные среднезернистые, переходы между разностями постепенные. В нижней части интервала отмечаются жилы (мощностью до 1 см) кварц-полевошпатового состава. Сульфиды отмечаются в виде примазок по трещинам.

Интервал 38.5 – 21.4. Гранитная глыбовая брекчия, практически без цемента. Обломки в основном микроклиновых гранитов средне-крупнозернисты, биотит-полевошпатовых гнейсов, слюдяных сланцев, сильно рассланцованных основных пород.

Интервал 21.4 – 0. Супесчаная морена с глыбами и валунами гранитного состава.

Глава 4. Геохимические особенности пород массива Корпиярви

Геохимическое изучение состава пород включало в себя изучение особенностей петрохимического состава пород и анализ результатов определений содержаний элементов-примесей.

Данные исследования были выполнены на основе опробований методами рентгенофлуоресцентного, полуколичественного спектрального анализ и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, выполненных в аналитической лаборатории ВСЕ-ГЕИ. Всего было использовано 50 образцов коренных пород. Полные таблицы составов представлены в Приложении 2.

4.1 Петрохимические особенности пород

На классификационной бинарной ТАС-диаграмме (рис.4) фигуративные точки составов пород попадают в поля габбро, габбро-диоритов и диоритов. На диаграмме AFM (рис. 6) точки составов пород формируют компактное поле, положение которого позволяет определить метагабброиды как породы толеитовой серии повышенной железистости, или Fe- толеиты. Они имеют относительно высокую магнезиальность ($Mg\#$ от 0,44 до 0,74, в среднем 0,56). Для них характерна небольшая дифференцированность по кремнезему – от 45 до 55%, сумме щелочей – от 2,5 до 4,5% и MgO – от 2 до 6%.

По содержанию Al_2O_3 породы можно отнести к умеренно глиноземистым с вариациями коэффициента глиноземистости от 0,5 до 1,5.

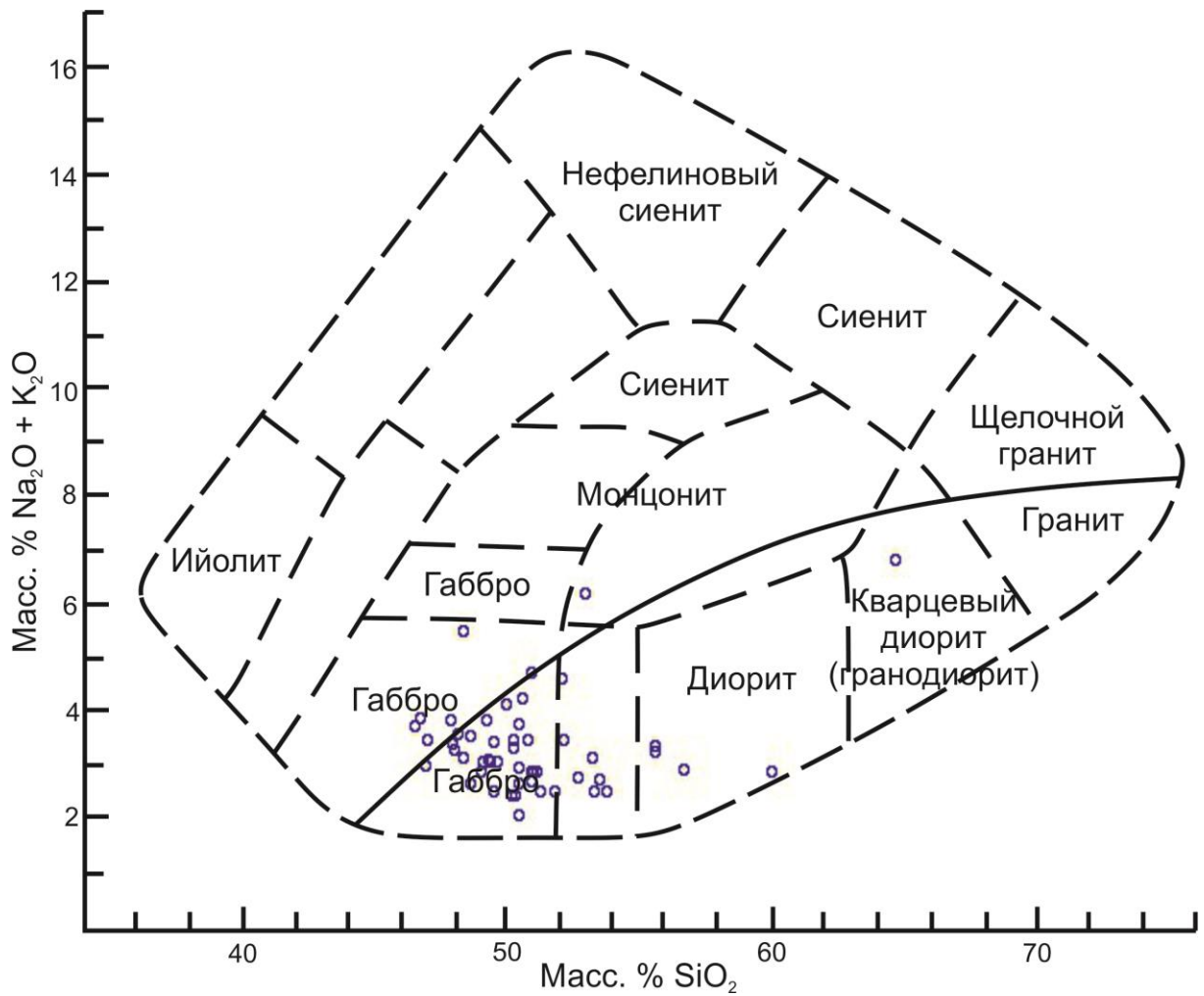


Рис. 4 Классификационная TAS-диаграмма по (Wilson, 1989) для пород массива

Значительные вариации наблюдаются (рис. 5) для оксидов титана (от 0,9 до 3%), железа (от 12 до 23%), для которых характерно уменьшение содержаний вверх по скважине и кальция (от 6 до 13%), для которого в целом характерно увеличение содержаний.

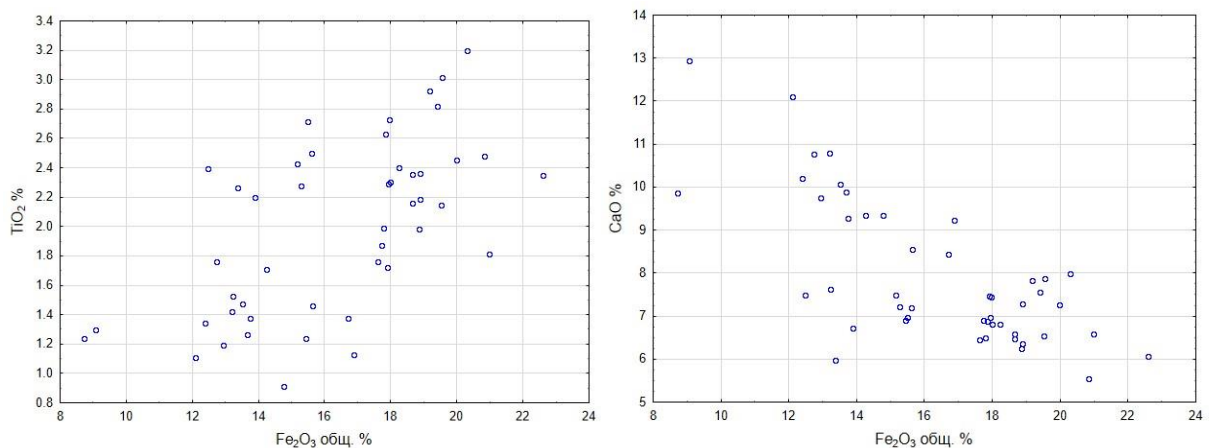


Рис. 5 Вариационные диаграммы (Fe_2O_3 масс. % – TiO_2 , CaO масс. %)

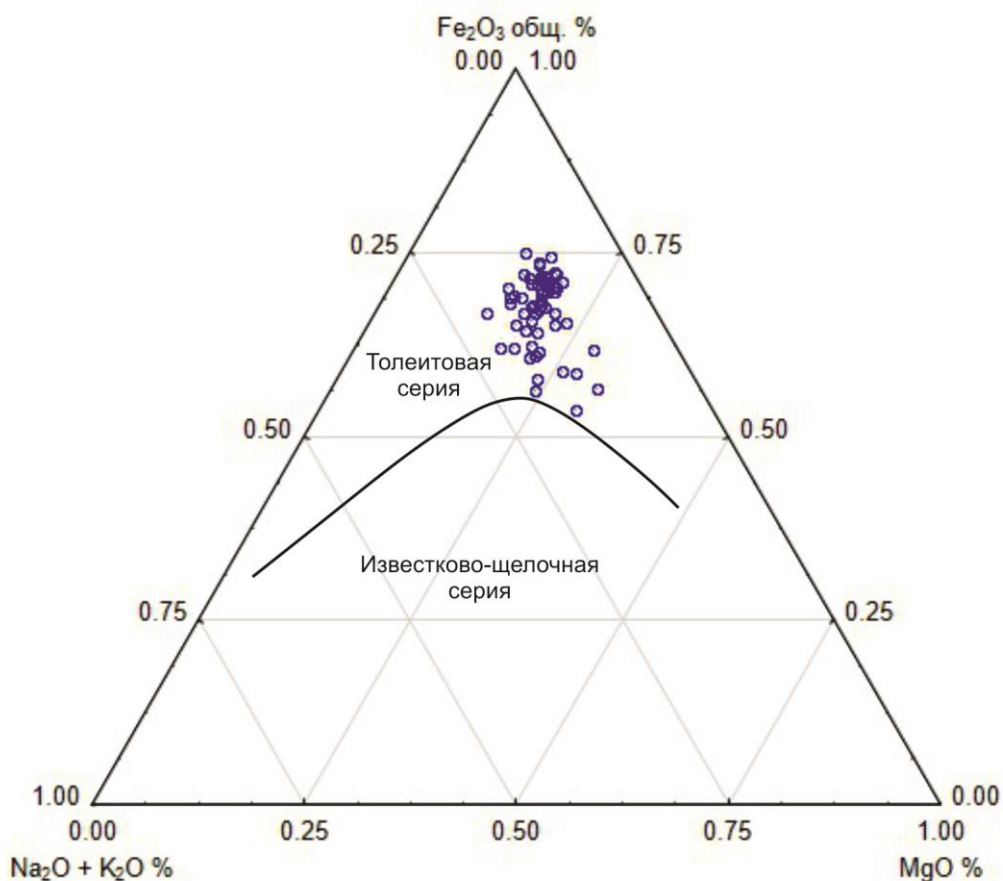


Рис. 6 Классификационная диаграмма AFM по (Wilson, 1989) для пород массива

4.2 Геохимические особенности пород

Метагабброидам свойственна в целом одинаковая степень фракционированности лантаноидов. Кривая распределения РЗЭ, нормированных к хондриту C1 (рис. 7), в породах массива характеризуется плавным наклоном. La/Yb_n отношение составляет от 2,9 до 4,5.

Стоит отметить схожесть кривых распределения РЗЭ для пород массива и E-MORB, однако породы массива более деплетированы тяжелыми редкоземельными элементами.

La/Sm отношения для габброидов варьируют от 1.7 до 3.0, La/Nb – от 0.7 до 1.8, что также может свидетельствовать о том, что магмы происходят из обогащенного источника (Condie, 2016).

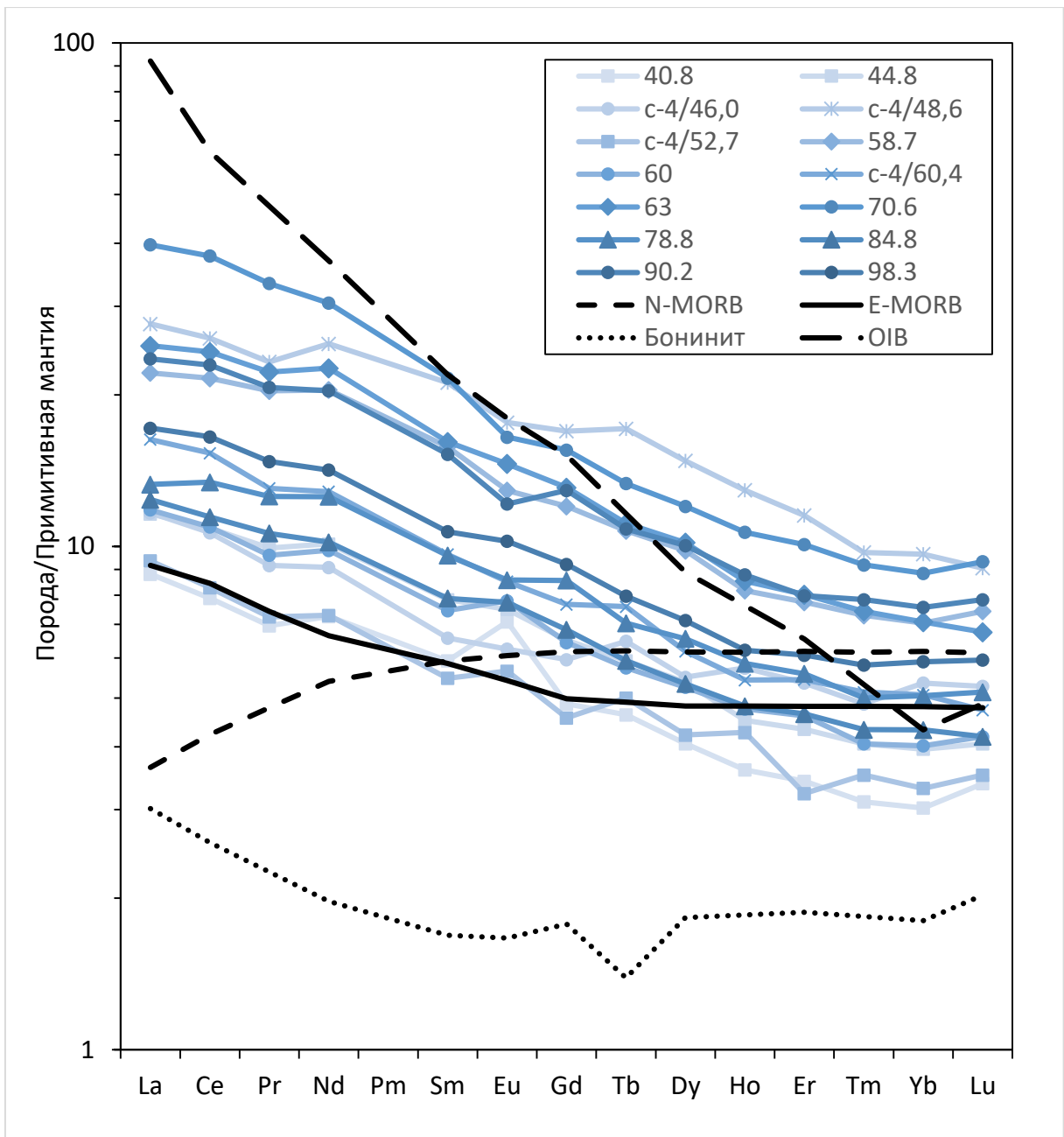


Рис. 7 Диаграмма распределений редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989)

4.3 Химия минералов

Изучение химического состава минералов производилось на рентгеноспектральном микроанализаторе в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель». По результатам анализа для всех минералов при расчете формул вычисление стехиометрических коэффициентов производилось по кислородному методу вручную в программе Excel, а также при помощи программы MINAL (vers. 2) (Доливо-Добровольский Д. Д., 2002-2005). Минимальные составы некоторых минералов рассчитывались в программе MineralCalc v.1.1 (автор Е. Кориневский).

4.3.1 Амфиболы

Основной классификации амфиболов является общая формула:



где A = Ca, Na, K, Pb; B = Ca, Fe²⁺, Li, Mg, Mn²⁺, Na; C = Fe²⁺, Mg, Mn, Al, Cr, Fe³⁺; T = Al, Be, Ti, Si. Так как содержание H₂O и F неизвестно в исследованных анализах, то формулы рассчитывались на 23 атома кислорода с предполагаемыми 2 атомами OH, F и Cl. Самая большая неоднозначность при расчете формул возникает при разделении валового железа на Fe³⁺ и Fe²⁺, что может влиять на выбор названия минерала (Номенклатура амфиболов..., 1997). В данном случае использовался метод пересчета, представленный в работе Булаха А. Г., Золотарева А. А. и Кривовичева В. Г. (2014).

Амфиболы являются одними из наиболее распространенных минералов изученных пород. Здесь они представлены исключительно группой кальциевых амфиболов, для которых (Ca+Na)_B>1.50 и Na_B<0.50. Так же содержат примеси марганца и титана (таблица 1).

В пределах группы амфиболы массива Корпиярви представлены феррочермакитом и железистой роговой обманкой (рис. 8).

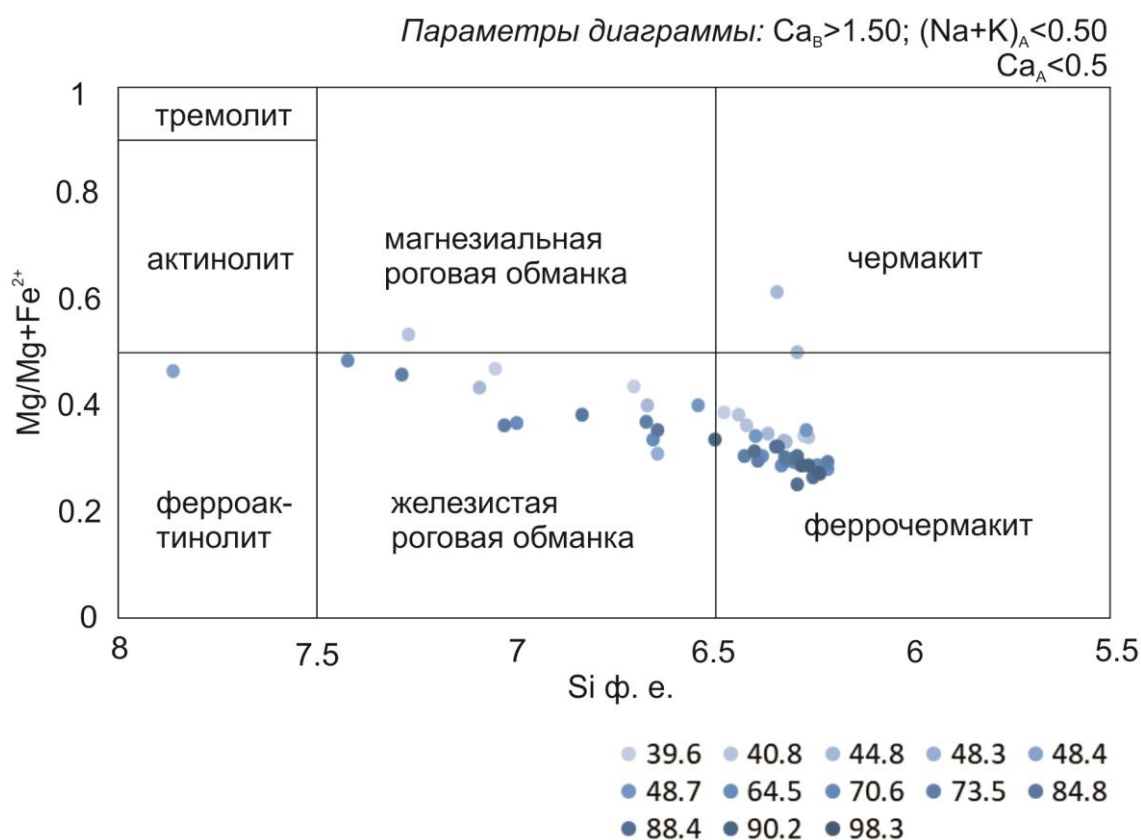


Рис. 8 Классификационная диаграмма кальциевых амфиболов по (Номенклатура амфиболов..., 1997)

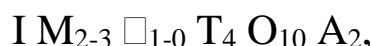
Таблица 1. Представительные химические анализы амфиболов

№ спектра	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
799	42.02	0.52	15.93	20.96	0.43	6.14	12.04	1.39	0.58	100.01
820	45.11	0.82	11.39	20.16	0.31	8.76	11.88	1.04	0.52	99.99
826	47.14	1.70	7.83	19.86	0.51	9.85	11.35	0.90	0.85	99.99
855	44.45	0.37	11.07	23.23	0.43	7.65	11.32	1.11	0.37	100.00
866	49.36	0.27	5.91	21.14	0.53	10.05	11.62	0.75	0.37	100.00
1060	44.13	1.13	12.05	22.56	0.38	6.43	11.63	1.15	0.53	100.00
1062	41.94	0.43	15.99	22.60	0.27	5.21	11.70	1.26	0.60	99.99
1063	42.46	0.32	14.67	22.65	0.39	5.56	11.93	1.27	0.76	100.00

4.3.2 Слюды

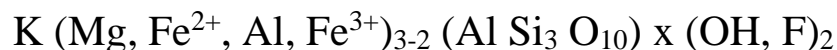
Слюды принадлежат к слоистым силикатам, структура которых состоит из двух тетраэдрических сеток и расположенных между ними октаэдрических сеток. Данные сетки образуют слои, отделенные от смежных при помощи межслоевых катионов.

Общую формулу слюд можно записать следующим образом (Номенклатура слюд..., 1998):



где распределение ионов по позициям обычно таково I = Cs, **K**, **Na**, NH₄, Rb, Ba, **Ca**; M = **Li**, **Fe²⁺**, **Fe³⁺**, **Mg**, **Mn²⁺**, **Mn³⁺**, Zn, Al, Cr, V, **Ti**; T = **Al**, B, **Fe³⁺**, Si; A = Cl, **F**, **OH**, O (окислюды), S. Основная классификация слюд основана на их химическом составе и структурных особенностях, так как физические диагностические свойства не дают однозначных результатов.

Группа слюд в породах массива представлена главным образом магниезально-железистыми триоктаэдрическими слюдами – *биотитами*, которые занимают положение между аннит-флогопитовым и сидерофиллит-истонитовым рядами. Таким слюдам приписывают общую формулу (Булах А. Г. и др., 2008):



Содержания миналов – аннита (Ann), флогопита (Phl), сидерофиллита (Sid) и истонита (Eas) (таблица 2) определялось в программе MineralCalc.

Слюды могут содержать до 3.66% TiO₂, до 0.26% MnO, до 1% CaO и небольшую примесь Na₂O (до 0.16%) (таблица 3).

Таблица 2. Содержания миналов в биотитах пород массива

№ спектра	Интервал	Phl	Ann	Sid	Eas
Спектр 833	73,5	38.764	27.369	19.851	14.016
Спектр 883	73,5	38.815	27.638	19.595	13.953
Спектр 1009	82,5	39.488	27.926	19.087	13.499
Спектр 1015	82,5	33.84	23.303	25.38	17.477
Спектр 1023	82,5	35.951	25.827	22.243	15.979
Спектр 1029	82,5	39.678	26.59	20.197	13.535
Спектр 1031	82,5	40.918	29.49	17.198	12.394
Спектр 1114	70,6	36.361	27.791	20.318	15.53
Спектр 1119	70,6	36.985	25.588	22.122	15.305
Спектр 1139	84,8	40.856	26.141	20.126	12.877
Спектр 1153	84,8	39.248	26.466	20.477	13.808
Спектр 1158	84,8	45.699	29.213	15.304	9.783
Спектр 1268	44,8	36.451	27.198	20.817	15.533
Спектр 1317	88,4	36.878	25.309	22.423	15.389

Таблица 3. Химические анализы слюд

№ спектра	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
833	36.57	2.26	16.90	25.90	0.00	9.23	0.00	0.00	9.12	99.99
883	36.28	2.28	17.09	25.48	0.26	9.26	0.00	0.10	9.26	100.00
1009	36.54	2.34	16.68	25.40	0.18	9.14	0.00	0.00	9.71	99.99
1015	37.26	2.15	17.28	24.74	0.00	8.61	0.00	0.00	9.97	100.00
1023	36.64	2.13	17.34	24.79	0.00	8.99	0.00	0.00	10.12	100.00
1029	36.35	2.06	16.84	26.31	0.00	8.90	0.00	0.00	9.57	100.02
1031	35.43	2.19	17.61	27.24	0.00	9.91	0.00	0.00	7.62	99.99
1114	36.74	3.66	17.43	22.83	0.00	8.81	0.32	0.00	10.19	99.99
1119	36.41	2.08	17.27	26.02	0.00	9.09	0.00	0.00	9.14	100.00
1139	36.31	2.91	16.78	25.80	0.24	8.33	0.00	0.16	9.48	100.00
1153	36.35	2.70	16.85	25.63	0.16	8.62	0.00	0.00	9.70	100.01
1158	35.47	3.20	16.81	26.43	0.00	8.53	1.01	0.00	8.57	100.01
1268	37.07	1.92	16.90	25.60	0.00	9.64	0.00	0.00	8.88	100.00
1317	37.06	3.02	17.08	24.37	0.21	8.52	0.00	0.00	9.74	100.00

4.3.3 Полевые шпаты

Для полевых шпатов при помощи формульных коэффициентов были рассчитаны содержания конечных членов полевошпатовой серии – ортоклаза (KAlSi₃O₈), альбита (NaAlSi₃O₈) и анортита (CaAl₂Si₂O₈) (рис. 9).

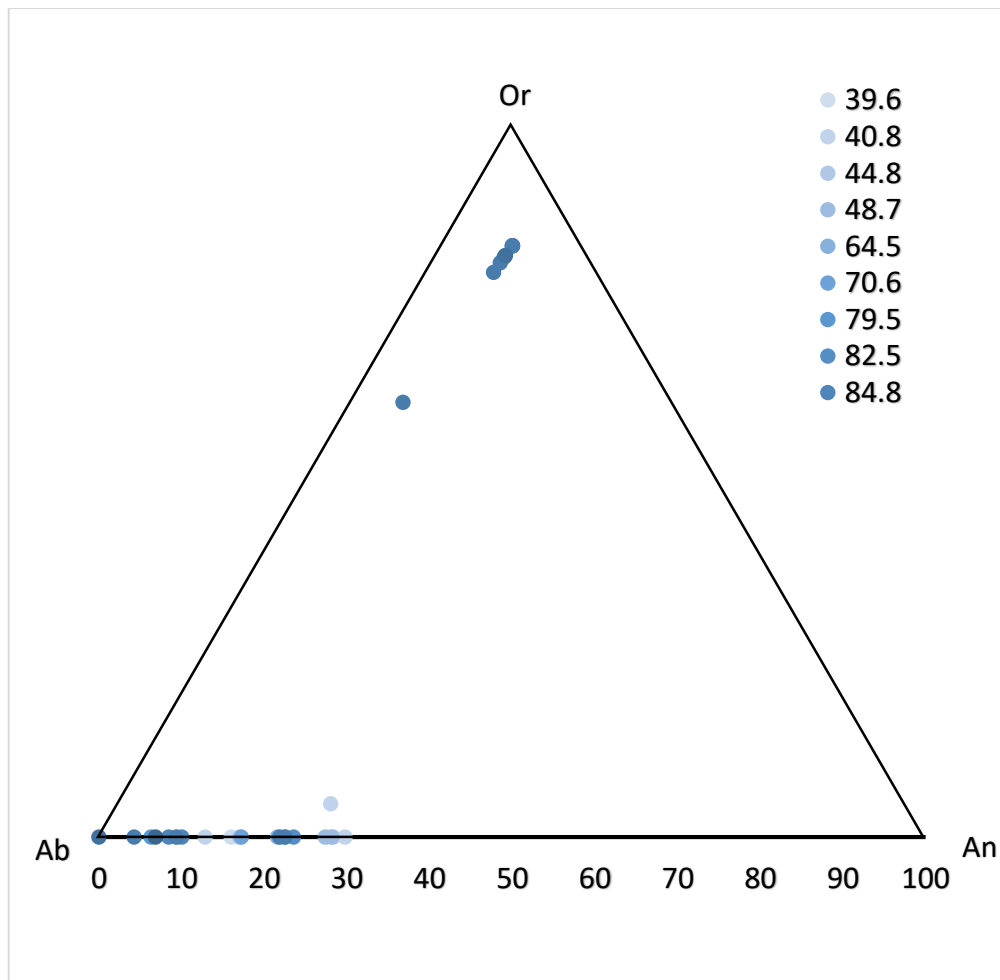


Рис. 9 Диаграмма составов для полевых шпатов массива

В изучаемых породах полевые шпаты представлены преимущественно кислыми плагиоклазами – альбитом и олигоклазом, причем вверх по скважине содержание анортитовой молекулы увеличивается. В нижней части разреза встречается ортоклаз, но только в заполнении трещин.

4.3.4 Минералы группы эпидота

Номенклатура минералов группы эпидота базируется на детальной кристаллохимической формуле:



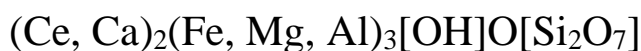
В зависимости от заселенности позиций A1, A2, M1, M2, M3 катионами и O4, O10 добавочными анионами минералы группы эпидота можно разбить на три подгруппы – *клиноцоизита*, *алланита*, *долласеита* (Армбрустер Т. и др., 2006).

Минералы подгруппы клиноцоизита в породах массива распространены повсеместно. Для них формула может быть записана следующим образом:



В позицию А также могут частично входить Mn, Na, K, а позицию МЗ может занимать Mg.

В породах нижней части массива (интервал 70.6 – 90.2 м) встречается *алланит* (или ортит) – цериевый эпидот. Церий и другие редкие земли занимают в решетке эпидота места двухвалентного кальция, а не Al^{3+} , а избыточный заряд компенсируется заменой Al^{3+} на Fe^{3+} и Mg^{3+} , так что формула выглядит следующим образом (Лодочников, 1974):



Он либо образует зернистые массы, как другие эпидоты, но в отдельных случаях встречается в виде хорошо ограненных кристаллов и сростков (рис. 10). Плеохроирует от прозрачно-желтоватого до ярко розово-бурого. Цвета интерференции аномальные – персиковые (местами чернильными). Окраска зональная – связана с содержанием редкоземельных элементов.

Что очень характерно для ортита, в отличии его от биотита или от роговой обманки, с которыми данный минерал можно спутать, его свойства могут изменяться в одном кристалле. Также для него характерна почти постоянная ассоциация – окружение эпидотом. Двупреломление его изменчиво, что связано с процессом саморазложения – минерал содержит ториевые молекулы и все время бомбардируется радиогенными атомами. (Лодочников, 1974).

Алланиты пород массива содержат La от 1 до 3%, Ce от 2.6 до 10.4%, Pr от 0 до 1.22%, Nd от 1.15 до 4%, в некоторых случаях содержат также до 0.5% Sm. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует от 5 до 18%.



Рис. 10 Кристаллы алланита в габбро. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE). All – алланит, Ap – апатит, Ep – эпидот, Zrn - циркон

4.3.5 Прочие минералы

В качестве вторичного минерала в изученных породах часто встречается хлорит, который обычно развивается по амфиболу или биотиту. Проанализированные хлориты являются промежуточными членами ряда шамозит – клинохлор с примерно равными содержаниями железа и магния.

Наиболее распространенным из акцессорных минералов является апатит, который встречается во всех разновидностях пород.

Глава 5. Особенности рудной минерализации

Особенности рудных минералов также изучались на рентгеноспектральном микроанализаторе в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

Рудная минерализация представлена рассеянной и прожилковой вкрапленностью. В связи с этим она характеризуется сложными взаимоотношениями слагающих ее минеральных агрегатов и разновременными минеральными ассоциациями.

В данной главе использовались следующие сокращения названий минералов в соответствии с международной систематикой (Whitney and Evans, 2010):

All – алланит

Amf – амфибол

Ap – апатит

Bt – биотит

Csp – халькопирит

Ep – эпидот

Gn – галенит

Ilm – ильменит

Kfs – калиевый полевой шпат

Pl – плагиоклаз

Po – пирротин

Py – пирит

Qtz – кварц

Sph – сфалерит

Ttn – титанит

Изучение текстурно-структурных особенностей позволило выделить три рудных минеральных ассоциации: *пирротин-ильменитовую*, *сфалерит-галенитовую* и *халькопирит-пиритовую*.

Пирротин-ильменитовая ассоциация

Данная ассоциация наиболее ранняя и включает два минерала – *пирротин* и *ильменит*.

Ильменит является преобладающим минералом для данного парагенезиса. Размер зерен варьирует от 0,05 до 1 мм. Морфологически преобладают ксеноморфные агрегаты, а также скелетные кристаллы (рис. 11). Зерна ильменита почти всегда содержат включения кварца, а также биотита, эпидота и титанита (рис. 12). Содержит до 2.77% примесь марганца (таблица 4).

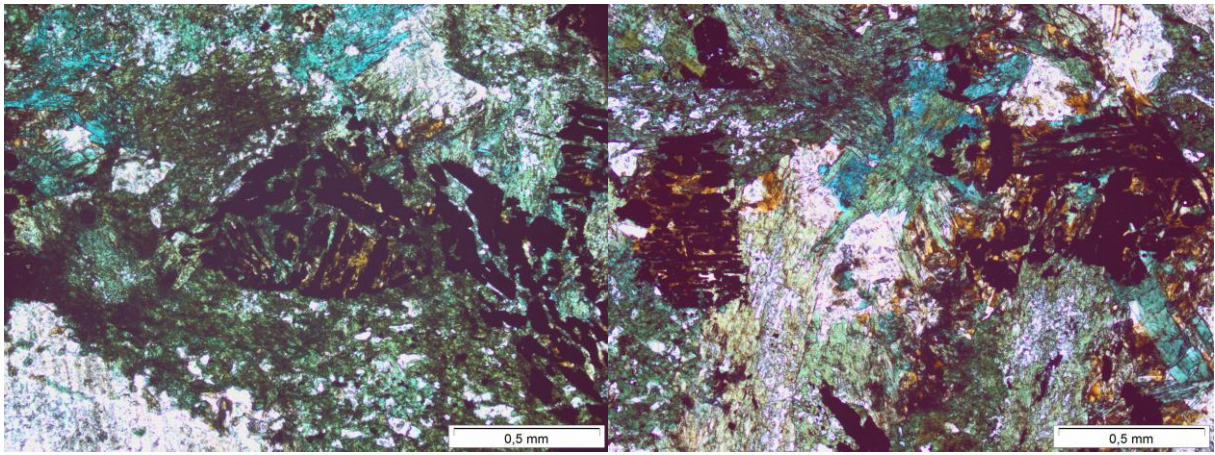


Рис. 11 Скелетные кристаллы ильменита в метагаббро. Шлиф С-4/73.5. Николи П

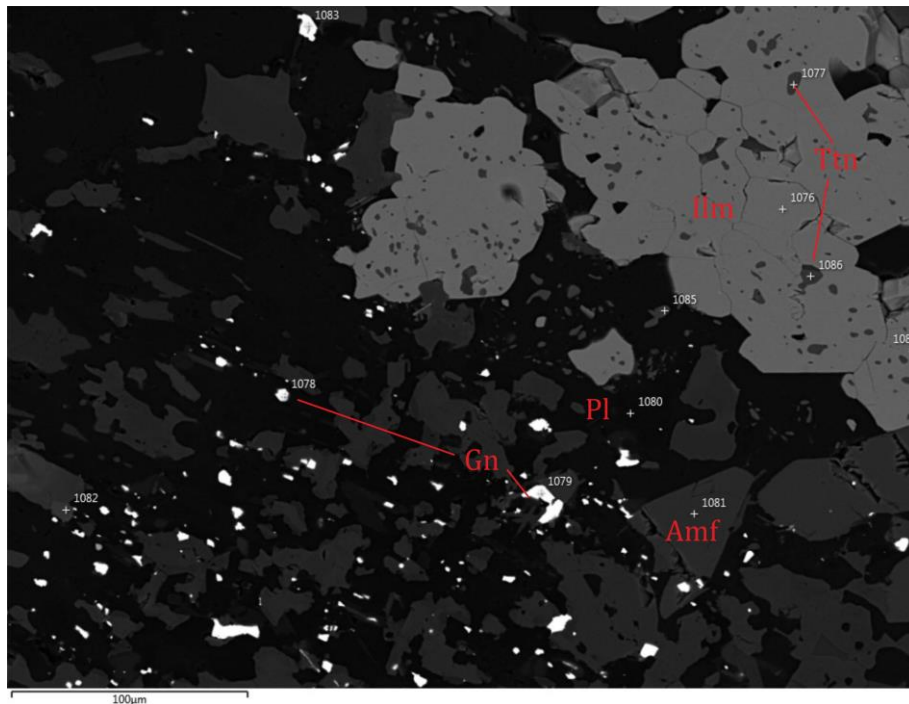


Рис. 12 Ильменит с включениями титанита и кварца, вкрапленность галенита. Шлиф С-4/40.8. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Таблица 4. Представительные химические анализы ильменита

Спектр	807	808	809	812	843	973	1002	1039	1053	1132	1150
TiO ₂	52.07	52.81	53.08	51.35	52.2	52.04	50.98	52.86	52.41	51.83	52.93
FeO	44.87	45.05	45.31	45.17	45.27	45.48	45.17	45.14	44.71	44.77	45.28
MnO	2.44	2.51	2.47	2.18	2.02	2.4	2.32	2.02	2.38	2.56	2.77
Сумма	99.38	100.38	100.86	98.7	99.49	99.93	98.46	100.02	99.5	99.17	100.98

Пирротин встречается только в интервале 45 – 50 м. Заполняется пространство между породообразующими минералами, не имеет выраженных кристаллографических граней, ксеноморфен. Образует зерна от 1 до 2 мм, сростания до 1 см (рис. 13). Замещается пиритом более поздней генерации (рис. 14). По взаимоотношениям с ильменитом можно говорить о почти одновременной их кристаллизации (рис. 15).

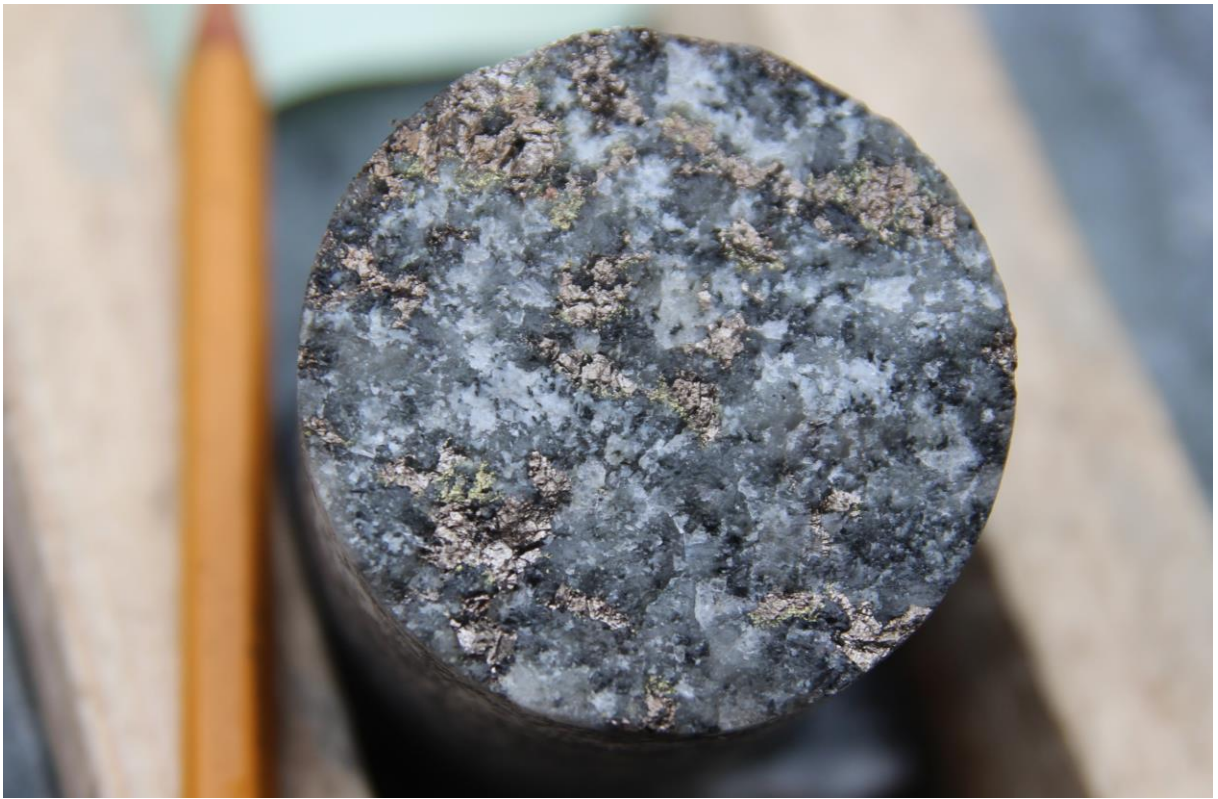


Рис. 13 Пирротин с халькопиритом в метагаббро. Образец керна 48.4

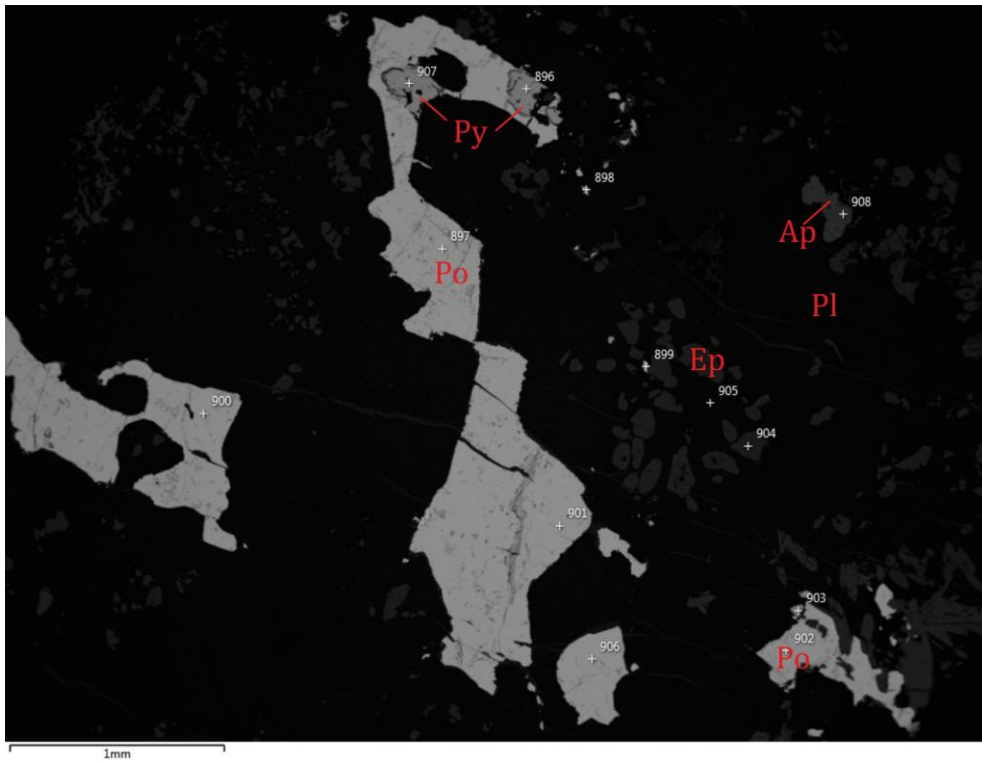


Рис. 14 Пирротин заполняет пространство между плагиоклазом и замещается пиритом (верхняя часть). Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

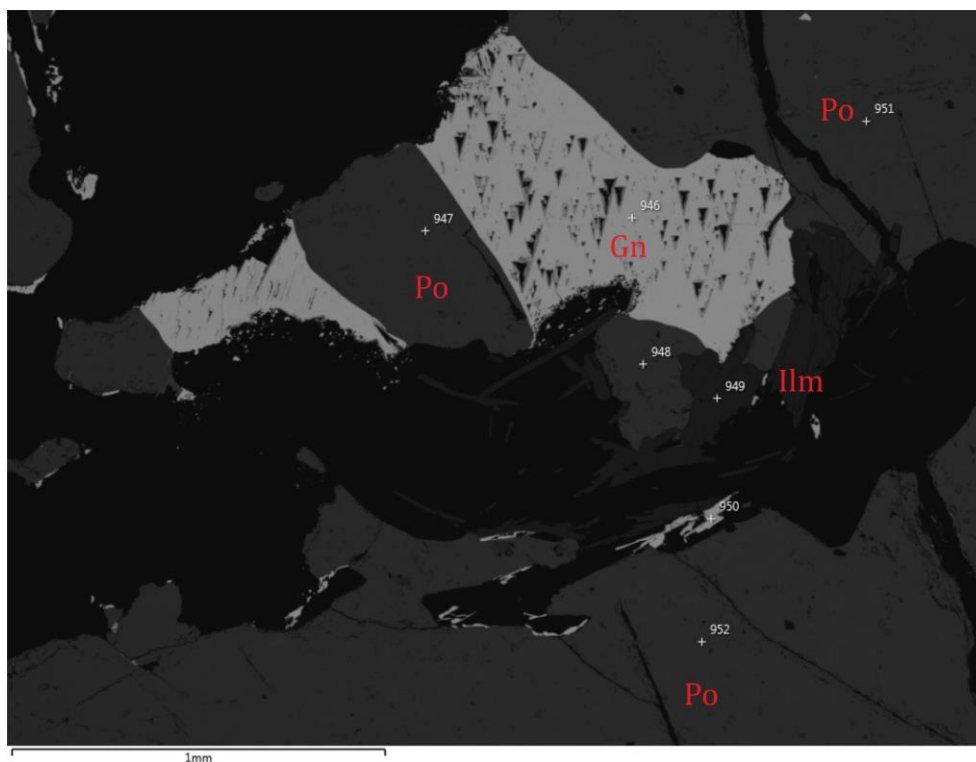


Рис. 15 Галенит с треугольниками выкрашивания в полости в пирротине. Пирротин и ильменит совместно пересекаются трещиной (правая часть изображения). Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Сфалерит-галенитовая ассоциация

Данная ассоциация образовалась позднее пирротин-ильменитовой и включает два минерала – *сфалерит* и *галенит*.

Галенит встречается в породах повсеместно, заполняя пространства между другими минералами (размеры до 1 см), либо в виде пленок в трещинах (рис. 15), а также в виде рассеянной вкрапленности с зернами размером до десятков микрометров (рис. 12). В крупных зернах отчетливо наблюдаются треугольники выкрашивания, что является одним из отличительных признаков данного минерала. Содержит примесь оксида железа до 3%.

Сфалерит встречается в виде зерен треугольной и округлой формы размером до первых сотен микрометров (рис. 16), а также включения в более позднем халькопирите (рис. 17). Содержит от 5 до 15% примеси оксида железа, в некоторых случаях примерно до 5% меди или около 2% кадмия.

Прямые взаимоотношения между минералами данной ассоциации определить не удалось, выделение их в совместный парагенезис проводилось по взаимоотношениям с более ранними и более поздними минералами.

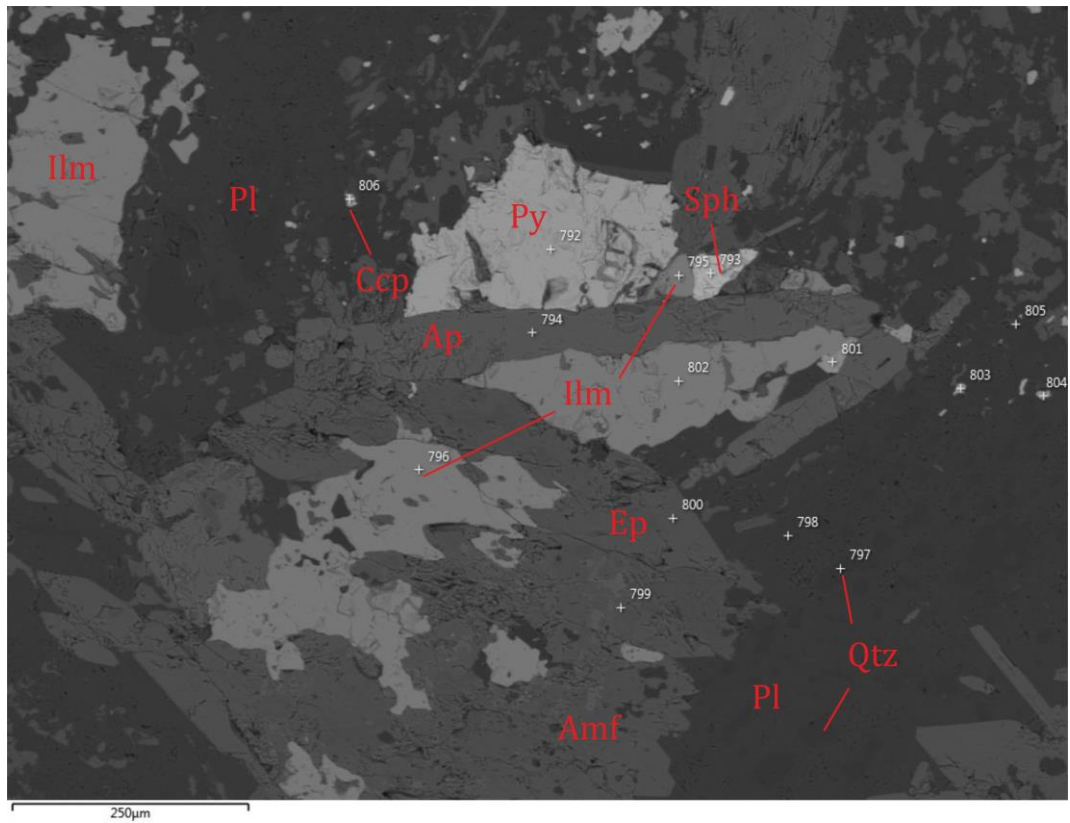


Рис. 16 Ильменит, пирит и сфалерит в метагаббро. Изображение BSE

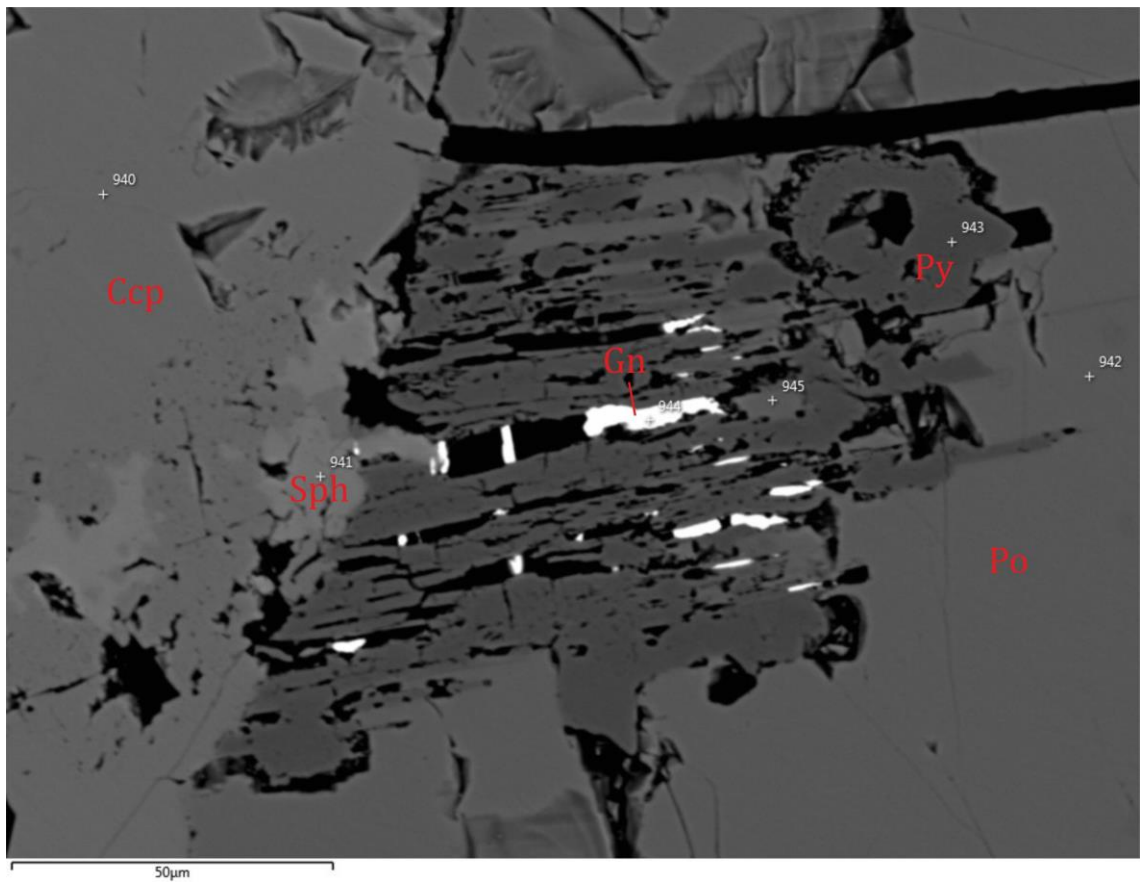


Рис. 17 Включения сфалерита в халькопирите и галенита в пирите, который заполняет полость и трещины в пирротине. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Халькопирит-пиритовая ассоциация

Данная ассоциация наиболее поздняя и включает два минерала – *халькопирит* и *пирит*.

Пирит является преобладающим минералом данной ассоциации. В основном заполняет трещины в породе (рис. 17), либо выделяется в виде округлых ксеноморфных зерен до 1 мм. Но при свободном росте в некоторых пустотах все же образуются небольшие кристаллы (до 0,1 мм) с ясно выраженными кристаллографическими очертаниями (рис. 18).

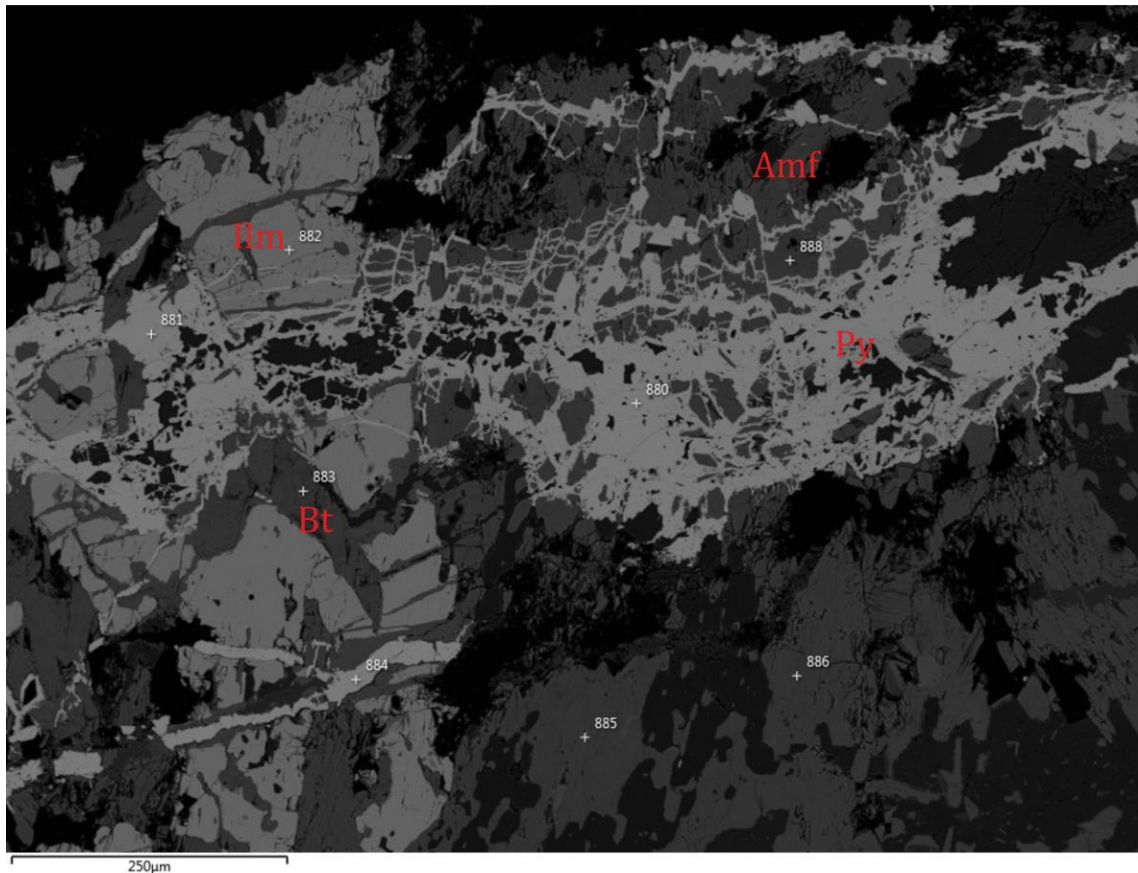


Рис. 17 Заполнение жилы пиритом. Шлиф С-4/73.5. Изображение BSE

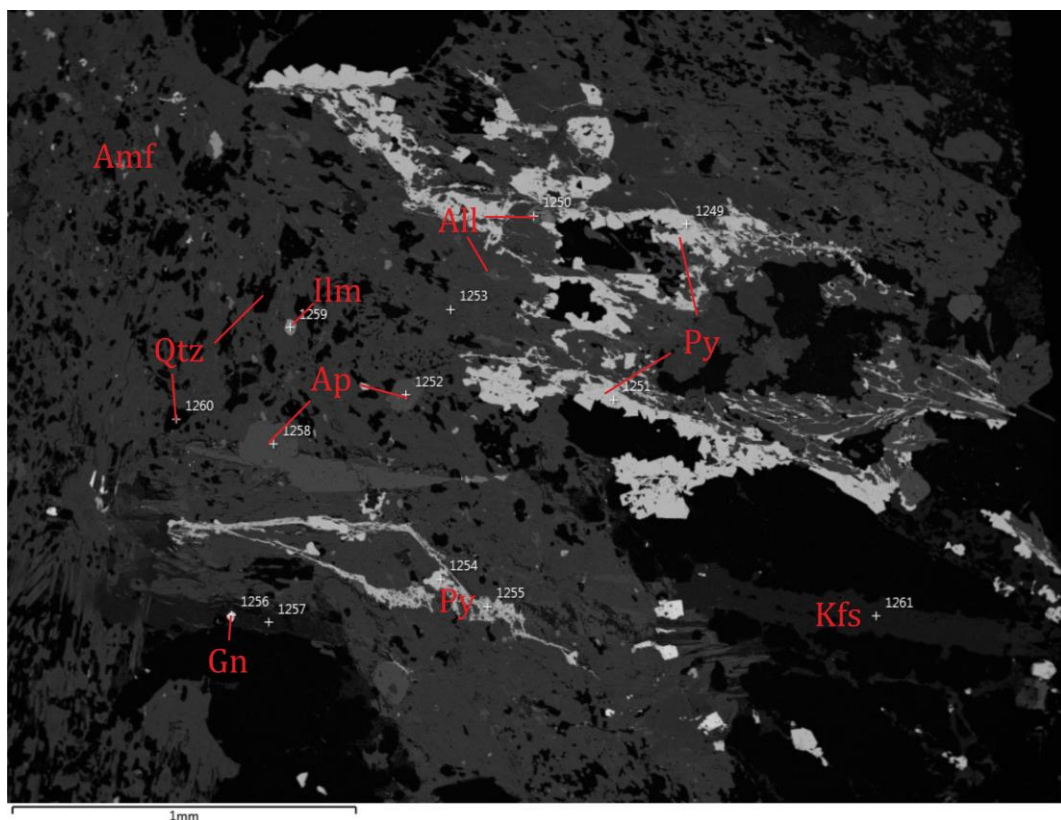


Рис. 18 Заполнение жил пиритом и рост щеток. Шлиф С-4/44.8. Изображение BSE

Халькопирит менее распространен, и обычно образует включения в пирите, либо замещает пирротин. Образует треугольные (рис. 19) или округлые (рис. 20) ксеноморфные зерна от 0,1 до 1 мм

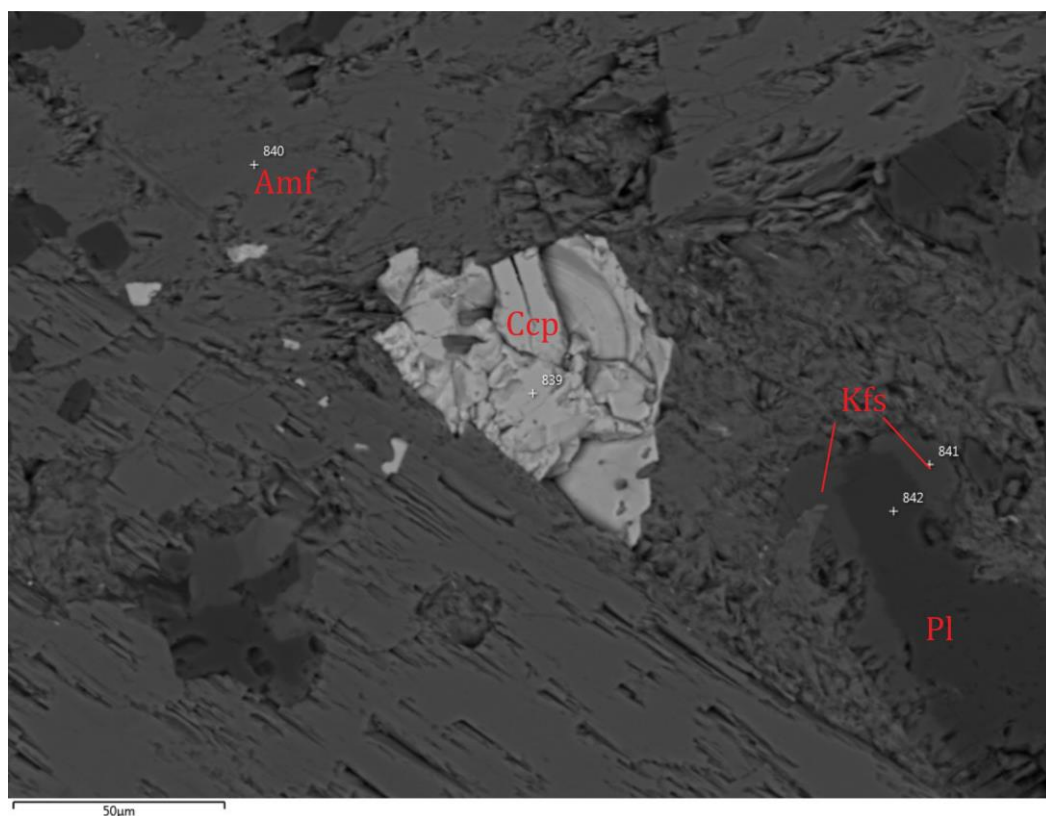


Рис. 19 Треугольное зерно халькопирита в породе. Изображение BSE

Данный парагенезис наиболее поздний, так как и пирит, и халькопирит могут содержать включения и сфалерита, и галенита (рис. 21) предыдущего парагенезиса.

Таким образом, данные три парагенезиса образовались последовательно (таблица 4).

Выявленные особенности минерального состава руд массива Корпиярви и геохимическая специфика рудных минералов позволяют предположить его принадлежность к титан-железородной мафитовой формации.

Таблица 4. Минеральные парагенезисы и последовательность их образования

Парагенезис Минералы	Пирротин- ильменитовый	Сфалерит- галенитовый	Халькопирит- пиритовый
Пирротин $Fe_{1-x}S$	+		
Ильменит $FeTiO_3$	+		
Сфалерит ZnS		+	
Галенит PbS		+	
Халькопирит $CuFeS_2$			+
Пирит FeS_2			+

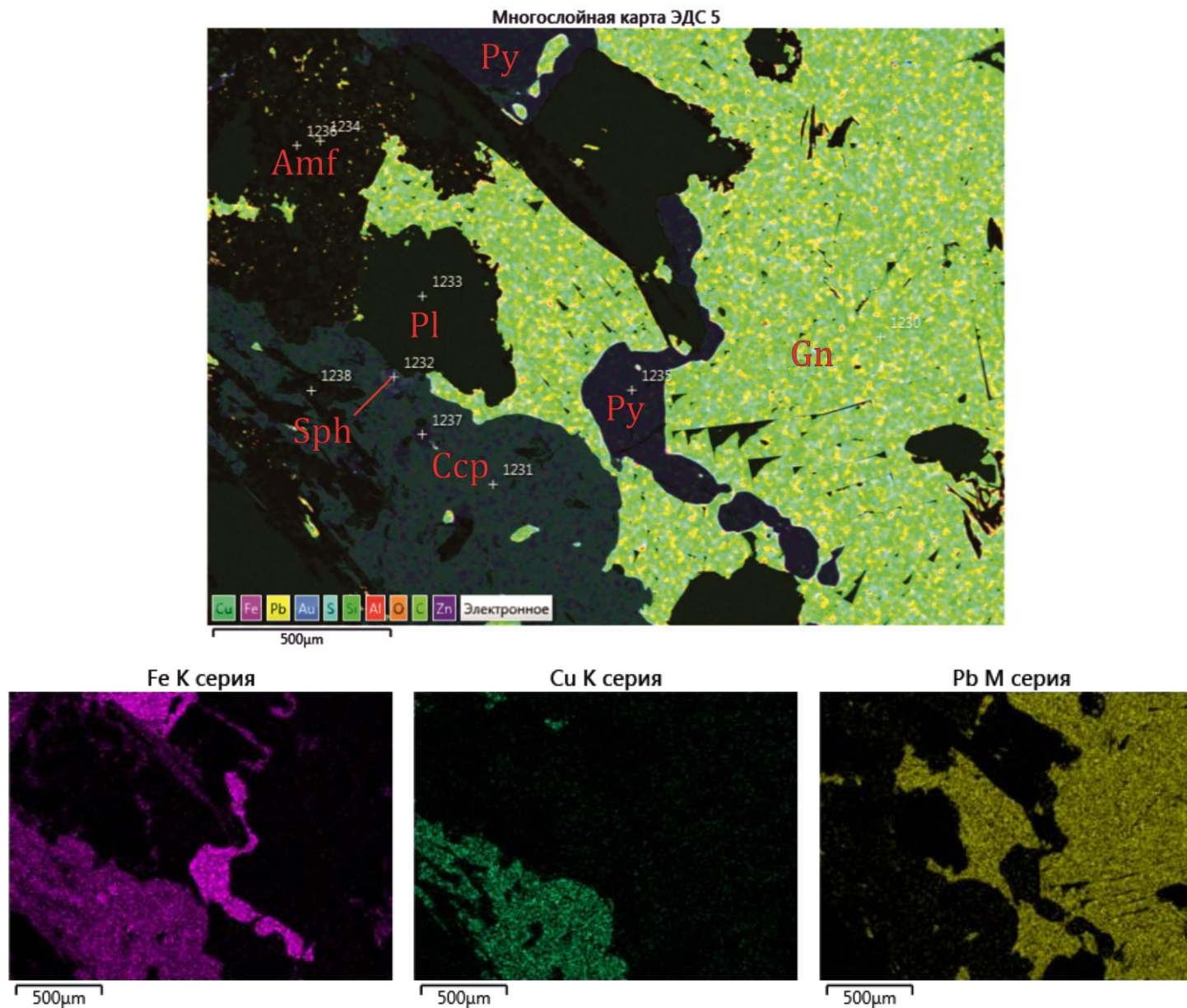


Рис. 21 Округлые включения галенита и сфалерита в пирите и халькопирите. Аншлиф С-4/48.8. Многослойная карта распределения элементов (Cu, Fe, Pb, Au, S, Si, Al, O, Zn) и Fe-, Cu- и Pb-серии

Глава 6. Обсуждение результатов

В ходе работ по ГДП-200 на листе Р-36-ХІV на основе полного сходства по минеральному и химическому составу был выделен габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс, отнесенный к людиковийскому возрасту. Так как породы массива Корпиярви обнаруживают сходство с породами данного комплекса по минеральному составу и геологической позиции, одной из задач данной работы было их сравнение по петрохимическим и геохимическим особенностям.

Породы габбро-долеритового гипабиссального комплекса, выделенного ранее на территории, представляют ярко выраженный феннерровский тренд дифференциации. В результате изучения габброидных пород массива Корпиярви было установлено, что породы являются Fe-толеитами (рис. 22) и продолжают феннерровский тренд для пород района работ.

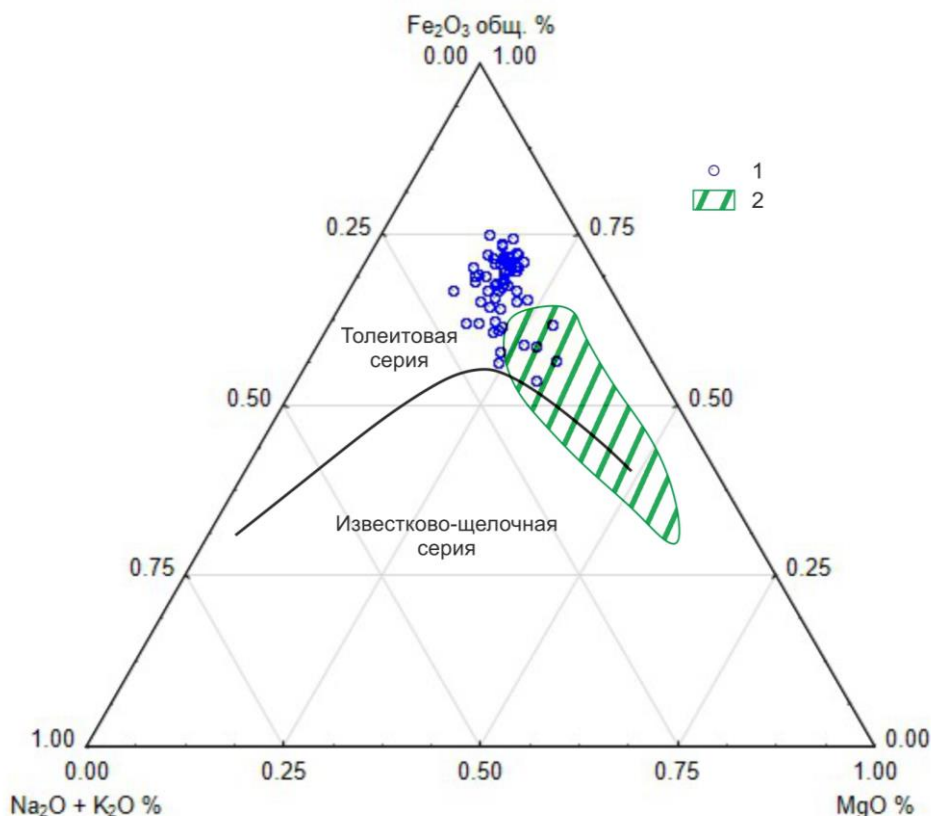


Рис. 22 Классификационная диаграмма АFМ по (Wilson, 1989): 1 – габброиды массива Корпиярви, 2 – габбро-долериты гипабиссального комплекса (по материалам отчета о геологической съемке на листе Р-36-ХІV)

Характер распределения РЗЭ в породах массива Корпиярви схож с таковым для габброидов людиковийского возраста в районе работ.

Метадолеритам гипабиссального комплекса свойственна разная степень фракционированности лантаноидов с меняющимися наклонами линий распределения РЗЭ от горизонтальных до слабо наклонных ($La_N/Lu_N=0.8-11.4$). Породы массива Корпьярви демонстрируют сходный характер распределения РЗЭ с наиболее фракционированными разностями (рис. 23).

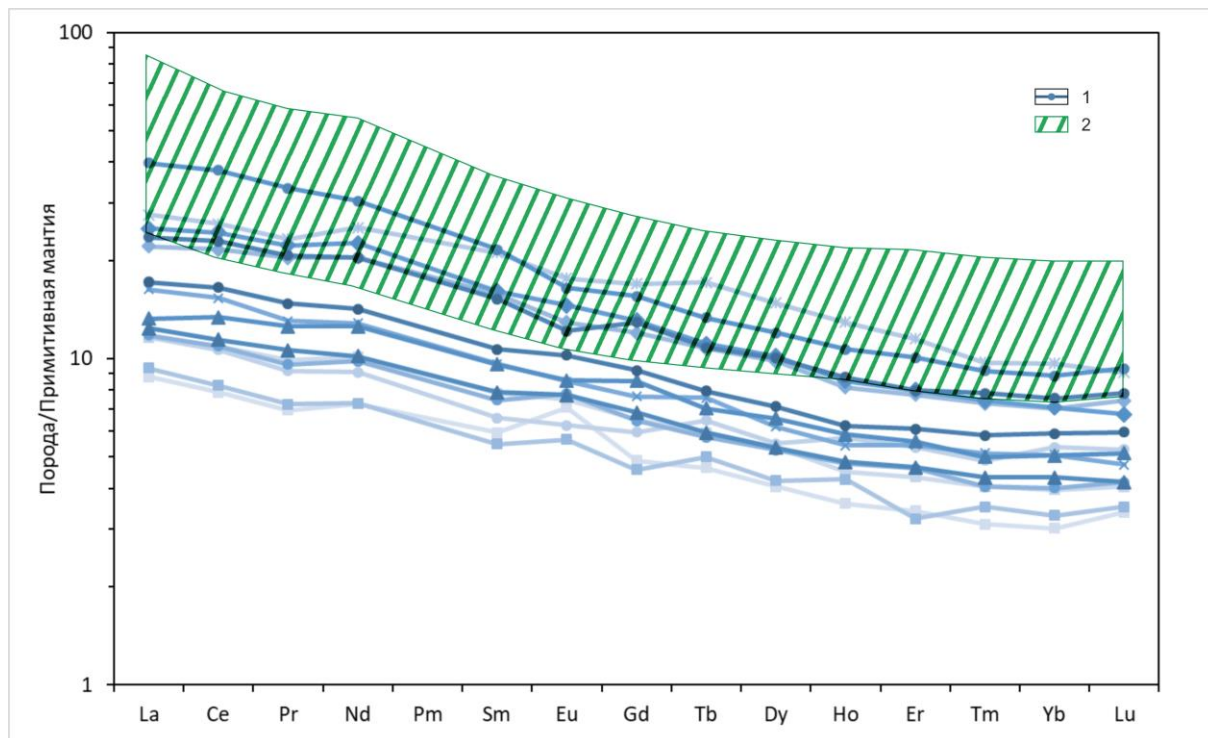


Рис. 23 Диаграмма распределений редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989): 1 – габброиды массива Корпьярви, 2 – габбро-долериты гипабиссального комплекса

Кроме того, породы массива Корпьярви характеризуются широким разбросом Zr/Y (от 2.4 до 24.3), Nb/Th (от 1.5 до 14.5) и Zr/Nb (от 10.5 до 22.4) отношений и небольшой дифференцированностью Nb/Y (от 0.12 до 0.55) отношения, образуя на дискриминационных диаграммах (рис. 24) с породами гипабиссального комплекса единую группу.

В литературе приведенные выше значения отношений объясняются непосредственным участием плюмовых источников при формировании родоначальных магм (Condie, 2005).

Таким образом, породы массива Корпьярви обнаруживают явное сходство с породами габбро-долеритового гипабиссального комплекса по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам, что позволяет отнести его к данному комплексу.

Кроме того, на территории восточной Финляндии (блок Кухмо) Дж. Вуолло и Х. Хухма был выделен дайковый комплекс железистых толеитов возраста 1.98 млрд лет (по

U-Pb и Sm-Nd данным), имеющий сходные с референсными изучаемым габбро особенности химизма и геологическую позицию (Vuollo and Huhma, 2005).

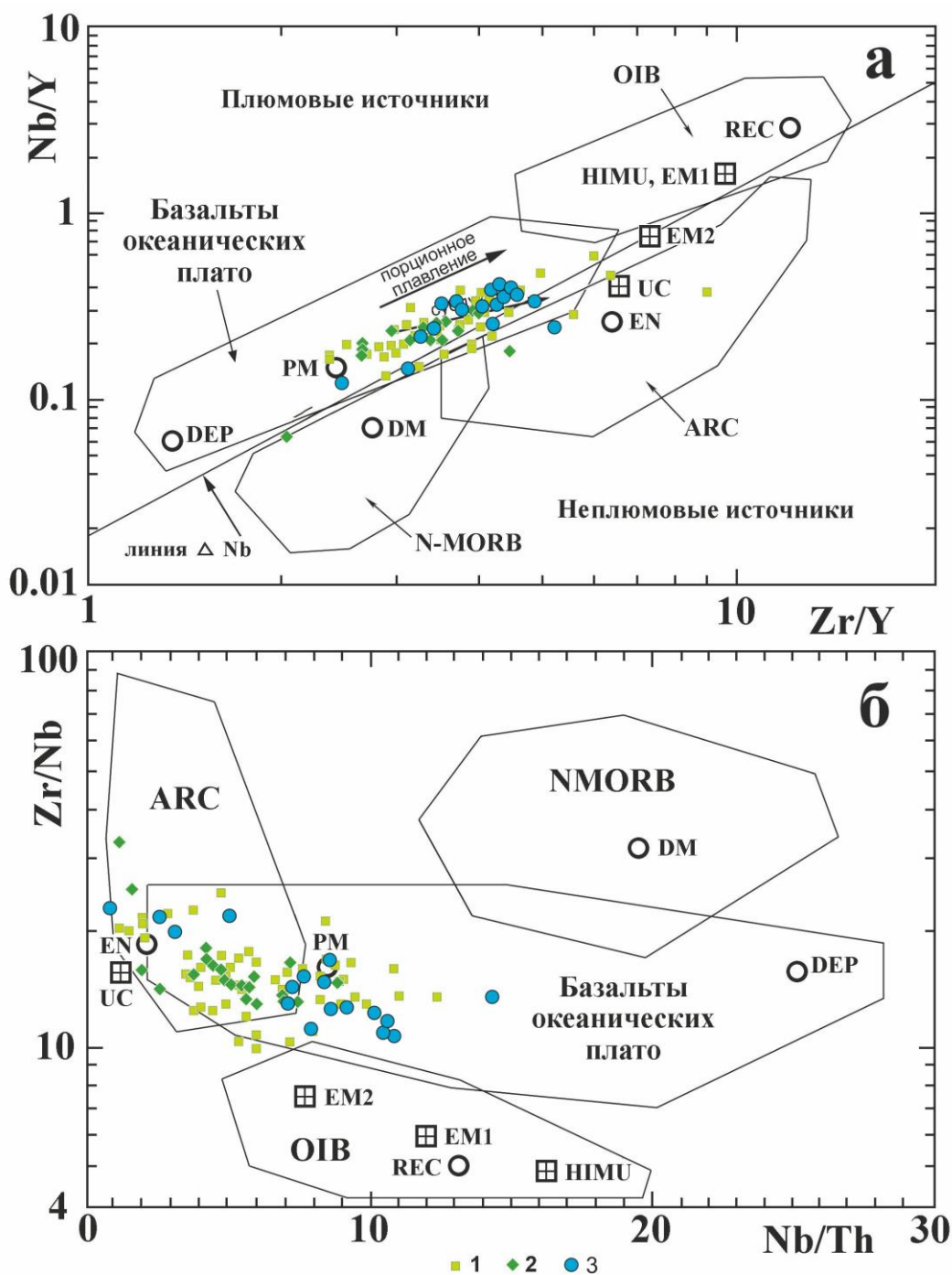


Рис. 24 Дискриминационные диаграммы Nb/Y–Zr/Y и Zr/Nb–Nb/Th (Condie, 2005)

OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент.

1-2 – габбро-долериты гипабиссального комплекса (по материалам отчета о геологической съемке на листе P-36-XIV), 3 – габброиды массива Корпярви

Заключение

На основании проведенных исследований можно прийти к следующим выводам:

1. Массив сложен метагаббро до амфиболитов, имеющими свежий облик, однако подверженными интенсивным процессам амфиболитизации, эпидотизации и хлоритизации. Изученные породы представляют собой полнокристаллические породы массивной текстуры, в некоторых интервалах рассланцованные в различной степени, состоящие в основном из амфибола и плагиоклаза, из второстепенных минералов – эпидот, хлорит, кварц, биотит. Зернистость пород меняется с переходами разностей от мелко до крупнозернистых.

2. Метагабброиды однородны по химизму: принадлежат толеитовой серии, являясь железистыми толеитами, имеют одинаковую степень фракционированности редкоземельных элементов с La/Yb_n отношениями от 2,9 до 4,5. Геохимические характеристики для пород массива позволяют предполагать, что родоначальные магмы имели обогащенный источник.

3. Изучение текстурно-структурных особенностей рудной минерализации позволило выделить три минеральных ассоциации: пирротин-ильменитовую, сфалерит-галенитовую и халькопирит-пиритовую, которые образовывались последовательно.

4. Породы массива Корпиярви обнаруживают явное сходство с породами габбро-долеритового гипабиссального комплекса по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам, что позволяет отнести его к данному комплексу.

Для определения формационной принадлежности руд требуются дальнейшие детальные минераграфические исследования, которые позволят более точно определить возрастные соотношения рудных фаз, а изотопные исследования помогут уточнить условия образования пород массива Корпиярви и их принадлежность к людиковийскому габбро-долеритовому гипабиссальному комплексу.

Список литературы

Опубликованная

Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ас-сбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я., Пазеро М. Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация) // Зап. РМО, 2006. Часть 135, вып 6, с. 19-23.

Бискэ Ю. С. Геология России: курс лекций. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2019. 228 с.

Богачев В. А. (отв. исп). Легенда Балтийской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). СПб, 2004.

Булах А. Г., Золотарев А. А., Кривовичев В. Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2014. 133 с.

Булах А. Г., Кривовичев В. Г., Золотарев А. А. Общая минералогия: учебник для студ. высш. учеб. заведений. 4-е изд., перераб. и доп. М: Издательский центр «Академия», 2008. 416 с.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Издание 5-е, испр. и доп. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1974, 248 с.

Михайлюк Е. М., Носикова А. М. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 по листу Р-36-XIV. М., 1962. 75 стр.

Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов межд. минерал. ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗРМО, 1997. Выпуск 6, С. 82-102.

Номенклатура слюд: заключительный доклад Подкомитета по слюдам Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Зап.ВМО, 1998 Часть 127 Выпуск 5, с. 55-65.

Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Condie, Kent C. (2005) Earth as an Evolving Planetary System (1st Edition). Academic Press, 350 p.

Condie, Kent C. (2016) Earth as Evolving Planetary System (3rd Edition). Academic Press, 430 p.

Hey, M. H. (1954) A new review of chlorites. // The mineralogy magazine and journal of the mineralogical society, 30, (224) 278-292.

Sun, S.-S., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. // In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magma-tism in the Ocean Basins: Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 42, pp. 313–345.

Vuollo, J. & Huhma, Hannu. (2005). Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. // *Pre-cambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*, 14, pp. 195-236.

Whitney, Donna L., Evans, Bernard W. Evans (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. // *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185-187, 2010.

Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.

Фондовая

Ганин В. А. (отв. исп.). Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба и геологического доизучения 1 : 50 000 в южной части Западно-Карельской синклинорной зоны в Суоярвском районе КАССР. Петрозаводск, 1978. ИФО СЗРГЦ.

Приложение 1. Описание шлифов и плоско-полированных пластинок

1.1 Описание шлифов

Шлиф С-4/24.0. Микроклиновый гранит

Минеральный состав: микроклин – 60%, кварц – 35%, биотит – 1-5%. *Структура:* средне-крупнозернистая гранитная, *текстура:* массивная. Микроклин имеет буроватый оттенок без анализатора из-за каолинизации – минерал покрывается мутными глинистыми частицами. При скрещенных николях обнаруживается микроклиновая решетка. Размер зерен от 0,2 до 3 мм. Биотит встречается в виде пластинок, табличек, чешуек размерами от 0,2 до 0,5 мм. Цвет темный рыжевато-коричневый, проявляется плеохроизм, погасание прямое. Кварц прозрачный и бесцветный, образует ксеноморфные выделения, округлые зерна и скопления в виде цепочек (рис. 1). Размер зерен от 0,2 до 0,5 мм, заполняет интерстиции между калиевым полевым шпатом, без спайности.

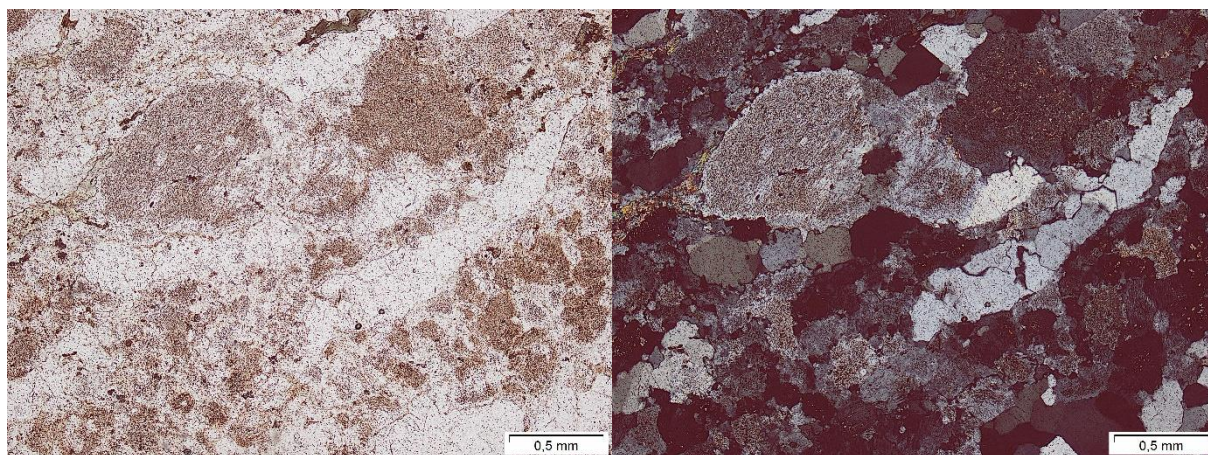


Рис. 1. Микроклиновый гранит интенсивно пелитизирован

Шлиф С-4/28.5. Гранит-порфир

Макроскопически порода имеет гнейсовидную ориентированную текстуру.

Минеральный состав: ортоклаз – 15-20%, кварц – 30%, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 40%, биотит – 10-15%. *Структура:* порфировидная, мелкозернистая (основной массы). *Текстура:* гнейсовидная. Крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза образуют фенокристы размером от 1x1 мм до 2x2 мм (рис. 2). Плагиоклаз интенсивно серицитизирован и частично пелитизирован, потому при параллельных николях имеет буровато-серую окраску. Порфировые вкрапленники плагиоклазов имеют пойкиловключения кварца и биотита. Биотит встречается в виде мелких пластинок, чешуек, цвет рыжевато-коричневый, погасание прямое сетовидное. Кварц прозрачный и бесцветный, образует ксеноморфные выделения и

округлые зерна размером до 0,1 мм, заполняет интерстиции между остальными минералами. Кварц и биотит имеют общую директивность, обрамляют крупные кристаллы плагиоклаза.

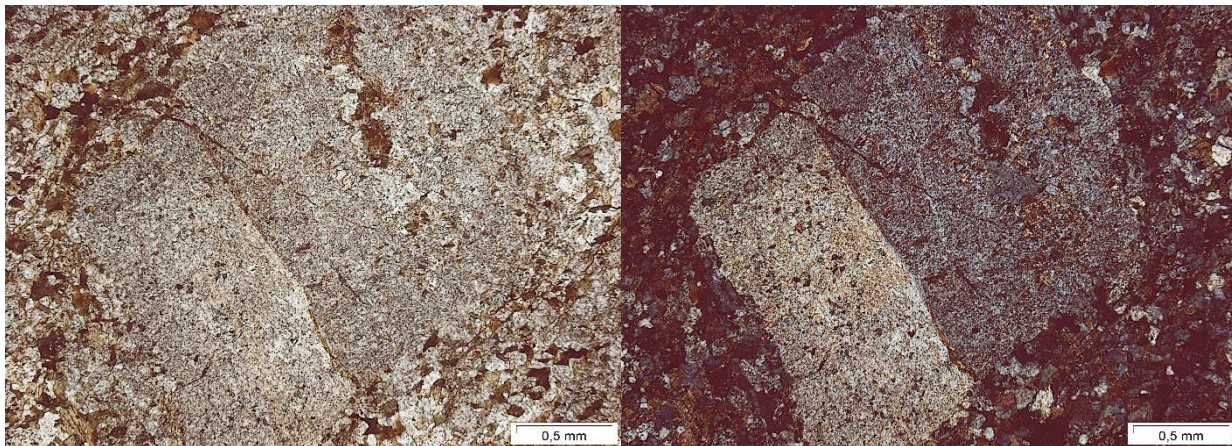


Рис. 2. Вкрапленник плагиоклаза в мелкозернистой основной массе

Шлиф С-4/35.8. Мусковитовый гранит

Минеральный состав, особенности породы: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 30%, кварц – 40%, ортоклаз – 25%, мусковит – 5%. *Структура:* разнозернистая порфировидная, *текстура:* массивная. Плагиоклаз представлен зернами с неровными контурами размером от 0,2 мм до 3 мм (образует порфиновые вкрапленники с пойкиловключениями кварца (рис. 3)). Минерал интенсивно серицитизирован, из-за чего имеют серую окраску. Ортоклаз наблюдается в виде небольших (до 0,3 мм) зерен буроватого цвета из-за процессов пелитизации. Кварц (0,1-0,5 мм) наблюдается в виде ксеноморфных зерен, повсеместно обладает волнистым погасанием. Кварцевые участки имеют мозаичную структуру. Мусковит имеет форму лейст, тонких чешуек, заполняющих интерстиции между минералами, как бы представляя собой цемент.

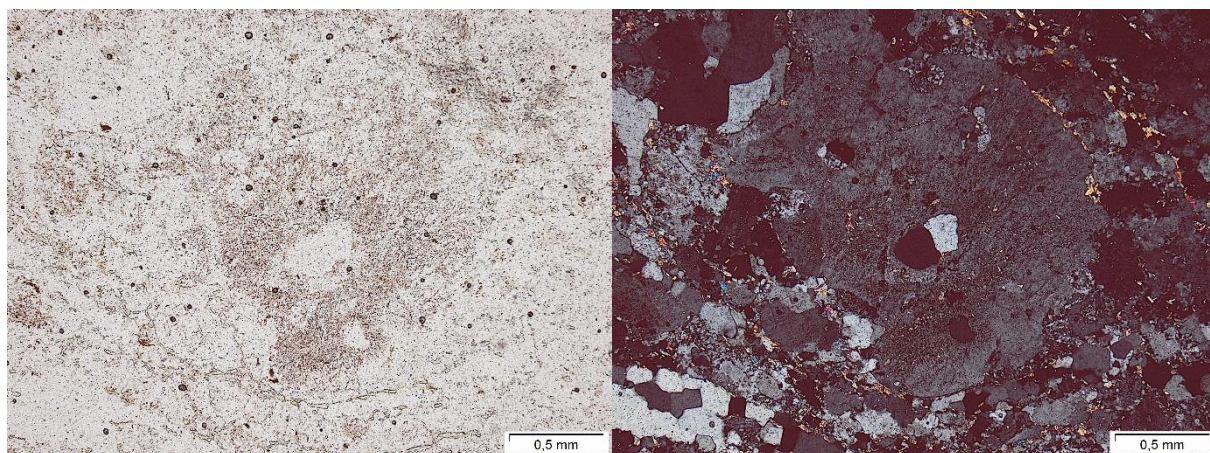


Рис. 3. Фенокристалл КППШ в разнозернистой основной массе

Шлиф С-4/35.9. Микроклиновый гранит

Минеральный состав: микроклин – 40%, кварц – 35%, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 10-15%, биотит – 5-10%. *Структура:* средне-крупнозернистая гранитная, *текстура:* массивная. Микроклин наблюдается в виде ксеноморфных буро-серых зерен размером от 0,5 до 2 мм. Минерал подвержен интенсивным процессам пелитизации и серицитизации. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) представлен таблитчатыми кристаллами размером до 0,5 мм. Характерны двойниковые срастания только по нормальному закону, потому номер плагиоклаза не определяется в шлифе. Кварц ксеноморфный, имеет волнистое погасание. В породе повсеместно обнаруживаются мирмекитовые срастания плагиоклаза и кварца (рис. 4).

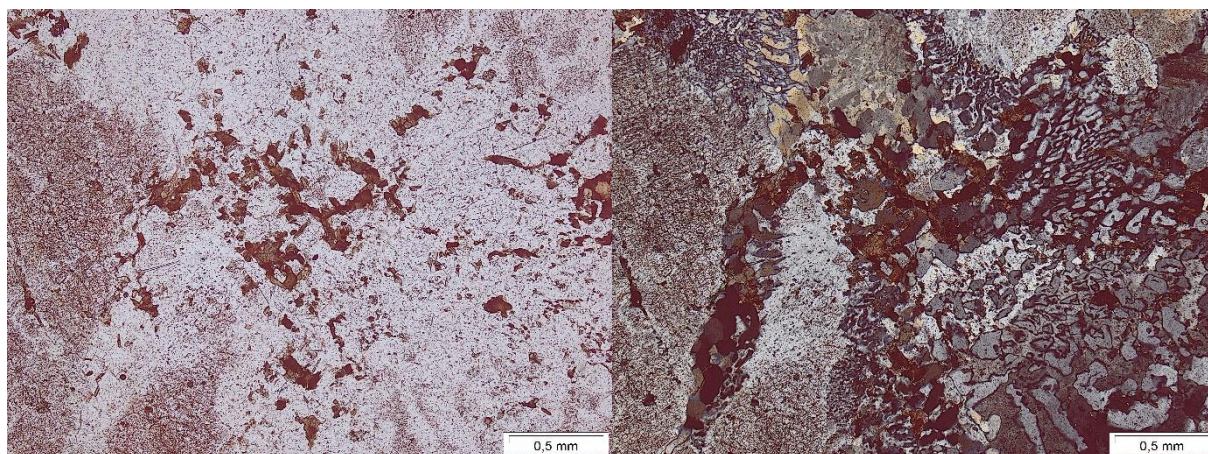


Рис. 4. Общий облик породы. Мирмекитовые срастания кварца и плагиоклаза

Шлиф С-4/36.1. Гранит

Минеральный состав: плагиоклаз – 40%, кварц – 35%, микроклин – 25%, хлорит – 5%. *Структура:* порфиробластическая катакластическая, *текстура:* массивная. Порода представляет собой катаклазированный гранит (рис. 5), характеризуется одновременным наличием ненарушенных крупнозернистых участков породы и участков с неправильными формами зерен кварца, ортоклаза, плагиоклаза с будто бы хлоритовым цементом.

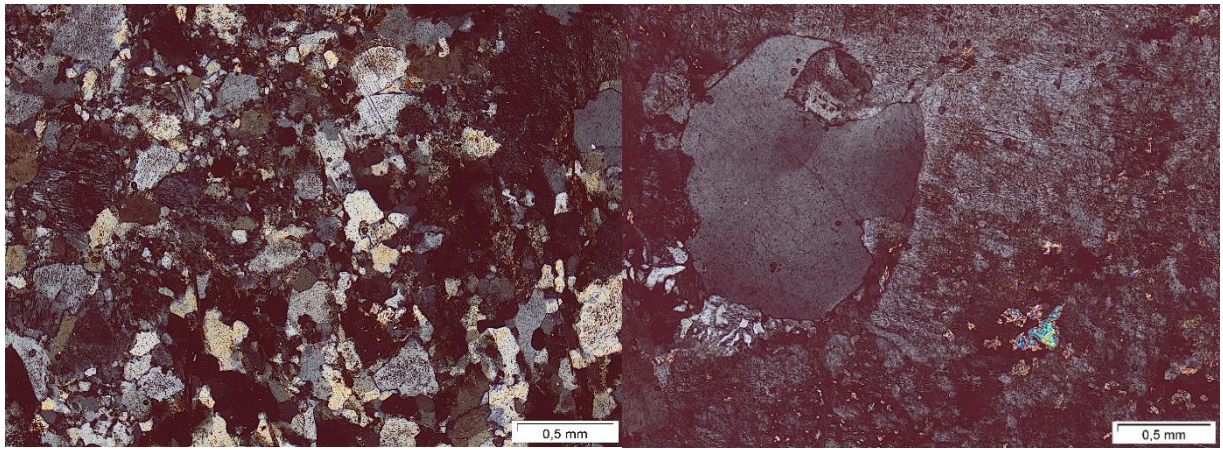


Рис. 5. Катаклазированный участок породы (цементная структура) – слева, мirmekитовые срастания на границе порфиорового вкрапленника кварца – справа

Шлиф С-4/36.8. Микроклиновый гранит

Минеральный состав: микроклин – 40%, кварц – 35%, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 10-15%, биотит – 5-10%. *Структура:* мелко-среднезернистая гипидиоморфнозернистая, *текстура:* массивная. Микроклин образует субксеноморфные зерна с нечеткими границами размером от 0,2 до 1 мм. Интенсивно пелитизирован, из-за чего имеет бурую окраску. Кварц ксеноморфный, образует зерна от 0,2 до 1 мм, также образует пойкиловключения размером до 0,2 мм в полевоом шпате. Биотит образует лейсты рыжевато-коричневого цвета. Замещается светло-зеленым хлоритом с грязно-желтыми и иссиня-черными цветами интерференции. Минерал также представлен чешуйчатыми агрегатами, среди которых отмечаются реликты биотита с более высокими цветами интерференции. Совместно слюда и хлорит образуют прожилки и выполняют угловые интерстиции. По трещинам образуются рыжие пленки оксидов железа (рис. 6).

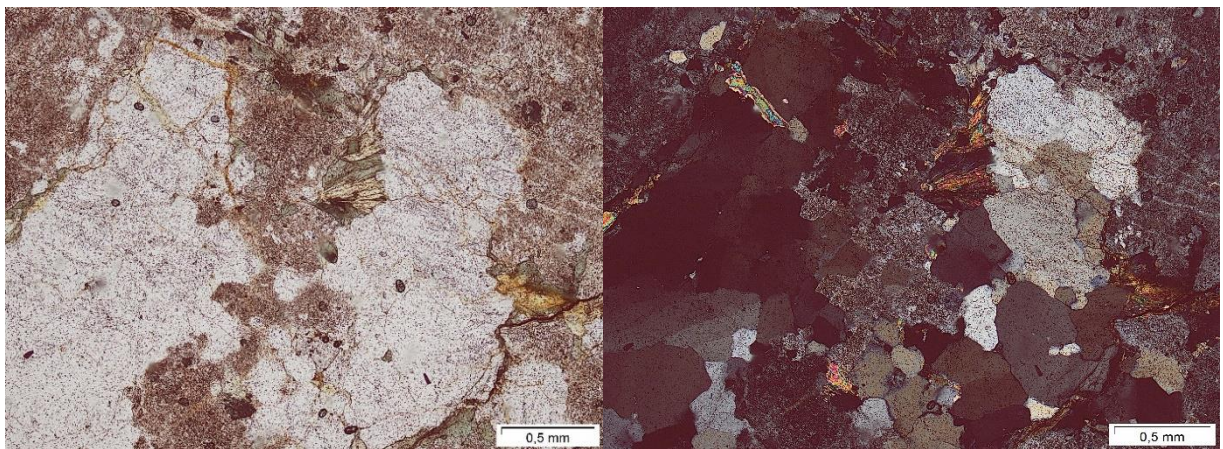


Рис. 6. Общий облик интенсивно выветрелой породы

Шлиф С-4/36.9. Микроклиновый гранит

Полный аналог С-4/36.8 (рис. 7).

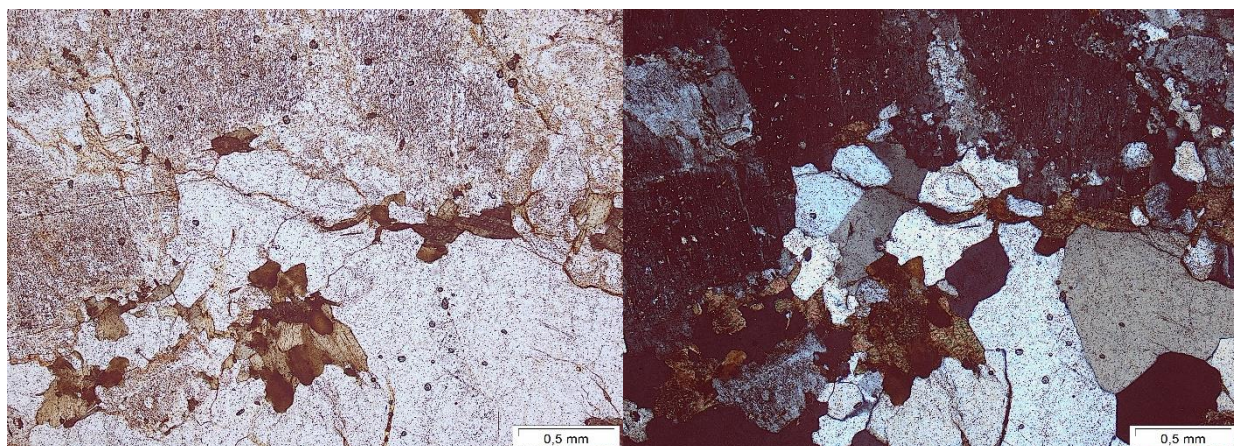


Рис. 7. Гипидиоморфнозернистая структура

Шлиф С-4/38.0. Метадолерит

Минеральный состав: плагиоклаз – 45%, роговая обманка – 45%, цоизит – 5%, хлорит – 1-2%, биотит – 1-3%. *Структура:* реликтовая долеритовая (рис. 8) мелко-среднекристаллическая, *текстура:* массивная. Порода состоит из плагиоклаза и амфибола в равном соотношении с подчиненным количеством цоизита, хлорита и биотита. Плагиоклаз представлен в виде изоморфных лейст с длиной вытянутой грани до 1-2 мм, андезин-лабрадор (углы альбитовых двойников измерить сложно). Амфибол сложен субксеноморфными зернами, спайность неясно выражена. Зерна разного размера: от небольших вытянутых 0,1x0,2 мм до крупных субромбических 0,6x2 мм. Рельеф высокий, шагрень явная, цвета интерференции в отдельных зернах яркие до красных, в других аномальные грязно-зеленые и бурые из-за образования хлорита по роговой обманке. Плеорхоирует в зеленом цвете. Цоизит образует мелкозернистые массы темно-серого цвета (из-за высокого рельефа и шагрени), имеет низкие или аномальные (чернильные) цвета интерференции. Биотит образует ксеноморфные пластинки светло-коричневого цвета по амфиболу или на границе с ним.

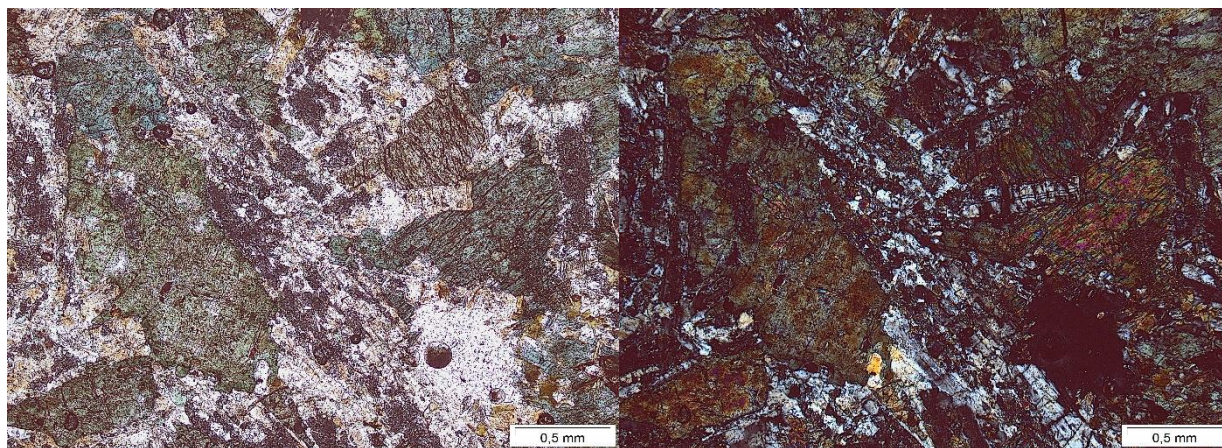


Рис. 8. Реликтовая долеритовая структура

Шлиф С-4/38.5. Актинолит-кварцевый сланец

Минеральный состав: актинолит – 70%, кварц – 20%, биотит – 10%. *Структура:* фибробластовая. *Текстура:* сланцеватая. Порода сложена удлиненными тонкими волокнами актинолита, ориентированными взаимнопараллельно (рис. 9). Игольчатые зерна биотита размером до 0,5 мм по длинной оси в основном также ориентированы по сланцеватости, а поперек нее наблюдаются пофибробластовые выделения в лейстовидной форме размером до 0,5x1 мм. Мелкозернистый кварц имеет остроугольные зерна 0,1-0,2 мм.

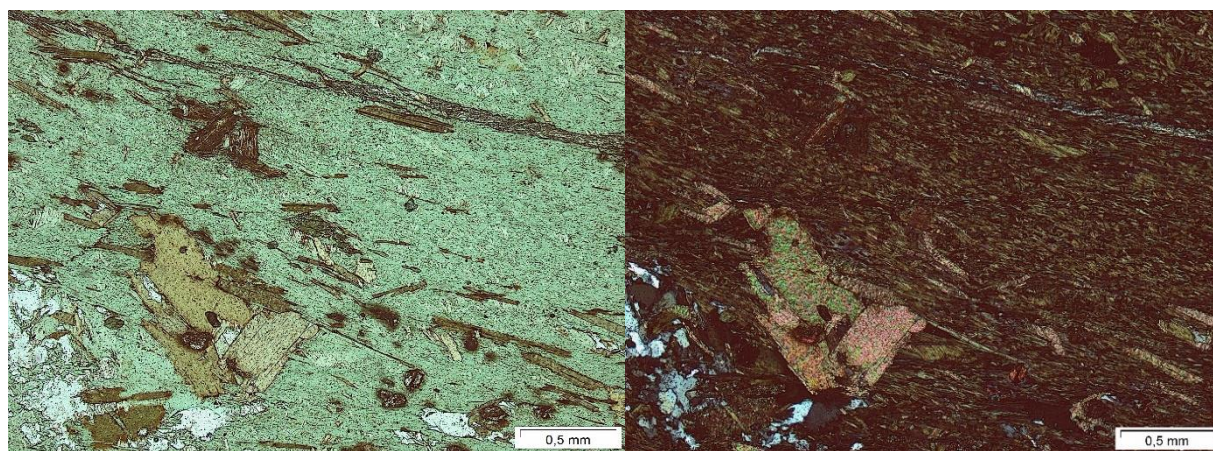


Рис. 9. Фибробластовая структура актинолитового сланца

Шлиф С-4/39.6. Окварцованное метагаббро

Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40%, роговая обманка – 40%, кварц – 15%, эпидот – 5%. *Структура:* реликтовая пойкилоофитовая среднекристаллическая. *Текстура:* массивная. В породе сохраняются единичные реликтовые кристаллы пироксена, частично и полностью замещенные амфиболом. Пироксен из-за высокого рельефа и шагрени кажется серым (рис. 10), спайность неразличима. Роговая обманка образует ксеноморфные кристаллы размером от 0,5 до 1 мм, также наблюдается в более мелких удлиненных зернах 0,1x0,3 мм.

В некоторых разрезах наблюдается призматическая спайность. Плеохроирует в зеленых оттенках, также наблюдаются голубоватые и желтоватые оттенки в части кристаллов. Плаггиоклаз представлен субидиоморфными кристаллами. Двойникуются по карлсбадскому закону. Из-за вторичных изменений первичный облик плаггиоклазов сильно нарушен. По ним развивается сосюрит, в основном образованный эпидотом (прозрачный, высокий рельеф, базарные цвета интерференции). Кварцевые необласты имеют ксеноморфный облик и заполняют интерстиции между остальными минералами. Размер зерен от 0,1 до 0,2 мм.

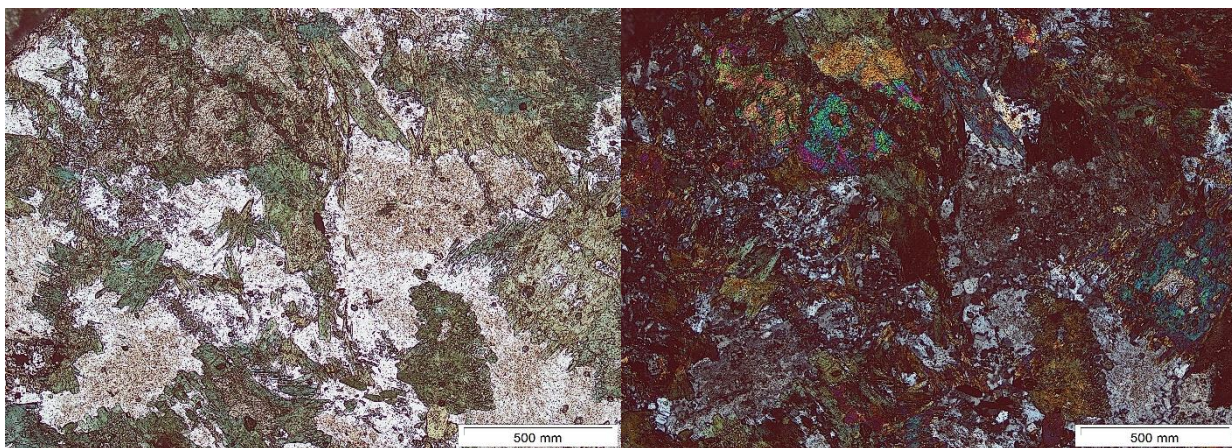


Рис. 10. Окварцованное метагаббро с реликтовым зерном пироксена (верхняя часть фото), по краям замещенным роговой обманкой

Шлиф С-4/48.6. Эпидотизированное метагаббро

Минеральный состав: эпидот – 35-40%, амфибол – 35-40%, хлорит – 5-10%, кварц – 10%, акцессорные: рудный минерал, апатит. *Структура:* реликтовая пойкилоофитовая среднекрупнозернистая. *Текстура:* массивная. Порода состоит преимущественно из роговой обманки и эпидотизированного плаггиоклаза. Зеленый амфибол представлен ксеноморфными кристаллами с плохо проявленной спайностью, размер зерен от 0,5x1 мм до 1x1,5 мм. Рельеф высокий, шагреньевая поверхность хорошо проявлена. Яркие цвета интерференции часто маскируются развивающимся по амфиболу хлоритом, который имеет грязно-желтовато-зеленые интерференционные окраски. Цвета роговой обманки от светло-зеленых до буровато-зеленых, плеохроизм ясно выражен. Плаггиоклаз в шлифе не обнаружен, он полностью преобразован в мелкозернистый темно-серый агрегат минералов группы эпидота (рис. 11). Эпидотизированные участки заполняют большую часть пространства между роговой обманкой. Также частично промежутки заполняют мелко-среднезернистые агрегаты кварца. Апатит образует идиоморфные призмы с шестиугольным сечением, рудный минерал заполняет промежутки.

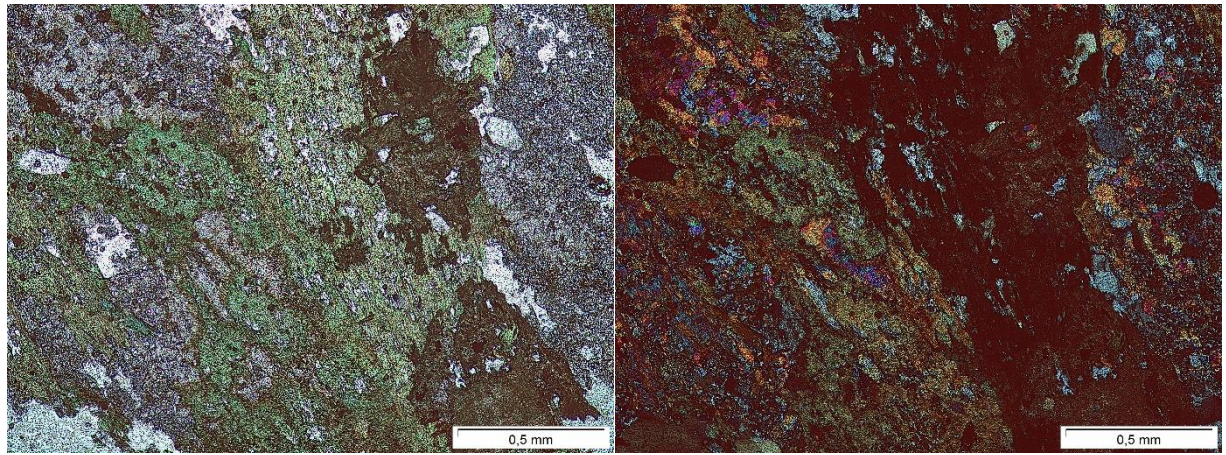


Рис. 11. Эпидотизированное метагаббро

Шлиф С-4/52.7. Метагаббро

Минеральный состав: плагиоклаз – 35%, амфибол – 35%, цоизит – 15%, хлорит – 5%, биотит – 5-10%. *Структура:* реликтовая офитовая, участками пойкилоофитовая (рис. 12) среднезернистая. *Текстура:* массивная. Порода состоит из плагиоклаза и роговой обманки в равном соотношении и продуктов их изменения. Плагиоклаз представлен в виде крупных (0,5x2 мм) лейст, андезин-лабрадор. Наблюдаются полисинтетические двойники по альбитовому закону, но из-за вторичных изменений угол измеряется неточно. Интенсивно сосюритизирован – в основном образуется цоизит. Участками лейсты плагиоклаза полностью представляют собой хлорит-цоизитовый агрегат. Зерна роговой обманки от субсеноморфных до резко вытянутых, расщепленных на концах (размеры в среднем 1,5x1,5 мм). Спайность хорошо выражена, в некоторых разрезах наблюдается ромбическая с углами 60-120 градусов. Зерна двух цветов – грязно-зеленые с буроватыми пятнами и зеленовато-голубые с плеохроизмом до почти полностью бесцветного. Амфиболы замещаются железистым рыжевато-коричневым биотитом.

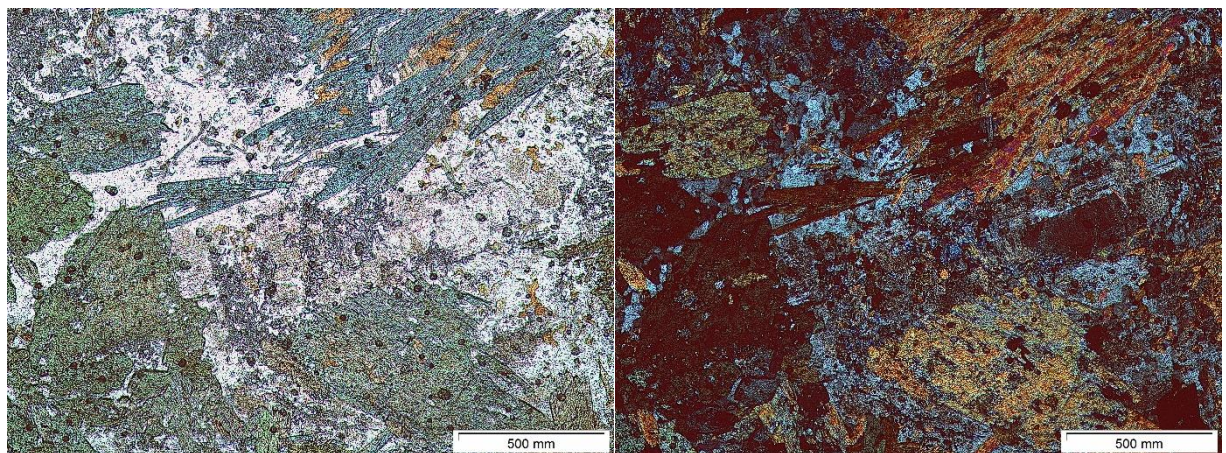


Рис. 12. Метагаббро с пойкилоофитовой структурой

Шлиф С-4/59.8. Метагаббро на границе с зоной рассланцевания

В шлифе граница между средне-крупнозернистым метагаббро (рис. 13) и амфибол-биотит-кварцевым сланцем (рис. 14).

Минеральный состав: амфибол – 35%, плагиоклаз – 35%, биотит – 10%, хлорит – 5%, кварц – 5%, рудный минерал – 3-5%. *Структура:* габбровая средне-крупнозернистая. *Текстура:* массивная. Порода преимущественно состоит из роговой обманки, замещающейся хлоритом и биотитом и серицитизированного плагиоклаза. В формах плагиоклаза угадываются реликты изометричных лейст, плохо просматривается альбитовое двойникование. Размеры кристаллов 1,5x1,5 мм до 2x2 мм. Имеет серую неровную поверхность из-за процессов пелитизации-серицитизации. Амфибол образует субксеноморфные до изоморфных ромбических зерен, спайность плохо выражена, но в некоторых зернах можно увидеть ромбическую. Замещается псевдоморфно хлоритом, из-за чего интерференционный яркие окраски практически полностью отсутствуют, наблюдаются только грязно-желтовато-зеленые. Биотит образует пластинки, лейсты на границах зерен амфибола. Цвет рыжевато-коричневый, плеохроирует. Вокруг маленьких включений циркона наблюдаются темные плеохроичные дворники. Кварц образует зерна неправильной формы и пойкиловключения в амфиболе размером до 0,2 мм.

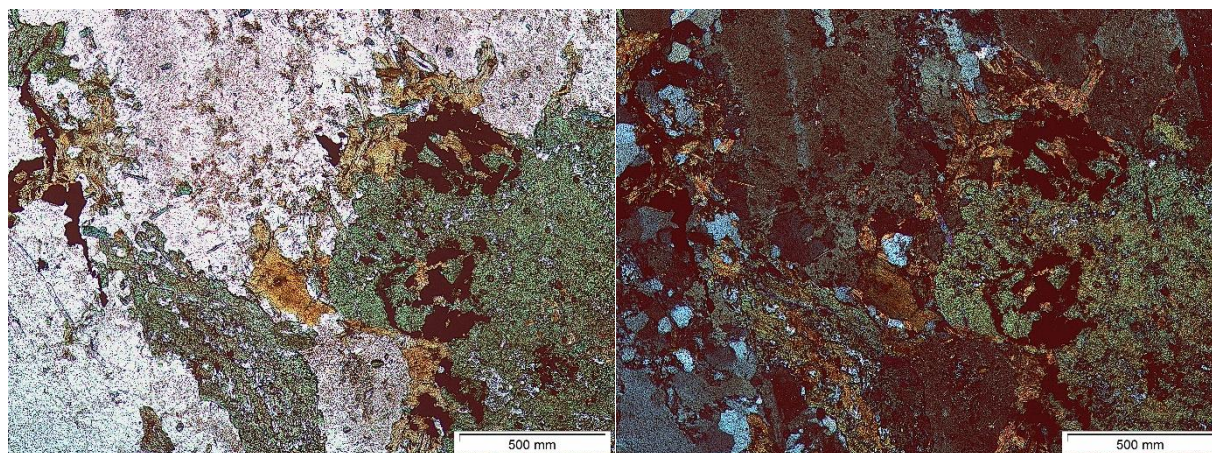


Рис.13. Метагаббро с габбровой структурой

Минеральный состав: амфибол – 45%, биотит – 35%, кварц – 10%, эпидот – 5%, рудный минерал – 3-5%. *Структура:* лепидогранобластовая. *Текстура:* сланцевая до плейчатой с рудным минералом замолняющим промежутки вдоль плоскостей рассланцевания. В шлифе отчетливо наблюдаются микроскладки. Порода представляет собой микрозернистый сланец с преобладанием амфибола и биотита. Кварц образует неправильные зерна размером 0,1 мм. Зерна уплощенные по сланцеватости, часто угловатые, погасание волнистое. Биотит рыжего цвета с ясным плеохроизмом, образует пластинки размером 0,1x0,2 мм, вытянуты

согласно сланцеватости. Амфибол образует более вытянутые, игольчатые кристаллы темно-зеленого и голубовато-зеленого цвета (размер 0,1x0,3 мм).

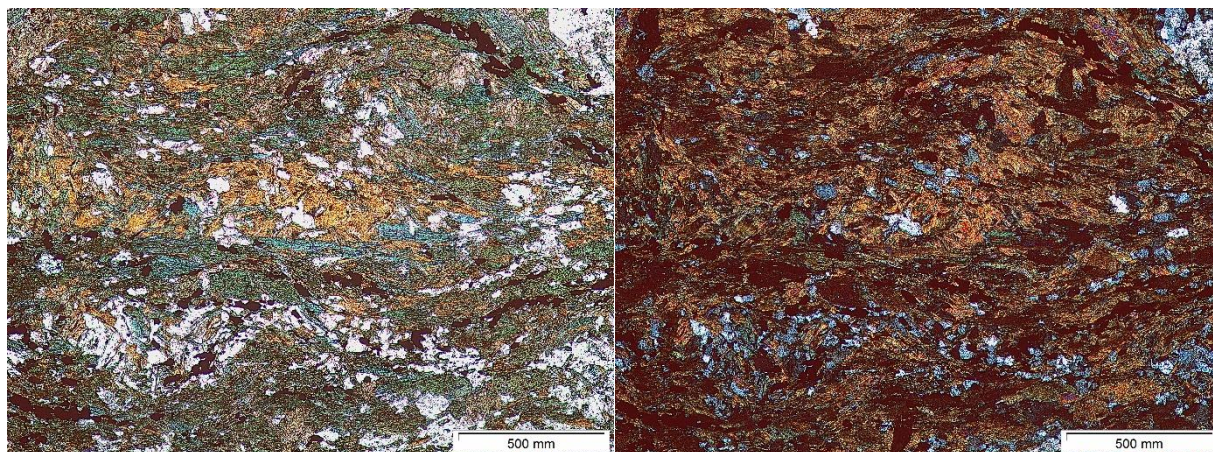


Рис. 14. Рассланцованный участок с лепидогранобластовой структурой и сланцевато-плойчатой текстурой

1.2 Описание пластинок

ППШ С-4/26.3. Щелочно-полевошпатовый гранит

Минеральный состав: калиевый полевой шпат – 45%, кварц – 40 %, биотит – 5-10%, хлорит – 5%, мусковит – 5%. *Структура:* алитриоморфнозернистая порфириовидная мелко-среднезернистая. *Текстура:* неясно гнейсовидная. Порода состоит из щелочного полевого шпата и кварца в равном соотношении и продуктов их изменений. Полевой шпат образует округлые зерна размером от 0,1 до 0,5 мм и порфировые вкрапленники 1x1 мм. Интенсивно пелитизирован, из-за чего имеет темную серовато-бурую окраску. Кварц ксеноморфный, иногда с сильно неровными границами, имеет волнистое погасание. Между границами зерен развиваются хлорит-биотитовые, хлорит-мусковитовые агрегаты зеленова-желтых, рыжевато-бурых до непрозрачных цветов. Цвета интерференции местами яркие, как для нормальных биотита и мусковита, иногда грязные желто-зеленые. Порода слегка разгнейсована (рис. 15), зерна кварца и полевого шпата образуют вытянутые полосы, а вторичные минералы в основном концентрируются по плоскостям рассланцевания.

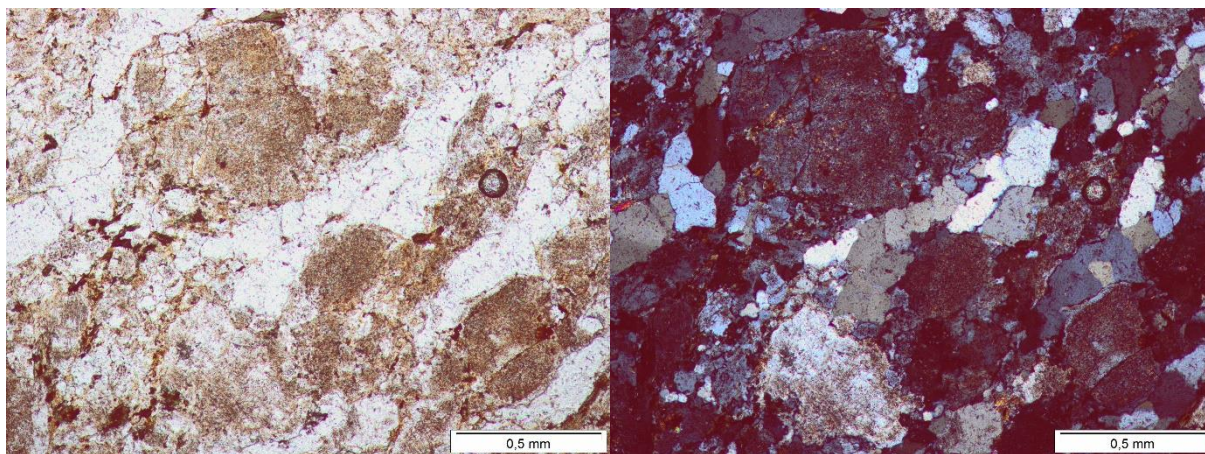


Рис. 15. Гранит порфировидный

ППШ С-4/39.6. Метагаббро

Минеральный состав: амфибол – 35%, плагиоклаз – 45%, эпидот – 10%, кварц – 5%, биотит – 5%, акцессорные – апатит, рудный минерал. *Структура:* реликтовая габбровая среднезернистая (рис. 16). *Текстура:* массивная. Порода состоит преимущественно из плагиоклаза и зеленого амфибола и продуктов их изменений. Амфибол образует крупные субидiomорфные зерна, расщепленные на краях с хорошо развитой спайностью размерами от 0,5x1 мм до 1x1,5 мм. Также образует единичные игольчатые кристаллы по длинной оси до 0,2 мм. Плагиоклаз очень сильно изменен (сосюритизирован, окварцован), потому первоначальные лейстовидные формы почти утрачены. Альбитовые двойники практически не наблюдаются. Размеры зерен до 2x2 мм. Эпидот образует мелкозернистые скопления, либо обнаруживается в виде небольших ромбовидных кристаллов с высоким рельефом, хорошо выраженной шагреновой поверхностью и яркими базарными цветами интерференции. Кварц образует мелкие (0,1 мм) округлые необласты на границах зерен и внутри зерен плагиоклазов. Биотит в породе в виде светлых рыжевато-коричневых пластинок от 0,05 до 0,1 мм. Рудный минерал ксеноморфен, заполняет интерстиции между другими минералами.

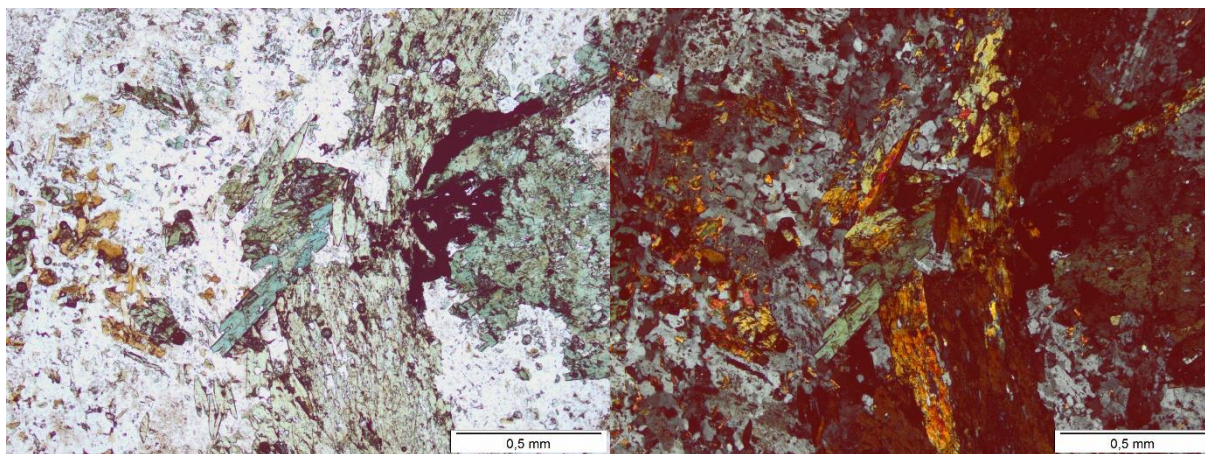


Рис. 16. Метагаббро с реликтовой габбровой структурой

ППШ С-4/40.8. Метагаббродолерит

Минеральный состав: амфибол – 45%, плагиоклаз – 35%, эпидот – 7-10%, хлорит – 5%, кварц – 5%, рудный минерал – 1-3%. *Структура:* реликтовая офитовая мелко-среднезернистая. *Текстура:* массивная. Порода состоит из амфибола, плагиоклаза, эпидота, кварца. Амфибол – моноклинный, с характерной для амфиболов схемой плеохроизма в голубовато-зеленых тонах. Двупреломление высокое (розово-голубые цвета интерференции), в некоторых зернах маскируется замещающим минерал хлоритом и приобретает желто-зеленые интерференционные окраски. Угол погасания около 25°. По данным признакам относится к обыкновенной роговой обманке. Представлен кристаллами с ромбическими сечениями, ксеноморфными зернами, расщепленными на концах (рис. 17), с хорошо проявленной спайностью, средний размер зерен от 0,1x0,3 мм до 1x1 мм. Рельеф высокий, шагреня хорошо проявлена. Реликтов пироксена в шлифе не наблюдается. Плагиоклаз представлен в виде лейст с длиной вытянутой грани от 0,5 до 1 мм. Затронут вторичными изменениями – эпидотизацией, из-за чего поверхность кажется темно-серой. Развитие эпидота начинается с центральной части зерен. С анализатором полисинтетические двойники просматриваются плохо. Эпидот образует зернистые массы и отдельные кристаллы размером 0,1 мм. Рельеф высокий, шагреня сильная, базарные цвета интерференции. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелкочешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции. Хлорит светло-зеленого цвета имеет светло-зеленое строение с серыми, грязно-желтыми и зелеными цветами интерференции. Хлоритизация амфибола также начинается с центральной части кристаллов роговой обманки. Кварц образует ксеноморфные зерна размером до 0,2x0,2 мм.

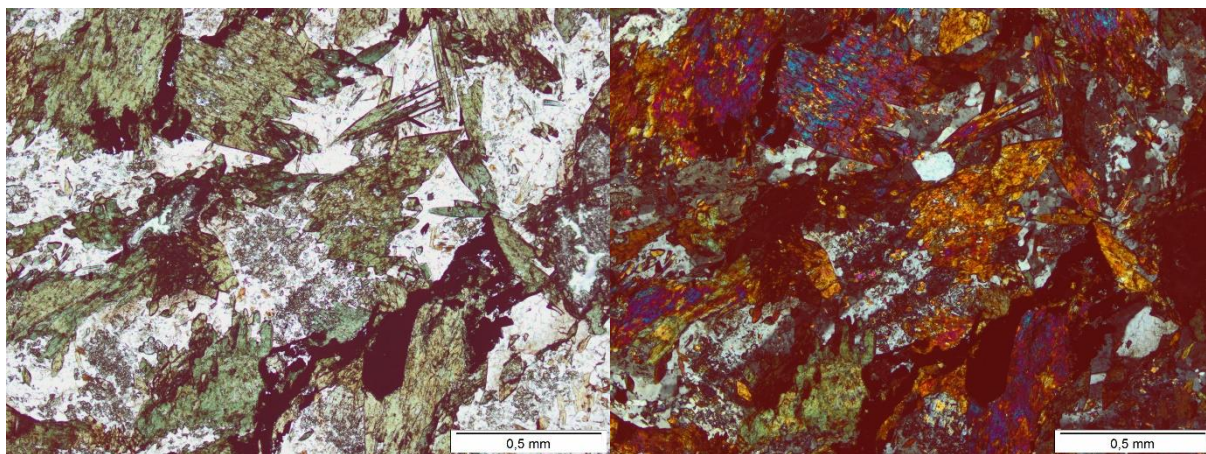


Рис. 17. Метагаббро с реликтовой офитовой структурой

ППШ С-4/44.8. Амфиболит

Минеральный состав: амфибол – 70%, биотит – 15%, кварц – 10%, хлорит – 5%, рудный минерал. *Структура:* гипидиоморфнозернистая мелко-среднекристаллическая. *Текстура:* массивная. Порода почти полностью состоит из зеленого амфибола (рис. 18). Минерал имеет различные оттенки зеленого – салатовые, сине-зеленые, травяные. Представлен кристаллами с ромбическими сечениями, субидиоморфными зернами с хорошо проявленной спайностью. Средний размер зерен от 0,1х0,5 до 2х2 мм. Рельеф высокий, шагреневая поверхность хорошо выражена. Яркие интерференционные окраски маскируются замещающим минералом хлоритом и становятся грязно-желто-зелеными. Биотит образует небольшие зерна 0,1х0,1 мм рыжевато-коричневого цвета. Кварц ксеноморфный в интерстициях. Размер зерен до 0,2 мм.

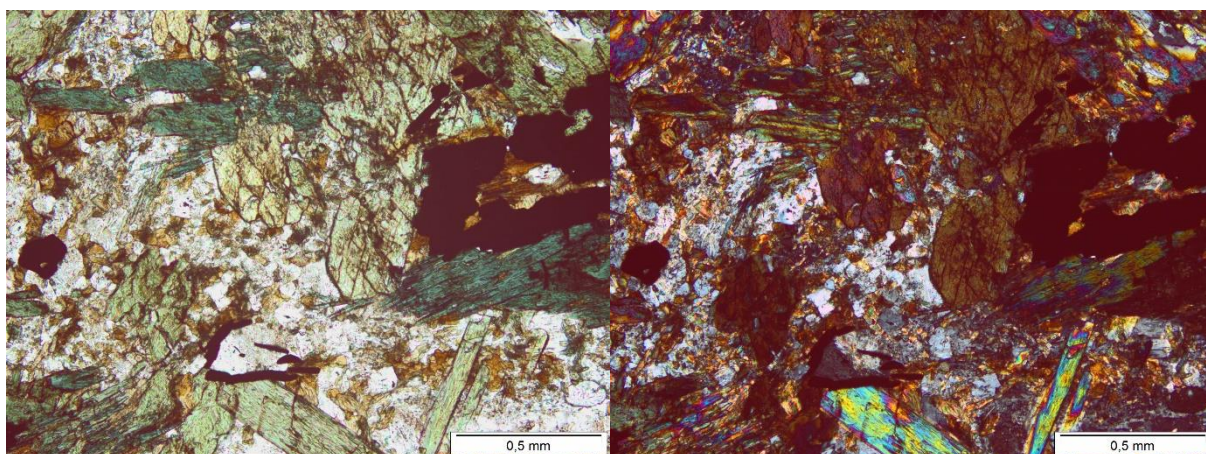


Рис. 18. Амфиболит

ППШ С-4/48.7. Метагаббро с жилой

Минеральный состав: амфибол – 45%, плагиоклаз – 40%, кварц – 5-7%, эпидот – 5-7%, акцессорные – апатит, рудный минерал. *Структура:* реликтовая габбровая среднезернистая. *Текстура:* массивная. Порода сложена в основном плагиоклазом и амфиболом, а также

кварцем и эпидотом. Амфибол – моноклинный, с характерной для амфиболов схемой плеохроизма в голубовато-зеленых тонах. Двупреломление высокое (розово-голубые цвета интерференции). Угол погасания около 25°. По данным признакам относится к обыкновенной роговой обманке. Представлен кристаллами с ромбическими сечениями, ксеноморфными зернами, расщепленными на концах, с хорошо проявленной спайностью, средний размер зерен 1x1 мм. Рельеф высокий, шагреня хорошо проявлена. Реликтов пироксена в шлифе не наблюдается. Плагиоклаз представлен в виде лейст с длиной вытянутой грани от 0,5 до 1 мм. Затронут вторичными изменениями – эпидотизацией. С анализатором полисинтетические двойники просматриваются плохо. Эпидот образует отдельные кристаллы размером до 0,2 мм. Рельеф высокий, шагреня сильная, базарные цвета интерференции. Также данный шлиф пересекает жила (рис. 19), сложенная преимущественно плагиоклазом с зернами размером до 2 мм, и эпидотом, образующим округлы и ромбовидные зерна от 0,1 до 0,2 мм. В данной жиле обнаруживается рудный минерал, имеющий угловатые формы.

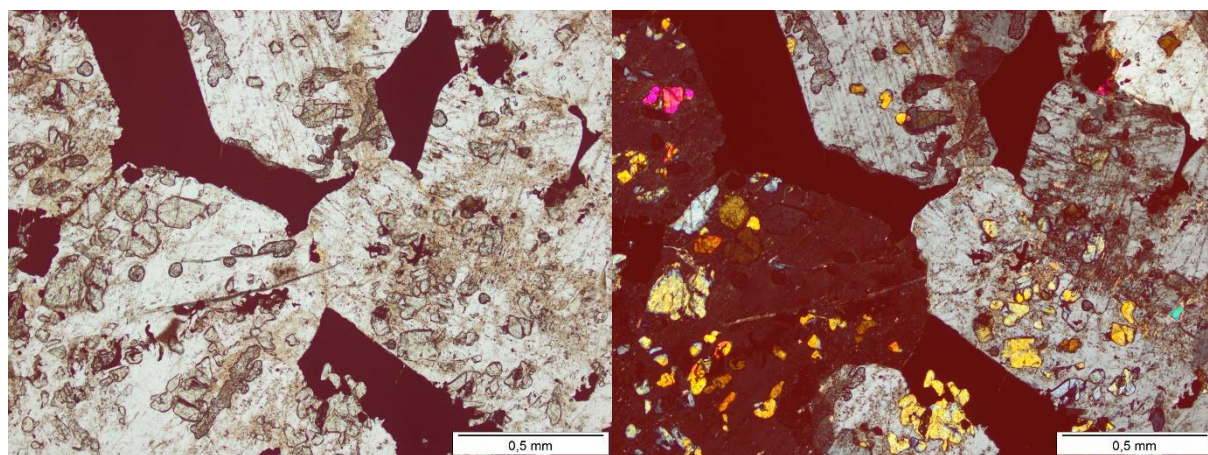


Рис. 19. Плагиоклаз-эпидотовая жила с рудным минералом

ППШ С-4/64.5. Амфиболит

Минеральный состав: амфибол – 55%, плагиоклаз – 12-13% биотит – 10%, кварц – 10%, хлорит – 5%, эпидот – 5%, рудный минерал – 2-3%. *Структура:* гипидиоморфнозернистая мелко-среднекристаллическая. *Текстура:* неявно сланцеватая (рис. 20). Порода интенсивно преобразована, реликтовая структура не просматривается. Амфибол в породе двух цветов – грязно-зеленого и голубовато-зеленого. Рельеф высокий. Цвета интерференции высокие – до розовых и синих, но местами желто-зеленые из-за образования хлорита. Почти во всех зернах ксеноморфен, но размеры от 0,1 мм до 0,3x0,5 мм. Спайность хорошо выражена, края зерен часто расщеплены. Биотит чешуйками размером до 0,2 мм между кристаллами амфиболов. Плагиоклаз интенсивно эпидотизирован.

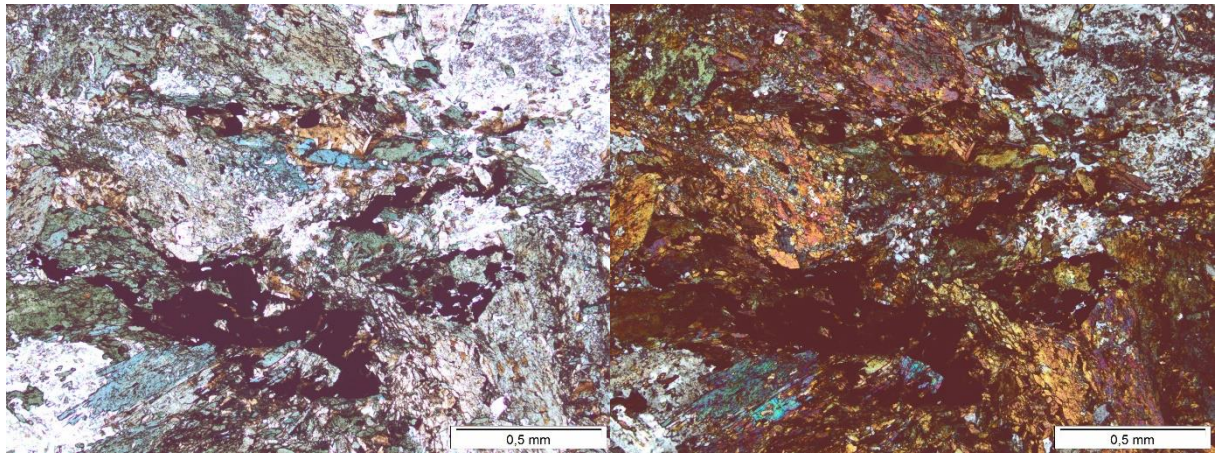


Рис. 20. Амфиболит

ППШ С-4/70.6. Метагаббро

Минеральный состав: амфибол – 40%, плагиоклаз – 35%, кварц – 10%, эпидот – 10%, кварц – 5%, хлорит – 5%, рудный минерал. *Структура:* реликтовая габбровая среднезернистая (рис. 21). *Текстура:* массивная. Порода состоит преимущественно из плагиоклаза и зеленого амфибола и продуктов их изменений. Амфибол образует крупные субидiomорфные зерна расщепленные на краях с хорошо развитой спайностью размерами от 0,5х1 мм до 1х1,5 мм. Также образует единичные игольчатые кристаллы по длинной оси до 0,2 мм. Плагиоклаз очень сильно изменен (сосюритизирован, окварцован), потому первоначальные лейстовидные формы почти утрачены. Альбитовые двойники практически не наблюдаются. Размеры зерен до 2х2 мм. Эпидот образует мелкозернистые скопления, либо обнаруживается в виде небольших ромбовидных кристаллов с высоким рельефом, хорошо выраженной шагреневой поверхностью и яркими базарными цветами интерференции. Кварц образует мелкие (0,1 мм) округлые необласты на границах зерен и внутри зерен плагиоклазов. Биотит в породе в виде светлых рыжевато-коричневых пластинок от 0,05 до 0,1 мм. Рудный минерал ксеноморфен, заполняет интерстиции между другими минералами.

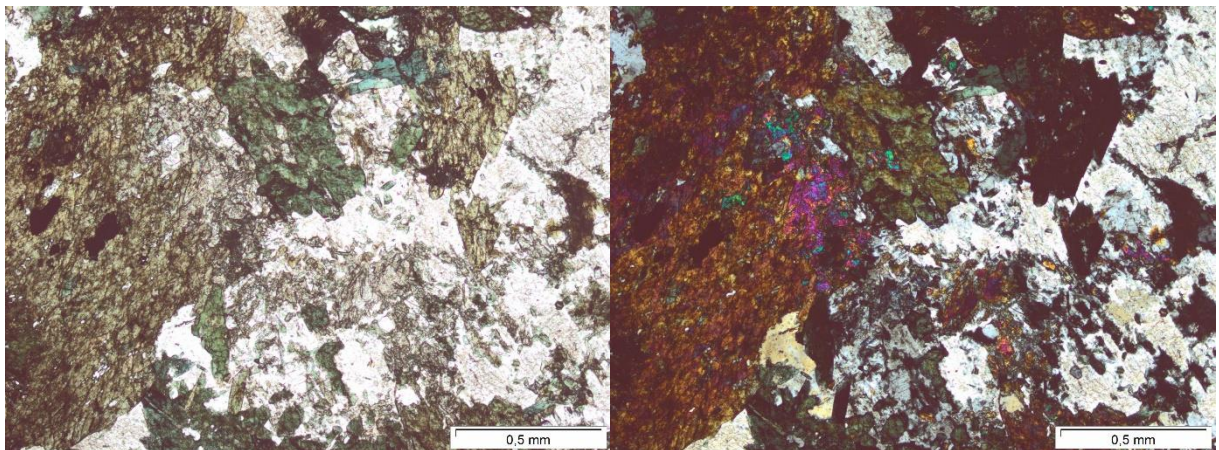


Рис. 21. Метагаббро

ППШ С-4/73.5. Амфиболит

Минеральный состав: амфибол – 70%, плагиоклаз – 10%, биотит – 10%, эпидот – 5%, кварц – 2-3%, рудный минерал – 2-3%. *Структура:* гипидиоморфнозернистая мелко-среднезернистая. *Текстура:* массивная. Порода почти полностью состоит из зеленого амфибола. Минерал имеет различные оттенки зеленого – салатовые, сине-зеленые, травяные. Представлен кристаллами различной степени идиоморфизма с хорошо проявленной спайностью расщепленные на края. Средний размер зерен от 0,1x0,5 до 2x2 мм. Рельеф высокий, шагреневая поверхность хорошо выражена. Яркие интерференционные окраски маскируются замещающим минералом хлоритом и становятся грязно-желто-зелеными. Биотит образует зерна от 0,1 до 0,5 мм рыжевато-коричневого цвета. Рудный минерал образует в биотите параллельно-ориентированные вроски (рис. 22), а также ксеноморфно заполняет интерстиции между минералами. Плагиоклаз почти полностью замещен зернистыми агрегатами эпидота. Кварц ксеноморфный в интерстициях. Размер зерен до 0,2 мм.

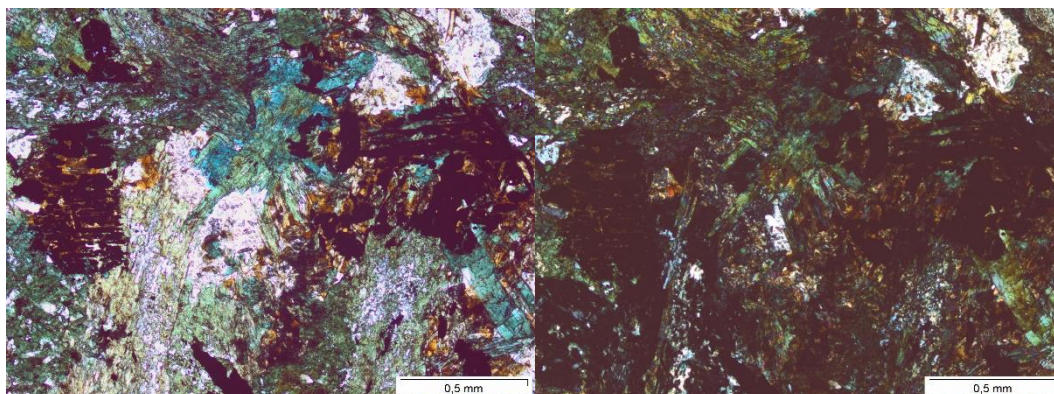


Рис. 22. Параллельные вроски рудного минерала в биотите в амфиболите

ППШ С-4/82.5. Хлорит-биотитовый сланец

Минеральный состав: хлорит – 65%, биотит – 30%, кварц – 2-3%, рудный минерал – 2-3%. *Структура:* лепидогранобластовая, мелкозернистая. *Текстура:* сланцеватая. Биотит в основной массе породы наблюдается в лейстовидных зернах, сильно вытянутых по одной оси (размеры от 0,05x0,1 мм до 0,1x0,5 мм), рыжевато-коричневого цвета. Хлорит двух цветов – грязно-зеленый и зеленовато-коричневый в виде чешуек (либо удлиненных, либо субизометричных). Погасание в разрезах относительно спайности прямое. Интерференционные окраски аномальные – у зеленого темно-синие, чернильные, сиреневые, а у коричневого – зеленовато-желто-бурые. Биотит и хлорит располагаются согласно общей директивности породы. Кварц в зернах размером 0,1-0,2 мм наблюдается в виде сплошного агрегата. Параллельно сланцеватости породы расположена кальцитовая жила (рис. 23).

Кальцит представлен крупными зернами размером 2-3 мм. Рудный минерал ксеноморфно заполняет интерстиции между другими.

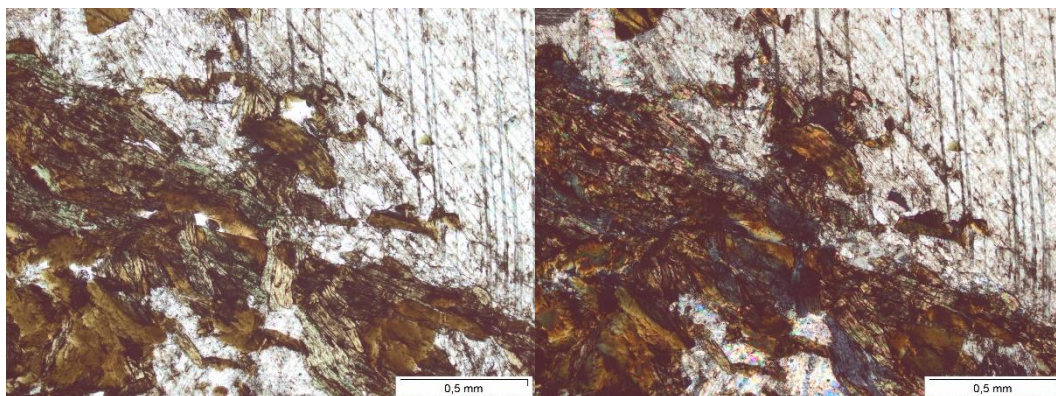


Рис. 23. Граница между сланцем и жилой

ППШ С-4/84.8. Амфиболит

Минеральный состав: амфибол – 65%, плагиоклаз – 5%, биотит – 10%, кварц – 10%, эпидот – 2-3%, хлорит – 5%, рудный минерал – 2-3%, акцессорный – апатит. *Структура:* гипидиоморфнозернистая мелко-среднезернистая. *Текстура:* массивная. Порода почти полностью состоит из зеленого амфибола. Минерал имеет темно-зеленый цвет. Представлен идиоморфными кристаллами с хорошо проявленной спайностью. Средний размер зерен 2x2 мм. Рельеф высокий, шагреневая поверхность хорошо выражена. Яркие интерференционные окраски маскируются замещающим минералом хлоритом и становятся грязно-желто-зелеными. Плагиоклаз почти полностью замещен эпидотом. Биотит образует зерна от 0,1 до 0,5 мм рыжевато-коричневого цвета. Рудный минерал ксеноморфно заполняет интерстиции между другими. Кварц ксеноморфный. Размер зерен до 0,2 мм. Апатит образует единичные зерна призматического габитуса (размер по длинной оси до 0,5 мм) (рис. 24).

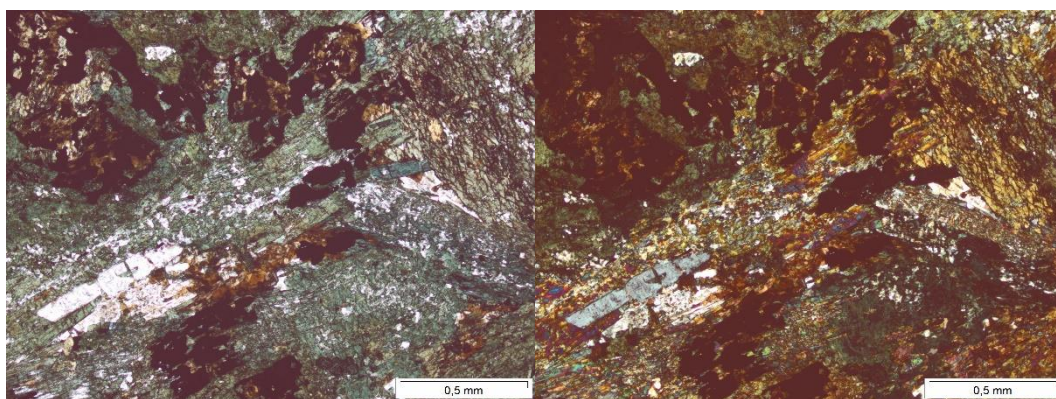


Рис. 24. Удлиненный кристалл апатита

ППШ С-4/88.4. Метабазальт

Минеральный состав: амфибол – 55%, плагиоклаз – 35%, кварц – 10%, биотит – 5-7%, рудный минерал – 2-3%. *Структура:* реликтовая габбровая, среднезернистая. *Текстура:*

массивная. Амфибол в породе имеет насыщенно зеленый цвет, иногда имеет желтоватый, иногда голубоватый оттенок. Спайность хорошо выражена, наблюдаются сечения с пересекающейся под углами 60-120 градусов. Рельеф высокий, шагрень хорошо выражена. Двупреломление высокое, цвета интерференции до красного. По оптическим свойствам – роговая обманка. Аномальных желто-зеленых интерференционных окрасок почти не наблюдается, развитие хлорита по роговой обманке в единичных зернах. Образует субксеноморфные, заостренные-расщепленные на концах кристаллы от 0,1x0,1 мм до 0,5x1 мм размером. Плаггиоклаз (андезин-лабрадор) представлен широкими изометричными лейстами с плохо выраженной спайностью. Двойники по альбитовому закону редкие (рис. 25). Размеры 0,5x0,7 до 1x1 мм. Серицитизирован, из-за чего имеет серовато-желтоватый оттенок в параллельных николях. Кварц образует небольшие округлые зерна (в диаметре от 0,05 до 0,3 мм) между амфиболом и плаггиоклазом. Имеет желтые цвета интерференции из-за чуть утолщенной пластинки. Биотит в породе в виде маленьких (0,1x0,1 мм) лейст коричневого цвета. Рудный минерал ксеноморфен.

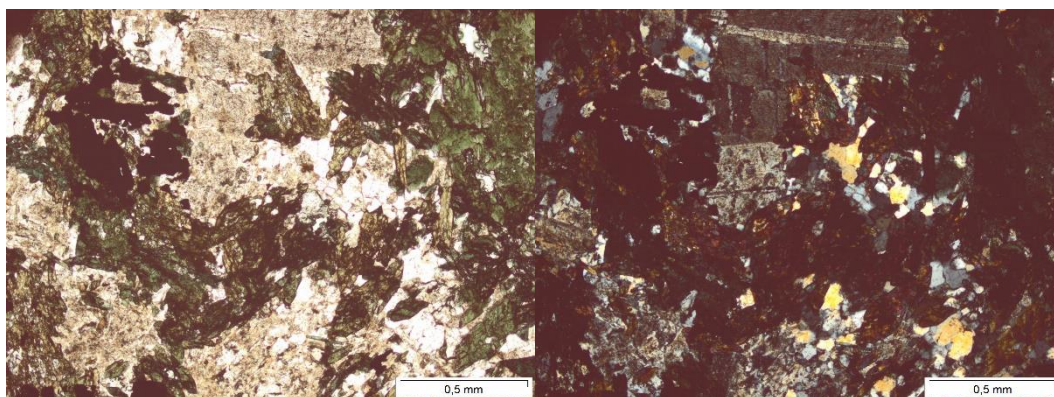


Рис. 25. Метагаббро

ППШ С-4/90.2. Метагаббро

Минеральный состав: амфибол – 55%, плаггиоклаз – 30%, кварц – 15%, биотит – 5-7%, рудный минерал – 2-3%. *Структура:* реликтовая габбровая (рис. 26), среднезернистая. *Текстура:* массивная. Амфибол в породе имеет насыщенно зеленый цвет, иногда имеет желтоватый, иногда голубоватый оттенок. Спайность хорошо выражена, наблюдаются сечения с пересекающейся под углами 60-120 градусов. Рельеф высокий, шагрень хорошо выражена. Двупреломление высокое, цвета интерференции до красного. По оптическим свойствам – роговая обманка. Аномальных желто-зеленых интерференционных окрасок почти не наблюдается, развитие хлорита по роговой обманке в единичных зернах. Образует субксеноморфные, заостренные-расщепленные на концах кристаллы от 0,1x0,1 мм до 0,5x1 мм размером. Плаггиоклаз (андезин-лабрадор) представлен широкими изометрич-

ными лейстами с плохо выраженной спайностью. Двойники по альбитовому закону редкие. Размеры 0,5x0,7 до 1x1 мм. Кварц образует округлые зерна (в диаметре до 0,3 мм) между амфиболом и плагиоклазом. Имеет желтые цвета интерференции из-за чуть утолщенной пластинки. Биотит в породе в виде маленьких (0,1x0,1 мм) лейст коричневого цвета. Рудный минерал ксеноморфен.

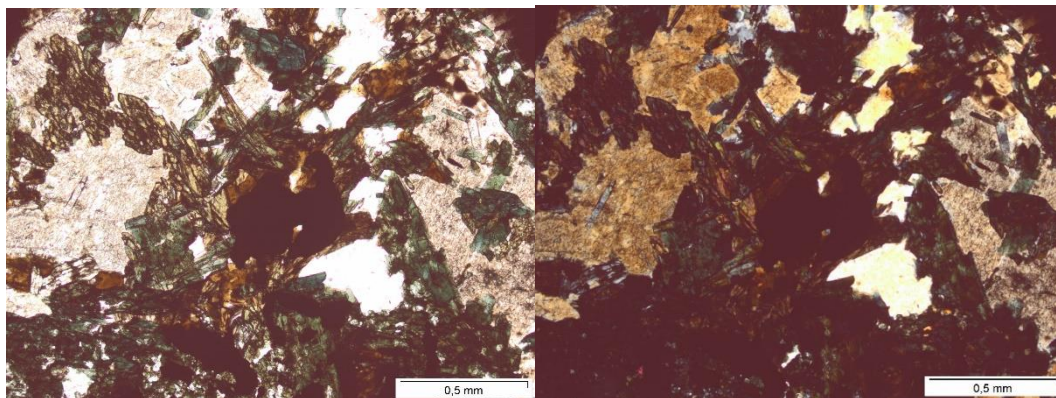


Рис. 26. Метагаббро

ППШ С-4/98.3. Метагаббро

Минеральный состав: амфибол – 40%, плагиоклаз – 35%, кварц – 10%, эпидот – 10%, кварц – 5%, хлорит – 5%, рудный минерал. *Структура:* реликтовая габбровая. *Текстура:* массивная. Порода состоит преимущественно из плагиоклаза и зеленого амфибола и продуктов их изменений. Амфибол образует крупные субидiomорфные зерна расщепленные на краях с хорошо развитой спайностью размерами от 0,5x1 мм до 1x1,5 мм. Также образует единичные игольчатые кристаллы по длинной оси до 0,2 мм. Плагиоклаз образует изометричные лейсты размером до 2x2 мм (рис. 27). Эпидот образует мелкозернистые скопления. Кварц образует небольшие округлые зерна от 0,1 до 0,2 мм. Рудный минерал ксеноморфен, заполняет интерстиции между другими минералами.

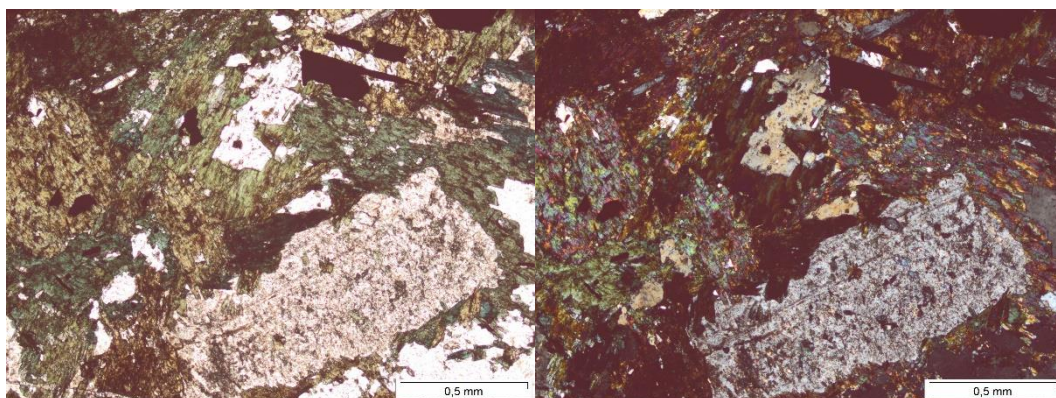


Рис. 27. Метагаббро

Приложение 2. Составы пород массива Корпярви

Таблица 1. Анализы XRF и ISP-MS

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Компоненты	C-4/33.85	C-4/38.5	C-4/40.8	C-4/44.8	C-4/58.7	C-4/60	C-4/63	C-4/70.6	C-4/78.4	C-4/84.8	C-4/90.2	C-4/98.3	c-4/28,5	c-4/33,2	c-4/38,0	c-4/46,0	c-4/48,6	c-4/52,7	c-4/60,4
SiO ₂	51.74	75.50	47.86	47.19	54.46	46.59	50.80	54.49	48.61	46.53	52.58	48.13	64	46.9	49.6	48.9	59.1	49.1	47.6
TiO ₂	0.86	0.26	1.71	2.73	2.28	3.02	2.72	1.24	2.63	2.92	1.72	2.82	0.7	0.73	2.1	1.42	1.24	1.34	3.2
Al ₂ O ₃	15.43	11.79	17.33	14.43	12.90	13.86	15.35	12.30	14.83	14.05	11.04	13.54	16.3	12.9	16.5	18	15.1	18.4	13
Fe ₂ O ₃	12.45	3.39	14.25	17.96	15.28	19.55	15.50	15.43	17.84	19.17	17.91	19.41	6.26	11.2	11.6	13.2	8.72	12.4	20.3
MnO	0.34	0.03	0.29	0.33	0.26	0.36	0.26	0.28	0.32	0.40	0.33	0.36	0.09	0.26	0.21	0.2	0.14	0.2	0.37
MgO	8.04	1.71	4.71	5.11	3.32	4.67	3.06	4.36	3.83	4.48	5.03	3.97	2.55	7.31	5.65	3.53	2.41	3.72	4.43
CaO	1.74	1.64	9.34	7.44	7.23	7.86	6.97	6.90	6.87	7.84	7.46	7.55	2.44	7.91	6.81	10.8	9.87	10.2	7.99
Na ₂ O	1.48	3.81	3.49	2.36	2.86	2.02	4.01	2.26	3.04	2.25	1.80	2.59	4.24	1.12	2.63	2.81	2.76	2.91	1.84
K ₂ O	4.80	0.97	0.44	1.29	0.61	1.36	0.68	1.07	1.18	1.25	0.79	0.93	2.66	4.48	2.2	0.74	0.2	0.96	1.15
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.10	0.15	0.29	0.15	0.26	0.40	0.19	0.15	0.26	0.23	0.13	<.05	0.17	0.10	0.45	0.09	0.18
ППП	2.95	0.65	0.46	0.88	0.39	0.43	0.29	1.16	0.57	0.65	0.98	0.29	0.87	7.32	2.81	0.56	0.51	0.95	0.28
Сумма	99.89	99.75	99.97	99.87	99.88	99.89	99.91	99.91	99.93	99.69	99.91	99.81	100	100	100	100	100	100	100
Микроэлементы, г/т																			
La	2.74	4.01	6.05	7.97	15.2	8.12	17.2	27.3	9.12	8.51	16.2	11.8	20.1	1.96	5.64	8.01	19	6.43	11.2
Ce	4.63	7.63	14	19.3	38.3	19.4	43.2	67	23.8	20.3	40.7	29.3	43.1	4.87	13.9	18.9	46	14.7	27.2
Pr	0.71	0.96	1.92	2.74	5.62	2.65	6.13	9.19	3.47	2.93	5.71	4.07	4.33	0.7	2	2.53	6.42	2	3.6
Nd	3.76	4.7	9.83	13.7	27.7	13.3	30.6	41.2	17	13.8	27.6	19.2	17.4	3.2	10.5	12.3	34.2	9.88	17.4
Sm	1.24	1.31	2.63	3.48	7	3.31	7.16	9.59	4.26	3.5	6.77	4.75	3.31	1	3.2	2.92	9.39	2.43	4.28
Eu	0.51	1.34	1.19	1.26	2.17	1.31	2.45	2.77	1.44	1.3	2.04	1.72	1.11	0.38	1.17	1.05	2.96	0.95	1.43
Gd	1.6	1.54	2.9	3.88	7.16	3.84	7.8	9.26	5.1	4.07	7.7	5.49	3.01	1.03	3.81	3.55	10.1	2.72	4.57
Tb	0.36	0.3	0.5	0.64	1.16	0.62	1.2	1.44	0.76	0.64	1.17	0.86	0.47	0.26	0.76	0.7	1.85	0.54	0.82
Dy	2.39	2.21	2.99	3.96	7.23	3.87	7.5	8.85	4.83	3.93	7.4	5.25	2.26	2.04	4.81	4.05	10.9	3.11	4.56
Ho	0.55	0.52	0.59	0.74	1.34	0.78	1.4	1.75	0.96	0.79	1.44	1.02	0.41	0.52	1.1	0.94	2.12	0.7	0.89
Er	1.63	1.68	1.64	2.08	3.72	2.21	3.85	4.84	2.68	2.23	3.83	2.92	1.28	1.6	3.16	2.57	5.53	1.55	2.61
Tm	0.25	0.3	0.23	0.3	0.54	0.3	0.55	0.68	0.37	0.32	0.58	0.43	0.16	0.23	0.53	0.36	0.72	0.26	0.38
Yb	1.84	2.15	1.49	1.95	3.47	1.98	3.49	4.36	2.49	2.13	3.73	2.91	1.14	1.67	3.27	2.64	4.76	1.63	2.5
Lu	0.25	0.36	0.25	0.3	0.55	0.31	0.5	0.69	0.38	0.31	0.58	0.44	0.17	0.24	0.44	0.39	0.67	0.26	0.35
ΣРЗЭ	22.46	29.01	46.21	62.3	121.16	62	133.03	188.92	76.66	64.76	125.45	90.16	98.25	19.7	54.29	60.91	154.62	47.16	81.79
Ba	680	157	63.7	289	95.8	361	164	344	360	529	293	321	943	560	249	187	36.6	260	345
Rb	316	48.9	9.37	61.9	14.8	67.7	20.9	44.3	52	54.1	22.4	30.2	154	249	122	38.8	2.35	52.2	57
Sr	155	194	248	143	108	150	226	134	221	199	59.5	151	316	142	261	276	300	324	141
Zr	37	341	58.4	90.6	151	88	147	201	116	101	137	130	170	41.4	112	111	316	65.4	125
Hf	1.09	9.68	1.68	2.32	4.38	2.42	4.04	5.08	3.1	2.78	3.61	3.39	4.34	1.14	3.02	2.76	8.61	1.78	3.57
Y	15	14	16.5	21	37	20.7	39.3	46.6	26.1	22	40	28.8	13.6	13.2	34.1	26.3	59.9	17.2	25.5
Nb	1.89	4.17	5.4	8.51	11.8	8.12	13.2	15	9.28	8.35	9.7	11.4	7.59	1.94	7.49	6.73	14.8	5.26	8.61
Ta	0.16	0.65	0.34	0.53	0.94	0.53	0.88	0.8	0.61	0.51	0.57	0.72	0.49	0.17	0.64	0.43	1.35	0.3	0.62
Cr	315	157	175	110	323	48.1	277	855	86.5	245	62.3	208	45.9	236	89.7	28	17	32.7	9.64
Ni	102	97.3	111	87.4	183	52.4	144	530	73.7	182	52.3	156	-	-	-	-	-	-	-

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Co	46.8	12.4	36.4	51.4	45.7	50	46.8	49.8	46.6	54.1	50.9	57.4	-	-	-	-	-	-	-
V	228	23.1	340	324	175	317	171	110	254	254	141	233	87.6	197	271	310	161	278	339
Th	0.61	2.88	0.51	0.78	1.66	0.77	1.66	1.04	1.07	0.82	1.34	1.08	9.15	0.75	0.97	0.78	2.92	0.57	1.02
U	0.44	0.7	0.12	0.35	0.48	0.22	0.3	0.58	0.27	0.47	1.06	0.25	9.7	0.36	1.56	0.22	0.71	0.28	0.24

Таблица 2.1 Анализы ПКСА

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Шифр пробы	с-4/1	с-4/2	с-4/3	с-4/16	с-4/17	с-4/18	с-4/19	с-4/20	с-4/21	с-4/22	с-4/23	с-4/24	с-4/25	с-4/26	с-4/27	с-4/28	с-4/29	с-4/30	с-4/31	с-4/32	с-4/33	с-4/34	с-4/35
SiO2 %	35	31	30	39	>50	>50	42	37	>50	>50	41	46	40	47	45	47	>50	>50	>50	>50	>50	>50	>50
Al2O3%	19	18	16	14	16	18	18	17	19	18	18	19	18	21	19	17	16	18	17	15	15	14	13
MgO %	4.9	4.2	4.3	5.2	7.2	4.6	3.5	3.8	4.4	4.4	3.3	4.9	3	4.6	4	3.8	4	5.7	5.5	4	4.8	4.5	4.5
CaO %	7.3	9.8	8.4	8.2	5.8	7.5	8.1	7.6	11	8.6	11	12	8.2	9.8	8.2	9.4	7	8	7.7	6.9	7	5.6	6.2
Fe2O3общ %	17	12	17	11	13	13	12	12	13	17	7.7	12	15	13	15	13	18	22	20	15	18	21	17
K2O %	1.9	1.6	1.1	1.3	1.5	1.7	0.98	1.1	0.88	0.99	1.3	2	1.6	1.6	1.5	1.7	2.2	1.7	1.4	1.1	1.7	1.6	1.1
Na2O %	2.1	2	1.1	1.3	1.3	1.8	1.3	1.8	1.7	1.2	1.4	1.9	1.8	2.1	1.6	1.7	2.2	1.7	1.5	1.4	1.3	1.4	1.6
P2O5 %	<.08	<.08	<.08	<.08	<.08	<.08	<.08	0.13	0.16	0.12	<.08	0.1	0.13	0.15	0.14	0.14	<.08	<.08	0.095	<.08	<.08	<.08	0.14
Sr %	0.012	<.01	<.01	0.013	<.01	0.017	0.013	0.016	0.015	0.012	0.018	0.017	0.017	0.017	0.016	0.017	0.012	<.01	0.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Ba %	0.016	0.013	0.016	0.026	0.035	0.025	0.014	0.011	0.0075	0.011	0.021	0.024	0.026	0.023	0.033	0.028	0.04	0.021	0.02	0.028	0.027	0.024	0.015
TiO2 %	1.3	1.4	2	1.2	2.2	1.5	1.2	0.74	1.8	1.4	1.1	1.1	1	1.2	1.4	1.2	1.9	2.7	2.5	2.4	2.3	2.5	1.9
MnO %	0.16	0.15	0.14	0.17	0.16	0.12	0.075	0.096	0.12	0.094	0.082	0.12	0.088	0.1	0.093	0.11	0.15	0.2	0.16	0.17	0.18	0.15	0.15
V ppm	260	240	460	220	260	230	240	150	260	260	240	280	230	200	250	240	180	260	230	240	220	270	170
Cr ppm	47	17	13	26	10	22	37	27	23	28	37	39	32	45	42	42	12	13	12	8.4	10	12	16
Co ppm	44	34	45	39	37	39	37	41	51	51	27	37	42	42	44	40	46	59	57	44	44	54	46
Ni ppm	69	44	82	63	65	56	53	44	72	72	52	62	64	58	64	56	56	74	70	62	62	70	55
Zr ppm	58	55	54	28	97	100	96	54	180	98	48	42	61	130	95	65	89	230	180	160	120	140	210
Hf ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb ppm	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	14	12	11	<8	10	10
Ta ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc ppm	41	43	45	24	29	36	34	22	45	48	38	34	36	41	42	33	31	45	40	39	35	35	34
Ce ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	39	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	23	34	40	20	40	40	37
La ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	19	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	15	27	21	15	22	21	21
Y ppm	25	23	24	17	25	31	33	28	47	36	23	23	27	34	27	21	29	50	42	33	33	34	41
Yb ppm	3	2.5	3	2.8	3.2	3.4	3.4	3.9	4.4	4	2.4	3.3	3.3	3.4	3.2	2.9	3.3	5.1	4.7	3.9	3.5	3.6	4.3
U ppm	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300
Th ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Be ppm	1.5	1.1	0.61	<.5	0.8	0.59	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	0.7	0.5	0.56	0.97	1.3	1.3	1.2	0.95	0.96	0.91
Li ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mo ppm	<.5	<.5	<.5	0.62	0.82	<.5	0.59	0.87	1.2	1.3	0.95	1.2	1.4	1	1.1	1.4	0.76	1.8	1.2	0.54	<.5	1.3	1.1
Sn ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cu ppm	120	47	49	42	35	150	34	45	40	35	31	37	33	37	35	38	43	53	46	31	32	31	34
Pb ppm	170	140	67	190	44	43	35	25	17	6.3	20	34	29	40	34	38	36	46	28	67	130	140	49
Zn ppm	290	380	230	420	250	220	150	150	130	130	150	190	130	160	130	220	240	310	340	400	530	500	300

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Cd ppm	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Bi ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ag ppm	0.27	0.37	0.31	0.13	0.14	0.15	<0.03	<0.03	0.093	0.071	0.071	0.15	0.058	0.081	0.057	0.071	0.066	0.084	0.11	0.2	0.11	0.18	0.032
Ga ppm	31	35	23	23	22	28	27	22	24	16	23	30	28	38	27	27	38	39	35	27	23	21	22
Tl ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
As ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sb ppm	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ge ppm	<2	<2	<2	2	<2	<2	2.4	2.2	<2	<2	2.3	2.4	2.8	2.9	2.8	2.5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Te ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
B ppm	25	17	22	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6.9	10	5.8	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

Таблица 2.2. Анализы ПКСА

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Шифр пробы	c-4/36	c-4/37	c-4/38	c-4/39	c-4/4	c-4/5	c-4/6	c-4/7	c-4/8	c-4/9	c-4/10	c-4/11	c-4/12	c-4/13	c-4/14	c-4/15	c-4/40	c-4/41	c-4/42	c-4/43	c-4/44	c-4/45	c-4/46	c-4/47	c-4/48
SiO2 %	>50	>50	>50	>50	32	32	35	39	33	27	29	28	25	28	29	21	>50	48	>50	>50	>50	>50	>50	>50	>50
Al2O3%	15	16	16	15	16	14	14	16	17	15	14	14	15	13	12	11	17	13	15	17	16	16	15	15	16
MgO %	4.7	5.3	5.3	5	4.5	4.8	6	4.7	5	6.2	3.9	4	3.8	4.3	4.2	6.4	5	2.8	5.6	5	4.7	5.5	5.2	5.4	4.7
CaO %	6.4	7.2	7.4	6.8	7.5	5.8	6.8	7.3	6.3	5.9	6.9	6.3	5.8	5.9	5.4	2.3	6.6	5.8	6.7	7.1	6.7	6.7	6.3	6.9	6.6
Fe2O3общ %	19	12	15	18	19	17	19	26	22	11	15	15	14	18	16	14	18	12	20	19	19	25	19	22	19
K2O %	1.5	1.6	1.4	1.3	1.6	1.4	1.8	2	1.3	1.6	1.1	1.6	1.4	1.6	1.9	1.4	1.7	1.2	1.3	1.7	1.5	2.1	1.5	1.7	1.6
Na2O %	1.5	1.5	1.2	1.3	1.4	1.2	1.7	2	1.3	1.7	1.6	1.6	1.2	1.4	1.9	0.89	1.8	1.4	1.3	1.6	1.3	2.3	1.3	1.6	1.5
P2O5 %	0.16	<.08	<.08	0.14	<.08	<.08	<.08	0.087	0.16	0.096	<.08	<.08	0.083	0.12	0.12	0.15	0.15	<.08	<.08	<.08	<.08	0.16	0.24	<.08	<.08
Sr %	<.01	0.011	0.012	0.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	0.011	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	0.011	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Ba %	0.025	0.024	0.023	0.026	0.029	0.028	0.026	0.032	0.032	0.021	0.015	0.03	0.031	0.04	0.027	0.037	0.038	0.029	0.035	0.038	0.037	0.03	0.031	0.034	0.029
TiO2 %	2.2	2.3	2.4	2.3	2.5	1.9	1.7	2.6	2.5	1.7	1.7	1.9	2	2.1	1.6	2.1	1.8	1.9	2.2	2.5	2.4	2.6	2	1.9	2.2
MnO %	0.16	0.16	0.15	0.16	0.18	0.15	0.24	0.27	0.19	0.13	0.15	0.14	0.14	0.18	0.18	0.15	0.15	0.15	0.21	0.18	0.17	0.27	0.18	0.22	0.18
V ppm	190	190	250	220	240	160	180	330	350	150	150	150	210	210	210	160	160	180	210	220	240	270	180	170	180
Cr ppm	9.7	6.6	9	7.2	22	13	11	19	22	13	12	12	3.2	20	21	22	11	7.4	8.8	7.5	10	13	9.8	10	7.9
Co ppm	53	36	39	49	46	40	49	68	51	31	37	37	42	50	42	32	46	33	48	47	46	65	46	52	48
Ni ppm	59	49	60	63	66	47	58	87	73	40	49	49	52	46	56	46	49	42	56	60	62	77	50	57	57
Zr ppm	160	120	120	93	120	180	120	130	140	130	150	120	98	77	100	100	140	120	130	140	130	200	150	140	150
Hf ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb ppm	11	<8	8.7	<8	<8	<8	<8	9.3	8.2	<8	8.2	<8	<8	<8	<8	8.4	<8	8.7	<8	<8	9	15	<8	<8	<8
Ta ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc ppm	35	42	32	36	41	39	39	33	40	28	31	27	31	30	28	32	35	29	38	37	37	29	31	36	35
Ce ppm	28	<10	25	20	68	46	46	50	42	51	51	66	51	68	62	<10	30	20	29	20	27	25	<10	29	26
La ppm	27	11	24	17	21	21	19	11	14	12	23	15	14	<10	18	<10	16	12	19	13	16	16	11	16	18
Y ppm	38	30	33	32	35	37	36	28	34	30	37	30	25	24	33	30	34	32	38	35	36	36	32	37	36
Yb ppm	4.3	3.2	3.4	3.5	3.5	3.7	4.1	4.4	4.5	3.3	3.7	3.3	3.4	3.9	3.5	3.6	3.9	3.2	3.9	3.7	4.1	4.7	3.8	4	3.6
U ppm	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300	<300
Th ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Be ppm	1	0.93	0.82	0.78	1.1	1.3	1.2	0.89	1.3	0.85	0.93	0.84	0.62	0.52	0.69	0.84	1.2	0.89	0.99	1.1	1	1	1	0.96	1
Li ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Mo ppm	0.9	0.58	<.5	1.2	<.5	1.4	0.79	<.5	0.6	<.5	0.52	0.65	0.53	0.56	0.76	1.1	1.4	<.5	0.59	<.5	0.7	0.83	<.5	<.5	0.92
Sn ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cu ppm	31	30	25	37	45	38	52	60	50	26	160	45	37	46	39	16	42	31	33	35	30	41	25	38	38
Pb ppm	160	35	36	32	80	470	200	80	73	88	220	82	120	230	320	14	140	44	23	34	25	47	33	22	30
Zn ppm	490	270	160	240	240	510	630	230	370	380	400	250	290	520	580	430	430	250	170	230	250	300	210	250	230
Cd ppm	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Bi ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ag ppm	0.12	0.13	0.068	0.15	0.27	0.48	0.41	0.35	0.3	0.48	0.25	0.27	0.29	0.64	0.43	0.47	0.11	0.07	0.042	0.069	0.12	0.16	0.099	0.12	0.079
Ga ppm	22	25	21	28	27	23	18	28	25	32	33	28	19	25	33	20	32	24	25	29	25	33	19	29	25
Tl ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
As ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sb ppm	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ge ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2.2	<2	<2	<2	<2	<2	2.3	<2	<2	<2	<2	2.1	<2	2.1	2.1
Te ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
B ppm	<5	<5	<5	<5	12	32	29	11	32	18	8.1	19	10	12	9.2	24	<5	5.8	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

