САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Осипов Анатолий Станиславович

МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОНДЁРСКОГО МАССИВА, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

Научная специальность 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых.

Научный руководитель:
Доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.И. Брусницын

Санкт-Петербург
2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ....4
Актуальность работы....4
Цель исследования....5
Фактический материал и методы исследования....5
Научная новизна....7
Практическая значимость....7
Защищаемые положения....8
Апробация и степень достоверности результатов....9
Личный вклад автора....10
Структура и объем работы....11
Благодарности....11
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНДЁРСКОГО МАССИВА....12
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНДЁРСКОГО МАССИВА....15
1.1. Географическая позиция района....15
1.2. Геологическая характеристика массива....15
1.2.1. Стратиграфия....17
1.2.2. Магматизм....18
1.2.3. Cu-Pt-Pd минерализация в косьвитах....23
1.3. Возраст и модель формирования массива....24
1.4. Сопоставление с известными кольцевыми щелочно-ультраосновными комплексами....27
2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД....33
2.1. Пегматиты нефелин-сиенитового состава....35
2.2. Пегматиты сиенитового состава....37
2.3. Пегматиты ийолит-уртитового состава....38
2.4. Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы....39
2.5. Вишневитовые породы....42
3. МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД....45
3.1. Главные и второстепенные минералы....49
3.1.1. Микроклин....49
3.1.2. Альбит....52
3.1.3. Нефелин....54
3.1.4. Вишневит....55
3.1.5. Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита....59
3.1.6. Эгирин, эгирин-авгит....67
3.1.7. Лампрофиллит, баритолампрофиллит....71
3.2. Акцессорные минералы....79
3.2.1. Титанит....79

3.2.2. Магнезиоарфведсонит 81
3.2.3. Акцессорные минералы эвдиалит-эгирин-альбитовых пород 84
3.2.3.1. Пирофанит 84
3.2.3.2. Анальцим 86
3.2.3.3. Кальциокаталеит 88
3.2.3.4. Эльпидит 90
3.2.3.5. Лоренценит 91
3.2.3.6. Нчванингит 92
3.2.3.7. Сепиолит 92
3.2.3.8. Мусковит 93
3.2.3.9. Перклевеит-(Ce) 94
3.2.3.10. Кайнозит-(Y) 96
3.2.3.11. Стиллуэлит-(Ce) 98
3.2.3.12. Датолит 101
3.2.3.13. Бобтрайллит 101
3.2.3.14. Монацит-(Ce), монацит-(Nd) 103
3.2.3.15. Ксенотим-(Y) 105
3.2.3.16. Sr-содержащие фосфаты супергруппы апатита 106
3.2.3.17. Карбонаты эвдиалит-эгирин-альбитовых пород 119
3.2.4. Акцессорные минералы вишневитовых пород 124
3.2.4.1. Пирротин, халькопирит, пирит 124
3.2.4.2. Цеолиты вишневитовых пород 125
3.2.4.3. Каолинит 127
3.2.4.4. Гидроксилапатит 128
3.2.4.5. Барит 129
4. ОБСУЖДЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ 131
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 144
Список использованной литературы 145
Опубликованная 145
Фондовая 152

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Кондёрский кольцевой щелочно-ультраосновный массив – сложное геологическое тело, образованное в результате последовательного внедрения контрастных по петрографическому составу интрузивных комплексов. С ультраосновными породами комплекса связано формирование благороднометального оруденения в дунитах. Главным полезным компонентом является платина, в меньших количествах присутствуют другие металлы платиновой группы, а также золото и серебро. Описанные породы рассечены дайкообразными телами и жилами монцонитоидных и щелочных пород комплекса, а также сопутствующими их внедрению контактово-метасоматическими образованиями.

В процессе эрозии представленных пород сформировалось одно из крупнейших в России россыпных месторождений платины – Кондёр, получившее название по одноименной реке, берущей свое начало в центральной части массива. Его разработка велась с 1984 года, однако, в настоящий момент запасы россыпи в значительной степени отработаны. Таким образом, изучение коренных платиноносных пород и ассоциирующих с ними образований Кондёрского массива представляется необходимым аспектом для продолжения промышленной добычи платины.

С момента первого полного описания объекта в 1956 году, Кондёрский массив изучался достаточно детально. Однако, основное внимание исследователей уделялось его платиноносности, а также наиболее тесно связанным с оруденением породам – дунитам, пироксенитам и косьвитам. При этом, не менее интересные с точки зрения фундаментальной минералогии и условий формирования, щелочные породы были изучены в меньшей степени. Кроме того, последние работы, посвященные минералогии агпаитовых пород объекта датируются концом 20 века (Гурович и др., 1994; Некрасов и др., 1994).

Вместе с тем, без детального изучения щелочных пород невозможно восстановить полную картину формировния массива и связанные с этим процессы рудогенеза. Все вышесказанное определяет актуальность детального минералогического изучение щелочных пород Кондёрского массива с использованием современного научно-исследовательского оснащения, что даст возможность получить новые данные и дополнить ранее известную информацию по минералогии объекта. Это, в свою очередь, позволит уточнить природу минералообразующих процессов протекавших в ходе формирования щелочных пород, а также связанного с ними коренного благороднометального оруденения. Полученные в результате исследования материалы будут интересны не только с точки

зрения фундаментальной минералогии, но также могут быть использованы при оценке дальнейших промышленных перспектив объекта.

Цель исследования заключалась в изучении минералогии щелочных пород Кондерского массива и реконструкции на этой основе процессов их образования.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Сбор, обобщение и анализ литературных данных по геологии и минералогии Кондёрского щелочно-ультраосновного массива;
2. Отбор образцов для исследования в ходе полевых работ, подготовка каменного материала к аналитическим исследованиям;
3. Петрографическая характерстика пород: изучение их минерального состава и текстурно-структурных особенностей;
4. Исследование морфологии, характера ассоциаций, пространственно-возрастных взаимоотношений с окружающими минералами, особенностей физических свойств, химического состава, рентгенометрических и спетроскопических характеристик главных породообразующих и редких минералов щелочных пород.
5. Определение последовательности минералообразования в щелочых породах разного состава.
6. Реконструкция на основе всех полученных данных процессов минералообразования в щелочных породах.

Основным ***предметом*** изучения являются минералы и минеральные ассоциации щелочных пород Кондёрского комплекса. В качестве основного ***объекта*** изучения выбраны эвдиалит-эгирин-альбитовые щелочные породы массива. В сравнении с другими изученными разностями агпаитовых пород Кондёра они характеризуются наиболее разнообразным минеральным составом, а также высокой степенью гидротермально-метасоматической переработки. При этом обнаруженные реликтовые минералы позволяют установить характер процессов их преобразования. В то же время, изучение минералогии других разновидностей щелочных пород массива позволило выделить сходства и различия в отношении особенностей слагающих их минералов и процессов преобразования пород.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен материал, полученный автором в ходе экспедиции коллектива сотрудников СПбГУ на Кондёрский массив в 2013 году. Образцы пород были отобраны в естественных обнажениях из 5 различных геологических тел. Из них были изготовлены прозрачно-полированные шлифы и аншлифы для оптического, электронно-микроскопического изучения и EBSD-диагностики, а также количественного рентгеноспектрального анализа и рамановской

спектроскопии. Мономинеральные фракции использовались для проведения порошкового рентгенофазового, рентгеноструктурного анализов и инфракрасной спектроскопии.

Оптическая микроскопия проводилась на базе кафедры минералогии СПбГУ с использованием микроскопа Leica DM2500M, цифровые изображения шлифов и аншлифов в высоком разрешении получены на базе ресурсного центра (далее в тексте – РЦ) СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» при помощи универсального цифрового микроскопа Keyence VHX1000.

Электронно-микроскопические исследования, количественный рентгеноспектральный анализ, EBSD-диагностика минералов и рамановская спектроскопия проводились на базе РЦ СПбГУ «Геомодель» с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с приставками Oxford Instruments X-Max 20 для энерго-дисперсионного анализа и детектором Oxford Instruments Nordlys-HKLEBSD. Условия ЭДС-анализа: ускоряющее напряжение 20 кв, ток 1.7 нА, рабочее расстояние 10 мм. Аналитики – Власенко Н.С., Шиловских В.В. Условия EBSD: ускоряющее напряжение 20 кв, ток 1,5 нА, режим сфокусированного пучка с наклоном ступени 70°. Аналитик Власенко Н.С. Аналитическое программное обеспечение для сопоставления картин EBSP – Oxford Instruments AZtec HKL. Полированные срезы исследуемой породы предварительно подвергались реактивному ионному травлению (RIE) ионами Ar^+ с использованием прибора Oxford Instruments IonFab-300, работавшего при ускоряющем напряжении 500 В и токе потока 2,4 мА. Рамановская (КР) спектроскопия проводилась с использованием спектрометра Horiba LabRam HR 800, оснащенного Ar^+ лазером 514 нм мощностью 20 мВт и микроскопом Olympus BX-41 с объективами 10х и 50х, градуировка по кремниевому эталону. Аналитик – Бочаров В.Н. Данные обрабатывались в программной среде Crystal Sleuth с использованием базы данных RRUFF Info.

Напыление образцов углеродом, а также часть электронно-микроскопических исследований проводилось в РЦ СПбГУ «Микроскопии и микроанализа» при помощи высоковакуумного напылителя углеродом Q150T-E и настольного растрового электронного микроскопа-микроанализатора Hitachi TM-3000.

Изучение химического состава минералов группы эвдиалита проводилось на базе Музея Естественной Истории г. Лондон с использованием сканирующего электронного микроскопа Cameca SX100 и приставкой Bruker AXS 4010 для волнового дисперсионного микроанализа, аналитик – Спратт Дж.

Порошковый рентгенофазовый анализ, рентгеноструктурный анализ и инфракрасная спектроскопия проводились на базе РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования». Порошковые рентгенограммы получены с использованием настольного

дифрактометра Rigaku MiniFlex II (материал анода трубки *CuKα*) с пакетом программ анализа PDXL. Структура эвдиалита изучалась при помощи рентгеновского дифрактометра Bruker SMART APEX при комнатной температуре с использованием MoKα-излучения, сканирования по ω с шагом 1º и экспозицией 40с. Для интеграции данных применен программный пакет Bruker SAINT, для расшифровки структуры использовалась программа SHELX, изображение структуры получено при помощи программы Diamond 3.2. Аналитики – Золотарёв А.А. мл., Паникоровский Т.Л. ИК-спектр минерала был получен на ИК Фурье-спектрометре Bruker Vertex 70 при комнатной температуре в волновом диапазоне 400–4000 см-1. Приготовление образца проводилось путем прессования таблетки 2 мг исследуемого вещества и 200 мг KBr. Обработка данных выполнена при помощи пакета программ OPUS. Аналитика – Паникоровский Т.Л.

Научная новизна. Автором проведено детальное исследование минералогии пяти разновидностей щелочных пород Кондёрского массива. Диагностировано и охарактеризовано 46 минеральных видов из которых 18 – впервые установлены в пределах интрузива. Обнаружены и описаны такие редкие минералы, как бобтрайллит (вторая известная находка в мире и первая – в России), гальгенбергит-(Ce) (вторая известная находка в мире и в первая в России), стронадельфит (первая находка в России за пределами Кольской щелочной провинции), фторстрофит и фторкафит, приведены сравнения их химического состава с опубликованными ранее данными.

Получены представления о характере и последовательности минералообразующих процессов при образовании щелочных пород. Установлено, что их формирование происходило в несколько стадий, при этом часть пород подверглась существенной гидротермально-метасоматической переработке с привносом вещества.

Впервые получена детальная минералогическая характеристика гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита, решена его структура, установлены кристаллохимические особенности, по совокупности которых минерал может быть предложен в качестве нового вида. Сделан вывод о процессе его образования и положении в классификации минералов группы эвдиалита.

Практическая значимость. Полученные данные, сделанные обобщения и выводы, в первую очередь носят фундаментальный характер, и тем самым помогают понять процессы формирования жильных щелочных пород массива и ассоциирующих с ними образований, в том числе несущих благородно-метальную минерализацию. Данные по морфологии, химическому составу и особенностям описанных минералов, в особенности – редких фаз будут полезны в качестве справочных материалов. Кроме того, полученные данные могут

быть использованы в учебных курсах генетической минералогии, геологии месторождений полезных ископаемых и т.п.

Защищаемые положения:

1. Среди щелочных пород Кондерского массива по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям выделяются пять главных разновидностей: пегматиты нефелин-сиенитового состава, пегматиты сиенитового состава, пегматиты ийолит-уртитового состава, эвдиалит-эгирин-альбитовые и вишневитовые породы. Минеральный состав первых двух разновидностей сформировался в ходе кристаллизации магматического расплава, и не несет в себе признаков интенсивных постмагматический преобразования. Минеральный состав последних двух разновидностей пород, напротив, сформировался при явном участии гидротермально-метасоматических процессов, сильно изменивших исходно магматический субстрат.
2. В составе щелочных пород Кондёрского массива установлено 46 минеральных видов, из них 18 – кальциокатаплеит, эльпидит, бобтрайллит, стилуэллит-(Ce), датолит, кайнозит-(Y), перклевеит-(Ce), лоренценит, сепиолит, нчванингит, пирофанит, фторкафит, фторстрофит, стронадельфит, монацит-(Ce), монацит-(Nd), ксенотим-(Y), гальгенбергит-(Ce) установлены впервые в пределах данного щелочно-ультраосновного комплекса.
3. Специфическим минералом щелочных пород является гидратированный карбонатсодержащий минерал группы эвдиалита, относящийся к изоморфному ряду манганоэвдиалит – илюхинит. Замещение данного эвдиалита под воздействие гидротермальных растворов обуславливает формирование большого числа редких минералов (кальциокатаплеит, эльпидит, бобтрайллит, стилуэллит-(Ce), кайнозит-(Y), перклевеит-(Ce), натриевый редкоземельный фторапатит, монацит-(Nd), ксенотим-(Y), гальгенбергит-(Ce)) в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах.
4. Типоморфными минералами щелочных пород Кондерского массива являются стронций-содержащие фосфаты супергруппы апатита: стронадельфит, фторстрофит, стронциевый фторапатит (фторкафит) и натриевый редкоземельный фторапатит. Все эти минералы образуются на стадиях гидротермально-метасоматического преобразования щелочных пегматитов. По времени кристаллизации стронадельфит, фторстрофит и стронциевый фторапатит (фторкафит) близки друг другу, позднее образуется натриевый редкоземельный фторапатит.

Апробация и степень достоверности результатов Основные результаты диссертации опубликованы в 4 статьях, в том числе в рецензируемых научных изданиях из перечня, утвержденного Минобрнауки РФ – 3 публикации, индексируемых в наукометрических базах данных Web of Science и SCOPUS – 2 публикации, переведено на английский язык и опубликовано в специальных выпусках журналов – 2 публикации. Материалы работы представлены в 11 тезисах международных и всероссийских конференций.

Статьи по теме исследования:

1) Осипов А.С., Антонов А.А. Гальгенбергит–(Ce) из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край) // Труды ФНС ГИ КНЦ РАН, 2021, № 18, с. 326–331.
2) Осипов А.С., Антонов А.А., Власенко. Н.С. Sr-содержащие фосфаты супергруппы апатита из щелочных пород Кондёрского массива, Хабаровский край // Минералогия, 2021, Т. 7, № 4, с. 48–61.
3) Осипов А.С., Антонов А.А., Бочаров В.Н., Власенко. Н.С. Стронадельфит из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край) // Записки РМО, 2021, Т. 150, № 3, с. 67–78. Перевод на английский язык: Geol. Ore Deposits., 2022 (в печати)
4) Осипов А.С., Антонов А.А., Паникоровский Т.Л., Золотарёв–мл. А.А. Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита из щелочных пород Кондёрского массива, Хабаровский край // Записки РМО, 2017, Т. 146, № 4, с. 78–93. Перевод на английский язык: Geol. Ore Deposits. 2018. Vol. 60. N.8. P. 1-10)

Тезисы докладов:

1) Осипов А.С., Антонов А.А. Особенности эвдиалита из щелочных пород Кондёрского массива // Международная научная конференция «XII Съезд Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова» СПб, 2015, с. 346-347.
2) Осипов А.С., Антонов А.А. Особенности минерализации эгирин-альбитовых жил Кондёрского массива // Всероссийская молодежная конференция Института Наук о Земле «Современные исследования в геологии» СПб, 2016, с. 32-33.
3) Антонов А.А., Осипов А.С. Редкоземельная минерализация в щелочных пегматитах Кондерского массива, Алданский щит // Международная молодежная школа «Металлогения древних и современных океанов» Миасс, 2016, с. 250-252.
4) Осипов А.С., Антонов А.А. Новые данные об эвдиалите Кондерского массива, Алданский щит // Международная молодежная школа «Металлогения древних и современных океанов» Миасс, 2016, с. 252-255.

5) Осипов А.С., Антонов А.А. Редкоземельная и стронциевая минерализация в щелочных пегматитах Кондёрского массива // XXVIII Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии», Спб, 2017, с. 134-135.
6) Осипов А.С., Антонов А.А. Связь поздних процессов минералообразования в щелочных пегматитах Кондёрского массива с формированием благороднометального оруденения в изменённых телах косьвитов // Юбилейный съезд Российского минералогического общества «200 лет РМО», СПб, 2017, с. 289-291.
7) Osipov A.S., Antonov A.A., Perhurova V.A. Mineralogy of kosvites feom Konder massif // International Conference on Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2018», Moscow, 2018, P. 224-227.
8) Perhurova V.A., Antonov A.A., Osipov A.S. Epigenetic copper minerals of the Kondyor massif // International Conference on Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2018», Moscow, 2018, P. 234-237.
9) Осипов А.С., Антонов А.А. Особенности минералогии эгирин-альбитовых пород Кондерского массива // МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра. СПб, 2019, с. 139-141.
10) Перхурова В.А., Антонов А.А., Осипов А.С. Особенности минерального состава измененных рудных пироксенитов Кондерского массива и связанные с ними минералы платиновой группы // МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра. СПб, 2019, с. 148-150.
11) Osipov A.S., Antonov A.A. Mineralogical features of eudialyte-containig alkaline rocks from Konder massif, Khabarovsky krai // International Conference on Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2019», Saint-Petersburg, 2019, P. 213-217.

Личный вклад автора Автор участвовал в полевых работах, отборе и обработке каменного материала, определении цели работы и постановке задач исследования, обсуждении результатов работы, подготовке статей и тезисов докладов. Автором проводилась подготовка образцов к электронно-микроскопическим, рентгенографическим и другим исследованиям. Автор принимал участие в проведении и обработке полученных данных всех аналитических работ, в том числе самостоятельно проведены оптическая микроскопия, обработаны и проанализированы результаты всех электронно-микроскопических, порошковых рентгенографических исследований и КР-спектроскопии, выполнены расчеты формул минералов. Все основные результаты работы получены лично

автором и неоднократно докладывались им на международных и всероссийских конференциях.

Структура и объем работы Работа состоит из введения, 4-х глав и заключения. Общий объем 153 страниц, включая 52 рисунка, 36 таблиц и список литературы из 111 наименований.

Благодарности Автор выражает глубокую благодарность всем, кто принимал участие в подготовке и представлении данной работы. В частности - научному руководителю - профессору кафедры Минералогии СПбГУ А.И. Брусницыну, научному консультанту – к.г-м.н. А.А. Антонову, профессорам кафедры минералогии СПбГУ А.Г. Булаху и А.Н. Зайцеву, а также всему составу кафедры минералогии СПбГУ; профессору кафедры минералогии МГУ И.В. Пекову; доцентам кафедры Кристаллографии СПбГУ А.А. Золотареву мл. и Н.В. Платоновой; ведущему научному сотруднику лаборатории металлогении, рудогенеза и экогеологии ИГГД РАН А.Г. Мочалову; руководителю сектора изучения новых материалов ЦНМ КНЦ РАН Г.Ю. Иванюку; руководителю Лаборатории природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ РАН Т.Л. Паникоровскому; а также О.В. Иващенковой; Д.О. Зиняхиной, М.Н. Круку, В.А. Перхуровой, инженерам РЦ СПбГУ «Геомодель» В.В. Шиловских, Н.С. Власенко, В.Н. Бочарову и инженеру Лондонского музея естественной истории - Дж. Спратту.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проект № 19-35-90067.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНДЁРСКОГО МАССИВА

Исследования, проведённые на Кондёрском интрузиве и его обрамлении до 1956 г., позволили составить только общие представления о геологии территории.

В 1956 году Алданской экспедицией ВАГТ проведена аэромагнитная съемка (Херувимова, Ларионов, 1958ф) и поиски (Архангельская, 1957ф) масштаба 1:50 000 в верховьях р. Кондёр. Составлена геологическая карта массива и впервые установлена платина в коренных породах. В 1957 году в ходе работ той же экспедиции были проведены поисково-съемочные работы масштаба 1:25 000, составлена геологическая карта соответствующего масштаба и дана первая оценка запасов россыпной платины (Мильто, 1958ф). В 1964-66 г.г. площадь изучалась в рамках геологической съемки с сопутствующими поисками масштаба 1:200 000 [ГГК 200/1] (Шпак, 1967ф). По этим материалам в период до 1979 года было подготовлено некоторое количество публикаций, учтенных в более поздних работах (Квасов и др., 1988; Лазаренков и др., 1992), однако детальное изучение массива начинается лишь в 1979 году. В период с 1979 до 1984 года Аяно-Майская ГРЭ проводила поисковые работы и предварительную разведку, а в 1985 – 1988 г.г. – детальную разведку россыпного месторождения платиноидов (Сахьянов, 1988ф). В 1984 году началась эксплуатация россыпи, при этом высокие содержания платины и присутствие крупных самородков уже тогда обусловили необходимость поисков коренных источников последней.

В 1980–1981 г.г. Центральная геохимическая партия ПГО «Дальгеология» под руководством В.И. Остапчука провела на Кондёрском интрузиве опытно-методические работы с целью определения оптимального комплекса геохимических методов для поисков рудной платины (Остапчук, 1983ф). В результате составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:25 000, выявлено 14 проявлений и 25 пунктов платиновой минерализации.

В 1984–1988 г.г. Геофизическая экспедиция ПГО Дальгеология провела комплекс геофизических исследований Кондёрского массива, были построены карты геофизических полей и схемы их комплексной интерпретации (Лаптев, 1988ф; Потоцкий, 1988ф; Ярославцева, 1888ф).

В 1985–1990 г.г. Кольцевая партия Хабаровской поисково-съёмочной экспедиции провела здесь геологическую съёмку масштаба 1:25 000 и поиски масштабов 1:25 000 и 1:10 000 (Емельяненко, 1991ф). Была составлена кондиционная геологическая карта Кондёрского массива и его обрамления в масштабе 1:25 000; существенно уточнено геологическое строение объекта; обновлены и детализированы схемы стратиграфии и магматизма; изучена геохимическая специализация пород; определены составы минералов

в основных типах пород; выявлено более 200 мелких проявлений и пунктов платинометальной минерализации

В 1986–1990 г.г. Уоргаланская партия ПГО «Дальгеология» провела групповую геологическую съёмку масштаба 1:50 000 на площади, включающей Кондёрский массив (Шевченко, 1990ф). Было детализировано геологическое строение территории, уточнены схемы стратиграфии и магматизма.

В период 1984–999 г.г. проводились тематические работы сотрудниками ряда институтов: ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ЛГИ, ИТиГ, ДВГИ, ДВИМС. Целью этих исследований были изучение металлогении интрузива и разработка эффективной методики поисков коренных месторождений платины. Принципиальные изменения в представления о геологии и металлогении изученного объекта этими работами не внесены и эффективный комплекс поисковых методов не предложен. Исключение представляет работа В.М. Шашкина (Шашкин, 1988ф), в которой впервые указано на возможность обнаружения платинометальных объектов типа «рудных столбов» месторождения Лиденбург (ЮАР, Бушвельдский массив).

Начиная с 2000 года изучение Кондёрского массива велось исключительно силами артели старателей «Амур» (входит в состав «Русская Платина»), отрабатывающими россыпь р. Кондёр. Работы проводились в 2004–2008 (Грибанов, 2008ф) и 2010–2012 (Антипенко, 2012ф) годах и имели сугубо промышленную направленность на прирост запасов платины и МПГ и показали перспективность коренного оруденение. Последние геологоразведочные исследования в пределах комплекса были проведены в 2013–2014 и 2019–2020 г. По их результатам был выделен новый промышленно-значимый тип оруденения – коренная Cu-Pt-Pd минерализация, связанная с телами косьвитов (Пилюгин, Бугаев, 2016; Гуревич, Полонянкин, 2016; Гуревич и др., 2020).

Заметный вклад в развитие представлений о генезисе Кондёрского массива связан с работой М.П. Орловой (Орлова, 1991), о возрасте дунитов – с работой Г.П. Шнай и В.Н. Курановой (Шнай, Куранова, 1981), о геохимии и платиновой минерализации ультрабазитов – с работами В.Г. Лазаренкова, К.Н. Малича, Л.О. Сахьянова, А.Г. Мочалова (Лазаренков, Малич, 1991; Лазаренков и др., 1992; Малич, 1988; Малич, 1999; Мочалов, 2019), а также В.Г. Гуровича, В.Н. Землянухина, Е.П. Емельяненко и др. (Гурович и др., 1994).

Наиболее полная минералого-петрографическая характеристика всех известных пород Кондёрского массива, включая их щелочные разности, дана лишь в двух монографиях (Некрасов и др., 1994; Гурович и др., 1994), опубликованных в 1994 году. В этих работах приведено как обобщение полученных ранее результатов, так и новые (на

момент публикации) материалы. Фактически, за их исключением, до сегодняшнего момента агпаитовые образования Кондёрского массива не изучались углубленно с применением современных методов исследования вещества. И, не смотря на высокое качество и объем проведенных ранее исследований, могут быть существенно обновлены и дополнены настоящей работой.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНДЁРСКОГО МАССИВА

1.1. Географическая позиция района

Кондёрский щелочно-ультраосновный комплекс расположен в 800 км к северу от г. Хабаровска в пределах номенклатурного листа O-53-XXI масштаба 1:200 000. В пределах массива берет свое начало р. Кондёр – правый приток р. Уорголан (бассейн р. Мая). Кондёрский комплекс имеет в плане форму кольца с диаметром по гребню около 8.5 км. Абсолютные отметки кольцевого хребта составляют 1100 - 1387.6 м, его отрогов – 600-900 м. Превышение хребта над долиной реки находится в пределах 400-600 м. Схема расположения массива и используемые транспортные магистрали представлены на рисунке 1.1.

Экономически район освоен слабо, основу промышленной базы составляют горнодобывающие предприятия, в меньшей степени – животноводческие комплексы. Непосредственно в пределах месторождения Кондёр расположены два вахтовых поселка АО «Артель старателей «Амур».

1.2. Геологическая характеристика массива

При подготовке настоящего раздела использованы материалы отчетов ГГК-200/1 (Шпак, 1967ф; Шпак, 1982) и Артели Амур (Антипенко, 2012ф), а также литературные данные (Гурович и др., 1994; Некрасов и др., 1994).

Кондёрский массив находится на северном склоне Батомгского выступа Алданского щита, на пересечении двух глубинных разломов: Бераинского субмеридионального и Кондёро-Нётского субширотного. Комплекс на уровне современного эрозионного среза имеет в плане форму кольца с диаметром до 8.5 км и концентрически-зональное строение. Схематическая геологическая карта Кондёрского массива представлена на рисунке 1.2.

Рисунок 1.1. Схема расположения Кондёрского массива. Масштаб 1:10 000 000.

1.2.1. Стратиграфия

В обрамлении Кондёрского массива развиты нижнеархейские метаморфиты и терригенные образования среднего рифея, относящиеся соответственно к фундаменту и плитному комплексу восточной части Алданского щита.

Нижнеархейские метаморфиты батомгской серии, обнажающиеся на площади около 6 км^2 на внутренних приводораздельных склонах кольцевого хребта, окружают интрузив в виде прерывистого кольца шириной от десятков метров до 0.9 км. Они отнесены к утукчанской свите $AR_1^{III}ut$ и расчленены на две подсвиты.

Нижне-утукчанская подсвита $AR_1^{III}ut_1$ представлена биотитовыми, биотитсодержащими, альмандин-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями доломитовых мраморов и амфиболитов. Присутствие в составе гнейсов кордиерита, силлиманита, андалузита свидетельствует, вероятно, о контактовом воздействии на них Кондёрской интрузии.

Для нижне-утукчанской подсвиты храктерно также широкое распространение в гнейсах продуктов мигматизации – субсогласных прожилков, линз кварц-полевошпатового состава. Суммарная мощность подсвиты составляет более 522 м.

Верхне-утукчанская подсвита $AR_1^{III}ut_2$ непосредственно контактирует с интрузивными образованиями массива и окаймляет их кольцом шириной до 500 м. В её составе отчётливо выделяются два горизонта доломитовых мраморов, между которыми заключены прослои ороговикованных биотитовых, двупироксеновых, редко амфиболовых и амфибол-биотитовых сланцев и кварцитов. Прослои мраморов, как маркирующие горизонты, прослеживаются повсеместно. Отмечается повсеместное скарнирование. Общая мощность подсвиты составляет 366 м.

Среднерифейские образования майской серии представлены кондёрской (R_2kn) и омнинской (R_2om) свитами. Породы залегают периклинально с углами падения от 50°-60° вблизи массива до 5°-7° на удалении 1.5-2.0 км от него. Осадочные образования интенсивно ороговикованы, плотные, крепкие, слабо поддаются выветриванию.

Кондёрская свита R_2kn обнажается на внутренних приводораздельных склонах кольцевого хребта, залегает с угловым и стратиграфическим несогласием непосредственно на породах фундамента. Она сложена в основном алевролитами, переслаивающимися с подчинённым количеством полимиктовых песчаников. Алевролиты и песчаники преимущественно серые различных оттенков. В подошве и кровле свиты выделяются два горизонта светло-серых, белёсых мелко- и среднезернистых «сахаровидных» кварцевых песчаников, а в средней части разреза – два прослоя чёрных тонкослоистых

углефицированных алевролитов, мощность которых не превышает 45 м. Редко отмечаются гравелиты. Мощность свиты составляет около 242 м.

Омнинская свита согласно залегает на кондёрской и обнажается на водоразделе и внешних склонах Кольцевого хребта. В её составе выделяются две подсвиты.

Нижне-омнинская подсвита R_2om_1 сложена пёстроцветными алевролитами с прослоями песчаников и глинистых известняков суммарной мощностью 245 м. Характерно присутствие в низах разреза выдержанного горизонта шоколадно-бурых железистых алевролитов.

Верхне-омнинская подсвита R_2om_2 представлена чёрными алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Максимальная мощность подсвиты 150 м.

1.2.2. Магматизм

Интрузивные образования Кондёрского массива и его обрамления представлены пятью возрастными группами: раннеархейской (предшествующей внедрению, собственно, Кондёрского комплекса), раннепротерозойской (?), раннерифейской (?), раннемеловой и позднемеловой (непосредственно участвовавших в формировании кольцевого щелочно-ультраосновного интрузива).

Раннеархейские гнейсовидные плагиограниты хоюндинского комплекса ($\rho\gamma AR_1^{III}h$) расположены в южном и юго-западном экзоконтактах массива в виде прерывистой полосы длиной порядка 5.7 км и шириной в плане 50-400 м. Вместе с раннеархейскими метаморфитами они образовали вокруг массива почти непрерывное кольцо шириной 100-600 м, которое в свою очередь окружено рифейскими осадочными образованиями. Плагиограниты залегают субсогласно с доломитовыми мраморами верхней подсвиты утукачанской свиты. Гнейсовидность в них залегает субпараллельно контакту массива под углами 50-60° к горизонту. Падение – к центру массива.

Раннепротерозойские (?) мафит-ультрамафитовые образования, относящиеся к кондёрскому дунит-клинопироксенит-габбровому комплексу ($PR_1^I?k$), занимают почти всю площадь массива. Формирование комплекса пород происходило в три фазы (*Гурович и др., 1994*).

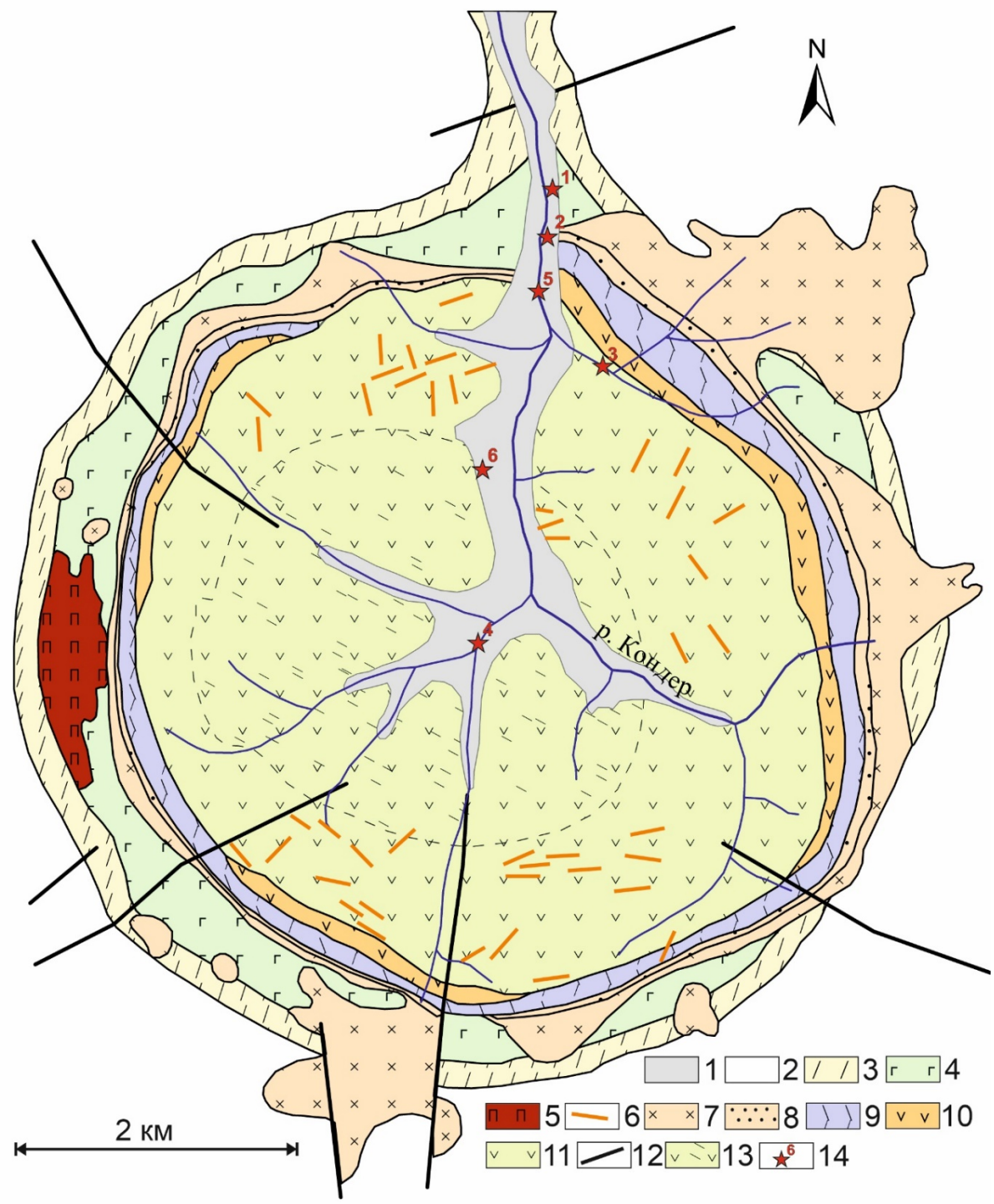


Рисунок 1.2. Схематическая геологическая карта Кондёрского массива (с использованием данных Г.В. Андреев, А.А. Ельянов, А.Н. Мильто). 1 – Рыхлые четвертичные отложения; 2,3– песчаники, алевролиты и аргиллиты ороговикованные; 4 - высокоглиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы; 5 – позднеархейские пегматоидные граниты; 6 – щелочные пегматиты, 7 – диориты, диорит – сиениты, 8 – меланократовые габброиды, 9 – косьвиты, 10 – пироксениты, 11 – дуниты; 12 – разрывные нарушения; 13 – поле интенсивного развития в дунитах жильных и дайковых тел косьвитов в центре массива; 14 – точки отбора образцов щелочных пород для исследования.

Первая фаза представлена дунитами, которые слагают ядро массива диаметром около 5.5 км. Среди них выделяются мелкозернистые, порфировидные и пегматоидные (дунит-пегматиты) разности. Все они связаны между собой постепенными переходами.

Мелкозернистые дуниты образуют сплошную кольцевую кайму шириной в плане от 50 до 1150 м. Они состоят из оливина (до 99%) и хромшпинелида, называемого в дальнейшем для краткости хромитом, сегрегации которого встречаются очень редко.

Порфировидные разности занимают внутреннюю часть дунитового ядра; вмещают большинство тел дунит-пегматитов; сложены оливином (95–99%), хромитом (1–5%) и акцессорными (титаномагнетит, ильменит, сульфиды, платиноиды). Фенокристаллы оливина имеют размер 1–7 см, составляют до 30% объёма. Основная масса сложена зёрнами оливина размером 0.3–2.0 мм. Хромиты разделены на акцессорные (в виде рассеянной вкрапленности размером 0.01–4 мм) и сегрегационные.

Последние представлены двумя типами - шлирами размером в среднем 3-5 х 10-30 см и телами изометричной, линзовидной и неправильной формы размером 0.05-10.5 м ×0.01-0.8 м, в среднем 5×20 см. Контакты шлиров (первый тип тел) с дунитами ясно различимые, постепенные. Количество хромита меняется от 30-40% в центральных частях шлиров до 5-10% на их периферии. Второй тип тел нацело сложен хромитом с примесью магнетита с высоким содержанием титана (в дальнейшем, для краткости, называемого титаномагнетитом). Они имеют чёткие контакты с дунитами, являются позднемагматическими и именно к ним приурочено большинство известных проявлений платиноидов.

Дунит-пегматиты образуют жило- и штокообразные тела длиной до 500 м, мощностью до 200 м, причём мощность первых не превышает 150 м, а длина вторых по большей оси – 300 м. Они развиты преимущественно среди порфировидных дунитов, где выделяются также поля, от 20% до 40% площади которых занято мелкими телами таких пегматитов. Небольшое количество штокообразных тел известно также в северо- и юго-западном секторах кольца мелкозернистых дунитов.

Дунит-пегматиты сложены оливином (90-92%), хромитом (1-6%) и титаномагнетитом (1-5%). Размер кристаллов оливина колеблется от 0.5 до 7 см. Крупные кристаллы образуют шлировидные скопления. Эндо- и экзоконтактовые зоны некоторых тел дунит-пегматитов обогащены сегрегациями хромита (до 15% объёма).

Важнейшие акцессорные минералы дунитов – платиноиды, подавляющая масса которых представлена изоферроплатиной с близким к стехиометрическому составу – Pt_3Fe.

Вторая фаза кондёрского интрузивного комплекса представлена клинопироксенитами, которые образуют вокруг дунитового ядра кольцевое тело мощностью 50-750 м. Они

состоят из диопсида (99%) и акцессорных титаномагнетита, хромита, ильменита (около 1%). Величина зёрен пироксена варьирует от первых миллиметров в контактовых частях тела до нескольких сантиметров в центральной зоне. Во внешнем контакте тела с метаморфическими породами размер зёрен пироксена меньше, чем в контакте с дунитами, что свидетельствует о более позднем внедрении магмы пироксенитового состава (Гурович и др., 1994).

К третьей фазе кондёрского комплекса отнесены косьвиты, габбро и их дайки, а также дайки горнблендитов. Косьвиты и габбро слагают на внешней периферии клинопироксенитового кольца дуговые тела протяжённостью до 6 км и шириной до 0.4 км. Причём косьвиты, как правило, расположены ближе к центру массива и также образуют монопородные тела. Кроме того, косьвиты слагают разноориентированные дайки в клинопироксенитах и (более многочисленные) в дунитовом теле, а также крупную интрузию в западной части последнего. Кровля этой интрузии вскрыта скважиной на глубине 288 м. Контакты косьвитов с дунитами и клинопироксенитами являются интрузивными, резкими. Дайки косьвитов имеют небольшую протяжённость (1-10 м) и мощность (0.01-2.0 м).

Тела габбро залегают обычно между клинопироксенитами и породами фундамента. В габбро при удалении от клинопироксенитов возрастает содержание плагиоклаза и альбитовой составляющей в нём, а количество авгита и титаномагнетита уменьшается. Там, где клинопироксениты отделены от габбро косьвитами, имеет место постепенный переход последних в габбро через плагиоклазсодержащие косьвиты и меланократовое габбро. На южной периферии массива, в средней части крупной клинопироксенит-косьвит-габбровой интрузии, развиты полосчатые (эвтакситовые) текстуры, местами настолько резкие, что эти образования напоминают метаморфические. Такие текстуры характеризуются чередованием лейкократовых плагиоклаз-пироксеновых и меланократовых титаномагнетит-клинопироксеновых полос мощностью 0.5-1 см. Возникновение их объясняется подвижками жёсткого клинопироксенит-дунитового ядра при внедрении косьвит-габбровой магмы (Гурович и др., 1994). Зависимость состава габбро от состава вмещающих пород подчёркивается и тем, что реликты гиперстена в габбро (как и в косьвитах) обнаружены лишь там, где среди пород фундамента развиты гиперстеновые сланцы; ортоклаз выявлен на контакте с гнейсовидными гранитами; основность плагиоклаза повышается на контакте с мраморами.

Мафит-ультрамафитовые образования массива пересекаются маломощными дайками чёрных тонкозернистых горнблендитов – существенно амфиболовых пород с клинопироксеном, обогащённых титаномагнетитом и сфеном.

Наиболее вероятная форма тела ультрамафитов – шток, корневая часть которого находится на глубине не менее 10-12 км (Емельяненко, 1991ф).

Раннерифейские (?) гранитоидные образования ($\xi\rho\gamma R_1$?) представлены дайками и небольшими дайкообразными телами субщелочных пегматоидных гранитов в западном экзоконтакте массива ультрамафитов (в полосе метаморфитов), а также немногочисленными дайками субщелочных лейкократовых мелкозернистых гранитов, письменных и пегматоидных гранитов. Этими образованиями рвутся раннеархейские плагиограниты, а также раннепротерозойские (?) клинопироксениты. Взаимоотношения этих гранитоидов с более молодыми образованиями не выявлены. К раннему рифею они были отнесены условно (Емельяненко, 1991ф). Учитывая, что по петрографическим и петрохимическим особенностям они отличаются от развитых здесь мезозойских гранитоидов, за ними сохранен условный раннерифейский возраст, хотя в работе В.А. Гурьянова (Гурьянов, 2000ф) гранитоиды такого возраста отсутствуют.

Раннемеловые субвулканические образования, как и раннеархейские породы комплекса, формируются в три фазы внедрения. В *первую фазу* сформировались немногочисленные силлы и дайки, а также трубообразное тело трахиандезитов ($\tau\alpha_1K_1$). *Вторая фаза* представлена редкими дайками гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi_2K_1$), а *третья фаза* – дайками риолитов (λ_3K_1). Размеры трубообразного тела трахиандезитов не превышают 270×180 м, а силлов – 300 м в длину и первых метров по мощности. Размеры даек такого состава – от первых десятков метров до 100 м в длину и от 0.1 до 3 м по мощности. Длина даек гранодиорит-порфиров и риолитов не превышает нескольких десятков метров, а мощность – 0.5-1 м.

Кеткапский монцодиоритовый комплекс относится к продуктам *второй* и *третьей фаз* внедрения раннемеловых субвулканитов. Ко второй фазе отнесены монциониты и монцодиориты ($\mu\delta_2K_1k$), а также монцонитовые и монцодиоритовые порфириты ($\mu\delta\pi_2K_1k$), слагающие силлы, дайки и редкие штоко- и лакколитообразные тела диаметром до 150 м, как правило, за пределами центральной мафит-ультрамафитовой интрузии. Длина порфиритовых силлов варьирует от первых десятков метров до 4.2 км, а мощность – от первых десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Размеры даек не превышают нескольких десятков метров в длину, а мощность – 1-1.5 м.

С третьей фазой связано формирование лакколито- и дугообразных крутопадающих тел, а также даек кварцевых монцонитов ($q\mu_3K_1k$) и монцодиоритов ($q\mu\delta 3K1k$), силлов и даек кварцевых монцонитовых и монцодиоритовых порфиритов ($q\mu\pi_3K_1k$ и $q\mu\delta\pi_3K_1k$), даек лампрофиров (χ_3K_1k). В пределах центральной мафит-ультрамафитовой интрузии развиты

преимущественно маломощные дайки, концентрирующиеся большей частью в клинопироксенит-косьвит-габбровом кольце.

Позднемеловой дарьинский комплекс щелочных фельдшпатоидных сиенитов (K_2dr) представлен маломощными дайками трёх фаз внедрения. К *первой фазе* отнесены трахибазальты ($\tau\beta_1K_2dr$) и монцогаббро ($\tau\nu_1K_2dr$), ко *второй* – щелочные и фельдшпатоидные сиениты ($\varphi\xi_2K_2dr$), их порфировые ($E\xi\pi_2K_2dr$, $\varphi\xi\pi_2K_2dr$) и пегматоидные ($\rho E\xi_2K_2dr$, $\rho\varphi\xi_2K_2dr$) разности. К третьей фазе относятся щелочные граниты ($E\gamma_3K_2dr$). Образования первой фазы комплекса развиты преимущественно в осадочных образованиях кондёрской и омнинской свит, вне пределов кольцевой интрузии. Щелочные образования второй фазы внедрения дарьинского комплекса наиболее широко распространены в пределах, собственно, Кондёрского интрузива и являются объектом настоящего исследования. Щелочные граниты третьей фазы внедрения представлены единичными телами на юго-восточном обрамлении массива.

1.2.3. Cu-Pt-Pd минерализация в косьвитах

Термином косьвиты (рудные пироксениты) называют разновидность клинопироксенитов с сидеронитовой структурой, содержащих титаномагнетит или ильменит, количество которых может варьироваться в широких пределах. Косьвиты Кондёрского массива также существенно обогащены флогопитом и апатитом. Они залегают в виде даек в пироксенитовом кольце и слагают крупное поле в центре массива, где с ними ассоциируют жилы и тела флогопитовых пегматитов.

В пределах комплекса так же выделяется специфическая разновидность косьвитов, обогащенных сульфидами (халькопиритом, пирротином и др.), и несущая в своём составе Cu-Pt-Pd оруденение. Такие породы упоминаются как сульфидсодержащие клинопирксениты, «рудные» косьвиты или Cu-Pt-Pd руды. Это породы были выявлены еще в 80-х годах прошлого века, однако вплоть до 2014 года им отводилась подчиненная роль по отношению к россыпеобразующей ферроплатиновой минерализации. Работы последних лет (2013-2014 и 2019-2020 г.г.) показали, что данный тип минерализации может иметь промышленное значение (Гуревич, 2021). Наиболее крупная минерализованная зона, сложенная рудными косьвитами, имеет длину 1,5 км и ширину 100 – 200м и примерно совпадает с ореолом развития флогопитовых пегматитов и щелочных изменений, наложенных на дуниты, косьвиты и пегматиты (Гуревич, Полонянкин, 2016). Буровыми скважинами минерализация прослежена на глубину до 500м. Истинная мощность рудных

пересечений достигает 20м, сумма Pt и Pd изменяется от 1 до 16 г/т, отношение Pd/Pt - от 1,2 до 4,4, содержание Cu – от 0,5 до 2%.

Всего выявлено 3 типа Cu-Pt-Pd минерализации, последний из которых — это минерализация, заключенная в щелочных метасоматитах и жилах и не сопровождающаяся высокими содержаниями меди. Предположительно, этот тип связан с ремобилизацией металлов под воздействием щелочных (карбонатно-хлориднонатровых) растворов. При этом в наиболее полно проявленных метасоматитах этого типа и в амфибол-нефелин-альбит-цеолитовых жилах минерализация ЭПГ отсутствует. (Гуревич, Полонянкин, 2016).

Совокупность полученных в период 2013-2020 годов данных (Гуревич, Полонянкин, 2016; Петров и др., 2016; Пилюгин, Бугаев, 2016; Гуревич, 2021) позволяет сформулировать несколько важных генетических выводов:

1) Формирование сульфидной полиминеральной Pt-Pd минерализации имело полигенный и полихронный характер;

2) Все косьвиты Кондёрского комплекса и ассоциирующие с ними флогопитовые пегматиты являются магматическими образованиями единой флюидонасыщенной системы;

3) Формирование и ремобилизация Cu-Pt-Pd минерализации тесно связаны с внедрением щелочных пород.

1.3. Возраст и модель формирования массива

В глобальном отношении Кондёрский массив сложен по двумя контрастными сериями магматических пород – более ранней (по фактическому их взаимоотношению) базит-гипербазитовой и более поздней щелочной.

Возрастные взаимоотношения пород комплекса являются предметом многолетних дискуссий и до последнего времени данный вопрос остается открытым. Так, прямые геологические наблюдения позволяют установить его возраст только как послеархейский.

Неоднократно предпринимались попытки определения возраста пород массива изотопными (K-Ar, Sm-Nd и Rb-Sr) методами (Каретников, 2006). Так, результаты K-Ar метода, отличаются большим разбросом значений как для ультраосновных (50-650 млн. лет), так и для щелочных (70-340 млн. лет). Результаты Sm-Nd метода для ультраосновных пород не согласуются с изохронной моделью, а Rb-Sr изохронный возраст характеризуется большой неопределенностью (119±160 млн. лет). Попытка определения возраста рудных минералов платиновой группы из дунитов массива методом Re-Os изотопной систематики дает оценку в 340±4 млн. лет (Костоянов, 1998; Костоянов и др., 1998; Малич, 1999), однако,

даже при соблюдении необходимого для получения корректной датировки условия формирования МПГ в магматическом расплаве сразу же или только после отделения его от мантийного источника (отметим, что массив претерпел по крайней мере несколько этапов воздействия посткристаллизационной активизации, сопровождавшихся мобилизацией и переотложением МПГ), данный метод позволяет оценить возраст оруденения, но не собственно вмещающих его пород. Оценка возраста дунитов с применением палеомагнитных исследований (Каретников, 2006; 2010) позволяет характеризовать возраст ядра как позднерифейский. В последние годы были представлены новые данные во возраст массива, которые согласуются в большей степени и могут быть «уложены» в единую изохронную модель. Так, датирование дунитов центральной части массива U-Pb методом позволило получить два кластера значений – в 2477±18 млн. лет и 143-176 млн. лет. для двух типов цирконов, что по мнению авторов (Малич и др., 2012) отражает два этапа активизации при формировании массива. Датировки трех проб косьвитов уч. Аномальный показали значения 126.7±0.8 млн. лет Rb-Sr методом и 131±35 млн. лет Sm-Nd методом (Ефимов и др., 2012), а для ферроплатины из южной части массива методом ^{190}Pt-^{4}He получен результат в 112±7 млн. лет (Шуколюков и др., 2012). Они согласуются и с данными по датировке клинопироксена из дунита массива Sm-Nd методом – 128±40 млн. лет (Саватенков, Мочалов, 2015). Все они примерно отвечают возрасту пород Кеткапского комплекса раннего мела – 109-128 млн. лет.

В то же время отсутствие однозначных возрастных датировок магматических образований Кондёрского массива дает представление о возрастах слагающих его горных пород, но не позволяет сформулировать единую концепцию формирования. Так, в настоящее время существует две основные модели. Первая базируется преимущественно на петрохимических особенностях пород. Согласно ей все породы комплекса сформированы в один этап в результате дифференциации единого исходного щелочно-ультраосновного расплава в одной или нескольких малоглубинных магматических камерах.

Согласно второй концепции породы массива разделены на два генетически самостоятельных разновозрастных комплекса – базит-гипербазитовые и щелочные образования. Данная гипотеза косвенно подтверждается как геологическими особенностями пород, так и совокупностью данных датирования. По мнению автора данной работы, она представляется наиболее близкой к действительности и более подробно охарактеризована ниже.

Одной из особенностей строения Кондёрского массива и его обрамления является наличие окаймляющей массив кольцевой антиклинали (Гурович и др., 1994). Слагающие ее внутреннее крыло метаморфические породы падают под углами 45-80° к центру массива,

слагающие внешнее крыло осадочные образования – от центра под углами 30-60°. За внешним периклинальным разрывом их залегание выполаживается до субгоризонтального. Кольцевой характер дислокаций обрамления массива указывает на развитие кольцевой положительной пликативной структуры в первоначально пологопадающих породах.

Данная особенность могла явиться следствием формирования гранито-гнейсового купола на месте современной Кондёрской структуры, прогрессирующее воздымание которого привело к появлению в его центральной части радиально-спрединговых растяжений.

Они обусловили растяжение купола и погружение пород в его центре, создавшее наблюдаемое периклинальное падение их слоистости. Сами же радиально-спрединговые напряжения явились, вероятно, одним из проявлений более общего процесса рифтогенеза в конце раннего протерозоя.

В ходе этого процесса были заложены меридиональный Бераинский и секущий его (трансформный) Кондеро-Нетский глубинные разломы, на пересечении которых и находился предполагаемый купол. В результате наблюдаемой периферической дислокации, отражающей режим растяжения, была сформирована благоприятная для последующего внедрения ультрамафитового расплава обстановка. В итоге, на рубеже архея и протерозоя (по данным U-Pb датирования цирконов (Малич и др., 2012) сформировалась ассоциация дунитов и клинопироксенитов, образующих шток в центральной части массива. Их литолого-геохимические особенности (Гурович и др., 1994) указывают на жидкостную дифференциацию ультраосновного расплава в вертикально протяженной относительно небольшого поперечного сечения магматической камере и полифазное внедрение. Активизация района в конце раннего протерозоя завершилась внедрением лейкогранитов, прорывающих более ранние породы.

В период мезозойской тектономагматической активизации под воздействием трансмагмагматических флюидов на ультрамафиты происходили процессы генерирования щелочных расплавов, образующих две основные серии – монцонитоиды и щелочные породы. Становление меловых интрузий сопровождалось мощным метасоматическим и контактовым воздействием на вмещающие породы, что обусловило формирование разнообразных метасоматических и контактово-измененных пород. При их внедрении дунитовый шток был приподнят, что обусловило формирование купольной структуры в перекрывающих отложениях.

Необходимо отметить, что до последнего времени не было единого мнения на положение косьвитов массива в представленной последовательности. Так, раннее считалось, что косьвиты "пироксенитового кольца" вместе с дунитами и

клинопироксенитами относятся к раннепротерозойским образованиям (Антипенко, Грибанов, 2012). По другой теории они, вместе с ассоциирующими "титаномагнетитовыми метасоматитами", считаются раннемеловыми (Гурович и др., 1994; Малич и др., 2012). Наконец, существуют представления о том, что косьвиты и "метасоматиты" участка Аномальный имеют раннемеловой возраст, но при этом никак не связаны с косьвитами, собственно, пироксенитового кольца (Иванов, 1997).

Последние работы посвященные геологии массива (Гуревич, Полонянкин, 2016; Пилюгин, Бугаев, 2016) показали, что косьвиты, флогопитовые пегматиты и проявления платины Кондёрского массива формировались в ходе единого процесса, а приведенные выше возрастные датировки позволяют отнести их к Кеткапскому комплексу раннего мела. При этом кристаллизация косьвитов сопровождалась отделением флюидной фазы, которая частично покидала кристаллизующееся тело и уходила вверх, формируя флогопитовые жилы и штокверки. Тектонические подвижки привели к формированию системы разломов типа дуплекса растяжения, а воздействие флюидов на вышележащие дуниты приводило к их перекристаллизации, флогопитизации, серпентинизации и мобилизации рудного вещества, которое впоследствии оседало в виде «рудных» хромшпинелидов и ксеноморфных кристаллов ферроплатины. Кристаллизация косьвитов сопровождалась так же фракционированием сульфидного расплава, который оставался на месте, в пределах силлов косьвитов, формируя в конечном итоге бедную наложенную Cu-Pt-Pd минерализацию. Последующее внедрение щелочных магм в ослабленные зоны изменило термохимические параметры системы и усилило перераспределение металлов, а также повлекло за собой активные метасоматические преобразования.

Опускание внутренней части массива, связанное с проседанием кровли предполагаемого очага щелочной магмы, сопровождалось внедрением даек щелочных сиенитов в периклинальные трещины отрыва.

1.4. Сопоставление с известными кольцевыми щелочно-ультраосновными комплексами

Различные щелочно-ультраосновные массивы известны во многих странах. Геологическое строение большинства из них имеет общие черты независимо от времени их формирования в протерозойский или фанерозойский периоды. Более того, интрузии, сформировавшиеся в разных щелочных провинциях мира, подобны по своему внутреннему строению и набору горных пород (например, массивы Кольской и Маймеча-Котуйской щелочных провинций). Все они полифазны, причем последовательность внедрения пород, как правило, не нарушена: это ультраосновные породы → мелилитовые породы →

фоидолиты → карбонатиты. Для всех массивов характерны кольцевые структуры и разрывы, окаймляющие интрузии, а также приуроченность к крутопадающим сквозьструктурным тектоническим зонам, чаще всего – к точкам пересечения таких зон. Для них характерна округлая или эллипсовидная форма, причем длинная ось совпадает с направлением главной тектонической зоны (Афанасьев, 2011).

Одним из примеров комплексов, где широко проявлены все горные породы данной ассоциации на территории России является Ковдорский массив. Кроме того, это, пожалуй, один из наиболее детально изученных массивов подобного типа. Расположенный в пределах Кольской провинции, массив в плане имеет каплевидную форму размером 9.5х5.5 км. Вмещающие породы – архейские и раннепротерозойские гнейсы и гранито-гнейсы. В объеме, как и Кондёр, это вертикальное воронкообразное тело. Причем, как и в случае с Кондёрским массивом, внешняя кольцевая возвышенность характеризуется максимальными высотными отметками, затем к центру она сменяется понижением, а оливиновое ядро вновь слегка приподнято. Интрузия оливинитов занимает центральную часть массива и а плане имеет фактически изометричную (5 х 6км) форму. Клинопироксениты слагают неполнокольцевую зону, которая окружает оливинитовое ядро (с запада, юга и востока). Они имеют неравномернозернистое сложение, иногда вкрапления титаномагнетита, местами флогопитизированы и амфиболизированы. В пределах Ковдора описаны также рудные пироксениты с сидеронитовой структурой, то есть – косьвиты.

Интрузия щелочных пород (ийолит-мельтейгитов и турьяитов) внедрилась по внешнему контакту ультрамафитового интрузива, образуя кольцевое в плане тело мощностью от 150 до 400 м, резко расширяющееся в южной части до 3-4 км. В разрезе щелочной интрузив по форме напоминает лополит с крутыми (70-80°) контактами, выполаживающимися в южных и юго-западных направлениях. В размещении щелочных пород отмечается зональность. Так, в краевых частях интрузива развиты преимущественно мельтейгиты и мелкозернистые ийолиты, во внутренних частях кольца распространены более лейкократовые разновидности - ийолиты и ийолит-уртиты, отличающиеся более крупнозернистой структурой. К эндоконтакту щелочного интрузива приурочены фациальные аналоги ийолитов - турьяиты.

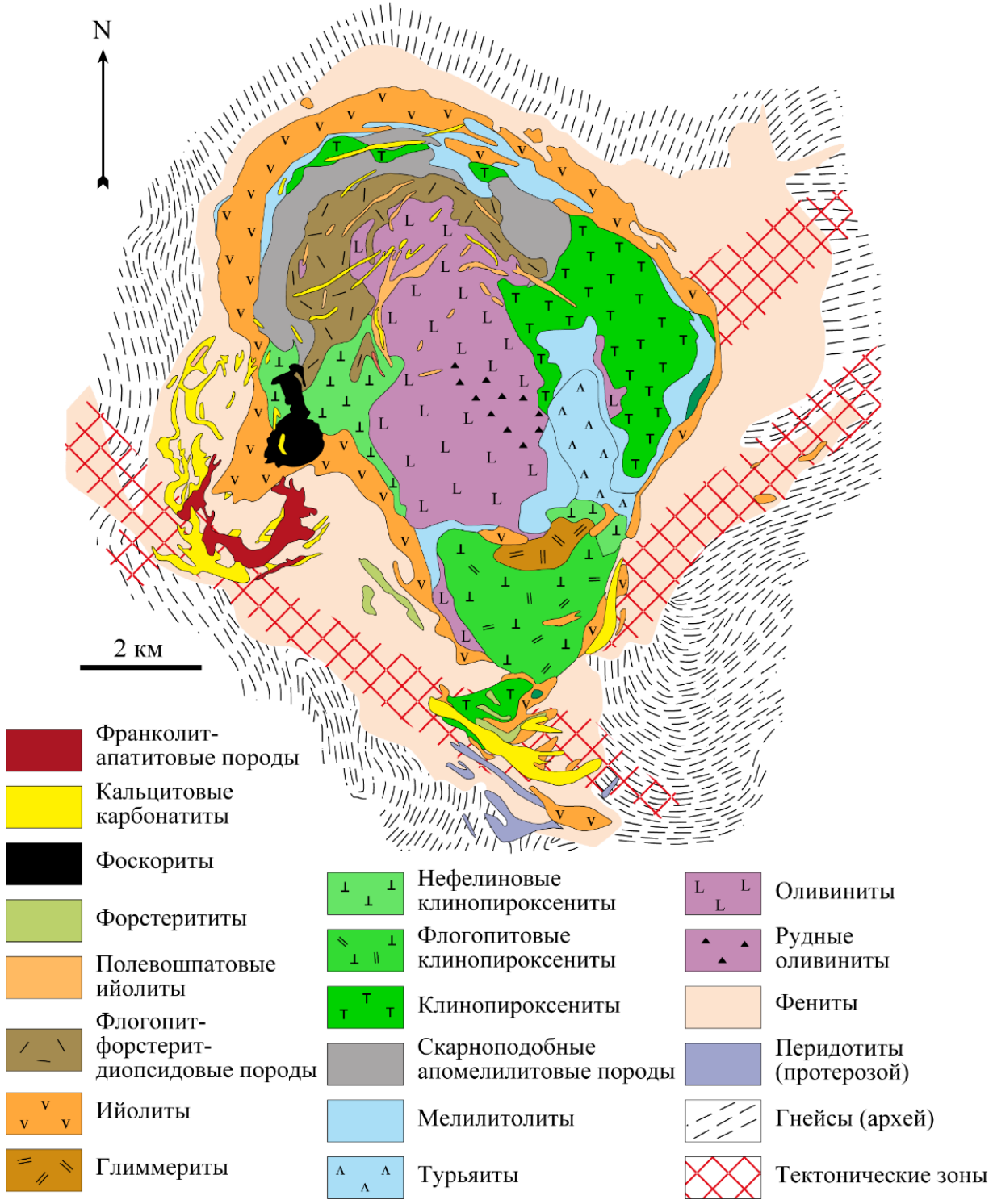


Рисунок 1.4. Схематическая геологическая карта массива Ковдор (Krasnova et al., 2004)

Ключевым отличием Ковдорского массива от Кондёрского является крайне широкое развитие карбонатитов, образование которых происходило в относительно узком диапазоне времени, от 380 до 360 млн лет (Amelin, Zaitsev 2002). Они сконцентрированы в юго-западной части массива на контакте ультраосновных и щелочных пород, где образуют штокверковую структуру (Krasnova et al. 2004). Выделяется несколько типов карбонатитов и фоскоритов (ассоциирующих с карбонатитами изверженных магнетит, оливин, апатитовых

пород), различных по своему относительному возрасту и минеральному составу. (рис. 1.4) Формирование пород в пределах отдельных стадий происходило в следующей последовательности: фоскорит → карбонатит → флюидно-эксплозивная брекчия (Krasnova et al. 2004).

Другим примером «полно проявленных» щелочно-ультраосновных комплексов является Гулинский вулкано-плутон. Он расположен в пределах Маймеча-Котуйской провинции на северной окраине Сибирской платформы и залегает в эффузивах раннетриасового возраста. В плане он имеет форму, близкую к эллипсу (поданным аэромагнитных работ), вытянутому в субмеридиональном направлении (50 х 40 км) и по своей площади является самым крупным в мире щелочно-ультраосновным комплексом. При этом обнажается лишь 1/3 часть комплекса.

Гулинский вулкано-плутон (Егоров, 1991; Эпштейн, 1994) в целом имеет форму лополита, пологозалегающая часть которого сложена в основном дунитами, а центральная часть - "ножка" представлена сложным комплексом ультрамафитовых, щелочно-улътрамафитовых и щелочных интрузивных образований, а также породами карбонатитового комплекса. В процессе становления вулкано-плутона выделяется несколько этапов, в течение которых последовательно формировались следующие группы пород: ультрамафиты, щелочные ультрамафиты, ийолит-мельтейгиты, щелочные и нефелиновые сиениты, карбонатитоиды и карбонатиты.

Ультрамафитовый этап характеризуется кристаллизацией дунитов, формирующих дугообразное тело. Полукольцевая структура тела дунитов подчеркивается дайко- и линзовидными телами рудных пироксенитов (косьвитов), формирующих жилы, переходящие в штокверки, а также протяженное тело в северо-восточной части комплекса. После формирования ультрабазитов произошло внедрение неполнокольцевого мелилитового штока (0.3-0.6х5 км) в центральной части и массива и трех мелких штоков к юго-востоку от него.

В щелочно-ультрамафитовый этап (третья фаза) формировались три серии щелочных мафитов и ультрамафитов – мельтейгит-шонкинитовая, меланефелинит-щелочно-пикритовая и якупирангит-мельтейгитовая.

1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные отложения J – K_1; 3 – 14 раннетриасовые породы массива:
3 – доломитовые карбонатиты, 4 – кальцитовые карбонатиты,
5 – щелочные сиениты; 6 – ийолиты, 7 – якупирангиты и мельтейгиты;
8 – оливиновые меланефелиниты, шонкиниты и микрошонкиниты,
9 – нефелиновые и биотит – пироксеновые пикриты, оливиновые меланефелиниты;
10 – дайки нефелиновых и биотит – пироксеновых щелочных пикритов,
11 – малиньиты и шонкиниты,
12 – мелилитовые породы, 13 – рудные пироксениты, 14 – порфировидные перидотиты,
15 – (а) дуниты и (б) их метасоматически преобразованные фации;
16 – 23 – раннетриасовые эффузивные и дайковые породы экзоконтактовой зоны массива:
16 – трахидолериты и камптониты, 17 – меймечиты (а) и их метаморфизованные фации
(б) меймечинской свиты, 18 – субщелочные метапикриты меймечинской свиты,
19 – трахибазальты, трахиты, андезиты и др. вулканиты верхнедельканской подсвиты,
20 – ультраосновные фоидиты нижнедельканской подсвиты, 21 – трахибазальты,
трахиандезибазальты и др. вулканиты верхнекоголтокской подсвиты,
22 – базальты нижнекоготской подсвиты, 23 – ультраосновные фоидиты,
щелочные пикриты и др. вулканиты арыджангской свиты;
24 – осадочные отложения палеозоя; 25 – разрывные нарушения;
26 – элементы залегания (а) в обнажениях и (б) дешифрированные.

Рисунок 1.5. Схематическая геологическая карта Гулинского плутона (Егоров, 1991).

Эти породы слагают некрупные штоки в дунитах, а также тесно ассоциируют с обращованиями второй фазы. В ийолитовый этап сформировались ийолит-мельтейгиты, апоультрамафитовые породы и ункомпагриты. Дайки и небольшие штоки ийолитов формируют штокврек, в зоне которого все амещающие его породы подвержены активной флогопитизации, нефелинитизации и перекристаллизации. Щелочно-сиенитовый этап характеризуется появлением серии небольших крутопадающих дайкообразных тел щелочных и нефелиновых сиенитов, прорывающих биотитовые перидотиты и ийолит-мельтейгиты в северо-западной части Южной структуры.

Полифазная эволюция массива завершилась формированием вблизи его центра серии жил и сложнопостроенных штоков пород фоскоритовой и карбонатитовой групп. К карбонатитовому этапу относится образование пород в, представленных в раннюю (I) стадию карбонатитоидами и карбонатитами, а в более поздние (II- IV) - преимущественно карбонатитами, локализующимися во внутренних частях двух локальных структур, вмещающих карбонатиты.

Как видно, с Кондёрским массивом Гулинский плутон роднит преобладание дунитов и косьвитов над более «обычными» для подобных комплексов оливинитами и пироксенитами. Кроме того, здесь активно проявлены метасоматические преобразования, связанные с внедрением пород щелочного ряда.

В целом, в пределах Кондёрского массива стадия щелочного магматизма проявлена относительно слабо, но вполне отчетливо. Вероятно, (Гурович и др., 1994) он занимает крайнее положение в формации щелочных ультраосновных концентрически-зональных комплексов центрального типа, отвечая начальным стадиям ее формирования. В этом отношении он, по всей видимости, близок таким массивам как Африканда и Лесная Варака (Кольский п-ов). При более полном развитии формируются нефелин-сиенитовые и ийолит-уртитовые массивы с карбонатитами (Ковдор, Гулинский и др.), в которых породы ультраосновного ряда содержатся лишь в виде небольших останцов. Примером такого комплекса за пределами России может служить массив Палабора, где наиболее ранние оливиниты полностью изменены до серпентинит-флогопитовых пегматитов.

При этом одной из отличительных черт Кондёрского плутона является присутствие в его составе ультраагпаитовых щелочных пород (Осипов и др., 2017) близких по своему составу к щелочным образованиям Ловозерского и Хибинского массивов, и крайне редко встречающихся в прочих кольцевых щелочно-ультраосновных комплексах.

2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Щелочные породы Кондёра являются наиболее поздними магматическими формированиями, развитыми в пределах массива. Они относятся к образованиям второй и третьей фазы внедрения позднемелового дарьинского комплекса. По данным предшествующих работ (Гурович и др., 1994) в пределах интрузива описаны три группы щелочных пород – сиениты и их пегматиты, фельдшпатоидные сиениты и их пегматиты, а также щелочные граниты. Тела локализованы в основном в пределах краевой части массива и частично в его экзоконтактовой зоне.

В пределах этих групп предшественниками были выделены разновидности, различающиеся по минералогическим и структурным признакам. Так, среди сиенитов и их пегматитов известны эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, апатит-арфведсонитовые сиениты и их пегматиты, а также меланитовые сиениты. Сиениты развиты в основном в центральной части дунитового штока, где образуют сложноизвилистые крутопадающие (60-90°) жильные и дайкообразные тела мощностью от 5 сантиметров до 2 метров. Пегматиты имеют обычно зональное строение. Меланитовые сиениты образуют единичные дайки на периферии массива, в основном – среди диоритовых порфиритов (Гурович и др., 1994). Среди фельдшпатоидных сиенитов известны: луявриты и их пегматиты; канкринитовые луявриты; миаскиты и миаскит-луявриты; пектолитовые луявриты. Из них наиболее распространены луявриты и луявритовые пегматиты, локализованные в основном на периферии дунитового ядра, реже – среди клинопироксенитов. Дайки этих пород преимущественно зональны, располагаются, как правило, по концентрическим трещинам, согласным с общей кольцевой структурой массива и падают от его центра под углами 40-80°. Их мощность – 1-8 метров. Канкринитовые луявриты слагают единичные дайки, встречающиеся среди клинопироксенитов и метаморфических пород. Они также приурочены в основном к крутопадающим центриклинальным трещинам. Миаскиты и миаскит-луявриты известны только среди клинопироксенитов, вблизи контакта с дунитами и расположены параллельно ему. Падают от центра массива под углами 40-70°, мощность тел – 20-80 сантиметров. Между миаскитами и луявритами отмечаются постепенные переходы. Пектолитовые луявриты встречены в деллювиальных обломках среди диоритоидов на правобережье р. Кондёр ниже устья ручья Трехглавый (Гурович и др., 1994).

Щелочные граниты представлены единичными дайками мощность 0.2–0.5 метров, залегающими среди меланократовых габбро и гнейсовидных плагиогранитов на юго-восточном обрамлении массива.

В ходе данного исследования были изучены образцы щелочных горных пород, отобранные в 7 точках наблюдения в пределах кольца Кондёрского щелочно-ультраосновного комплекса. Точки отбора обозначены на геологической карте (рис. 1.2). Образцы пород были классифицированы по их минеральному составу и текстурно-структурным особенностям. Для этого, все обнаруженные минералы были разделены на три группы по объемному содержанию в породе – главные, второстепенные и акцессорные. Главные минералы – широко распространены и составляют основную часть объема породы, в отдельных случаях их содержание достигает 45%. Второстепенные минералы встречаются реже. Обычно их количества не превышают 5-10%, однако в некоторых случаях они могут слагать до 15% объёма породы, являясь при этом одной из породообразующих фаз (например, лампрофиллит). Акцессорные минералы, как правило, различимы только при сильном увеличении. Они образуют крайне мелкие выделения, в среднем – около 100 микрон и, в совокупности, составляют менее 1% от общего объема породы. Таблица минеральных видов, обнаруженных в составе пород представлена в таблице 3.1.

В ходе работы было выделено и охарактеризовано пять разновидностей щелочных пород:

1) Пегматиты нефелин-сиенитового состава
2) Пегматиты сиенитового состава
3) Пегматиты ийолит-уртитового состава
4) Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы
5) Вишневитовые породы

2.1. Пегматиты нефелин-сиенитового состава

Образцы пегматитов нефелиновых сиенитов были отобраны в обнажениях №2 и №5 (Рис. 1.2). Жильные тела обнажаются в правом борту р. Кондёр в северной части массива. Они имеют субширотную ориентировку и мощность от 20 до 100-120 см. Вмещающие породы – дуниты центральной части интрузива.

В целом, минеральный состав зональных пегматитов нефелиновых сиенитов не слишком разнообразен (Таб. 2.1). К главным минералам здесь можно отнести эгирин (30-45% об.), альбит (20-30% об.) и нефелин (10-40% об.). Второстепенные – ортоклаз, лампрофиллит (до 10% об.). Редкие – титанит, стронадельфит (не более 1% об.).

Главной отличительной особенностью пегматитов нефелиновых сиенитов является выраженная зональность в строении, которая отчетливо наблюдается в некрупных по мощности телах (Рис. 2.1А). Так, в приконтактовых частях выделяется зона с четко проявленной ориентировкой кристаллов вкрест простирания жильного тела. Это черные тонкие кристаллы эгирина (рис. 2.1Б) или кристаллы нефелина мясо-красного, зеленовато-желтого цветов в массе сахаровидного альбита (рис. 2.1 А, Б). Альбит имеет белый цвет, размер кристаллов редко достигает 0.5 см.

Центральная часть жилы имеет сходный минеральный состав, однако всегда сложена гораздо более мелкозернистой массой с доминирующим количеством эгирина и, подчиненным количеством альбита. Эгирин от достаточно крупных вытянутых кристаллов (первая генерация) переходит к тонковолокнистыми агрегатами, слагающим сплошные массы, радиально-лучистым агрегатам, отдельным тонким кристаллам в виде включений в более крупном альбите и нефелине (вторая генерация). Иногда в центральных частях жил наблюдается менее контрастное (относительно приконтактовых частей) незакономерное чередование минеральных участков (рис. 2.1). Друг друга сменяют зоны, по составу существенно альбитовые (мелкозернистые), нефелиновые (сложенные достаточно крупными отдельно расположенными кристаллами), либо тонковолокнистые агрегаты эгирина. Зерна калиевого полевого шпата и нефелина часто несут следы низкотемпературного гидротермального преобразования.

Мощность таких «субзон» зон различна и колеблется в пределах 1-5, реже – 7-8 сантиметров. В целом, краевая часть жил, хотя и может достигать 50% объема тела, обычно занимает не более 30% объема. Стоит также отметить, что зональность, если она присутствует, в жилах всегда симметрична.

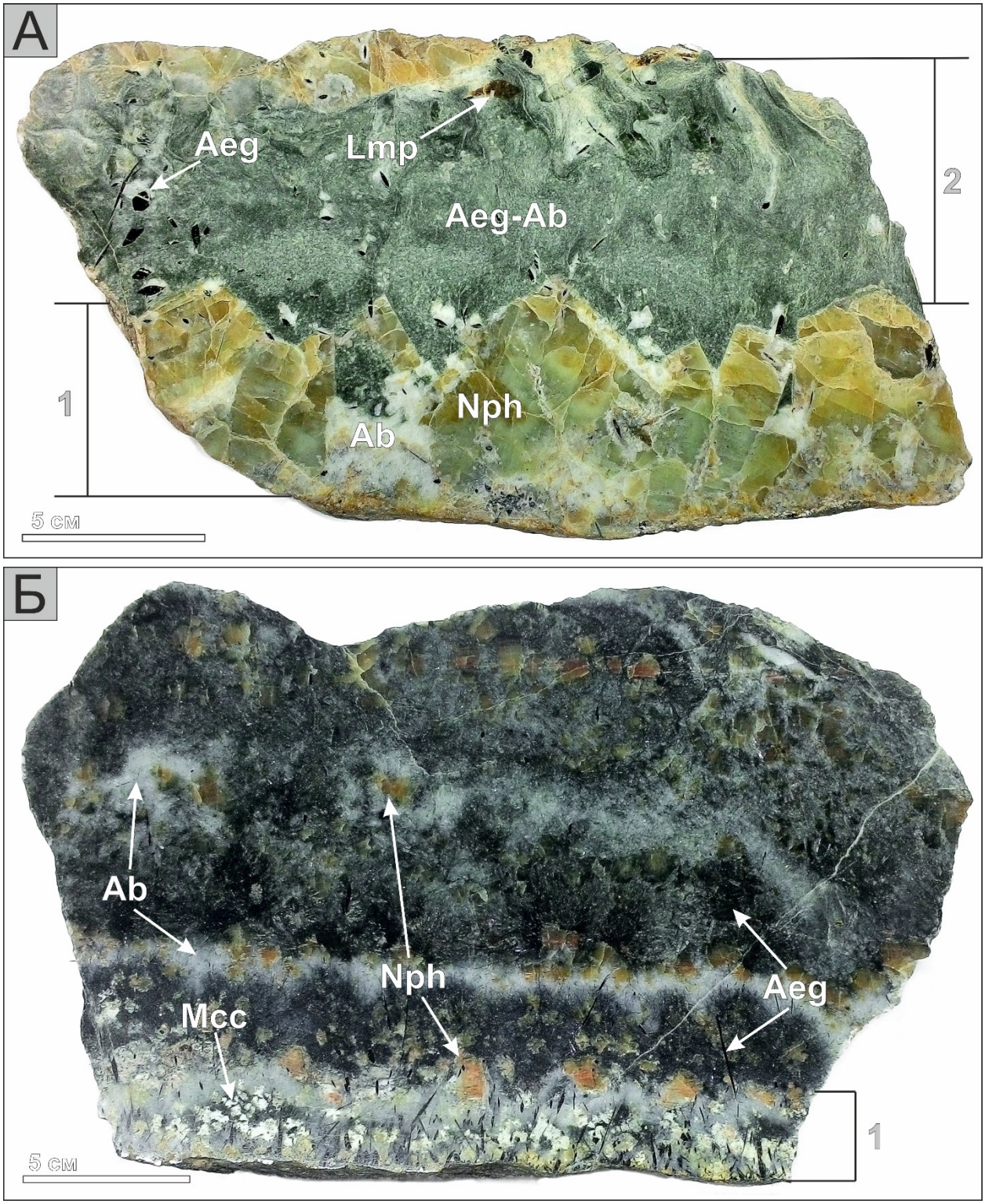


Рисунок 2.1. Образцы пегматитов нефелиновых сиенитов. А – «1» – зона контакта с крупными направленными кристаллами нефелина (Nph) и мелкозернистым альбитом (Ab). «2» - центральная зона, сложенная массой тонковолокнистых кристаллов эгирина и альбитом (Aeg-Ab) с выделениями более крупных черных кристаллов эгирина (Aeg) и единичным кристаллом лампрофиллита (Lmp); Б – «1» – зона контакта с вмещающими породами, в которой наблюдаются направленные кристаллы эгирина (Aeg), выветрелые зерна микроклина (Mcc), нефелина (Nph) и мелкозернистый альбит (Ab).

К ранним минералам описанной породы, по всей видимости, относятся нефелин, первая генерация эгирина (более крупные отдельные кристаллы), лампрофиллит и микроклин. Наиболее поздние – мелкозернистый альбит и вторая генерация эгирина (тонковолокнистые агрегаты).

Совокупность свойств породы указывает на вероятную смену физико-химических условий в процессе кристаллизации. При этом наблюдаемая четкая граница между призальбандовой и центральной частями породы (рис. 2.2) дает повод предположить, что процессы формирования последних либо несколько разорваны во времени, либо смена условий кристаллизации происходила достаточно резко.

2.2. Пегматиты сиенитового состава

Это незональные породы, встреченные в среднем течении ручья Трехглавый в север-северо-западной части массива (точка отбора №3). Пегматиты сиенитов формируют жильное тело субширотного простирания мощностью до первых метров.

Основную массу здесь слагают эгирин (до 45% об.) и альбит (до 40% об.). Первый образует игольчатые кристаллы черного цвета, которые равномерно распределены в виде включений в кристаллах лампрофиллита и альбита. Иголки эгирина также формируют спутанные тонковолокнистые агрегаты шириной 1-3 см, за счет присутствия которых порода в целом приобретает пятнистую текстуру. Альбит образует мелкокристаллический агрегат светло-серого или серого цвета. Отдельные кристаллы изометричные, размер не превышает 5мм.

Отличительной особенностью пегматитов сиенитов является присутствие в их составе крупных субидиоморфных кристаллов лампрофиллита (до 5-7 см по удлинению и до 2 см по ширине) (рис. 2.2). Он слагает около 15% объема породы являясь одним из главных минералов. Индивиды имеют характерный коричневый цвет с золотистым отливом. В массе лампрофиллита встречаются отдельные мелкие включения альбита и эгирина.

Судя по морфологии кристаллов, лампрофиллит в пегматитах сиенитов является одним из ранних минералов. При этом включения в его индивидах эгирина и альбита указывают на то, что процесс кристаллизации последних начался единовременно или несколько раньше и продолжался вплоть до выполнения всего объема породы.

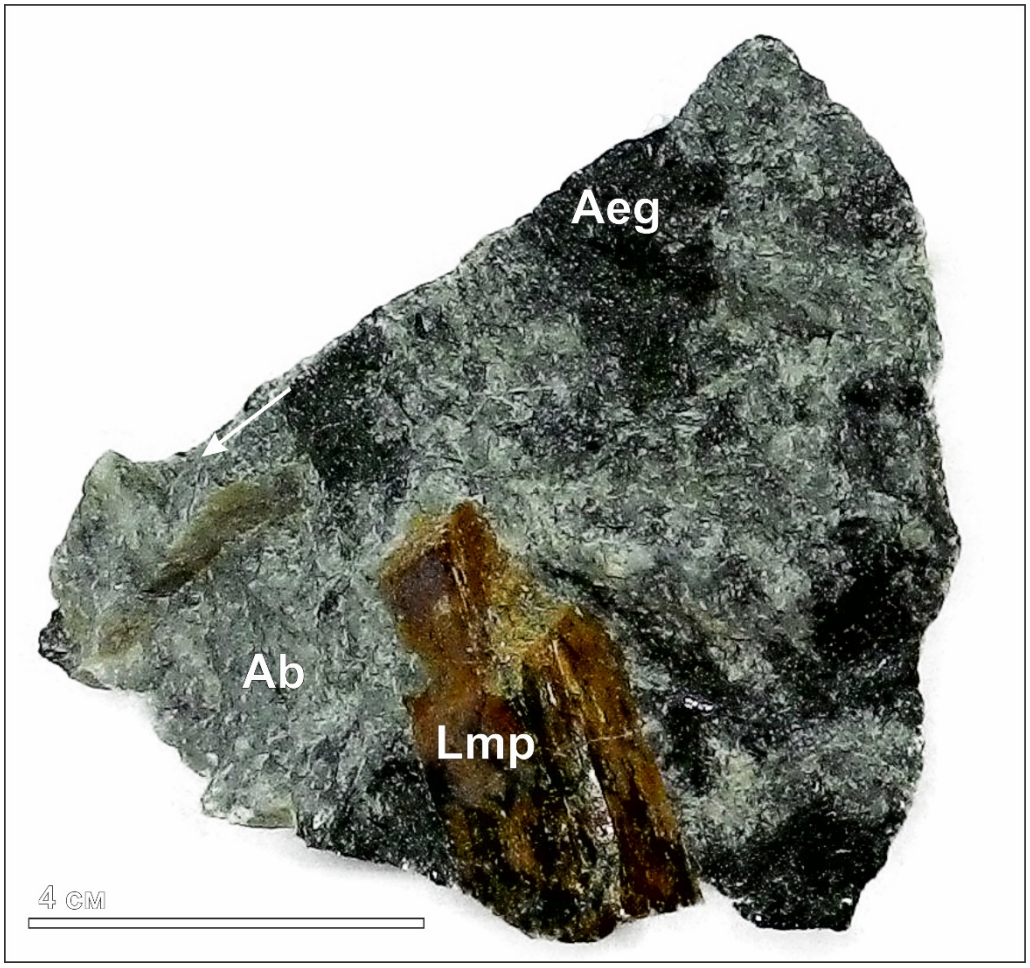


Рисунок 2.2. Образец пегматита сиенитов. Крупный кристалл лампрофиллита (Lmp) в альбит (Ab) – эгириновой (Aeg) массе.

2.3. Пегматиты ийолит-уртитового состава

Данный тип пегматитов был встречен в виде крупных обломков в русловых отложениях ручья Коротыш (точка отбора №6), коренного выхода пород найти не удалось. Исходя из размера отдельных обломков можно предположить, что представленная порода либо слагала пегматитовое тело целиком, либо, по аналогии с пегматитами нефелиновых сиенитов, формировала центральную часть зональной жилы.

Морфологически пегматиты ийолит-уртитов — это плотная темноцветная порода (рис. 2.3), сложенная спутанным тонковолокнистым агрегатом черного эгирина, в массе которого неравномерно распределены субидиоморфные серые кристаллы нефелина. Они образуют как отдельные зерна размером от 0.5 до 4 сантиметров, так и крупные разнокристаллические агрегаты. Кристаллы нефелина почти всегда замещаются цеолитами. При этом пространство между агрегатами субидиоморфного нефелина часто выполнено ксеноморфной массой нефелина второй генерации.

Как и в случае с пегматитами нефелин-сиенитового состава, нефелин первой генерации кристаллизуется в числе ранних минералов, в то время как эгирин и нефелин второй генерации образуются позднее, заполняя пространство между сформировавшимися субидиоморфными кристаллами.

Отдельно стоит отметить, что по данным энергодисперсионного микроанализа в числе акцессорных минералов в виде микровключений в породе были обнаружены Pb, Ag, Fe, Bi(?), As – содержащие минералы серы. Точная диагностика данных акцессориев ввиду их размера (часто менее 10 микрон) затруднительна, тем не менее, примесь отмеченных элементов в составе щелочной породы является нетривиальным наблюдением.

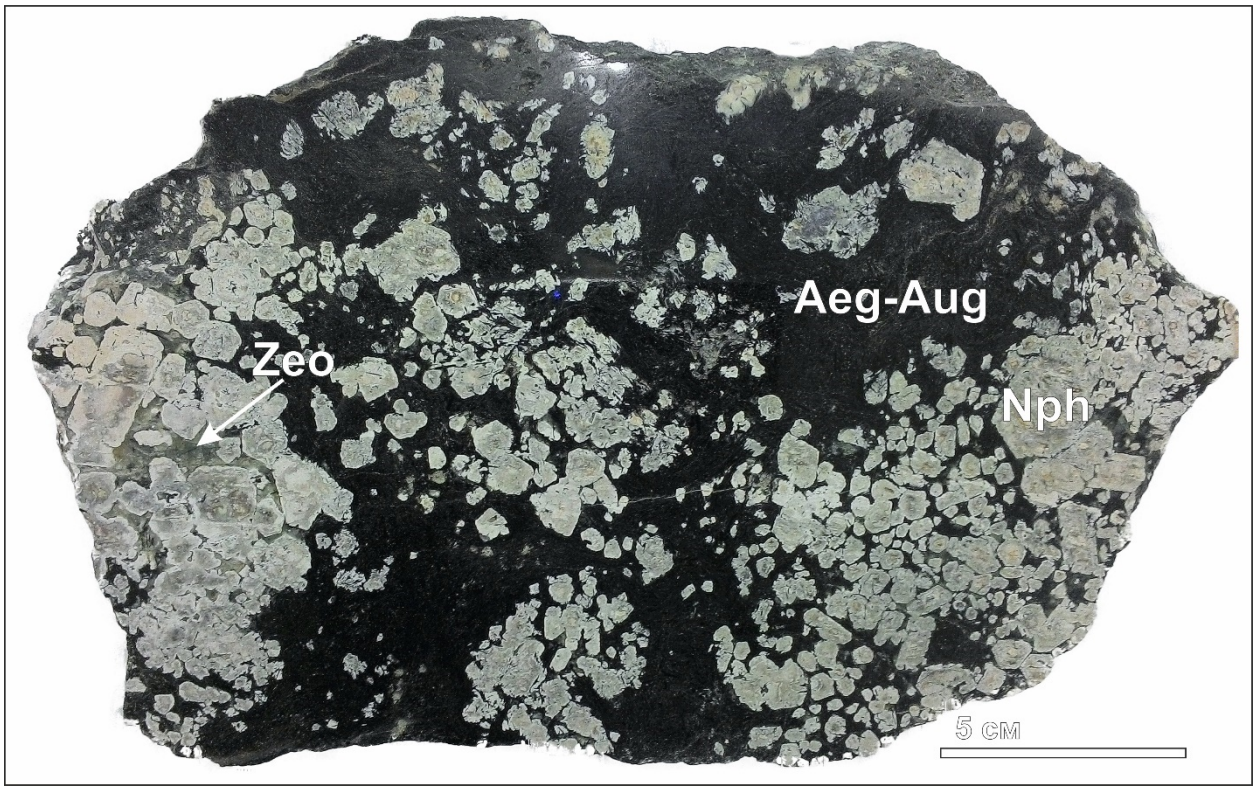


Рисунок 2.3. Образец пегматита ийолит-уртита. Реликтовые кристаллы нефелина (Nph), замещенные цеолитами в тонковолокнистом агрегате эгирин-авгита (Aeg-Aug) и цеолитов (Zeo).

2.4. Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы

Образцы этих пород были собраны в точке отбора №1, находящейся в правом борту р. Кондёр в северной части массива. Жила находится в скальном выходе на контакте мраморов, обрамляющих интрузив, и клинопироксенитов, частично задернована. Мощность тела достигает первых метров, простирание – субширотное.

Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы отличаются от других пегматитов Кондёра наиболее разнообразным минеральным составом. Здесь, в том или ином виде, встречаются

все минералы, описанные в работе. Исключение составляют сульфиды, вишневит, и спектр цеолитов, которые были встречены в составе вишневитовых пегматитов, а также баритолампрофиллит, отмеченный только в пегматитах сиенитов.

Основу породы составляет тонковолокнистый агрегат травяно-зеленого эгирина (40-45% об.), который образует хаотичные сростки, радиально-лучистые агрегаты и отдельные включения в других минералах. Часто его агрегаты имеют веретеновидную вытянутую форму, образуя подобие пятнистой текстуры. Размер таких сростков – 0,5 – 1см. Группы таких веретеновидных агрегатов часто расположены направленно, согласно их удлинению (рис. 2.4).

Пространство между различными агрегатами эгирина заполняет сахаровидный альбит (35-40% об.), размер зерен которого не превышает 0,1-0,3 мм. Иногда этот минерал образует достаточно крупные, фактически мономинеральные участки в пегматите.

В эгирин-альбитовой массе рассеяны второстепенные минералы, среди которых особенно выделяется эвдиалит. Слагая около 10% объема породы, он встречается в виде отдельных, но чаще образует группы субидиоморфных зерен малинового цвета. В таких агрегатах, как правило, присутствует несколько крупных индивидов (3 – 5 сантиметров), окруженных большим количеством более мелких (0,5 – 1,5 сантиметра). Кристаллы эвдиалита зональные, практически всегда несут следы изменения. Основным минералом, замещающим эвдиалит, является кальциокатаплеит. К участкам преобразования цирконосиликата также приурочена разнообразная микроминерализация, относящаяся к числу акцессорных минералов. На них приходится до 1% объёма всего пегматитового тела.

Судя по морфологии кристаллов и выраженным вторичным изменениям, эвдиалит является одни из наиболее ранних кристаллизовавшихся минералов. Эгирин-альбитовая масса часто как бы обтекает отдельные зерна эвдиалита, формируя текстуры «обволакивания» (рис. 2.5 Б).

Другими второстепенным минералом является микроклин. Он образует крупные блочные кристаллы (до 7 см) белого цвета с ясно различимой спайностью. Выделения достаточно редки и слагают не более 3-5% объёма породы.

В массе эвдиалит-содержащих пород встречаются некрупные (до 1-2 см) зерна лампрофиллита. Кристаллы равномерно распределены в объеме жилы, имеют субидиоморфный облик, практически не несут следы вторичных изменений. Их количество составляет до 3-5 % объёма.

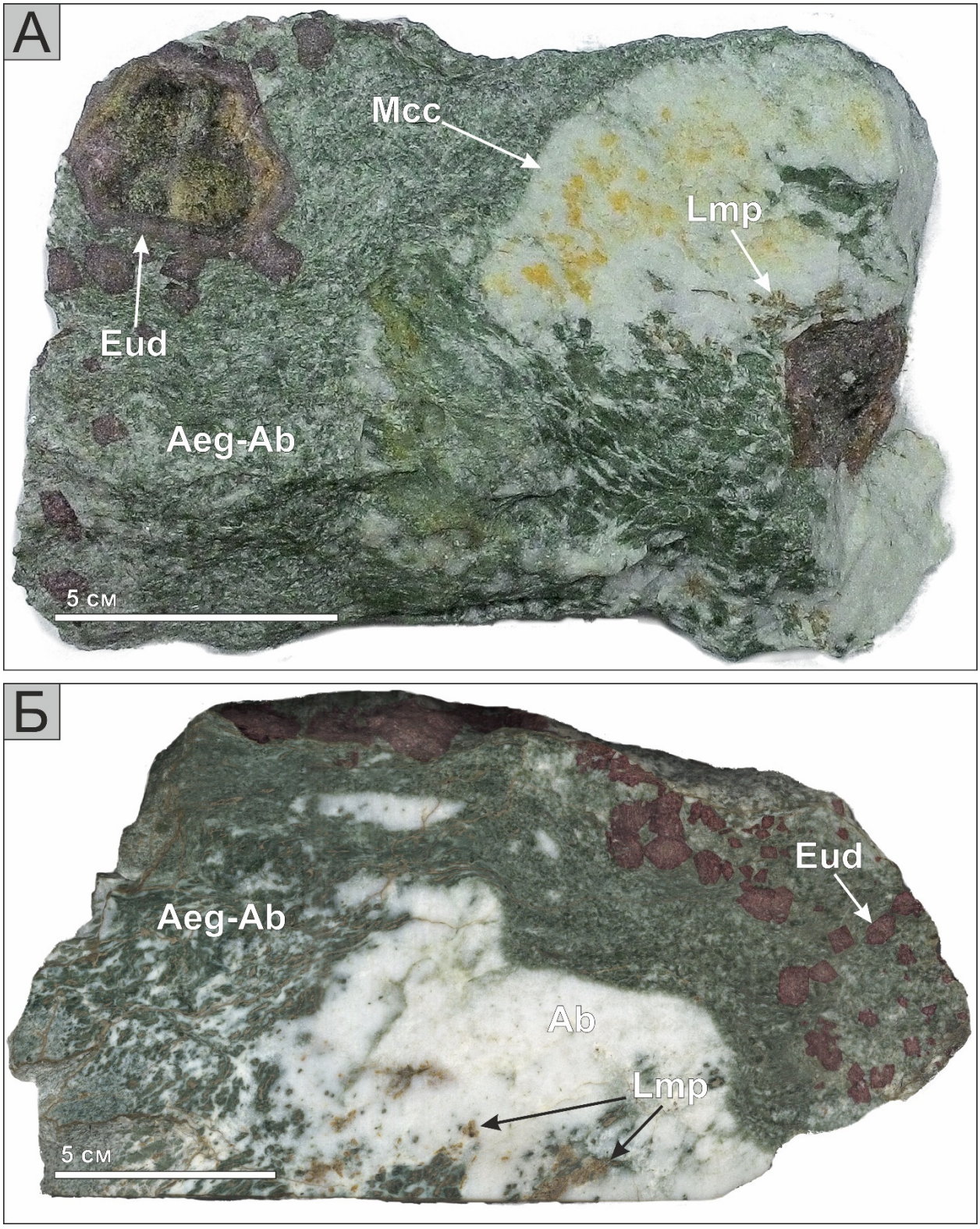


Рисунок 2.4 Образцы эвдиалит-эгирин-альбитового пегматита с крупными измененными кристаллами эвдиалита (Eud), мелкими кристаллами лампрофиллита (Lmp), выделениями альбита (Ab) и микроклина (Mcc) в эгирин-альбитовой массе (Aeg-Ab). А – крупные сильно корродированные кристаллы эвдиалита, Б – группа мелких слабоизмененных кристаллов эвдиалита.

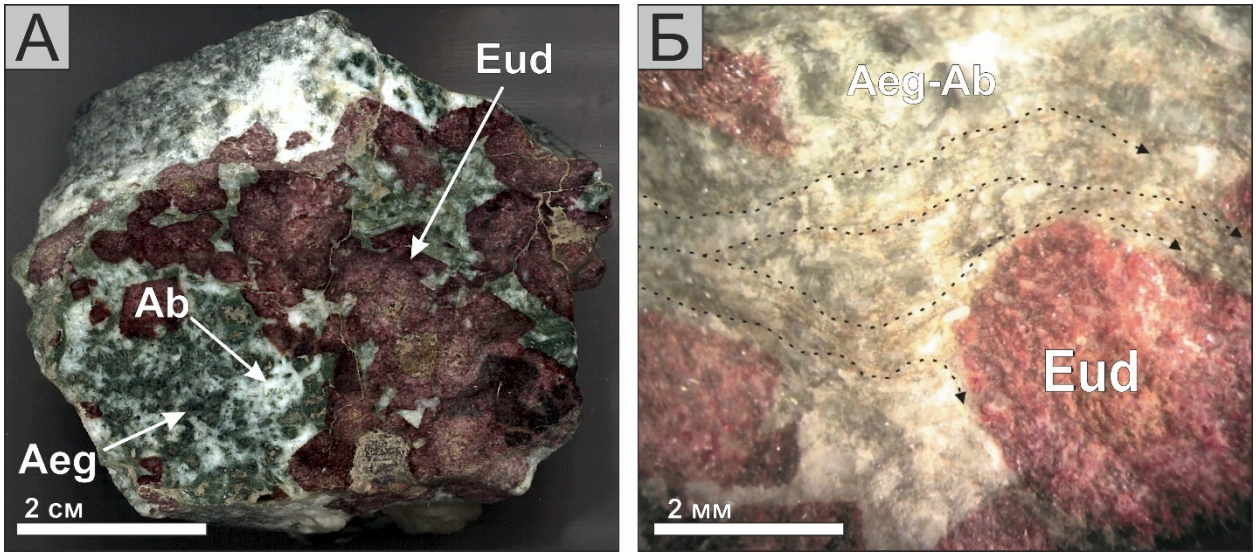


Рисунок 2.5 Образцы эвдиалит-эгирин-альбитовой породы. А – сегрегация кристаллов эвдиалита (Eud) в массе эгирина (Aeg) и альбита (Ab); Б – текстуры «обволакивания» эгирин-альбитовой массой кристаллов эвдиалита (Eud). Направление текстуры обозначено черным пунктиром.

Отметим, что в отличие от других щелочных пород массива, здесь крупные субидиоморфные кристаллы эгирина или нефелина отсутствуют. Только на микроуровне обнаруживаются реликтовые зерна последнего, что дает повод констатировать присутствие данного минерала в числе ранних фаз.

По всей видимости, в числе первых минералов кристаллизовались эвдиалит, лампрофиллит, нефелин (?). Пространство между ними выполняли альбит и эгирин, кристаллизовавшиеся позднее.

Если опираться исключительно на наблюдаемый минеральный состав – породу можно охарактеризовать как эвидалитовый или эвдиалитсодержащий сиенит. Однако более корректно будет отразить в названии только основные наблюдаемые минералы в порядке их содержания в породе – эвдиалит, эгирин и альбит.

2.5. Вишневитовые породы

Вишневитовые породы описаны в точке отбора №4, расположенной в верховьях р. Кондёр, вблизи слияния руч. Аномальный и руч. Южный. Жила имеет мощность до 40 см и залегает согласно направлению русла (северо-западное простирание) на левом борту реки.

Это массивные образования темно-синего цвета различной интенсивности (Рис. 2.6). Основным минералом (до 85%), слагающим породу, является сульфатная разновидность канкринита – вишневит, формирующий скрытокристаллический агрегат. Визуально

различимы по крайней мере две его цветовых разновидности– насыщенный голубовато-синий и темный серовато-синий вишневит.

По всей массе породы неравномерно распространены идиоморфные игольчатые белые полупрозрачные кристаллы цеолитов. Размер их не превышает 0.5 мм, в целом, они слагают около 10% объема породы и являются второстепенными минералами.

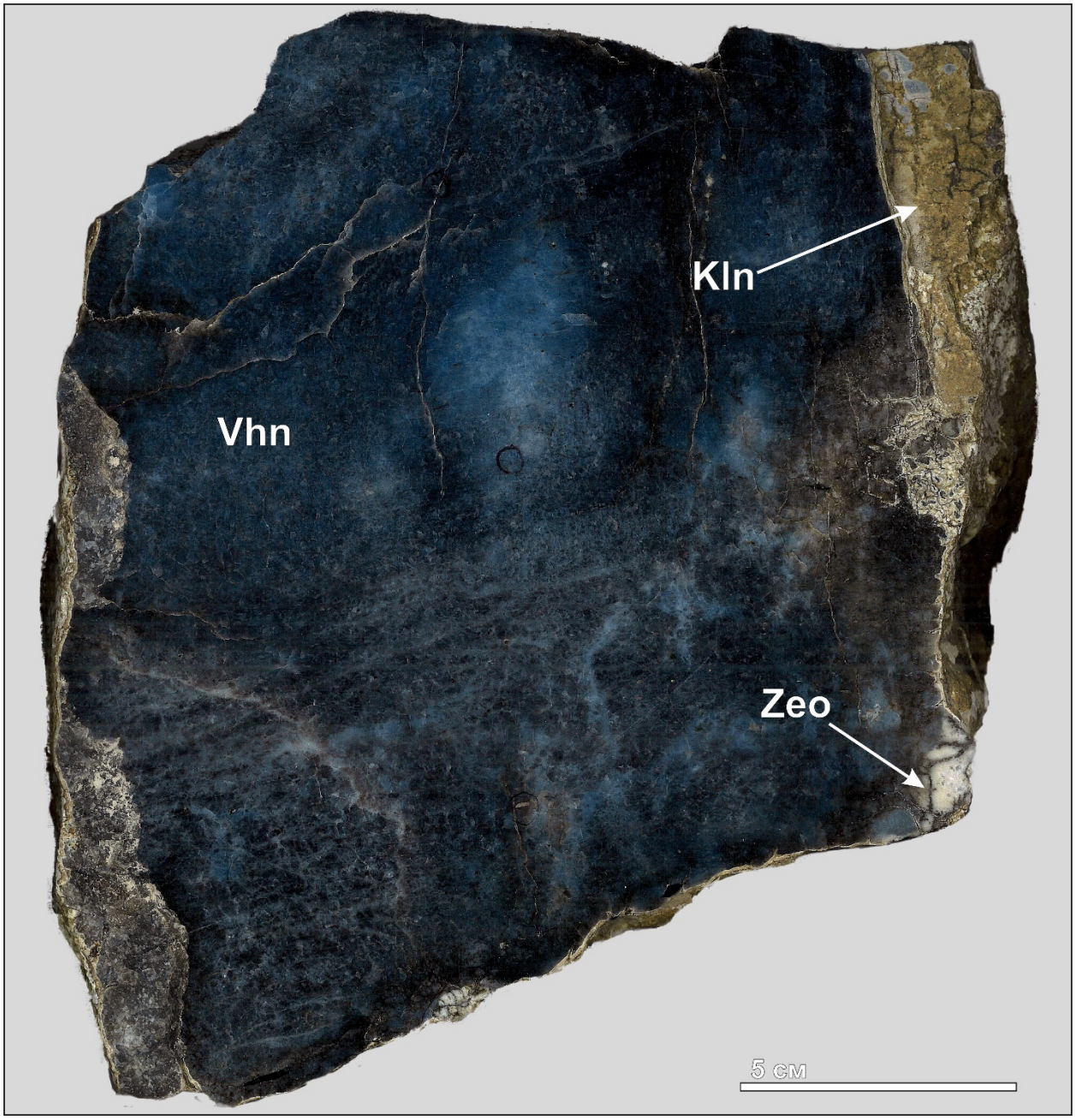


Рисунок 2.6. Образец вишневитовой породы, состоящей из массивного агрегата вишневита (Vhn), выделений цеолитов (Zeo) и корками каолинита (Kln).

Кроме того, в объеме породы встречаются реликты нефелина, по которому развивается вишневит, мелкие реликтовые отдельные зеленоватые кристаллы эгирина и

арфведсонита, а также новообразованный эгирин, формирующий волокнистые агрегаты. Отметим также барит, образующий субидиоморфные ромбические кристаллы желтоватого цвета. На него и другие акцессорные фазы, приходятся оставшиеся 5% объема породы.

Отдельно стоит отметить мелкие сульфиды – пирит, пирротин и халькопирит, образующие кристаллы до 2-3 мм, хаотично распределённые в породе. Большинство сульфидов подверглись интенсивному выщелачиванию, по их зернам образовались псевдоморфозы вишневита и других минералов. Вокруг всех сульфидов присутствует белая реакционная кайма до 5 мм, состоящая преимущественно из цеолитов, ориентированных перпендикулярно поверхности зерна. Также в таких каймах, по данным рентгенофазового анализа, присутствует другой минерал группы канкринита – давин.

На выветрелой поверхности образцов часто наблюдаются корки до 3-5 мм, сложенные каолинитом.

Обобщив данные, можно сказать, что часть изученных пород - пегматиты нефелин-сиенитового, сиенитового и ийолит-уртитового состава не были подвержены процессам существенной гидротермальной переработке. Однако, кристаллизация по крайней мере некоторых из них (пегматиты нефелин-сиенитового состава) происходила с изменением физико-химических условий минералообразующей среды, на что указывает зональность тела пегматита с различиями в минеральном составе зон и четким контактом между ними.

Другая часть щелочных пород Кондёрского массива демонстрирует следы существенного воздействия гидротермальных процессов. Так, судя по текстурно-структурным особенностям, присутствию корродированных зерен эвдиалита и реликтов нефелина, а также отсутствию ранних субидиоморфных черных кристаллов эгирина, характерных для других пород массива, эвдиалит-эгирин-альбитовые породы могли быть подвержены процессам гидротермальной переработки с частичным изменением морфологии и минерального состава протолита.

Вишневитовые породы существенно выделяются на фоне других изученных образцов. По всей видимости, это продукт наиболее глубокого преобразования магматических щелочных пород Кондёрского массива. В них практически отсутствуют следы первичной породы, лишь на микроуровне представлены реликтовые зерна нефелина и эгирина, частично замещенные вишневитом. Наличие минералов серы – вишневита, пирита, халькопирита указывает на существенный привнос вещества в процессе гидротермальной переработке породы.

При этом наблюдаемый минеральный состав, а также обнаруженные реликты нефелина и эгирина позволяют предположить, что протолитом эвдиалит-эгирин-альбитовых и вишневитовых пород могли быть нефелиновые сиениты.

3. МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В щелочных пегматитах Кондёрского интрузива был выделено 46 минеральных видов (таб. 3.1), из них 18 – кальциокатаплеит, эльпидит, бобтрайллит, стилуэллит-(Ce), датолит, кайнозит-(Y), перклевеит-(Ce), лоренценит, сепиолит, нчванингит, пирофанит фторкафит, фторстрофит, стронадельфит, монацит-(Ce), монацит-(Nd), ксенотим-(Y) и гальгенбергит-(Ce) в пределах массива установлены впервые. Некоторые находки весьма редкие, например, бобтрайлит впервые найден на территории России (второй раз в мире); гальгенбергит-(Ce), стронадельфит, фторстрофит и фторкафит ранее были обнаружены в единичных проявлениях. Исследованный эвдиалит обладает уникальным для этой группы химическим составом и может быть предложен в качестве нового минерального вида.

Кроме представленных в таблице минералов, в породах установлены микроскопические и не диагностированные до минерального вида фазы Pb, Ag, Bi, Fe.

Описание минералов в тексте приведено по их распространенности в породе (таблица 1). Так, сначала представлены главные и второстепенные минералы, затем – акцессорные. Исключение составляет баритолампрофиллит, который является акцессорным минералом, но для удобства он представлен вместе с лампрофиллитом. Ввиду приуроченности подавляющего большинства акцессорных минералов только к двум наиболее изменённым типам пород, их описание дано по минеральной ассоциации – так, сначала представлены минералы, характерные для различных щелочных пород, затем – акцессорные минералы эвдиалит-эгирин-альбитовых пегматитов и, наконец, акцессорные минералы вишневитовых пород. Цеолиты, встреченные в вишневитовых породах, являются акцессорными минералами, однако в совокупности они слагают существенный объем породы и в образце определить минеральный вид отдельно взятого кристалла часто не представляется возможным. В связи с этим в таблице они отмечены символом второстепенного минерала, однако их описание в тексте дано совместно с другими акцессорными минералами. Внутри всех представленных групп использована традиционная последовательность - по классам веществ (оксиды→силикаты→фосфаты→карбонаты) и усложнению их структуры. Исключение – силикаты, содержащие бор и редкоземельные элементы, которые удобно представить последовательно.

Таблица 3.1

Минералы щелочных пород Кондёрского массива

Минеральный вид		Порода				
Название	Формула	Пегматиты нефелиновых сиенитов	Пегматиты сиенитов	Пегматиты ийолит-уртитов	Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы	Вишневитовые породы
Главные и второстепенные минералы						
Микроклин	$K(AlSi_3O_8)$	■	■		■	
Альбит	$Na(AlSi_3O_8)$	▲	▲		▲	○
Нефелин	$Na_3K(AlSiO_4)_4$	▲	■	▲	○	
Вишневит	$Na_8(AlSiO_4)_6(SO_4) \cdot 2H_2O$					▲
Эвдиалит	$Na_{15}Ca_6Fe_3Zr_3(Si_3O_9)_2(Si_{10}O_{28})Cl \cdot H_2O$				■	
Эгирин	$NaFe^{3+}(Si_2O_6)$	▲	▲		▲	○
Эгирин-авгит	$(CaNa)(FeMg)(Si_2O_6)$	▲	▲	▲	▲	○
Лампрофиллит	$(SrNa)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$	■	▲		■	
Акцессорные минералы						
Баритолампрофиллит	$(BaK)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$		○		○	
Титанит	$CaTi(SiO_4)O$	○	○		○	
Магнезио-арфведсонит	$NaNa_2(Mg_4Fe^{+3})Si_8O_{22}(OH)_2$	○	○	○	○	○
Акцессорные минералы эвдиалит-эгирин-альбитовых пород						
*Пирофанит	$MnTiO_3$				○	
Анальцим	$Na(AlSi_2O_6) \cdot H_2O$	○	○		○	
*Кальциокатаплеит	$CaZr(Si_3O_9) \cdot H_2O$				○	
*Эльпидит	$Na_2Zr(Si_6O_{15}) \cdot 3H_2O$				○	

Минеральный вид		Порода				
Название	Формула	Пегматиты нефелиновых сиенитов	Пегматиты сиенитов	Пегматиты ийолит-уртитов	Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы	Вишневитовые породы
*Лоренценит	$Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$				○	
*Нчванингит	$Mn_2(SiO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$				○	
*Сепиолит	$Mg_4(Si_6O_{15})(OH)_2 \cdot 6H_2O$				○	
Мусковит	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$				○	
*Перклевеит-(Ce)	$Ce_2(Si_2O_7)$				○	
*Кайнозит-(Y)	$Ca_2Y_2(Si_4O_{12})(CO_3) \cdot H_2O$				○	
*Стилуэллит-(Ce)	$CeB(SiO_4)O$				○	
*Датолит	$Ca(BSiO_4)(OH)$				○	
*Бобтрайллит	$Na_{13}Sr_{11}(Zr_{13}Y)(B_6Si_{42}O_{132})(OH)_{12} \cdot 12H_2O$				○	
*Монацит-(Ce)	$Ce(PO_4)$				○	
*Монацит-(Nd)	$Nd(PO_4)$				○	
*Ксенотим-(Y)	$Y(PO_4)$				○	
*Стронадельфит	$Sr_5(PO_4)_3F$				○	
*Фторстрофит	$SrCaSr_3(PO_4)_3F$				○	
*Фторкафит	$CaSrCa_3(PO_4)_3F$	○			○	
Фторапатит	$Ca_5(PO_4)_3(F)$	○			○	
Кальцит	$Ca(CO_3)$				○	
*Гальгенбергит-(Ce)	$CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$				○	
Акцессорные минералы вишневитовых пород						
Пирротин	$Fe_{1-x}S$					○

Минеральный вид		Порода				
Название	Формула	Пегматиты нефелиновых сиенитов	Пегматиты сиенитов	Пегматиты ийолит-уртитов	Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы	Вишневитовые породы
Халькопирит	$CuFeS_2$					○
Пирит	$Fe(S_2)$					○
Сколецит	$Ca(Al_2Si_3O_{10})*3H_2O$					■
Томсонит-Ca	$NaCa_2(Al_5Si_5O_{20})\cdot 6H_2O$					■
Мезолит	$Na_2Ca_2(Al_6Si_9O_{30})\cdot 8H_2O$					■
Гоннардит	$Na_2Ca(Al_4Si_6O_{20})\cdot 7H_2O$					■
Натролит	$Na_2(Al_2Si_3O_{10})\cdot 3H_2O$					■
Жисмондин	$Ca_2(K,Ba)\ (Al_4Si_4O_{16})\cdot 10\ H_2O$					■
Эдингтонит	$Ba(Al_2Si_3O_{10})\cdot 4H_2O$					■
Каолинит	$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$					■
Гидроксилапатит	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$				○	○
Барит	$Ba(SO_4)$					○

Примечание: Минералы: ▲ – главные, ■ – второстепенные, ○ – акцессорные, * – впервые обнаруженные в пределах Кондёрского массива

3.1. Главные и второстепенные минералы

3.1.1. Микроклин

Микроклин $K(AlSi_3O_8)$ распространен в большинстве щелочных пегматитов Кондёрского массива и составляет, обычно, не более 3–5 процентов объема породы. В зональных пегматитах нефелиновых сиенитов встречается в виде небольших серовато-белых индивидом (до 1 сантиметра), приуроченных к краевым частям жилы (рис. 3.3Б). Как правило, они корродированы и замещены цеолитами, при этом собственно микроклин наблюдается на микроуровне в виде реликтов. В эвдиалит-эгирин-альбитовых породах он присутствует в виде отдельных белых агрегатов размером от 1 до 5–7 см, содержащих мелкие включения эгирина.

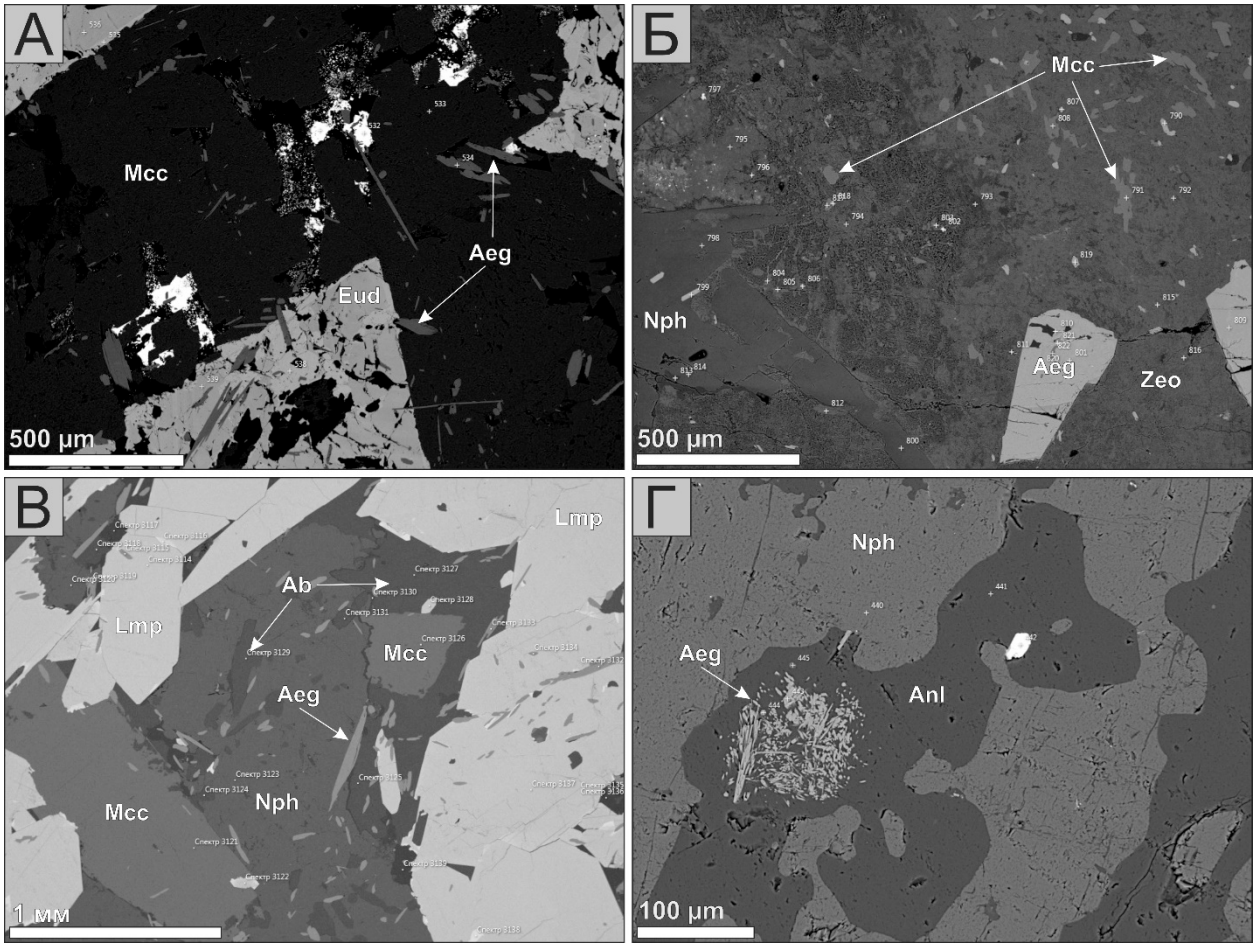


Рисунок 3.1. BSE-изображения. А - ксеноморфные выделения микроклина (Mcc) выполняют пространство между иголками эгирина (Aeg) и кристаллами эвдиалита (Eud); Б - реликты микроклина (Mcc) в массе цеолитов (Zeo), альбит (Ab) и эгирин (Aeg) в приконтактовой части нефелинового сиенита; В - лампрофиллит (Lmp), микролкин (Mcc), нефелин (Nph) и альбит (Ab) в сиените; Г - замещение нефелина (Nph) анальцимом (Anl) и сноповидный агрегат эгирина (Aeg).

Ясно различима совершенная спайность. Один из таких агрегатов был проанализирован методом порошкового рентгенофазового анализа. Полученные результаты хорошо коррелируется с образцом №00-019-0926 из базы данных International Centre for Diffraction Data. Уточненные параметры элементарной ячейки минерала – a=7,22Å; b=7,51Å; c=7,82Å. В пегматитах сиенитов микроклин ассоциирует с альбитом и, как и последний, равномерно распределён в массе породы в виде некрупных индивидов размером до 1-3 мм.

Таблица 3.2.

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах микроклина

Породы	Нефелиновые сиениты			Сиениты			Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы		
Число изм.	n=49			n=15			n=34		
Значение	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	59.30	65.93	**63.97**	63.41	65.90	**65.30**	62.44	66.73	**64.53**
Al_2O_3	17.59	19.36	**18.22**	17.66	18.52	**18.14**	17.60	18.92	**18.33**
FeO	-	0.82	**0.05**	-	-	**-**	-	0.28	**0.01**
MgO	-	-	**-**	-	0.09	**0.01**	-	0.46	**0.01**
CaO	-	1.17	**0.03**	-	-	**-**	-	-	**-**
BaO	-	6.93	**0.59**	-	-	**-**	-	-	**-**
Na_2O	-	2.66	**0.41**	-	0.48	**0.18**	-	0.79	**0.38**
K_2O	10.70	17.54	**16.28**	15.59	16.40	**16.08**	14.35	17.37	**16.38**
Сумма	97.07	100.00	**99.56**	97.02	100.00	**99.70**	97.31	100.00	**99.65**
Коэффициенты рассчитаны на сумму (Si+Al) = 4									
Si	2.93	3.03	**2.99**	3.00	3.03	**3.01**	2.95	3.01	**3.00**
Al	0.97	1.07	**1.01**	0.97	1.00	**0.99**	0.99	1.05	**1.00**
Fe^{2+}	-	0.03	**-**	-	-	**-**	-	0.01	**-**
Mg	-	-	**-**	-	0.01	**-**	-	0.03	**-**
Ca	-	0.06	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Ba	-	0.13	**0.01**	-	-	**-**	-	-	**-**
Na	-	0.23	**0.04**	-	0.04	**0.02**	-	0.07	**0.03**
K	0.62	1.04	**0.97**	0.92	0.97	**0.95**	0.82	1.05	**0.97**
O			**8.02**			**7.99**			**8.00**

*Примечание к таблице. Здесь и далее: пустая ячейка – «нет данных», «-» - значения ниже порога обнаружения.

На микроуровне (рис. 3.1) микроклин представлен в виде ксеноморфных, реже – в виде мелких субидиоморфных кристаллов, заполняя пространство между индивидами

эгирина, альбита и эвдиалита. Часто наблюдаются реликтовые выделения полевого шпата (рис. 3.1 Б). Судя по взаимоотношению с другими минералами, микроклин кристаллизовался на ранних этапах формирования пород, позднее эвдиалита и лампрофиллита, но раньше альбита.

Химический состав микроклина и пересчёт в формульные коэффициенты представлен в таблице 3.2. Помимо минералообразующих компонентов в составе минерала присутствует значительное число примесей, при этом их состав различается в зависимости от породы. Так, для всех разновидностей пород характерна примесь натрия до 0.79 масс.% Na_2O, а единичный состав микроклина в нефелиновых сиенитах содержит 2.66 масс.% Na_2O. Для сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовых пород характерна примесь Mg – до 0.09 и 0.46 масс.% MgO соответственно. Для нефелиновых сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовых пород – примесь Fe – до 0.82 и 0.28 масс.% FeO. Наиболее разнообразны в отношении примесей нефелиновые сиениты, в отличие от других пород здесь присутствует Ca – до 1.17 масс.% CaO и Ba – до 6.93 масс.% BaO. На тройной диаграмме K–Na–Ba (рис. 3.2), видно, что наименьшей вариативностью состава характеризуются сиениты, наибольшей – нефелиновые сиениты, причем в последних отмечены аномально высокие (относительно массива данных) точки по содержанию Na и Ca.

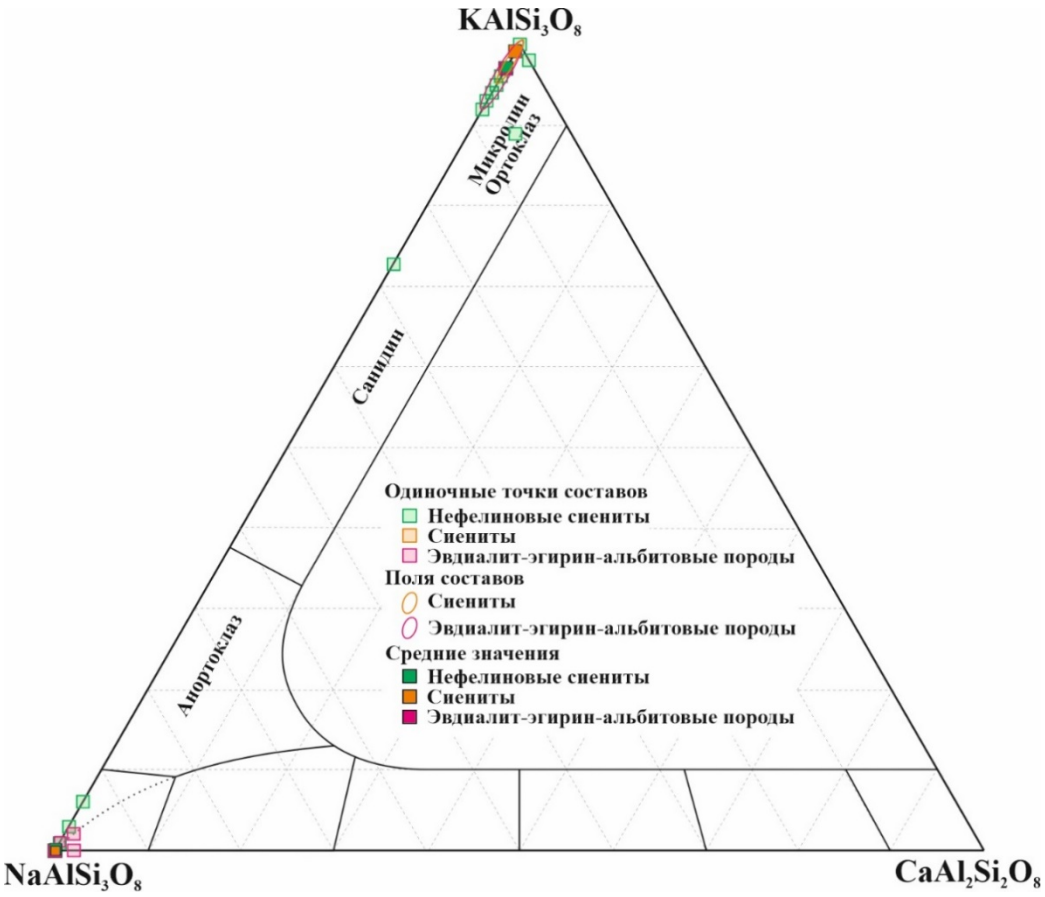


Рисунок 3.2. Составы полевых шпатов на тройной диаграмме K – Na – Ca.

3.1.2. Альбит

Альбит $Na(AlSi_3O_8)$ встречается во всех щелочных породах Кондерского массива, обычно составляет около 35 – 40 процентов их объема и является вторым главным породообразующим минералом. Исключение составляют вищневитовые породы, где он наблюдается лишь в реликтовых зернах, являясь акцессорным минералом.

Альбит представлен одной морфологической разновидностью – светло-серой до белой мелкозернистой, сахаровидной массой, сложенной из некрупных полупрозрачных зерен размером 0,1 – 5 миллиметров. Минерал практически не формирует идиоморфных кристаллов, обычно выполняя пространство между сформировавшимися ранее индивидами других фаз. В зональных образцах видно, что основное количество альбита тяготеет к центральным частям жилы, где он резко доминирует среди других полевых шпатов и фельдшпатоидов, в то время как вблизи контакта он проявлен существенно меньше и тесно ассоциирует с индивидами нефелина и полевого шпата.

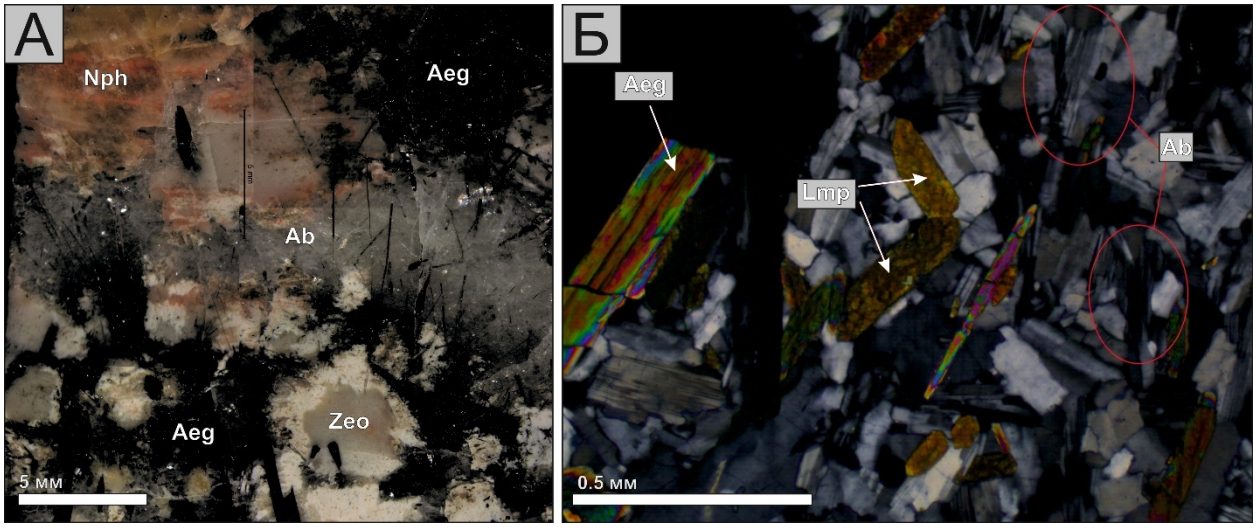


Рисунок 3.3. А – приконтактовая зона нефелинового сиенита. Агрегаты эгирина (Aeg), альбита (Ab), нефелина (Nph) и микроклина (Mcc), замещенного цеолитами (Zeo). Б –. Эгирин (Aeg), лампрофиллит (Lmp) и полисинтетические двойники альбита (Ab) в шлифе. Фотография в проходящем свете, николи скрещены.

Альбит диагностируется визуально и в шлифах (рис. 3.3 А.,Б) - по оптическим свойствам (бесцветный в проходящем свете, серый в скрещенных николях, вторая группа Лодочникова), а также по характерным полисинтетическим двойникам, значения угла погасания *2V* для которых колеблются в промежутке 10-20. Диагностика была дополнена

результатами рентгенофазового анализа – полученные данные соответствуют таковым для образца №00-009-0466 из базы данных International Centre for Diffraction Data.

Химический состав альбита и пересчет в формульные коэффициенты приведен в таблице 3.3. Из элементов примесей наблюдаются Fe, Mg, Ca и K. При этом наиболее «чистым» составом альбита характеризуются пегматиты сиенитов, где примесные элементы отсутствуют. Для нефелиновых сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовых пород характерно присутствие в составе Fe – до 0.77 масс.% FeO, Mg – до 0.55 масс.% MgO и K – до 1.26 масс.% K_2O. Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы отличаются от других частой примесью Ca – до 0.46 масс.% CaO.

На тройной диаграмме K–Na–Ca, видно, что наименьшей вариативностью состава альбита в целом характеризуются сиениты, а наибольшей – нефелиновые сиениты.

Таблица 3.3.

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах альбита

Породы	Нефелиновые сиениты			Сиениты			Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы		
Число изм.	n=139			n=31			n=79		
Значение	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	66.40	70.29	**68.35**	67.86	70.33	**69.49**	66.71	69.60	**68.30**
Al_2O_3	18.58	19.73	**19.19**	18.68	19.59	**19.12**	18.21	20.39	**19.24**
FeO	-	0.77	**0.02**	-	-	**-**	-	0.42	**0.06**
MgO	-	0.55	**-**	-	-	**-**	-	0.54	**0.01**
CaO	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.46	**0.01**
Na_2O	10.26	12.72	**11.87**	10.17	11.06	**10.72**	10.60	13.19	**11.70**
K_2O	-	1.26	**0.02**	-	-	**-**	-	0.35	**0.06**
Сумма	97.08	100.00	**99.46**	97.21	100.00	**99.33**	97.05	100.00	**99.38**
Коэффициенты рассчитаны на сумму (Si+Al) = 4									
Si	2.98	3.04	**3.01**	3.00	3.04	**3.02**	2.95	3.04	**3.00**
Al	0.96	1.02	**0.99**	0.96	1.00	**0.98**	0.96	1.05	**1.00**
Fe^{2+}	-	0.03	**-**	-	-	**-**	-	0.02	**-**
Mg	-	0.04	**-**	-	-	**-**	-	0.04	**-**
Ca	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.02	**-**
Na	0.88	1.09	**1.01**	0.87	0.93	**0.90**	0.88	1.14	**1.00**
K	-	0.07	**-**	-	-	**-**	-	0.02	**-**
O			**8.01**			**7.96**			**8.00**

3.1.3. Нефелин

В отличие от альбита и эгирина, нефелин $Na_3K(AlSiO_4)_4$ представлен в щелочных породах не так широко – в образцах он обнаруживается только в пегматитах нефелиновых сиенитов и пегматитах ийолит-уртитов, где является главным минералом. В меньшей степени он характерен для пегматитов сиенитов, где является второстепенным. В эвдиалит-эгирин-альбитовых породых он узнается лишь на микроуровне, обычно – в качестве реликтовых зерен, замещенных, обычно анальцимом и другими цеолитами.

В различных пегматитах можно выделить несколько разновидностей нефелина. Первая из них – крупные, до 5 х 3 см, субидиоморфные трещиноватые индивиды желтовато-зеленого цвета. Такие кристаллы формируются одними из первых и слагают краевую часть жилы, развиваясь из зон геометрического отбора. Индивиды направлены к центральной части жилы, субперпендикулярно ее контакту.

Другая разновидность также встречается вблизи контакта, но представлена менее крупными, до 1–2 см, субидиоморфными и ксеноморфными индивидами красновато– и рыжевато–серого цвета (рис.3.3А). Третья разновидность нефелина – мелкие (до 1мм), сероватые, индивиды в центральных частях жил в ассоциации с альбитом и микроклином, характерная для сиенитов.

Для гидротермально-измененных пород характерны реликтовые зерна нефелина, по которым развиты анальцим (рис. 3.1Г). Наличие таких реликтов, позволяет предположить, что протолитом для них служили нефелинсодержащие породы, например, пегматиты нефелиновых сиенитов. Другим подтверждением активного замещения ранних индивидов нефелина служат пегматиты ийолит-уртитов. Так, для них характерны крупные субидиоморфные кристаллы нефелина, занимающие более 30% объема образца. Однако, по данным электронно-зондового микроанализа оказалось, что они полностью замещены цеолитами, а собственно нефелин не обнаружен лаже в виде реликтовых выделений.

Химический состав нефелина и пересчет в формульные коэффициенты представлен в таблице 3.4. Для всех пород характерен сходный состав примесных компонентов. Так, помимо минералообразующих элементов присутствуют Fe – до 0.95 масс.% FeO и Ca – до 1.48 масс.% CaO.

Таблица 3.4.

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах нефелина

Породы	Нефелиновые сиениты			Сиениты			Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы		
Число изм.	n=54			n=8			n=7		
Значение	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	40.90	45.96	**43.84**	41.86	45.14	**43.11**	42.97	44.66	**43.77**
Al_2O_3	31.60	34.20	**32.68**	32.95	34.22	**33.52**	32.38	34.54	**33.37**
FeO	-	0.95	**0.29**	-	0.49	**0.06**	-	0.59	**0.33**
CaO	-	1.48	**0.04**	-	0.34	**0.04**	-	0.65	**0.09**
Na_2O	12.81	17.86	**16.37**	14.59	15.29	**14.97**	14.93	16.13	**15.39**
K_2O	5.15	8.00	**6.25**	6.40	7.40	**7.03**	5.28	7.40	**6.24**
Сумма	97.03	100.00	**99.47**	97.05	100.00	**98.73**	97.63	100.00	**99.20**
Коэффициенты рассчитана на сумму (Si+Al) = 2									
Si	1.01	1.09	**1.06**	1.03	1.07	**1.04**	1.03	1.07	**1.05**
Al	0.91	0.99	**0.94**	0.93	0.97	**0.96**	0.93	0.97	**0.95**
Fe	-	0.02	**0.01**	-	0.01	-	-	0.01	**0.01**
Ca	-	0.04	-	-	0.01	-	-	0.02	-
Na	0.59	0.85	**0.77**	0.69	0.71	**0.70**	0.68	0.75	**0.72**
K	0.16	0.25	**0.19**	0.19	0.23	**0.22**	0.16	0.23	**0.19**
O			**4.02**			**3.98**			**3.99**

3.1.4. Вишневит

Вишневитовые породы Кондёрского комплекса изучались совместно со студентом кафедры минералогии СПбГУ – М.Н. Круком

Вишневит $Na_8(AlSiO_4)_6(SO_4) \cdot 2H_2O$ является единственным главным минералом вишневитовых пород и слагает до 85% их объёма. Он образует скрытокристаллические агрегаты и практически нацело замещает материнскую породу. В числе реликтов первичных минералов (формально по соотношению в породе эти фазы относятся к акцессорным компонентам) наблюдаются эгирин (рис. 3.4 Г, Д), магнезиоарфведсонит (Рис. 3.4 Д), альбит (рис. 3.4 В) и гидроксилапатит (рис. 3.4Е). Стоит отметить, что, как и в нефелиновых сиенитах, эгирин из вищневитовых пород формирует две генерации – реликтовый эгирин-1 (Рис. 3.4 Г) и новообразованный эгирин-2 (Рис. 3.4Д), который, вероятно, сформировался в процессе преобразования породы.

Вишневит так же формирует две разновидности, различающиеся по цвету – светло-голубой и темный серо-синий (рис. 3.4А). Как оказалось, различия проявляются и на структурном уровне. Так, по результатам порошкового рентгенофазового анализа (рис. 3.5) параметры элементарной ячейки (*a* и *c*) увеличиваются по мере перехода от светло-голубого к серо-синему. В целом же исследуемый минерал имеет большие значения параметров элементарной ячейки, чем вишневит из базы ICCD №00-046-1333.

Оба отмеченных фактора напрямую зависят от химического состава минерала. По данным энергодисперсионного анализа вишневита (таб. 3.5), светло-голубая (Vnh-1) и темная серо-синяя (Vnh-2) разновидности различаются в части катионов. Так, более светлый вишневит представлен натриевой разновидностью минерала - содержания Na_2O колеблются в интервале 16.34 – 22.55 мас.%, кальций и калий обнаруживаются в виде микропримесей, содержания их – менее 1 мас.% K_2O и CaO. Темная серо-синяя разновидность, в свою очередь, содержит близкие значения калия и натрия – до 12.47 мас.% K_2O и 13.08 мас.% Na_2O. Примесь Ca наблюдаются нечасто и достигает 1.17 мас.% CaO.

Разновидности вишневита отличаются также по количественному содержанию серы – натриевая фаза демонстрирует несколько более высокие значения SO_3.

Если пересчитать химический состав минерала в формульные коэффициенты на 25 зарядов анионов и нанести полученные коэффициенты на диаграмму содержания Na/(Na+K) от серы (рис. 3.6) - разновидности вишневита четко распадаются на два дискретных в отношении щелочных компонентов поля. По всей видимости, процессы кристаллизации вишневита различных генераций разорваны во времени.

Отметим постоянный дефицит в позиции внекаркасных катионов. По всей видимости, он связан с выгоранием образца в процессе анализа. Кроме того, так как число кислорода в формуле рассчитывалось исходя из суммы зарядов, дефицит Na и K влечет за собой некоторый недостаток при расчете данного элемента.

Судя по взаимоотношениям агрегатов вишневита, образование Na и K-Na разновидности происходило последовательно. Так, на рисунке 3.4 видно, что Na-вишневит (Vnh1) формирует массивный агрегат изометричных зерен, в то время как K-Na-вишневит (Vnh-2) образует каймы вокруг его выделений, а также выполняет некоторые полости и трещины в породе. Таким образом, K-Na-вишневит кристаллизуется позднее.

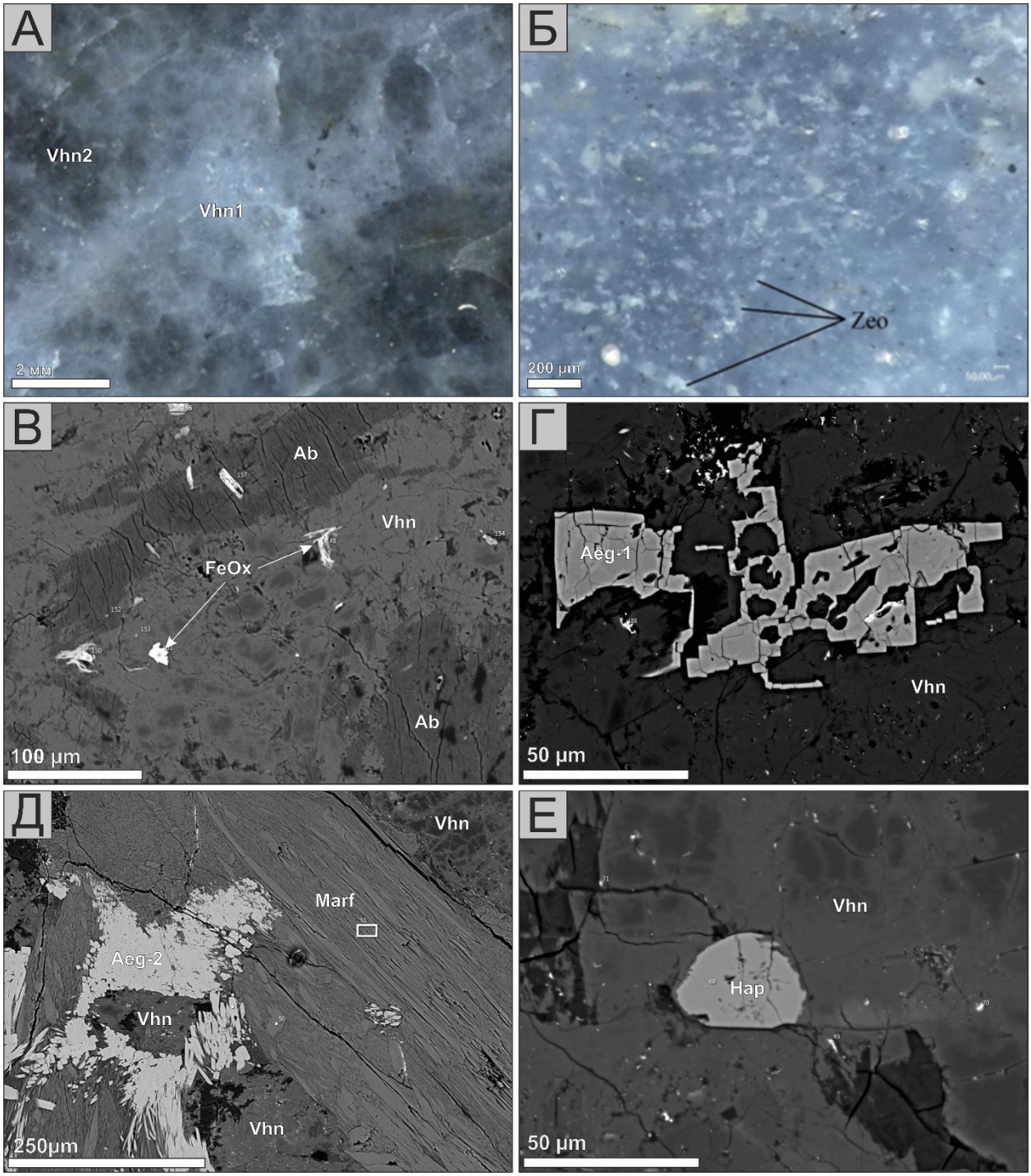


Рисунок 3.4. Вишневитовые породы. А,Б – оптическое изображение (аншлиф), В–Е – BSE-изображения. А – светло-голубой (Vnh1) и темный серо-синий (Vnh2) вишневит в породе; Б - веретеновидные выделения цеолитов (Zeo) в массе голубого вишневита; В – реликты альбита (Ab) и гидроокислы железа (FeOx) в массе вишневита (Vnh); Г – реликты (?) эгирина–1 первой генерации (Aeg–1) в массе вишневита (Vnh); Д – реликты магнезиоарфведсонита (Marf) в массе вишневита двух разновидностей (Vnh–1,2) и новообразованный эгирин–2 второй генерации (Aeg–2); Е - реликты гидроксилапатита (Hap), частично замещенного вишневитом (Vnh).

Таблица 3.5

Химический состав (масс. %) и
коэффициенты в кристаллохимических формулах вишневита

Вид	Na-вишневит			K-Na-вишневит		
Число изм.	n=10			n=9		
Значение	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	33.16	36.06	**34.38**	32.21	34.95	**33.60**
Al_2O_3	26.94	29.72	**28.02**	26.32	28.73	**27.49**
CaO	0.18	0.39	**0.28**	0.78	1.17	**1.04**
Na_2O	16.34	22.46	**19.13**	9.94	13.08	**11.66**
K_2O	0.10	0.65	**0.33**	10.46	12.47	**11.56**
SO_3	6.76	8.01	**7.40**	5.80	7.09	**6.47**
Сумма	84.70	96.21	**89.54**	86.82	94.84	**91.81**
	Коэффициенты рассчитаны на 25 зарядов					
Si	6.05	6.21	**6.13**	6.06	6.16	**6.11**
Al	5.79	5.95	**5.87**	5.84	5.94	**5.89**
Ca	0.03	0.07	**0.04**	0.16	0.23	**0.20**
Na	5.84	7.37	**5.86**	3.64	4.62	**4.11**
K	0.02	0.14	**0.02**	2.52	2.82	**2.68**
O			**23.10**			**23.77**
$(SO_4)^2$	0.90	1.09	**0.94**	0.77	0.97	**0.88**

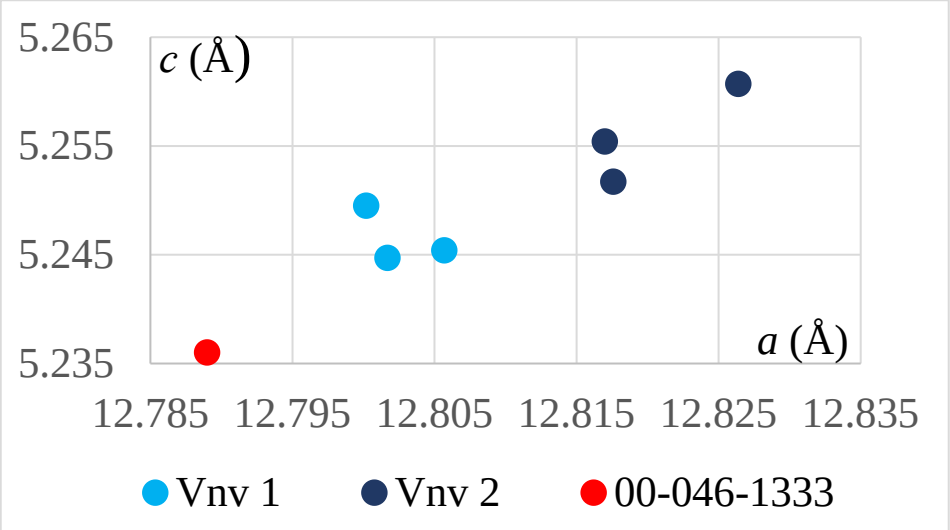


Рисунок 3.5. Зависимость параметров *a* и *c* элементарной ячейки вишневита от его разновидности (*составлено с использованием данных Крук, 2018*).

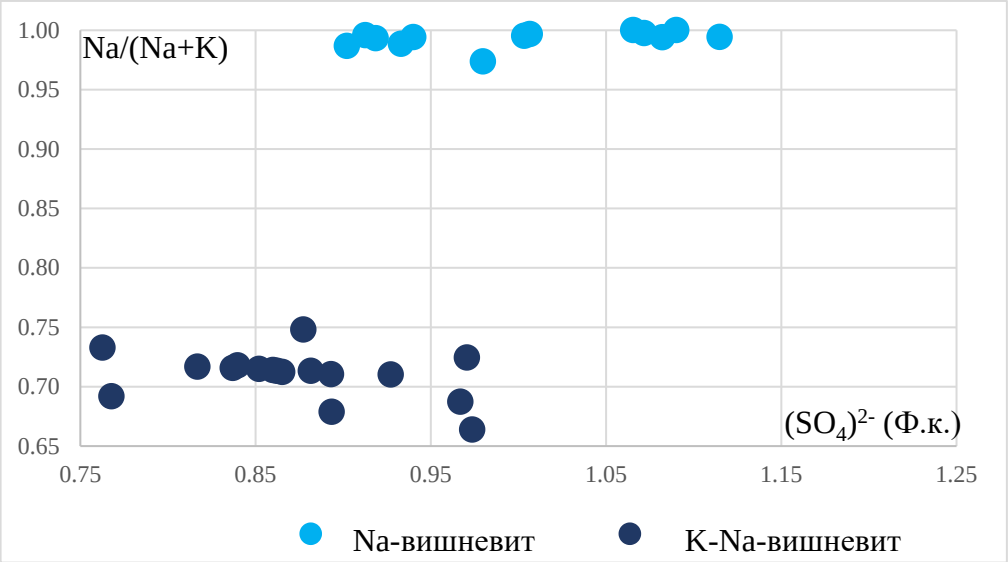


Рисунок 3.6. Диаграмма Na/(Na+K)– $(SO4)^{2-}$ в вишневитах двух разновидностей (формульные коэффициенты).

3.1.5. Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита

Эвдиалит $Na_{15}Ca_6Fe_3Zr_3(Si_3O_9)_2(Si_{10}O_{28})Cl \cdot H_2O$ встречается только в породах эвдиалит-эгирин-альбитового состава и слагает до 10-15 процентов объема породы. Этот минерал является одним из наиболее интересных образований щелочных пород Кондёрского массива, что обусловлено несколькими факторами. Во-первых, изученный эвдиалит имеет необычный для минералов своей группы химический состав. Во-вторых, он концентрирует вокруг собственных индивидов значительное число различных фосфатов, силикатов и карбонатов стронция, редкоземельных элементов и иттрия.

В породе эвдиалит наблюдается в виде отдельных субидиоморфных кристаллов, но чаще образует группы зерен (рис. 2.5 А). В таких группах, как правило, присутствует несколько крупных индивидов (3–5 сантиметров), окруженных большим количеством более мелких выделений (0.5–1.5 сантиметра). Кристаллы имеют малиновую окраску разной интенсивности, хрупкие, спайность отсутствует; мелкие осколки полупрозрачные. В шлифе эвдиалит, как и в образцах, имеет насыщенную малиновую окраску и проявляет сильный плеохроизм от малинового (по оси Np) до бледно-розового (по оси Ng) (рис. 3.7). Схема плеохроизма Np>Ng, оптически положительный. Также присутствуют зерна, без выраженного плеохроизма – они имеют бледно-розовую окраску. В скрещенных николях цвет меняется от темно-серого (просветление) до черного (погасание).

Кристаллам и зернам эвдиалита свойственна концентрическая зональность двух типов.

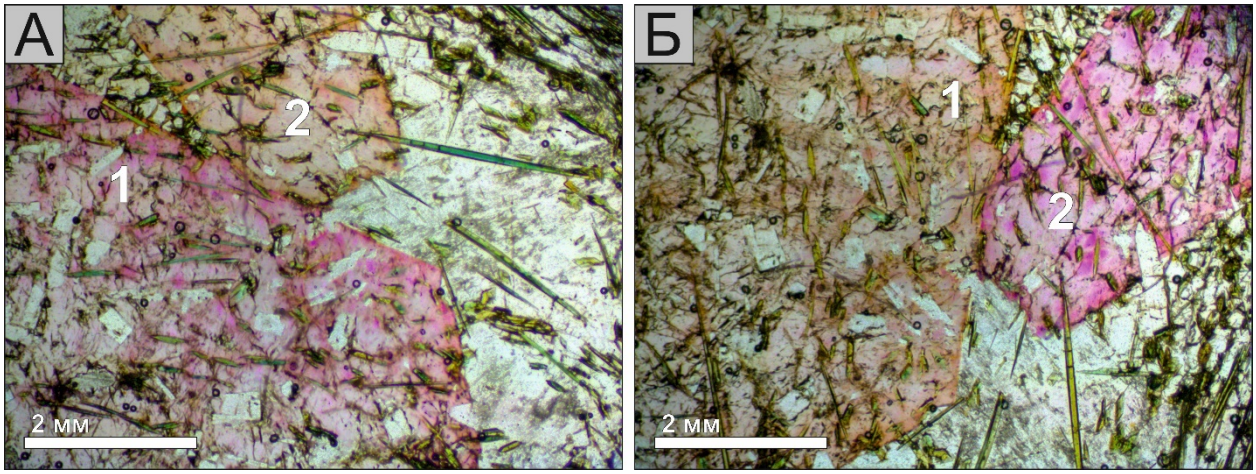


Рисунок 3.7. Кристаллы эвдиалита (1 и 2) в шлифе в проходящем свете (без анализатора) в начальном положении (А) и при повороте на 90 градусов (Б). Ясно различим плеохроизм.

Первый тип – макроскопическая зональность, которая образована скоплениями минеральных включений, приуроченных к зонам роста кристалла (Рис. 3.8. Б, В, Г). В основном её формируют обособления кальциокатаплеита и альбита. К этим участкам также приурочены выделения акцессорных минералов – бобтрайлита, стилвеллита-(Ce), перклевеита-(Ce), кайнозита-(Y), эльпидита, ксенотима-(Y), монацита-(Ce) и некоторых других. Стоит отметить, что эгирин и отдельные (более крупные) зерна альбита, также формирующие включения в массе эвдиалита, в образовании зональности не участвуют.

Второй тип зональности различим исключительно при наблюдении под электронным микроскопом – это хаотичное чередование различных по BSE-контрасту зон (Рис. 3.9 Д, Е). По нашим данным, осцилляционная зональность является следствием определенных вариаций химического состава минерала. Она была проанализирована при помощи энерго-дисперсионного микроанализа. Хотя, применительно к минералам группы эвдиалита, такой анализ дает некоторую погрешность в определении редкоземельных и других микроэлементов, для общего установления причин зональности он подходит. В таблице 3.6. представлены результаты анализа химического состава эвдиалита (Рис. 3.9Д). Спектр 746 отвечает наиболее светлой зоне, спектр 748 – наиболее темной.

Исходя из результатов можно отметить тенденцию к увеличению содержания титана (от <0.01 до 0.77 мас.% TiO_2), церия (от <0.01 до 1.03 мас.% Ce_2O_3) и алюминия (от 1.94 до 0.87 мас.% Al_2O_3) от более светлых зон к более темным и уменьшению содержания свинца (от <0.01 до 1.03 мас.% PbO), стронция (от 3.19 до 1.8 мас.% SrO), и марганца (от 3.87 до 3.46 мас.% MnO). Однако, эти колебания не слишком велики, чтобы оказывать столь резкое влияние на контраст.

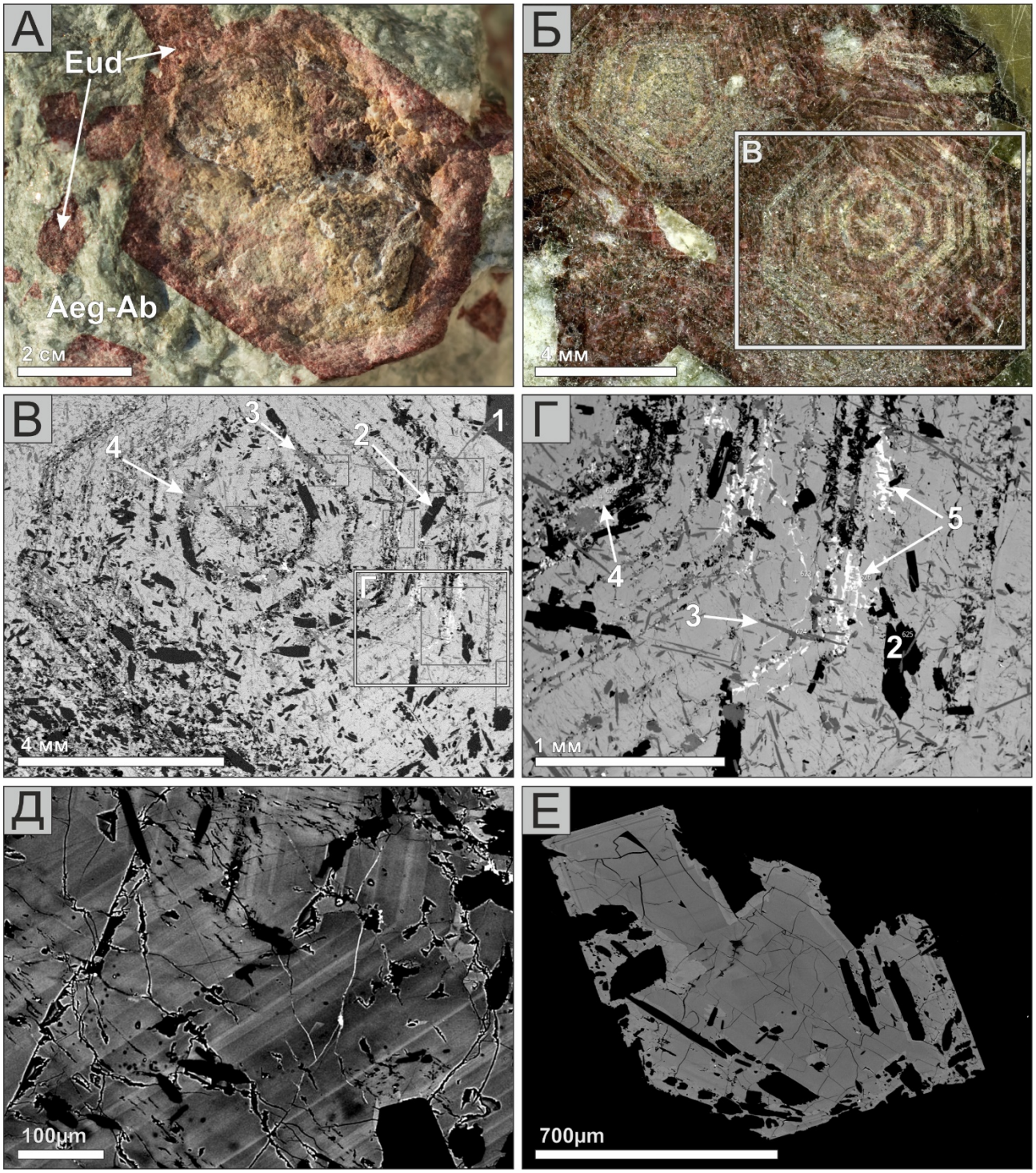


Рисунок 3.8. А, Б – фотографии образцов, В-Е – BSE–изображения. А – корродированный кристалл эвдиалита (Eud) в эгирин – альбитовой (Aeg-Ab) массе; Б – концентрическая зональность кристаллов эвдиалита; В, Г – отдельные зоны кристалла (Б), образованные скоплениями включений: альбита (1), (2), эгирина (3), перклевеита-(Ce) и кайнозита-(Y) (5), приуроченных к его зонам роста; Д, Е – осцилляционная зональность зерна эвдиалита, связанная с колебаниями химического состава минерала;

Таблица 3.6

Химический состав (масс. %) различных по контрасту зон эвдиалита

Номера анализов	Компоненты												
	Nb_2O_5	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Ce_2O_3	MnO	SrO	CaO	PbO	Na_2O	K_2O	Сумма
746	1.13	48.32	-	10.88	0.71	-	3.87	3.19	9.82	1.94	3.83	0.69	84.38
747	1.43	48.53	0.66	10.93	0.76	0.94	3.76	2.70	10.05	1.66	4.41	0.67	86.50
748	-	49.68	0.77	11.45	0.87	1.03	3.46	1.80	11.04	1.29	3.26	0.90	85.55

По всей видимости, в формировании данной зональности так же участвуют легкие компоненты, относительно высокое количество которых в составе эвдиалита подтверждается данными ИК-спектроскопии (Рис. 3.9). Так, наличие полос при 1420sh $см^{-1}$, 1504 $см^{-1}$ отвечает валентным колебаниям C–O в CO_3^{2-} группе. Полоса при 1650 $см^{-1}$ соответствует деформационным колебаниям H–O–H связи. Широкие полосы при 2970sh $см^{-1}$, 3240sh $см^{-1}$, 3480 $см^{-1}$ отнесены к валентным колебаниям O–H связи.

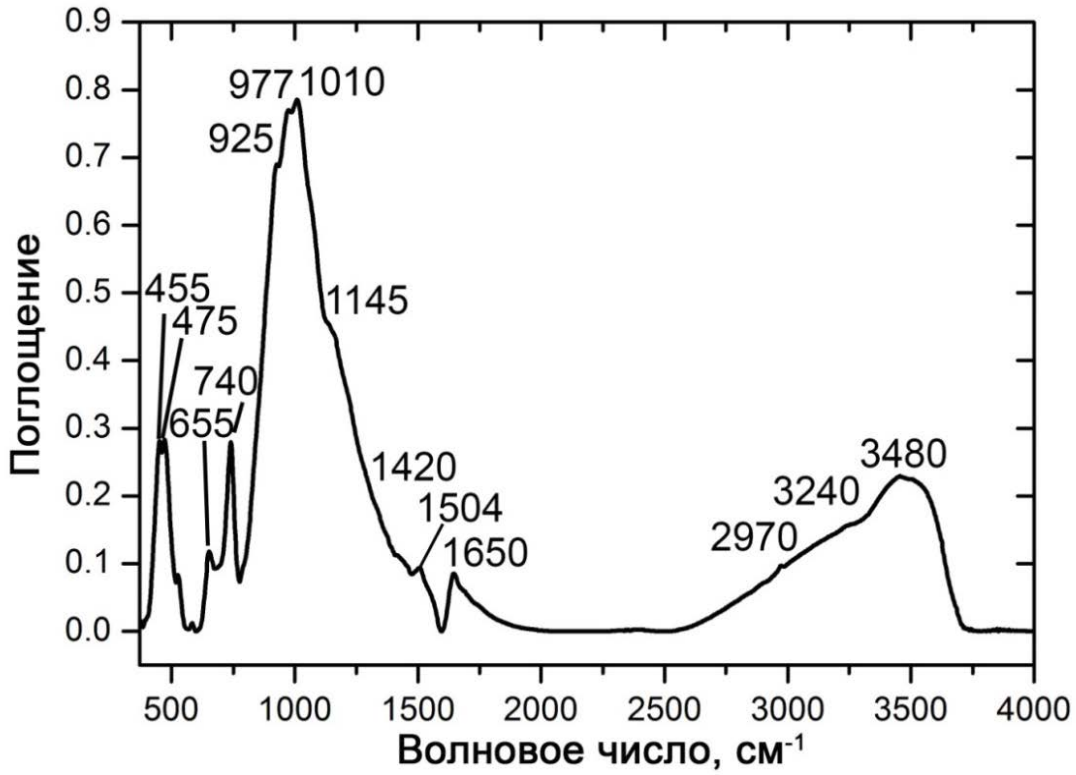


Рисунок 3.9. ИК-спектрограмма Кондёрского эвдиалита

На ИК-спектре эвдиалита (Рис. 3.13) также отмечены колебания, отвечающие другим структурным элементам минерала. Полосы поглощения 455s $см^{-1}$ и 475s $см^{-1}$ относятся к деформационным колебаниям связи Si–O и Si–O–Si. Полосы 655 $см^{-1}$ и 740s $см^{-1}$ отнесены к смешанным модам колебаний в Si_3O_9 и Si_9O_{27} циклах. Полоса 925s $см^{-1}$

отвечает асимметричным валентным колебаниям Me–O в позициях M3 и M4. Полосы 1010s $см^{-1}$ и 1145 $см^{-1}$ соответствуют валентным колебаниям Si–O в кольцах Si_3O_9 и Si_9O_{27}. Отнесение полос выполнено в соответствии с систематическими исследованиями минералов группы эвдиалита (Расцветаева и др., 2012).

Для более точного исследования химического состава эвдиалита Кондёрского массива был применен волновой дисперсионный анализ, проводившийся в Музее Естественной Истории, г. Лондон. Полученные данные представлены в таблице 3.7.

Было получено четыре локальных состава минерала, по две точки измерения в двух зернах (образцах) (Рис. 3.8E). В целом, состав минерала по набору главных компонентов и их содержаниям достаточно постоянен и соответствует гидратированному карбонатсодержащему аналогу манганоэвдиалита.

Кристаллохимическая формула, рассчитанная согласно структурным данным на 25.66 атомов Si с помощью программы Minal, может быть записана следующим образом:

$^{N}[Na_{6.94}H_2O_{5.13}(Y,REE)_{0.58}Pb_{0.31}K_{0.28}Ba_{0.08}]_{13.32}{}^{M1}[Ca_{5.09}Sr_{0.89}]_{5.98}$

$^{M2}[Mn^{3+}_{1.52}Ti_{0.21}Mg_{0.04}Fe^{3+}_{0.03}Al_{0.02}]_{1.82}{}^{M3}(Si_{1.16}Nb_{0.47})_{1.63}$

$^{M4}(Si)_{0.50}{}^{Z}[Zr_{3.04}Hf_{0.03}]_{3.07}(Si_3O_9)_2(Si_9O_{27})_2(CO_3)_{0.28}{}^{X}[(H_2O)_{4.45}OH_{0.04}Cl_{0.03}]_{4.52}$.

Содержание H_2O и CO_2 рассчитано исходя из дефицита суммы, а их присутствие подтверждено данными ИК-спектроскопии. Стоит отметить аномально низкое содержание натрия (5.2-7.8 мас.% Na_2O) и хлора (0.03-0.04 мас.%), а также относительно высокое содержание свинца (до 2.41 мас.% PbO).

В работе Р.К. Расцветаевой с соавторами упоминается об эвдиалитах, содержащих до 4 мас. % PbO (Расцветаева и др., 2012). Однако, конкретных аналитических данных по свинецсодержащим минералам группы эвдиалита в литературе нам найти не удалось. По-видимому, изоморфная примесь свинца для данных минералов является весьма экзотической.

Учитывая необычные морфологические особенности эвдиалита и химический состав, было решено провести исследование структуры минерала. Анализ проводился в РЦ СПбГУ Рентгенодифракционные методы исследования вещества, аналитик – Золотарёв А.А. мл. Уточнение структуры выполнено Т.Л. Паникоровским.

Кристаллическая структура рассматриваемого образца была уточнена в пространственной группе $R\bar{3}m$ для 1393 независимых рефлексов с фактором сходимости R1 = 6.5% (a = 14.243(3), c = 30.371(6) Å, V = 5336(2) Å3). В основе уточнения была взята модель 12-ти слойного эвдиалита (c ~ 30 Å) с симметрией $R\bar{3}m$, приведённого в работе (Johnsen and Grice, 1999), с добавлением малозаселённых позиций воды и углерода.

Названия катионных позиций приведены в соответствии с рекомендациями современной номенклатуры МГЭ (Johnsen et al., 2003).

Как и большинство минералов группы, рассматриваемый эвдиалит (Рис. 3.10А) состоит из тетраэдрических колец (Si_9O_{27}) и (Si_3O_9) образующих Т слои, объединённые по общим вершинам с Z(1) (Z-слои), M(1B) и M(2A,B) октаэдрами (M-слои) в гетерополиэдрический трехмерный каркас, в котором девятичленные кольца центрированы M(4) тетраэдрами с заселённостью (Si)0.25. Вышеупомянутые слои чередуются вдоль оси с и находятся в …ZTMT… последовательности, образуя 12-ти слойную структуру.

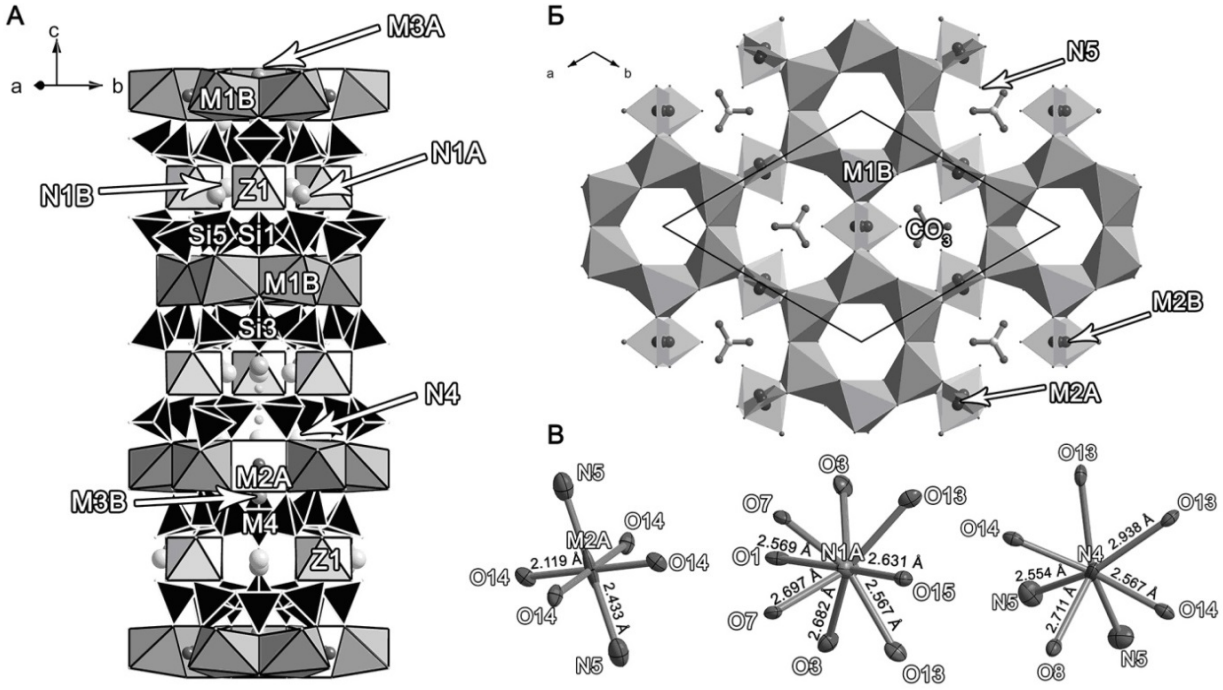


Рисунок 3.10. Графическое изображение структуры эвдиалита из эвдиалит-эгирин-альбитовых пород

В полостях и каналах каркаса располагаются внекаркасные катионы и различные анионные группировки. Позиции атомов CO_3 группы как и в карбокентбруксите (Хомяков и др, 2003) располагаются в пустотах M-слоя (Рис. 3.10Б), состоящего из шестичленных октаэдрических колец M(1B) позиций, заполненных кальцием и стронцием $(Ca_{0.87}Sr_{0.13})_{1.00}$ и объединенных по общим рёбрам с октаэдрами позиций M(2A) с заселенностью $(Mn)_{0.57}$ и M(2B) с заселенностью $(Zr)_{0.08}$. Позиции N(1) (Рис. 3.14 а,в) расщеплены на N(1A) и N(1B), их уточнённая заселенность составила $(Na_{0.41}Ce_{0.09})_{0.50}$ и $(Na)_{0.18}$ соответственно. Важной особенностью изученной структуры является заполнение позиции N(5) молекулами воды (в большинстве МГЭ заселена катионами Na+). На рисунке 4в показана координация катионов марганца M(2A) и натрия N(4), в координационную сферу которых входит N(5)

позиция. Расстояния M(2A)–N(5) и N(4)–N(5) составляют 2.433 и 2.554 Å соответственно, что полностью исключает присутствие натрия в данной позиции. Относительное удлинение Mn–O (M(2A)–N(5)) связи (2.433 Å) по отношению к остальным четырем атомам кислорода (2.119 Å) M(2A)O6 октаэдра, а также относительное увеличение изотропного параметра тепловых смещений для N(5) позиции, являются характерными признаками присутствия молекулярной воды. Позиции на оси третьего порядка M(3) расщеплены на M3A и M3B, а их заселённости составили $(Si)_{0.58}$ и $(Nb)_{0.14}$ соответственно.

Структурная формула изученного гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита может быть представлена следующим образом:

$[^{N1A,B}(Na_{3.36}Ce_{0.54})_{4.08}{}^{N4}(Na_{5.22}Pb_{0.78})_{6.00}{}^{N5}(H_2O)_{3.24}]_{\Sigma 13.32}$

$[^{M1B}(Ca_{5.22}Sr_{0.78})_{6.00}{}^{M2A,B}(Mn^{3+}{}_{1.70}Zr_{0.49})_{2.19}{}^{M3A,B}[Si_{1.16}(Nb)_{0.27}]_{1.41}{}^{M4}(Si)_{0.55}]_{3.49}$

$^{Z}(Zr)_3(Si_3O_9)_2(Si_9O_{27})_2(CO_3)_{0.32}{}^{X}(OH_{2.37}H_2O_{0.88})_{3.25}$,

что с учётом близости атомных факторов рассеяния Na и молекул H_2O находится в хорошем согласии с данными микрозондового анализа и ИК-спектроскопии. Соотношение OH / H_2O в X позициях в структурной формуле рассчитано исходя из требований электронейтральности формулы.

Химический состав и структура изученного эвдиалита имеет следующие особенности. Минерал содержит экзотичные для собственно эвдиалита элементы (C, Pb и др.) и, наоборот, дефицитен в отношении типичных для него Cl и Na. Наличие чётко выраженных признаков изменения минерала позволяют полагать, что на ранних стадиях (собственно пегматитовых) кристаллизовался нормальный, «высоконатриевый» эвдиалит, который затем подвергся гидротермальной «переработке» с выносом натрия и хлора, гидратации с привносом путем природного ионного обмена свинца, бария и карбонат-иона. Разупорядоченный характер большинства внекаркасных катионных и анионных позиций свидетельствуют в пользу ионообменых процессов, осуществляемых уже в твердой фазе. Подобно илюхиниту (Чуканов и др, 2016), аквалиту (Хомяков и др. 2007) и другим гидратированным разновидностям минералов группы эвдиалита, рассматриваемый катионодефицитный манганоэвдиалит имеет увеличенный по сравнению с типичными эвдиалитами параметр *c*. Наиболее вероятно, что рассматриваемый минерал является промежуточным звеном в ряду манганоэвдиалит → илюхинит, но его нельзя отнести ни к одному из утвержденных минералов этой группы (Johnsen et al., 2003).

Таблица 3.7

Результаты волнового электронно-зондового микроанализа (масс.%) гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита

Компоненты	Номера образцов			
	Обр.1, сп.1	Обр.1, сп.2	Обр.2, сп.1	Обр.2, сп.2
Ta_2O_5	0.02	0.01	0.03	0.02
Nb_2O_5	1.01	1.12	1.50	1.67
SiO_2	50.99	50.66	49.63	49.23
TiO_2	0.49	0.41	0.58	0.74
ZrO_2	12.46	12.71	12.10	11.70
HfO_2	0.23	0.24	0.19	0.16
Al_2O_3	0.03	-	0.04	-
Fe_2O_3	0.09	0.08	0.09	0.08
Y_2O_3	0.75	0.68	0.46	0.36
La_2O_3	0.38	0.63	0.62	0.73
Ce_2O_3	0.79	1.16	1.05	1.33
Pr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.08
Nd_2O_3	0.28	0.40	0.31	0.40
Sm_2O_3	0.04	0.03	0.04	0.03
Gd_2O_3	0.04	0.04	-	-
Dy_2O_3	0.14	0.10	0.06	0.07
Er_2O_3	0.11	0.08	0.04	0.01
Yb_2O_3	0.09	0.06	0.01	-
MnO	3.60	3.70	3.99	4.35
MgO	0.04	0.06	0.05	0.05
SrO	2.77	2.59	3.29	3.35
CaO	9.45	9.10	9.36	9.18
BaO	0.45	0.41	0.38	0.31
PbO	2.41	2.32	2.22	2.06
Na_2O	7.18	5.17	7.80	7.83
K_2O	0.45	0.64	0.30	0.32
Cl	0.04	0.04	0.04	0.03
Сумма	94.33	92.46	94.18	94.08

Если опираться на справочник Т. Г. Петрова и Н. И. Красновой (Петров, Краснова, 2010), этот состав также уникален и выпадает из учтённых в нем анализов эвдиалита по высокому содержанию H. По числу главных элементов в формуле он попадает в восьми-

десяти-компонентные системы по В. Г. Кривовичеву и М. В. Чарыковой (Кривовичев, Чарыкова, 2013), в которых находится большинство других минералов группы эвдиалита. Ранговая формула эвдиалита из эгирин-альбитовых пород Кондёра (по 10 элементам): O H Si Na Ca Zr Mn Sr Pb REELa. По главным химическим элементам в его составе минерал формально может быть отнесен к Ca-Mn химическому типу эвдиалитов, но со значительными содержаниями H и Pb, или же вместе с аквалитом и икранитом к H химическому типу (Bulakh, Petrov, 2004).

Совокупность полученных данных свидетельствует о уникальности рассматриваемого минерала и позволяет поставить вопрос об утверждении в качестве нового минерального вида (Осипов и др., 2017).

3.1.6. Эгирин, эгирин-авгит

Клинопироксен является одним из основных минералов, присутствующих в составе всех изученных щелочных пород Кондёрского массива. В среднем он составляет 35-40% от общего объема породы. Наибольшие содержания эгирина – 50% обнаруживаются в составе ийолит-уртитов, наименьшие – менее 2-5% – в составе вишневитовых пород.

Эгирин $NaFe^{3+}(Si_2O_6)$ обычно образует несколько генераций. Наиболее ранние кристаллы (первой генерации), представлены вытянутыми призматическими индивидами черного цвета. Часто они формируются в приконтактовых частях жильного тела и ориентированы от краевой части к центру жилы под близкими к 90 градусам углами. Такие кристаллы, как правило, не содержат включений и сильно трещиноватые. При этом более крупные отчетливо ориентированные кристаллы тяготеют непосредственно к контакту с вмещающей породой, в то время как по мере удаления от него размер индивидов и степень упорядоченности их расположения в породе уменьшается.

Вторая генерация эгирина представлена тонкими игольчатыми кристаллами, слагающими спутанные волокнистые, радиально-лучистые агрегаты, обычно – травяно-зеленого, реже – черного цвета. Часто для таких агрегатов характерна направленность роста – они «обтекают» другие, более крупные минералы, а также наблюдается в виде включений в них. Это прослеживается как на макроуровне (рис. 2.6), так и под электронным микроскопом (рис. 3.11). В образцах, где проявлена зональность в строении жилы (рис.2.1, 2.2), отчетливо видна приуроченность второй генерации эгирина к центральным частям пегматитового тела. При этом присутствие обеих генераций характерно для пегматитов нефелиновых сиенитов, в то время как в других разновидностях пород, как правило, отмечается только эгирин второй генерации.

В образце минерал окрашен в характерные цвета (черный в крупных кристаллах, зеленый или черный – в тонковолокнистых агрегатах), имеет совершенную спайность. В шлифах ясно проявлен плеохроизм от ярко-зеленого до буровато-зеленого, наблюдаются высокие цвета интерференции. Рельеф и шагрень соответствуют 7 группе Лодочникова (рис. 3.11А). Диагностика была дополнена результатами рентгенофазового анализа – полученные данные соответствуют таковым для образца №00-018-1222 из базы данных International Centre for Diffraction Data.

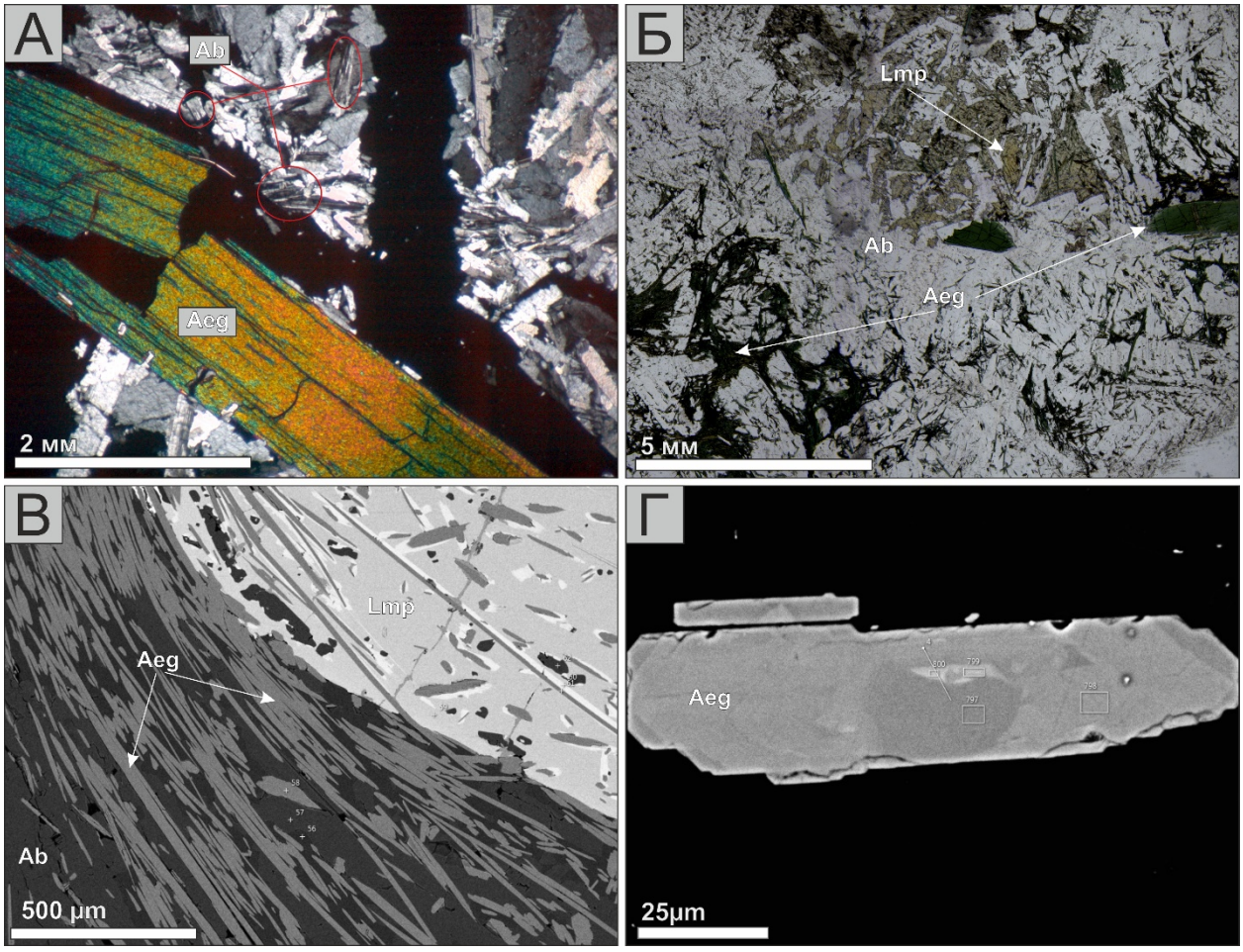


Рисунок 3.11. А - Кристалл эгирина (Aeg) в массе альбита (Ab) в шлифе. Окружностями выделены полисинтетические двойники альбита. Ширина поля зрения 4мм. Фотография в проходящем свете. Николи скрещены; Б – крупные кристаллы эгирина 1-ой генерации и спутанно-волокнистый агрегат второй генерации в шлифе (фотография образца); В - Кристалл лампрофиллита (Lmp) в массе альбита (Ab) и эгирина (Aeg), наблюдается «обтекание» лампрофиллита массой игольчатых кристаллов эгирина. Фотография в обратно-отраженных электронах; Г – Зональный кристалл эгирина. Светлые зоны отвечают повышенным содержаниям Zr, Mn, Ti. Фотография в обратно-отраженных электронах.

Химический состав клинопироксенов и пересчет в формульные коэффициенты представлен в таблице 3.12. Большая часть из них характеризуется существенной примесью Ca+Mg, сумма которых в отдельных случаях достигает 0.45 ф.к. Полученные составы были нанесены на тройную диаграмму Mg+Ca – Al – Fe^{3+}. (Morimoto et al. 1988) Из нее видно, что для большинства щелочных пород характерны широкие поля изоморфизма Fe^{3+} ← Ca+Mg, менее проявлена схема Fe^{3+} ← Al. Таким образом, фактически, в составе нефелиновых-сиенитов, сиенитов, эвдиалит-эгирин-альбитовых и вишневитовых пород можно выделить два минеральных вида – эгирин и эгирин-авгит $(CaNa)(FeMg)(Si_2O_6)$, а в составе иойлит-уртитов – только эгирин-авгит. При этом наименьшей изменчивостью состава пироксенов характеризуются сиениты, а наибольшей – пегматиты нефелиновых сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовые породы. Стоит также отметить, что проявленные границы изоморфизма по оси Mg+Ca – Fe в последних сходны.

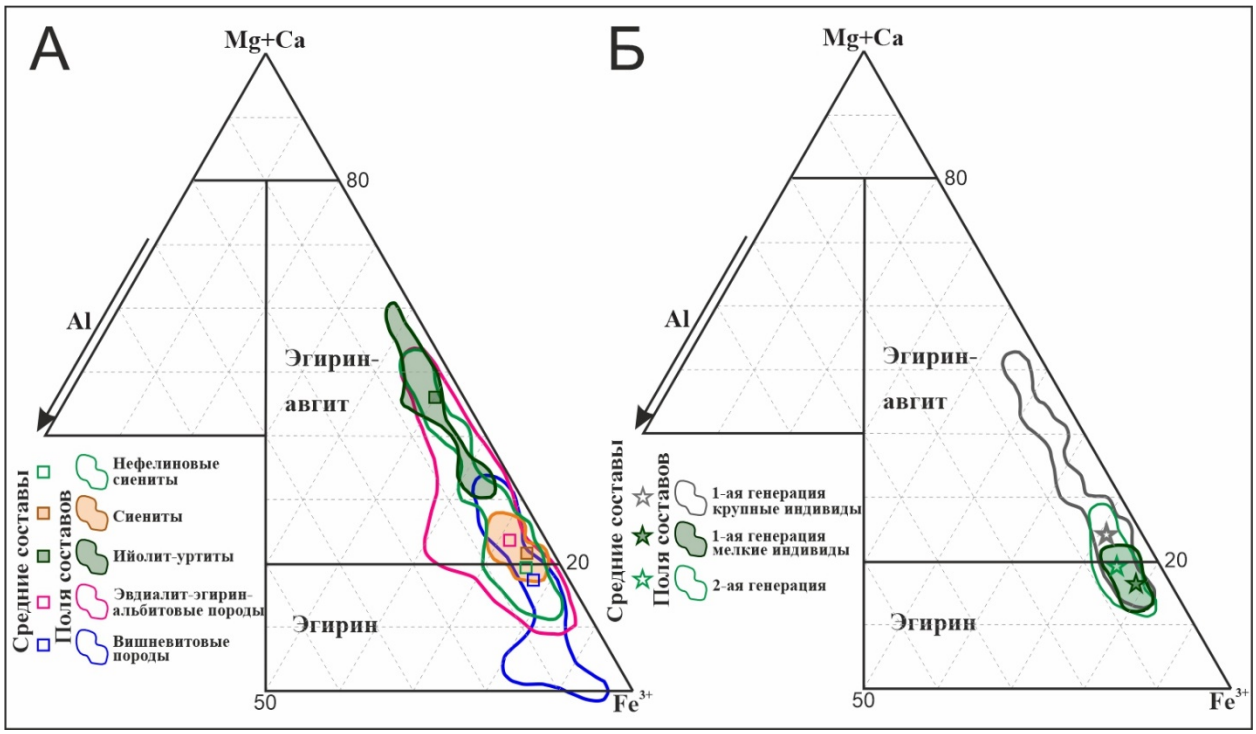


Рис. 3.12. Химические составы пироксенов на тройной диаграмме Mg+Ca – Al – Fe^{3+}. А – составы различных щелочных пород; Б – составы различных генераций пироксена из нефелиновых сиенитов

Таблица 3.8.

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах эгирина и эгирин-авгита

Порода	Нефелиновые сиениты			Сиениты			Ийолит-уртиты			Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы			Вишневитовые породы		
Число изм.	n=237			n=16			n=44			n=138			n=12		
Знач.	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	50.89	54.76	**52.40**	53.40	54.55	**53.82**	52.32	54.26	**52.90**	50.13	54.68	**51.77**	52.55	53.94	**53.09**
TiO_2	-	3.90	**2.01**	2.57	4.03	**3.42**	0.85	3.28	**1.69**	0.97	6.69	**3.42**	-	1.19	**0.32**
ZrO_2	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	6.41	**0.14**	-	-	**-**
Al_2O_3	0.97	1.97	**1.40**	0.77	1.58	**1.06**	0.84	1.96	**1.17**	0.59	2.85	**1.27**	0.72	3.11	**1.21**
Cr_2O_3	-	-	**-**	-	5.23	**0.54**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
V_2O_5	-	0.53	**-**	-	-	**-**	-	0.59	**0.08**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe_2O_3	20.67	30.27	**26.72**	19.06	26.61	**24.36**	18.18	22.62	**20.23**	17.02	29.61	**25.08**	24.87	32.52	**28.97**
MnO	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	1.19	**0.22**	-	-	**-**
MgO	0.79	5.44	**1.63**	2.09	2.79	**2.41**	3.08	6.86	**5.00**	1.17	5.77	**2.66**	-	3.57	**1.86**
CaO	1.44	9.72	**2.86**	1.41	2.53	**1.93**	3.88	11.68	**7.52**	0.34	9.42	**2.81**	-	4.45	**2.42**
Na_2O	8.86	14.78	**12.45**	11.27	12.03	**11.65**	7.55	12.22	**10.07**	8.68	14.23	**12.16**	10.86	13.59	**11.86**
K_2O	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	1.01	**0.01**	-	0.50	**0.04**
Сумма	97.00	100.00	**99.48**	97.10	100.00	**99.20**	97.09	100.00	**98.66**	97.07	100.00	**99.53**	97.22	100.00	**99.77**
Коэффициенты рассчитаны на 12 зарядов															
Si	1.94	2.06	**1.99**	2.00	2.05	**2.02**	1.96	2.02	**2.00**	1.91	2.05	**1.96**	1.99	2.04	**2.01**
Ti	-	0.11	**0.06**	0.07	0.11	**0.10**	0.02	0.09	**0.05**	0.03	0.19	**0.10**	-	0.03	**0.01**
Zr	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.12	**-**	-	-	**-**
Al	0.04	0.09	**0.06**	0.03	0.07	**0.05**	0.04	0.09	**0.05**	0.03	0.13	**0.06**	0.03	0.14	**0.05**
Cr	-	-	**-**	-	0.16	**0.02**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
V	-	0.01	**-**	-	-	**-**	-	0.01	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe^{3+}	0.58	0.87	**0.76**	0.54	0.75	**0.69**	0.52	0.65	**0.58**	0.48	0.85	**0.72**	0.72	0.93	**0.83**
Mn	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.04	**0.01**	-	-	**-**
Mg	0.04	0.30	**0.09**	0.12	0.16	**0.13**	0.18	0.38	**0.28**	0.07	0.32	**0.15**	-	0.20	**0.11**
Ca	0.06	0.39	**0.12**	0.06	0.10	**0.08**	0.16	0.47	**0.30**	0.01	0.38	**0.11**	-	0.18	**0.10**
Na	0.65	1.08	**0.92**	0.82	0.89	**0.85**	0.55	0.90	**0.74**	0.63	1.03	**0.89**	0.80	1.00	**0.87**
K	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.05	**-**	-	0.02	**-**
O			**6.00**			**6.00**			**6.00**			**6.00**			**6.00**

Если нанести на представленную диаграмму составы пироксенов различных генераций, обнаруженных в нефелиновых сиенитах, видно, что наиболее вариативной является первая генерация – крупные кристаллы на контакте, они же характеризуются наибольшими содержаниями Ca+Mg. По мере удаления от контакта увеличивается содержание Fe^{3+}, а средние составы мелких кристаллов первой генерации и агрегатов второй генерации попадают в поле эгирина.

Среди других элементов-примесей для пироксенов всех пород характерно присутствие Ti – до 6.69 масс.% TiO_2 и Al – до 3.11% Al_2O_3. Сиениты выделяются присутствием в пироксене хрома – до 5.23 масс.% Cr_2O_3, нефелиновые сиениты и ийолит-уртиты – присутствием в пироксене ванадия – до 0.59 масс.% V_2O_5. Для эвдиалит-эгирин-альбитовых пород характерна стабильная примесь марганца – до 1.19 масс.% MnO, а также циркония– до 6.41 масс.% ZrO_2. При этом индивиды, содержащие в своем составе Zr, часто демонстрируют зональность в электронном микроскопе (Рис. 3.11Г) – более светлые зоны отвечают повышенным значениям Zr, Mn и Ti относительно более темных.

3.1.7. Лампрофиллит, баритолампрофиллит

По своим кристаллохимическим свойствам лампрофиллит и баритолампрофиллит относятся к членам полисоматической серии бафертисита - $Ba_2Fe^{2+}{}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F$ и могут быть описаны общей формулой $A_2\{Y_4[Z_2O_2Si_4O_{14}]X_2\}W$, где ***A*** – Sr, Ba, ***Y*** – Na, Ti, Mn, Mg, Fe, K, ***Z*** – Ti, ***X*** – O, $(OH)^-$, F, ***W*** – Na^+, PO_4^{3-} (внекраскасная позиция не проявленная в исследуемых минералах) (Ferraris, 1997; Ferraris et al., 2001b). Согласно справочнику IMA, формулы лампрофиллита и баритолампрофиллита выглядят следующим образом: $(SrNa)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$ и $(BaK)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$. В изученных породах обнаружено оба этих минерала. При этом первый встречается в виде макроскопических кристаллов, а второй обнаруживается только в виде микроскопических выделений.

Лампрофиллит наблюдается в большинстве исследованных щелочных пород. В качестве главного минерала он присутствует в пегматитах сиенитов, в качестве второстепенного - в пегматитах нефелиновых сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовых породах.

Лампрофиллит образует нескольких морфологических разновидностей (рис. 3.13). Первая разновидность - вытянутые крупные длиннопризматические субидиоморфные кристаллы. Отдельные индивиды достигают 7-8 сантиметров по удлинению и 2-3 сантиметров в ширину. Как правило, они более темные, нежели другие разновидности, часто имеют выветрелый облик и содержат большое число включений мелких кристаллов эгирина, альбита, микроклина и нефелина. Такие кристаллы характерны только для пегматитов сиенитов.

Вторая разновидность – вытянутые по удлинению длиннопризматические пластинчатые кристаллы. Размер по удлинению – до 5-6 см, ширина редко превышает 0,5-0,8 см. Такие кристаллы имеют яркий золотистый отлив и существенно меньшее

(относительно первой разновидности) число минеральных включений. Данная разновидность встречается в центральных частях жил нефелиновых сиенитов, где, как правило, формирует агрегаты с выраженной направленностью роста. Отдельные кристаллы встречаются также в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах, где отличаются большей шириной и меньшим удлинением.

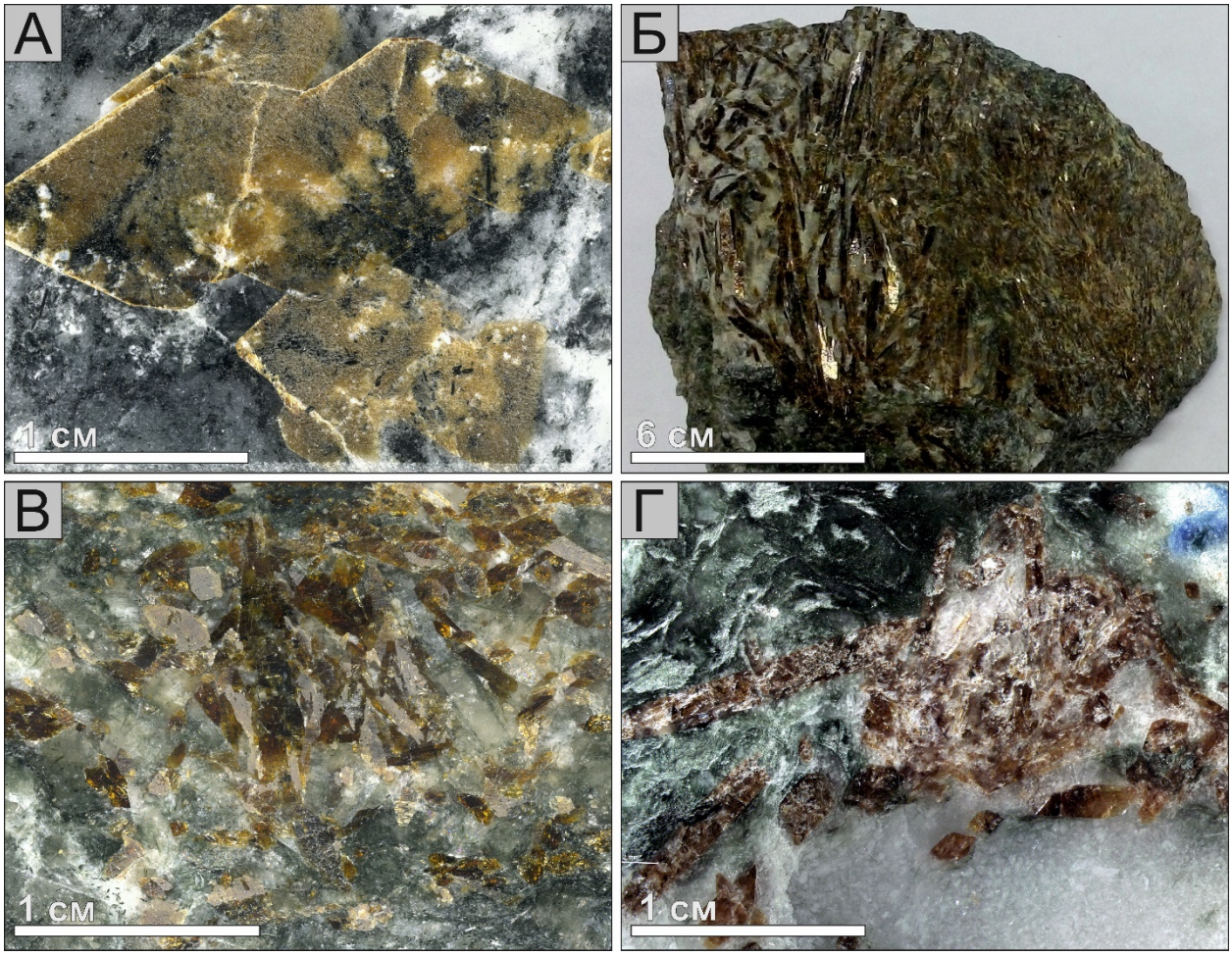


Рисунок 3.13. Морфологические разновидности лампрофиллита. А – крупные кристаллы в сиените, поперечный срез, аншлиф; Б,В – агрегат пластинчатых длиннопризматических кристаллов в нефелиновом сиените. Б – в образце, В – в аншлифе, поперечный срез; Г – агрегат кристаллов лампрофиллита третьей разновидности в эвдиалит-эгирин-альбитовой породе, аншлиф.

Третья разновидность представлена в нефелиновых сиенитах и, особенно, в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах породах. Это хаотично ориентированные сростки мелких (до 3-5 мм) светло-коричневых (до желтоватого) кристаллов в альбитовой и эгирин-альбитовой массе. Агрегаты этих кристаллов имеют изометричный облик и размер от 5-7 мм до 3-4 см.

Лампрофиллит уверенно определяется по внешнему облику, диагностика подтверждается методами порошковой рентгенографии (Диагностика была дополнена результатами рентгенофазового анализа – полученные данные соответствуют таковым для

образца №01-085-1136 из базы данных International Centre for Diffraction Data), а также рамановской спектроскопиии (рис. 3.14). Сравнение КР-спектра исследуемого минерала со спектром из базы данных показывает сходимость (91%) в положении основных пиков. При этом, интенсивность пиков исследуемой фазы в области 300–380 $см^{-1}$, 850 и 955 $см^{-1}$ несколько ниже, а в области 460$см^{-1}$ – выше, чем интенсивность соответствующих пиков спектра из базы rruff. По всей видимости, это связано с изоморфизмом Ba/Ca, Ti/Al и F/O/$(OH)^-$ в исследуемом образце соответственно.

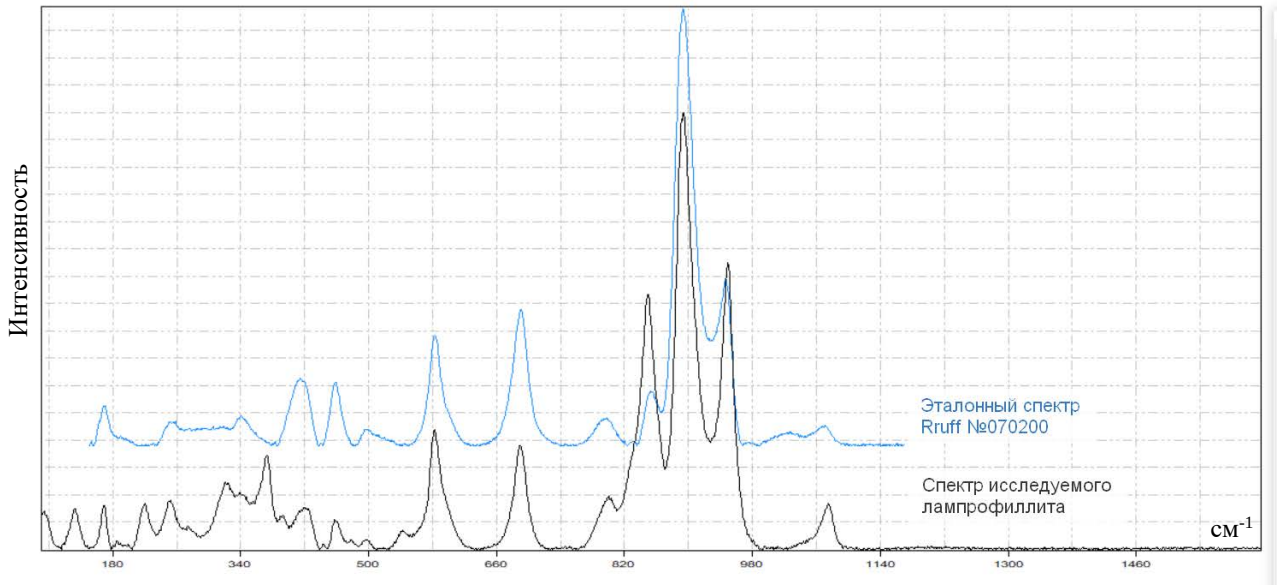


Рисунок 3.14. Сравнение КР-спектра исследуемого лампрофиллита со спектром из базы данных rruff info

Полученные в данной работе химические составы и пересчет в формульные коэффициенты на 4 атома Si представлены в таблице 3.9. Из нее видно, что по составу выделяются три разновидности лампрофиллита (рис. 3.15). Первая – лампрофиллит без примеси Ba. Эта разновидность формирует основную массу всех исследованных кристаллов. Вторая разновидность – лампрофиллит с примесью бария, в котором содержания Sr превышают содержания Ba в пересчете на формульные коэффициенты. Как правило, она обнаруживается в краевых частях кристаллов. В сиенитах она формирует каймы на протяжении всей площади кристалла (рис. 3.15А.Б), в нефелиновых сиенитах – слагает отдельные участки на краю кристаллов. В эвдиалит-эгирин-альбитовых породах данная разновидность наблюдается в виде отдельных зон на границах, а также по краям трещин и участков разрушения кристаллов (рис. 3.15Г). Третья разновидность – составы, в которых содержания Ba выше содержаний Sr. Она встречается наиболее редко и формирует отдельные прорастаний вблизи второй разновидности, а также в трещинах и полостях (рис. 3.15Б). Судя по взаимоотношению разновидностей лампрофиллита, выделенных по

соотношению видообразующих компонентов, обогащение минерала Ba происходит на более поздних этапах кристаллизации.

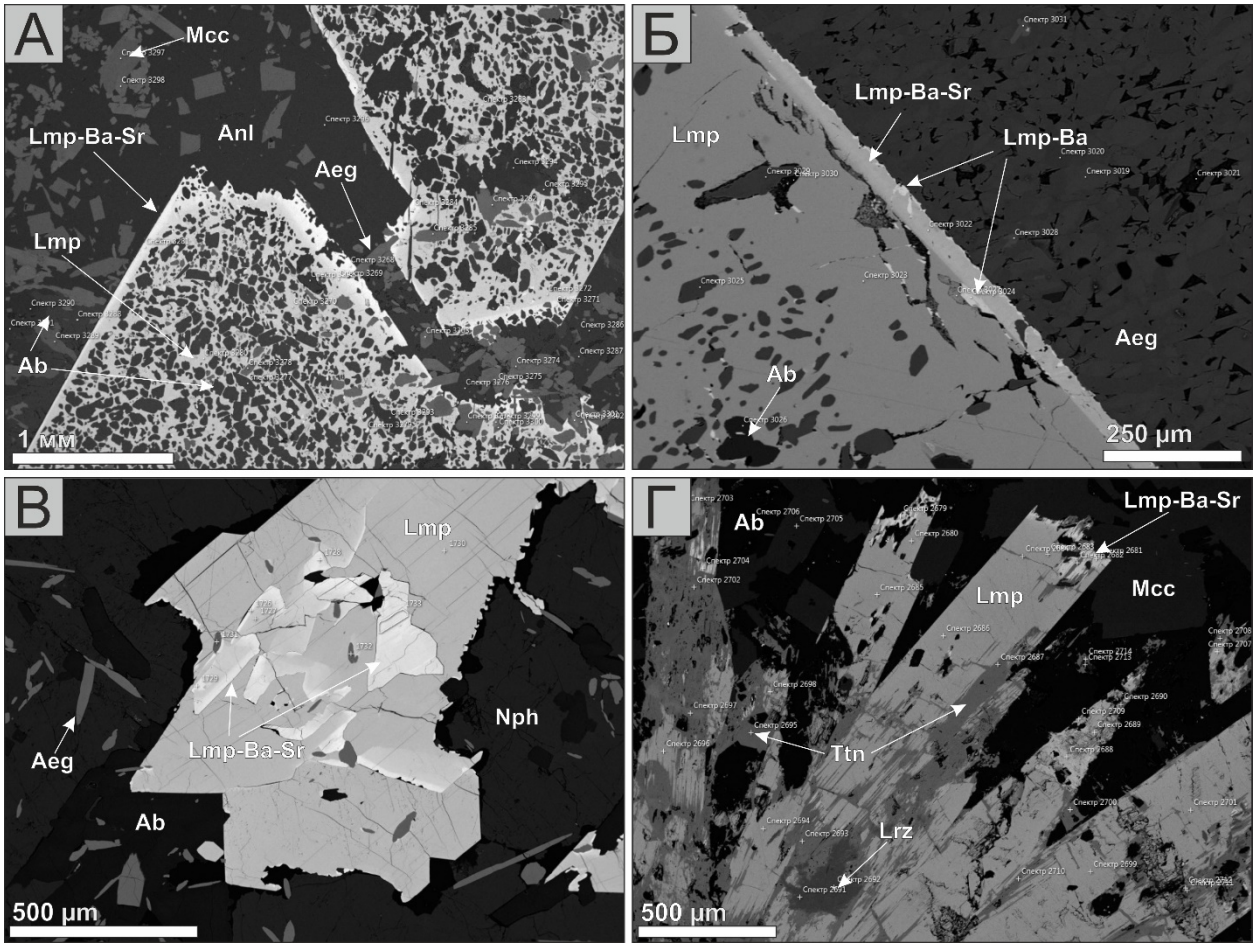


Рисунок 3.15. BSE–изображения лампрофиллита. А – кристаллы лампрофиллита в сиените с обилием включений. Более светлые области на краю кристалла обогащены Ba; Б – краевая часть кристалла лампрофиллита, наблюдается кайма, обогащенная Ba и отдельные участки, где содержания Ba превышают содержания Sr; В – сросток кристаллов лампрофиллита (Lmp) с участками, обогащенными Ba (Lmp-Ba-Sr). Нефелиновый сиенит; Г – сросток кристаллов лампрофиллита с развитием по нему титанита (Ttn) и лоренценита (Lrz), эвдиалит-эгирин-альбитовая порода.

Стоит отметить, что на микроуровне наиболее корродированы кристаллы третьей морфологической разновидности. Так в составе нефелиновых сиенитов это проявлено относительно слабо в виде некрупных прорастаний титанита размером до 100 мкм. В эвдиалит-эгирин-альбитовых породах разрушение лампрофиллита проявлено гораздо более существенно. Так большая часть индивидов имеет характерные каверны, трещины и полости выщелачивания, широко распространены псевдоморфозы титанита размером до 600 мкм, который развивается по трещинам и плоскостям спайности.

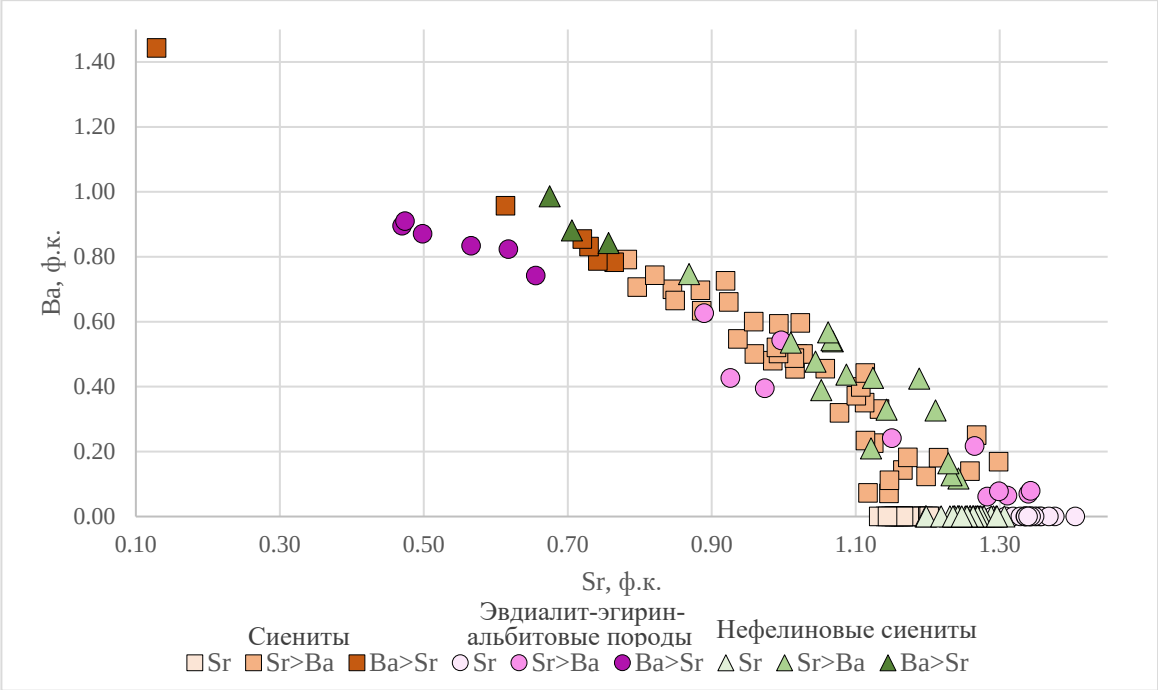


Рисунок 3.16. Содержания стронция и бария в лампрофиллите (формульные коэффициенты)

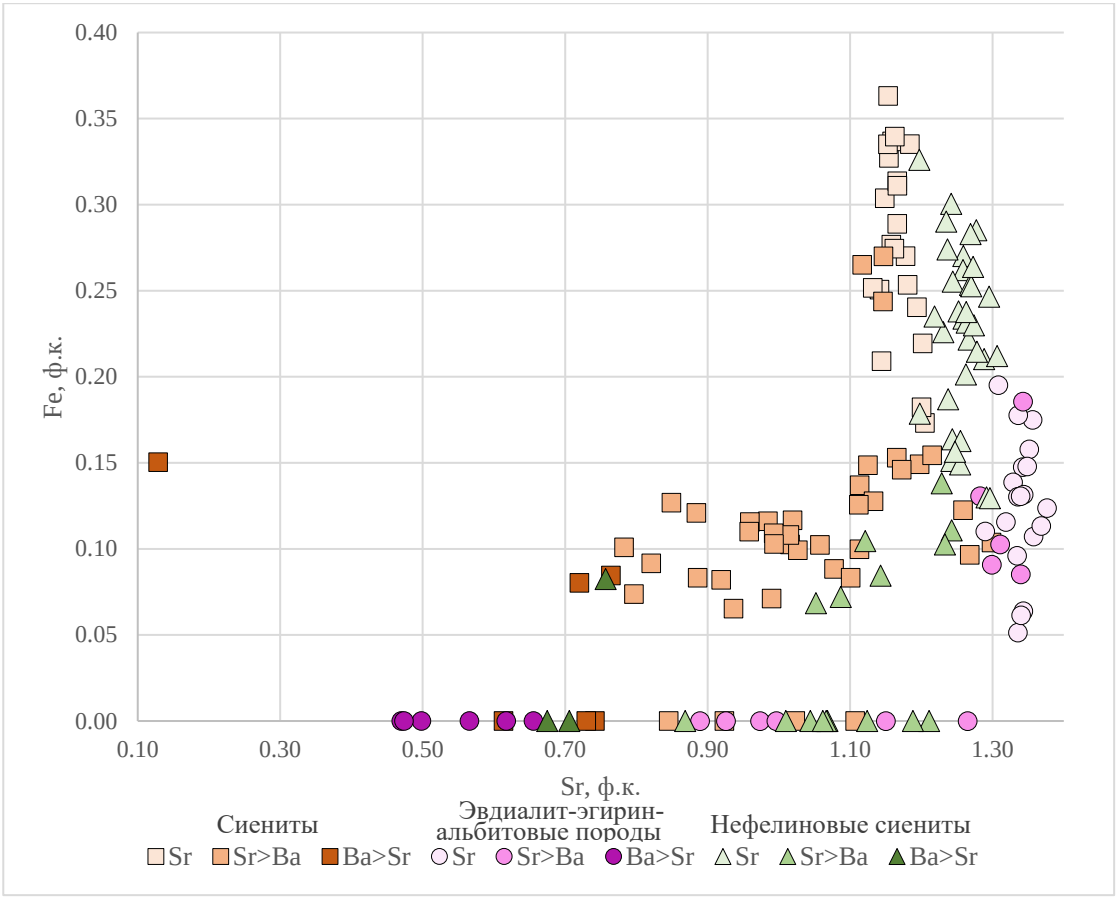


Рисунок 3.17. Содержания стронция и железа в лампрофиллите (формульные коэффициенты)

На участках наиболее интенсивного изменения встречаются прорастания лоренценита, который, возможно, развивается по титаниту. Данный факт свидетельствует о наибольшей степени гидротермальной переработки эвдиалит-эгирин-альбитовых пород.

На диаграмме отношения формульных коэффициентов Ba/Sr (Рис. 3.16) видно, что для всех пород характерен непрерывный изоморфный ряд от стронциевого лампрофиллита (Sr) к баритолампрофиллиту, обогащенному стронцием (Ba>Sr). При этом некоторый разрыв между полями составов Sr>Ba и Ba>Sr характерен для эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. Единичный состав с существенным превышением Ba над Sr отмечается в пегматитах сиенитов.

Из элементов-примесей для всех разновидностей лампрофиллита характерно присутствие Mn – до 4.30 масс.% MnO, Mg – до 1.23 масс.% MgO, Ca – до 0.91 масс.% CaO и K – до 1.06 масс.% K_2O. При этом наиболее высокие значения Mn характерны для эвдиалит-эгирин-альбитовых пород, а K – для обогащенных барием разновидностей. Другой характерной примесью является Fe – до 3.41 масс.% FeO. На диаграмме отношения формульных коэффициентов Sr/Fe (Рис. 3.17) обнаруживается тенденция к уменьшению содержаний Fe при уменьшении содержания Sr вплоть до его отсутствия в наиболее богатых Ba составах. В единичных случаях также отмечена примесь Al – до 1.16 масс.% Al_2O_3 и Nb – до 0.56 масс.% Nb_2O_5. В позиции $\boldsymbol{X_2}$ отмечается присутствие F, O и $(OH)^-$, при этом сумма $O+(OH)^-$ всегда выше содержаний F.

Отметим, что в рассчитанных формулах лампрофиллита, наблюдаются некоторые отличия от теоретической. Во-первых, все разновидности минерала характеризуются некоторым дефицитом натрия и калия. Это может быть связано с наличием вакансии в позиции $\boldsymbol{A}$. Во-вторых, соотношение катионов в данной позиции для баритолампрофиллита отличается от теоретической формулы существенным превышением содержаний Na над K и повышенными значениями стронция. Формально этот факт дает повод говорить о том, что исследованный минерал является новым членом полисоматической серии бафертисита. Для уточнения данного вопроса необходимо дальнейшее кристаллохимическое изучение минерала.

Таблица 3.9

Химический состав (масс. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах лампрофиллита и баритолампрофиллита

Порода	Нефелиновые сиениты									Сиениты									Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы								
Разновидность*	Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr		
Число изм.	n=34			n=16			n=3			n=21			n=40			n=6			n=20			n=11			n=6		
Знач.	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	30.34	32.50	**31.67**	29.32	31.51	**30.48**	28.89	29.60	**29.22**	30.98	32.77	**31.97**	29.16	32.66	**30.78**	27.58	29.95	**29.25**	30.53	32.14	**31.35**	28.95	31.78	**30.82**	29.05	30.06	**29.51**
TiO_2	30.04	34.62	**31.21**	29.27	31.33	**30.26**	29.19	30.03	**29.61**	30.97	33.68	**32.51**	28.65	32.26	**30.44**	28.54	29.61	**29.06**	30.22	31.20	**30.71**	29.03	30.59	**29.90**	28.62	28.97	**28.84**
Nb_2O_5	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.56	**0.09**
Al_2O_3	-	1.15	**0.03**	-	1.16	**0.07**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.51	**0.05**	-	-	**-**	-	-	**-**
FeO	1.20	3.02	**2.13**	-	1.28	**0.39**	-	0.72	**0.24**	1.67	3.41	**2.66**	-	2.58	**1.02**	-	1.24	**0.45**	0.48	1.84	**1.19**	-	1.73	**0.51**	-	-	**-**
MnO	1.16	3.00	**1.75**	1.23	2.47	**1.79**	1.67	2.47	**1.97**	1.19	2.36	**1.64**	1.49	2.48	**1.93**	1.76	2.31	**1.89**	1.67	3.64	**2.37**	2.02	4.30	**3.14**	3.38	4.03	**3.71**
MgO	0.61	1.23	**0.92**	0.26	0.87	**0.49**	0.22	0.40	**0.31**	0.64	1.22	**0.97**	-	0.97	**0.29**	-	0.45	**0.17**	0.66	1.06	**0.85**	-	0.93	**0.55**	-	0.40	**0.11**
BaO	-	-	**-**	2.28	14.18	**7.69**	15.68	18.62	**16.85**	-	-	**-**	1.48	14.72	**8.34**	14.83	25.39	**17.47**	-	-	**-**	1.25	11.57	**4.94**	13.75	17.45	**15.93**
SrO	15.99	18.09	**17.17**	11.15	16.47	**14.59**	8.61	9.52	**8.97**	15.24	16.83	**16.09**	9.84	17.77	**13.82**	1.53	9.78	**7.85**	17.75	18.79	**18.15**	11.10	18.14	**15.47**	6.02	8.21	**6.95**
CaO	0.28	0.91	**0.52**	-	0.51	**0.26**	0.14	0.25	**0.20**	0.22	0.54	**0.36**	-	0.45	**0.24**	0.09	0.27	**0.19**	0.30	0.87	**0.60**	-	0.67	**0.38**	-	0.35	**0.16**
Na_2O	9.83	13.03	**10.78**	9.16	10.82	**10.07**	9.46	9.58	**9.53**	10.59	11.44	**11.03**	9.63	11.31	**10.49**	8.97	10.19	**9.76**	11.18	12.15	**11.77**	10.43	12.28	**11.42**	9.56	10.86	**10.22**
K_2O	0.23	0.52	**0.37**	0.26	0.63	**0.42**	0.53	0.70	**0.62**	0.31	0.49	**0.39**	0.29	0.73	**0.48**	0.63	0.96	**0.73**	0.29	0.48	**0.38**	0.32	0.62	**0.46**	0.87	1.06	**0.97**
F	0.64	2.45	**1.65**	1.29	2.25	**1.80**	1.58	1.89	**1.77**	0.67	1.80	**1.16**	0.86	2.20	**1.62**	1.26	1.87	**1.67**	1.31	2.21	**1.71**	1.21	1.81	**1.51**	1.26	1.58	**1.42**
Сумма	94.57	99.58	**97.51**	95.07	99.46	**97.55**	98.13	99.34	**98.55**	94.57	100.80	**98.30**	94.25	101.26	**98.76**	94.77	97.37	**97.77**	95.76	99.45	**98.41**	95.40	99.49	**98.45**	95.07	99.35	**97.31**
$O=F_2$	95.27	100.00	**0.70**			**0.76**			**0.74**	0.28	0.76	**0.49**	0.36	0.93	**0.68**	0.53	0.79	**0.70**	0.55	0.93	**0.72**	0.51	0.76	**0.64**	0.53	0.67	**0.60**

Продолжение таблицы 3.9

Порода	Нефелиновые сиениты									Сиениты									Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы								
Разно-вид-ность*	Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr		
Число изм.	n=34			n=16			n=3			n=21			n=40			n=6			n=20			n=11			n=6		
Знач.	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
Коэффициенты рассчитаны на 4 атома Si																											
Si	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**
Ti	2.81	3.30	**2.97**	2.84	3.18	**2.99**	2.97	3.13	**3.05**	2.97	3.19	**3.06**	2.87	3.07	**2.98**	2.93	3.11	**2.99**	2.86	2.98	**2.95**	2.84	3.02	**2.92**	2.89	2.99	**2.94**
Nb	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.03	**0.01**
Al	-	0.17	**0.01**	-	0.19	**0.01**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.08	**0.01**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe	0.13	0.33	**0.23**	-	0.14	**0.04**	-	0.08	**0.03**	0.17	0.36	**0.28**	-	0.27	**0.11**	-	0.15	**0.05**	0.05	0.20	**0.13**	-	0.19	**0.05**	-	-	**-**
Mn	0.12	0.32	**0.19**	0.14	0.27	**0.20**	0.19	0.29	**0.23**	0.13	0.26	**0.17**	0.17	0.28	**0.21**	0.20	0.28	**0.22**	0.18	0.39	**0.26**	0.22	0.47	**0.34**	0.39	0.46	**0.43**
Mg	0.11	0.23	**0.17**	0.05	0.18	**0.09**	0.05	0.08	**0.06**	0.12	0.23	**0.18**	-	0.18	**0.06**	-	0.09	**0.04**	0.13	0.20	**0.16**	-	0.18	**0.11**	-	0.08	**0.02**
Ba	-	-	**-**	0.12	0.75	**0.40**	0.84	0.99	**0.90**	-	-	**-**	0.07	0.79	**0.42**	0.78	1.44	**0.94**	-	-	**-**	0.06	0.63	**0.25**	0.74	0.91	**0.85**
Sr	1.20	1.31	**1.26**	0.87	1.24	**1.11**	0.67	0.76	**0.71**	1.13	1.21	**1.17**	0.78	1.30	**1.04**	0.13	0.76	**0.62**	1.29	1.40	**1.34**	0.89	1.34	**1.16**	0.47	0.66	**0.55**
Ca	0.04	0.12	**0.07**	-	0.07	**0.04**	0.02	0.04	**0.03**	0.03	0.07	**0.05**	-	0.06	**0.03**	0.01	0.04	**0.03**	0.04	0.12	**0.08**	-	0.09	**0.05**	-	0.05	**0.02**
Na	2.45	3.15	**2.64**	2.39	2.69	**2.56**	2.48	2.57	**2.53**	2.58	2.84	**2.68**	2.55	2.82	**2.64**	2.52	2.66	**2.59**	2.79	2.99	**2.91**	2.70	3.03	**2.87**	2.49	2.80	**2.69**
K	0.04	0.08	**0.06**	0.04	0.11	**0.07**	0.09	0.12	**0.11**	0.05	0.08	**0.06**	0.05	0.12	**0.08**	0.11	0.18	**0.13**	0.05	0.08	**0.06**	0.05	0.10	**0.08**	0.15	0.19	**0.17**
F(***X₂***)	0.26	0.97	**0.66**	0.52	0.93	**0.75**	0.67	0.82	**0.76**	0.27	0.71	**0.46**	0.36	0.89	**0.66**	0.58	0.79	**0.72**	0.52	0.90	**0.69**	0.49	0.76	**0.62**	0.53	0.67	**0.61**
O			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**
O(***X₂***)			**0.4**			**0.37**			**0.76**			**0.68**			**0.38**			**0.45**			**0.72**			**0.57**			**0.97**
OH^- (***X₂***)			**0.94**			**0.88**			**0.48**			**0.86**			**0.96**			**0.83**			**0.59**			**0.81**			**1.02**

*Разновидности лампрофиллита выделены по соотношению формульных коэффициентов Sr и Ba в составе индивида.

3.2. Акцессорные минералы

Большая часть минеральных видов, обнаруженных в щелочных породах Кондёрского массива, является акцессорными минералами. Как правило, они образуют микроскопические выделения, размер которых редко превышает 300 микрон. Диагностика минералов производилась преимущественно методом энергодиперсионного микроанализа, для отдельных фаз она дополнена рамановской спектроскопией и дифракцией обратного рассеяния электронов (EBSD).

Подавляющее большинство таких минералов было обнаружено в составе гидротермально преобразованных щелочных пород – эвдиалит-эгирин-альбитовых и вишневитовых. При этом часто такие минералы являются типоморфными, в связи с чем описание их удобно давать, сгруппировав по минеральной ассоциации (породам).

3.2.1. Титанит

Титанит $CaTi(SiO_4)O$ обнаружен в – нефелиновых сиенитах и в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах, где представлен только одной морфологической разновидностью

Он формирует прорастания в кристаллах кристаллов лампрофиллита, которые развиваются по границам участков выщелачивания, трещинам и плоскостям спайности. При этом в существенно большей степени он проявлен в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах, где его выделения достигают 600 и более мкм (Рис. 3.15 Г).

Химический состав минерала и пересчет на коээфициенты в кристаллохимических формулах (на 10 зарядов) представлен в таблице 3.10. Помимо видообразующих компонентов в составе титанита присутствует больше число элементов примесей. Наиболее характерен Al, содержания которого достигают 8.88 масс.% Al_2O_3 или 0.35 ф.к. Al.

Другие примеси содержатся в меньших количествах. Так, в составе титанита присутствует Mg – до 1.82 масс.% MgO, Mn – 1.16 масс.% MnO, Fe – до 2.98 масс.% FeO, Na – до 1.05 масс.% Na_2O. В единичных случаях отмечены незначительные количества Nb, Zr, Ce и K.

Таблица 3.10

Химический состав (масс. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах титанита

Порода	Нефелиновые сиениты			Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы			Нефелиновые сиениты				Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы		
Число изм.	n=23			n=76			Коэффициенты рассчитаны на 10 зарядов						
Знач.	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Знач.	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
Nb_2O_5	-	-	**-**	-	1.09	**0.13**	Nb	-	-	**-**	-	0.02	**-**
TiO_2	25.71	40.67	**34.58**	26.84	41.02	**33.58**	Ti	0.65	1.00	**0.85**	0.68	1.00	**0.83**
SiO_2	29.04	36.21	**32.43**	30.71	35.01	**32.97**	Si	0.99	1.14	**1.06**	1.01	1.15	**1.08**
ZrO_2	-	2.81	**0.23**	-	-	**-**	Zr	-	0.05	**-**	-	-	**-**
Al_2O_3	-	8.51	**2.02**	-	8.88	**3.15**	Al	-	0.32	**0.08**	-	0.35	**0.12**
Ce_2O_3	-	-	**-**	-	0.34	**-**	Ce	-	-	**-**	-	-	**-**
FeO	-	2.98	**1.41**	-	2.59	**0.51**	Fe	-	0.07	**0.03**	-	0.07	**0.01**
MgO	-	1.82	**0.43**	-	1.26	**0.19**	Mg	-	0.09	**0.02**	-	0.06	**0.01**
MnO	-	1.16	**0.11**	-	1.13	**0.43**	Mn	-	0.03	**-**	-	0.03	**0.01**
SrO	-	1.72	**0.15**	-	-	**-**	Sr	-	0.03	**-**	-	-	**-**
CaO	25.52	28.48	**27.15**	24.88	28.52	**27.35**	Ca	0.89	0.99	**0.95**	0.87	1.01	**0.96**
Na_2O	-	1.05	**0.19**	-	0.33	**-**	Na	-	0.07	**0.01**	-	0.02	**-**
K_2O	-	-	**-**	-	0.79	**0.03**	K	-	-	**-**	-	0.03	**-**
F	-	-	**-**	-	1.90	**0.27**	F	-	-	**-**	-	0.20	**0.03**
O=F2						**0.11**	O			**5.00**			**4.97**
Сумма	95.41	100.00	**98.69**	95.05	100.00	**98.51**							

Главной отличительной особенностью титанита их эвдиалит-эгирин-альбитовых пород является присутствие F – до 1.9 масс.%, который отсутствует в составах из нефелиновых сиенитов. С другой стороны, для титанита из нефелиновых сиенитов характерно присутствие Sr – до 1.72 масс.% SrO.

Судя по морфологии, титанит является относительно поздним минералом. Это объясняет, тот факт, что он наиболее проявлен в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах (как наиболее измененных) и отсутствует в фактически неподверженных поздней переработке пегматитах сиенитов, не смотря на существенное число крупных кристаллов лампрофиллита в их составе.

3.2.2. Магнезиоарфведсонит

Магнезиоарфведсонит $NaNa_2(Mg_4Fe^{+3})Si_8O_{22}(OH)_2$ один из немногих акцессорных минералов, встреченный во всех пяти разновидностях щелочных пород Кондёрского массива. Он формирует агрегаты короткопризматических кристаллов болотно-зеленого цвета размером до первых миллиметров. В нефелиновых сиенитах и эвдиалит-эгирин-альбитовых породах он встречается только в приконтактовых частях пород, преимущественно на экзоконтакте (рис. 3.18 А, Б). В других разновидностях пород он различим только под микроскопом. Так, в пегматитах сиенитов он встречается в виде единичных субидиоморфных кристаллов размером до 200 мкм, равномерно распределенных в массе породы в ассоциации с эгирином и альбитом (рис. 3.19 В). В этой породе он обнаруживается наиболее часто и по объему в породе приближается к второстепенным минералам. В ийолит-уртитах он встречается в виде единичных ксеноморфных выделений до 100 мкм. В вишневитовых породах – в виде изометричных агрегатов мелких (до 25-50 мкм) кристаллов. При этом в такие агрегаты часто корродированы и в целом выглядят как реликты материнской породы (рис. 3.18 Г).

Химический состав минерала и пересчет в формульные коэффициенты представлен в таблице 3.11. Помимо видообразующих компонентов отмечаются частая примесь Ti – до 1.92 масс.% TiO_2, Al – до 5.20 масс.% Al_2O_3 и K – до 2.74 масс.% K_2O. В единичных случаях отмечаются примеси Mn – до 1.52 масс.% MnO и Cr – до 2.53 масс.% Cr_2O_3. Из видообразующих компонентов наибольшей вариативностью отличаются Mg и Fe^{3+}.

На диаграмме Рис. 3.19 видно, что между Mg и Fe наблюдается изоморфный ряд от магнезиоарфведсонита (Mg/Fe = 4/1), до обогащённого Fe магнезиоарфведсонита с содержаниями последнего до 1.85 ф.к. При этом поле составов минерала из пегматита сиенитов отчётливо выделяется на диаграмме по более высоким содержаниям железа. Этот факт в совокупности с распространенностью может говорить о том, что, в отличие от других пород массива, где магнезиоарфведсонит является контактовым образованием, в пегматитах сиенитов это собственный минерал.

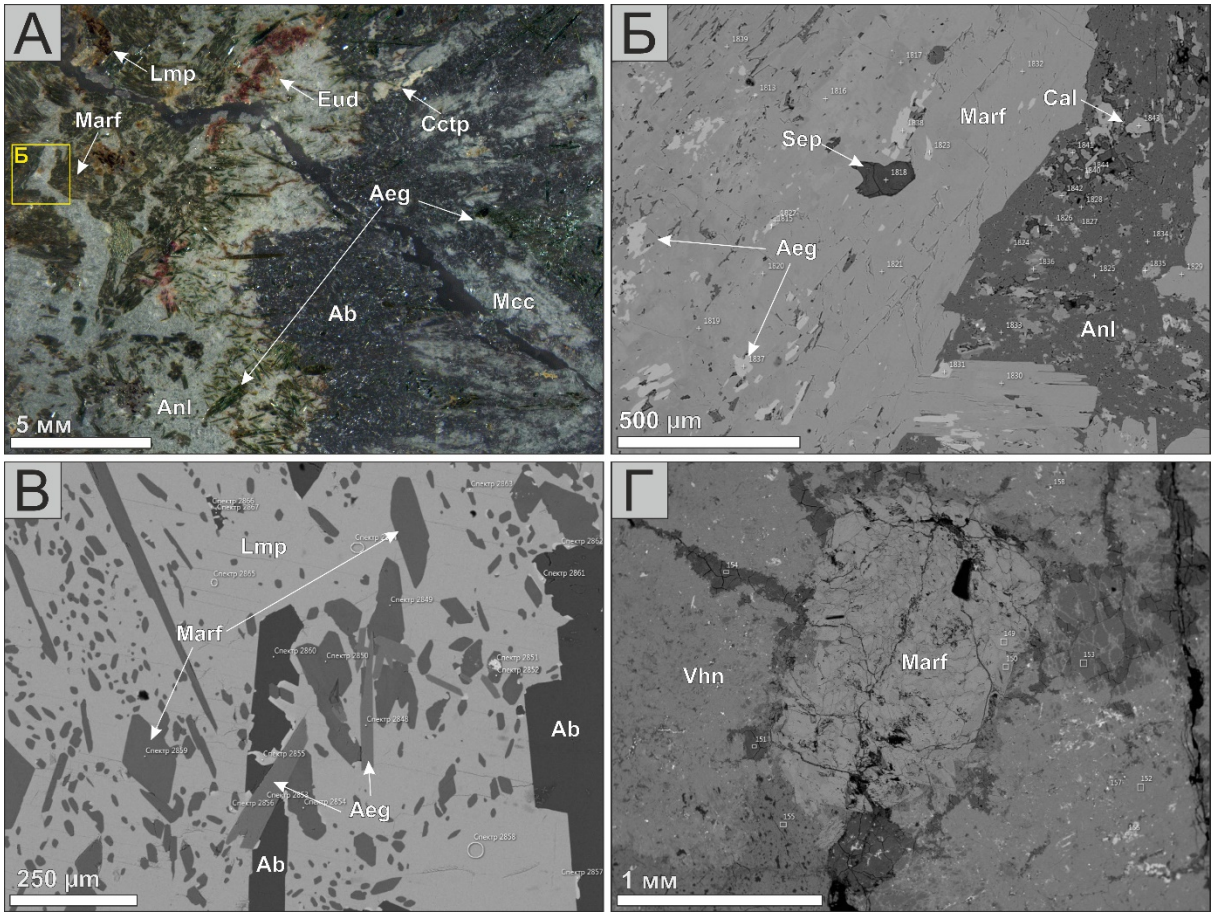


Рисунок 3.18. Магнезиоарфведсонит. А – оптическое изображение, шлиф. Б–Г – BSE-изображения. А – магнезиоарфведсонит, контакт эвдиалит-эгирин-альбитовой породы с пироксенитом; Б – деталь с рис. А. Магнезиоарфведсонит (Mg–arf) в массе альбита (Ab); В – включения магнезиоарфведсонита (Mg–arf), эгирин (Aeg) и альбит (Ab) в лампрофиллите (Lmp), сиенит; Г – сросток магнезиоарфведсонита (Mg–arf) в массе вишневита (Vnh).

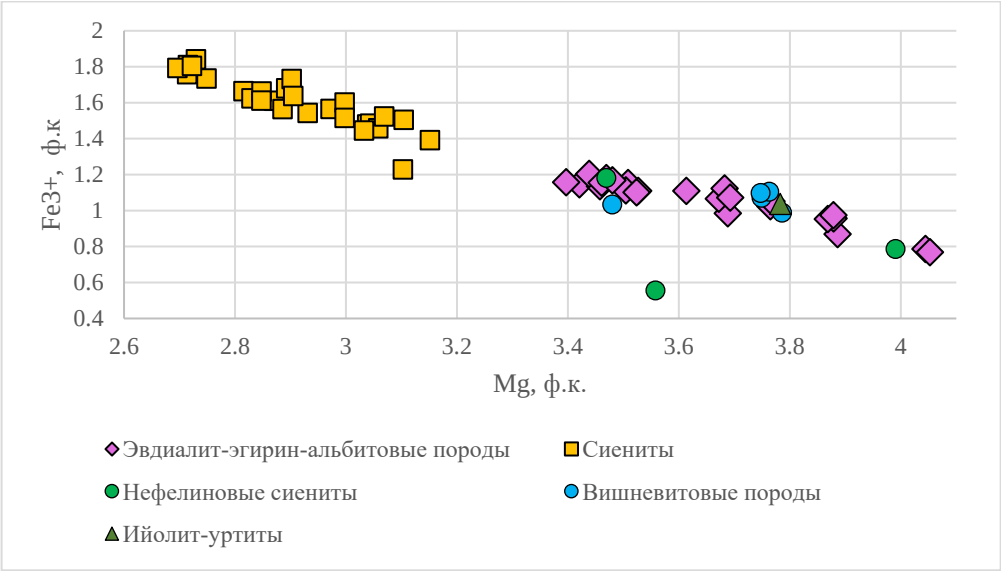


Рисунок 3.19. Соотношение Fe^{3+} и Mg в составе магнезиоарфведсонита из различных щелочных пород.

Таблица 3.11

Химический состав (масс. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах Магнезиоарфведсонита

Порода	Нефелиновые сиениты			Сиениты			Ийолит-уртиты	Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы			Вишневитовые породы		
Число изм.	n=3			n=27			n=1	n=24			n=5		
Значение	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	**Единств. Изм.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
SiO_2	54.29	55.95	**55.12**	53.15	58.85	**55.59**	**55.53**	50.56	57.95	**55.66**	54.79	57.91	**56.77**
TiO_2	-	1.14	**0.57**	-	1.92	**1.11**	**0.68**	-	0.75	**0.28**	0.50	0.92	**0.68**
Al_2O_3	1.75	2.30	**2.02**	-	2.65	**1.68**	**1.87**	0.37	5.20	**1.08**	0.98	3.63	**1.81**
Cr_2O_3	-	-	**-**	-	2.53	**0.11**	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe_2O_3	7.60	11.33	**9.46**	10.67	17.52	**14.74**	**8.88**	6.66	11.09	**9.13**	9.69	10.67	**10.30**
MnO	-	0.69	**0.34**	-	0.96	**0.10**	**-**	-	1.52	**0.96**	-	-	**-**
MgO	16.78	19.46	**18.12**	12.80	15.32	**14.02**	**18.17**	16.13	19.90	**17.55**	17.15	18.73	**18.19**
CaO	4.48	5.46	**4.97**	0.49	2.79	**1.74**	**1.10**	1.08	10.28	**2.88**	1.50	4.79	**2.69**
Na_2O	7.08	8.08	**7.58**	7.39	8.91	**8.23**	**9.06**	5.20	9.46	**8.58**	7.16	9.73	**8.49**
K_2O	1.60	2.01	**1.81**	1.22	2.74	**1.64**	**1.74**	0.57	2.53	**2.05**	0.19	1.42	**1.07**
Сумма	100.00	100.00	**100.00**	96.01	100.00	**98.94**	**97.03**	96.17	100.00	**98.18**	100.00	100.00	**100.00**
Коэффициенты рассчитаны на 24 заряда													
Si	7.53	7.70	**7.61**	7.53	8.13	**7.94**	**7.81**	7.09	7.99	**7.82**	7.56	7.85	**7.93**
Ti	-	0.12	**0.06**	-	0.20	**0.12**	**0.07**	-	0.08	**0.03**	0.05	0.09	**0.07**
Al	0.28	0.38	**0.33**	-	0.44	**0.28**	**0.31**	0.06	0.86	**0.18**	0.16	0.58	**0.30**
Cr	-	-	**-**	-	0.28	**0.01**	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe^{3+}	0.79	1.18	**0.98**	1.11	1.84	**1.59**	**0.94**	0.70	1.16	**0.97**	0.99	1.11	**1.08**
Mn	-	0.08	**0.04**	-	0.11	**0.01**	**-**	-	0.18	**0.11**	-	-	**-**
Mg	3.47	3.99	**3.73**	2.70	3.15	**2.99**	**3.81**	3.40	4.07	**3.68**	3.48	3.79	**3.79**
Ca	0.67	0.81	**0.74**	0.07	0.41	**0.27**	**0.17**	0.16	1.54	**0.43**	0.22	0.71	**0.40**
Na	1.89	2.17	**2.03**	2.04	2.40	**2.28**	**2.47**	1.41	2.58	**2.34**	1.91	2.56	**2.30**
K	0.28	0.35	**0.32**	0.22	0.49	**0.30**	**0.31**	0.10	0.45	**0.37**	0.03	0.25	**0.19**
O			**22.00**			**22.00**	**22.00**			**22.00**			**22.00**
$(OH)^-$			**2.00**			**2.00**	**2.00**			**2.00**			**2.00**

3.2.3. Акцессорные минералы эвдиалит-эгирин-альбитовых пород

3.2.3.1. Пирофанит

Пирофанит $MnTiO_3$ встречается в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах редко. Обычно он представлен некрупными ксеноморфными выделениями до 150 микрон (рис. 3.20Г) в массе альбита и эгирина. Отметим, что зерна пирофанита часто находятся вблизи сепиолита и нчванингита, при этом прямых наблюдений по их временным взаимоотношениям получено не было. Вторая, более редкая разновидность – прорастания игольчатых агрегатов минерала в корродированных кристаллах лампрофиллита (Рис. 3.20В).

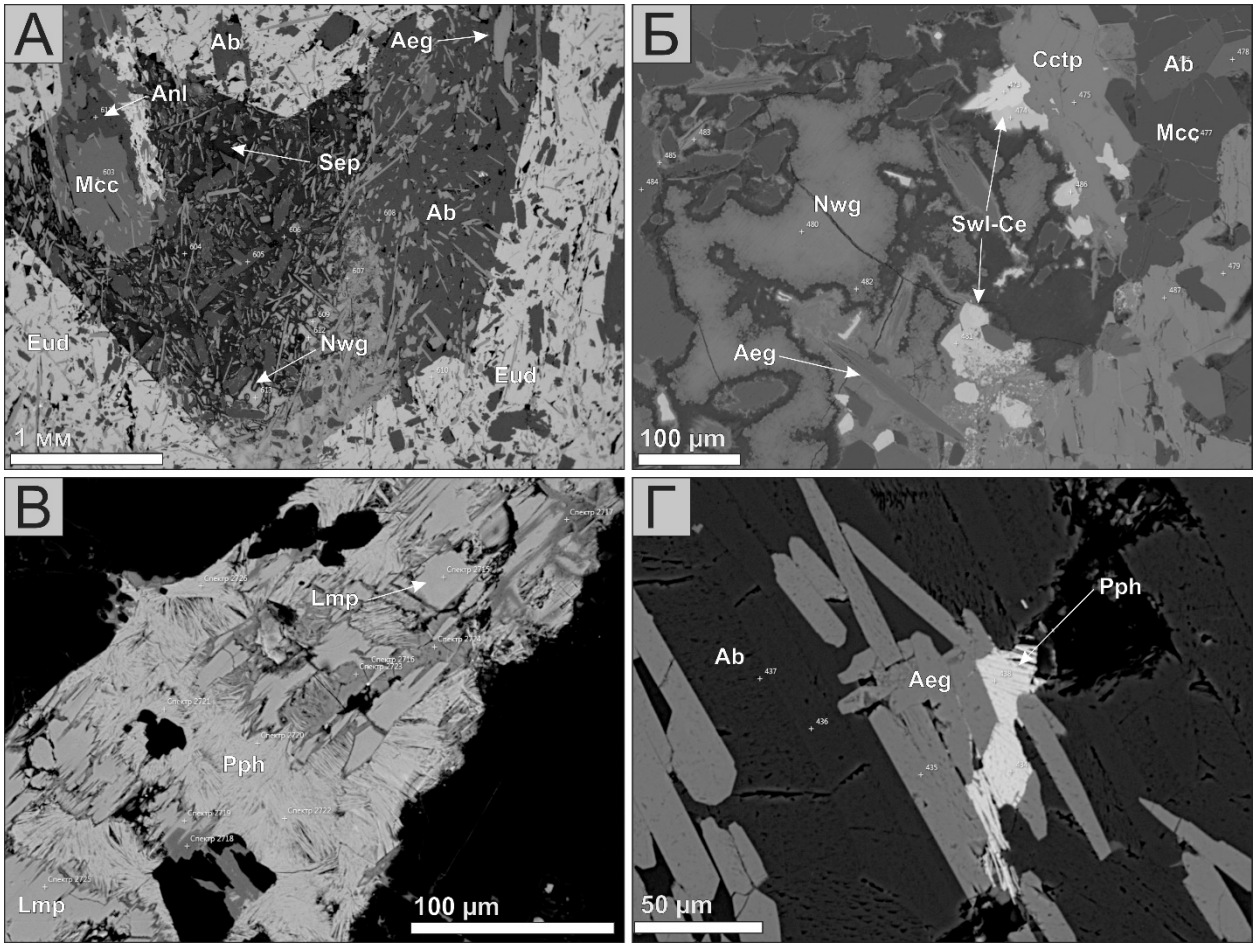


Рис. 3.20. Взаимоотношения поздних силикатов эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. BSE–изображения. А – в пространстве между зернами эвдиалита (Eud), микроклина (Mcc), альбита (Ab) развиваются вторичные минералы – анальцим (Anl), нчванингит (Nwg), пирофанит (Pph) и сепиолит (Sep); Б – нчванингит формирует корки в массе альбита (Ab), эгирина (Aeg), микроклина (Mcc) в ассоциации с стилуэллитом-(Ce) (Swl-Ce) и монацитом-(Ce)(Mnz-Ce); В – игольчатые агрегаты пирофанита (Pph) развиваются по лампрофиллиту (Lmp); Г – пирофанит (Pph) заполняет полость между кристаллами эгирина (Aeg) и альбита (Ab).

Таблица 3.12

Химический состав (масс. %)

и коэффициенты в кристаллохимических формулах сепиолита, нчванингита и пирофанита

Минерал	Сепиолит			Нчванингит			Пирофанит	
Число изм.	n=7			n=4			n=2	
Значение	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	1	2
Nb_2O_5	-	-	-	-	0.59	0.15	-	-
SiO_2	38.27	58.25	48.41	18.39	22.66	20.59	-	-
ZrO_2	-	-	-	-	1.33	0.33	-	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	52.83	53.43
Al_2O_3	0.68	1.56	1.05	1.34	3.07	2.17	-	-
Ce_2O_3	-	-	-	-	0.85	0.49	-	-
FeO	0.22	0.50	0.31	-	-	-	3.50	3.92
MnO	0.81	2.91	1.80	34.51	41.84	37.61	41.16	38.68
MgO	13.88	24.06	19.06	8.30	12.72	10.45	-	-
CaO	0.27	0.58	0.45	2.53	3.06	2.71	-	-
BaO	-	-	-	2.33	4.40	3.27	-	-
K_2O	0.07	0.22	0.14	-	0.45	0.18	-	-
Сумма	55.51	87.10	71.22	75.82	79.91	77.94	98.51	97.19
Ф.к.	Коэффициенты рассчитаны на 32 заряда			Коэффициенты рассчитаны на 8 зарядов			Коэффициенты рассчитаны на Ti = 1	
Nb	-	-	-	-	0.01	-	-	-
Si	5.91	6.08	5.98	0.75	0.94	0.84	-	-
Zr	-	-	-	-	0.03	0.01	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	0.99	1.01
Al	0.12	0.19	0.15	0.07	0.15	0.10	-	-
Ce	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-
Fe	0.02	0.07	0.03	-	-	-	0.15	0.16
Mn	0.11	0.27	0.19	1.21	1.45	1.31	0.87	0.82
Mg	3.27	3.67	3.51	0.53	0.74	0.64	-	-
Ca	0.03	0.10	0.06	0.11	0.14	0.12	-	-
Ba	-	-	-	0.04	0.07	0.05	-	-
K	0.01	0.03	0.02	-	0.02	0.01	-	-
O	-	-	15.00	-	-	3.00	3.00	3.00
(OH)	-	-	2.00	-	-	2.00	-	-

Химический состав минерала представлен в таблице 3.12. Он отвечает теоретическому за исключением примеси Fe – до 3.92% FeO. При пересчете состава в формульные коэффициенты на 1 атома Ti формула минерала имеет вид:

$(Mn_{0.82}Fe_{0.17})_{0.98}Ti_{1.01}O_{3.00}$.

3.2.3.2. Анальцим

Натриевый цеолит анальцим $Na(AlSi_2O_6)\cdot H_2O$ встречается, как правило, в ассоциации с мусковитом. Он может замещать как зерна нефелина, так и альбит (рис. 3.21 Б), формируя ксеноморфные выделения размером до 250 мкм и каймы на краю кристаллов.

Химический состав анальцима и пересчет ег на коэффициенты в кристаллохимической формуле (на 12 зарядов) приведены в таблице 3.13. Наблюдается примесь, K – до 3.75 мас.% K_2O, Ca – до 2.08 мас.% CaO, редко – Fe до 0.36 масс.% FeO. Химическая формула анальцима по усреднённому составу близка к теоретической $(Na_{0.76}K_{0.05}Ca_{0.02})_{0.83}(Al_{1.02}Si_{2.02}O_{6.00})$.

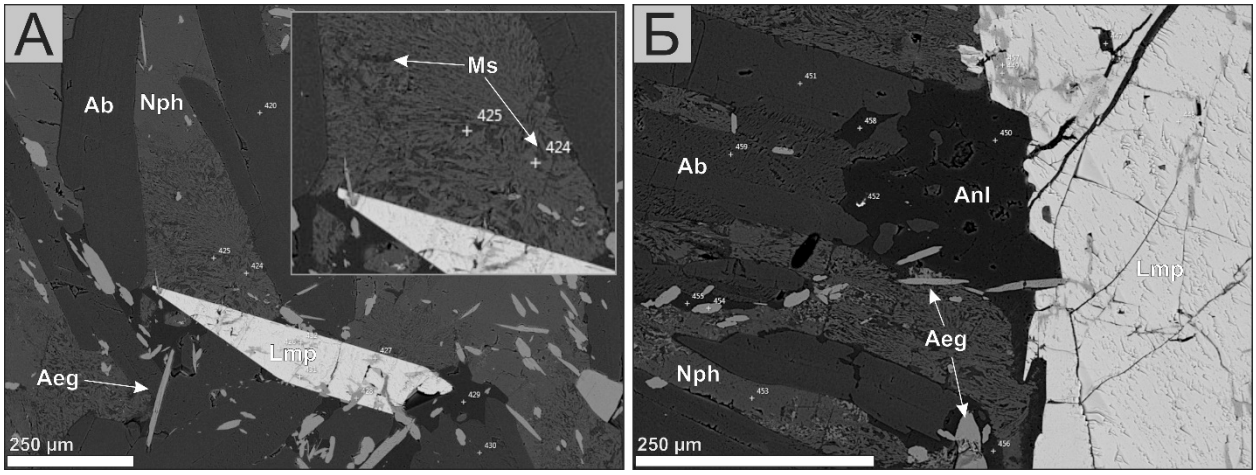


Рисунок 3.21. BSE–Изображения. А – прорастания мусковита (спектр 424 (Ms)) по нефелину Nph. Наблюдаются зерна альбита (Ab), эгирина (Aeg), лампрофиллита (Lmp); Б – Анальцим (Anl) замещает альбит (Ab), мусковит образует дендритоподобные агрегаты в нефелине (Nhp) на контакте с зерном лампрофиллита (Lmp).

На рисунке 3.34Б наблюдаются взаимоотношения представленных минералов. Наиболее ранними являются эгирин и лампрофиллит, формирующие субидимоморфные кристаллы. Позднее образованы альбит и нефелин. Затем, в ходе низкотемпературных гидротермальных преобразований по нефелину прорастает мусковит, в то время как альбит частично замещается анальцимом., а по лампрофиллиту формируются прорастания

титанита. Таким образом, представленные силикаты являются одними из минералов, завершающих цикл формирования щелочных пород.

Таблица 3.13

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах мусковита и анальцима

Минерал	Мусковит			Анальцим		
Число изм.	n=12			n=12		
Масс.%	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.
SiO_2	41.98	48.34	44.70	46.79	54.76	51.20
Al_2O_3	33.81	39.56	37.04	16.11	28.61	22.07
FeO	-	1.15	0.35	-	0.36	0.05
MgO	-	0.53	0.08	-	-	-
CaO	-	1.44	0.27	-	2.08	0.54
Na_2O	-	3.60	1.26	8.73	11.81	9.90
K_2O	8.11	12.16	10.56	-	3.75	1.03
Сумма	91.73	98.41	94.27	80.72	92.04	84.80
Ф.к.	Коэффициенты рассчитаны на 22 заряда			Коэффициенты рассчитаны на 12 зарядов		
Si	2.88	3.18	3.01	1.76	2.23	2.02
Al	2.68	3.11	2.94	0.77	1.27	1.02
Fe	-	0.06	0.02	-	0.01	-
Mg	-	0.05	0.01	-	-	-
Ca	-	0.11	0.02	-	0.08	0.02
Na	-	0.46	0.16	0.66	0.87	0.76
K	0.71	1.02	0.91	-	0.18	0.05
O			10.00			6.00
OH			2.00			

3.2.3.3. Кальциокатаплеит

Кальциокатаплеит $CaZr(Si_3O_9)\cdot H_2O$ наиболее распространен среди других акцессорных минералов эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. Данный цирконосиликат формирует сплошные массы, реже - субидиоморфные таблитчатые кристаллы в полостях (рис. 3.22А) и трещинах в массе эвдиалита. Часто минерал полностью замещает центральную часть зерен последнего.

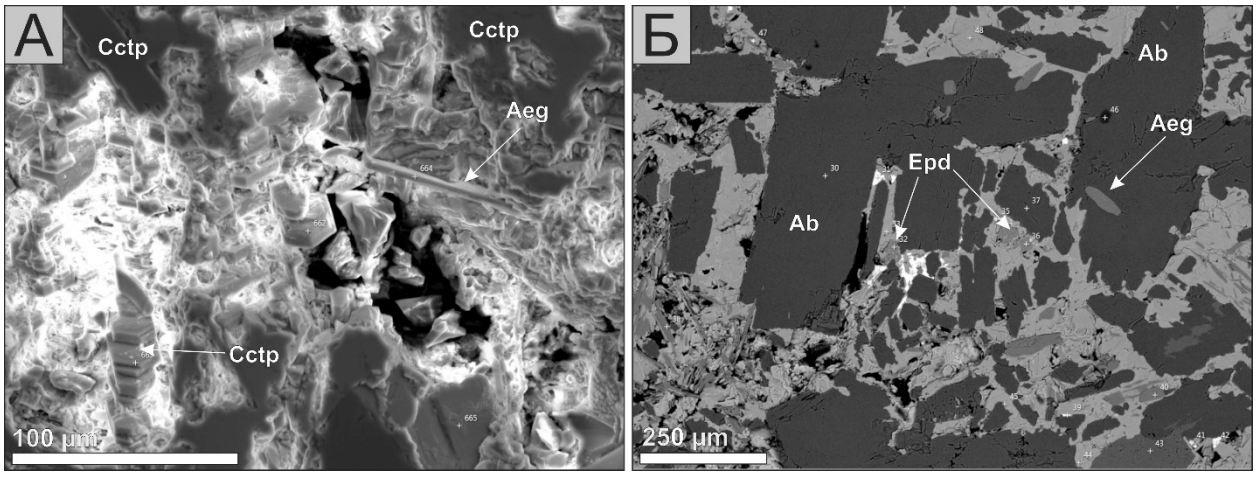


Рисунок 3.22. BSE–изображения. А – отдельные таблитчатые кристаллические выделения кальциокатаплеита (Cctp) и эгирина (Aeg) в сплошной массе кальциокатаплеита; Б – эльпидит (Epd) в полостях между зернами альбита (Ab) и эгирина (Aeg) в массе эвдиалита.

Химический состав кальциокатаплеита приведен в таблице 3.14. Если нанести полученные значения кальция и натрия на диаграмму отношения (рис. 3.23) отчетливо видно, что в составе минерала наблюдается прямой изоморфизм между кальцием и натрием. В большинстве индивидов содержания кальция существенно превышают значения натрия, однако, отдельные спектры демонстрируют близкие значения данных элементов с небольшим (менее 0.1 ф.к.) доминированием кальция. Тем не менее, все полученные спектры позволяют отнести минерал к кальциевому члену изоморфного ряда катаплеит – кальциокатаплеит по правилу 50%. Из примесей в незначительных количествах присутствуют Ti, Ce, Nb, Fe^{2+}, Hf, Mg, K. Рассчитанная формула минерала близка к теоретической и имеет вид - $(Ca_{0.83}Na_{0.17})_{\mathbf{1.00}}Zr_{\mathbf{1.01}}Si_{\mathbf{3.00}}O_{\mathbf{8.94}}\cdot 2H_2O$.

Судя по всему, кальциокатаплеит, наряду с другими цирконосиликатами (эльпидитом и бобтраиллитом) образуется в ходе замещения эвдиалита под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов на поздних стадиях формирования породы.

Таблица 3.14

Химический состав (масс. %) и коэффициенты в кристаллохимичеких формулах кальциокатаплеита

Число изм.	n=21			Коэффициенты рассчитаны на сумму (Si+Zr) = 4			
Знач.	Мин.	Макс.	Сред.	Ф.к.	Мин.	Макс.	Сред.
SiO_2	40.51	49.77	42.79	Si	2.92	3.00	3.02
TiO_2	-	0.67	0.05	Ti	-	0.03	-
ZrO_2	24.61	32.23	27.71	Zr	0.83	1.01	0.95
HfO_2	-	0.86	0.08	Hf	-	0.01	0.00
Nb_2O_5	-	2.78	0.70	Nb	-	0.08	0.02
Ce_2O_3	-	0.59	0.03	Ce	-	0.02	-
FeO	-	2.90	0.23	Fe^{2+}	-	0.15	0.01
MgO	-	0.79	0.04	Mg	-	0.07	-
CaO	7.35	11.77	10.28	Ca	0.55	0.89	0.78
Na_2O	0.77	4.49	2.04	Na	0.11	0.52	0.28
K_2O	-	0.19	0.02	K	-	0.02	-
Сумма	79.26	97.29	83.97	O			8.95

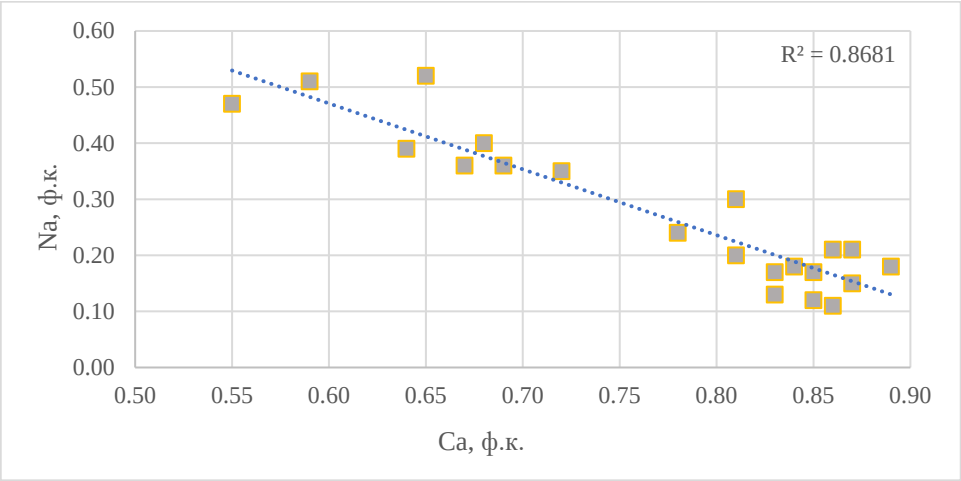


Рисунок 3.23. Соотношение содержаний кальция и натрия в составе кальциокатаплеита (формульные коэффициенты).

3.2.3.4. Эльпидит

Эльпидит, $Na_2Zr(Si_6O_{15})\cdot 3H_2O$ как и кальциокаталеит, формируется в пределах зерен эвдиалита, однако, встречается гораздо реже кальциевого цирконосиликата. Эльпидит образует ксеноморфные выделения размером до 300 микрон (Рис. 3.22 Б). Химический состав минерала и его пересчет на коэффициенты в кристаллохимичеких формулах (на 6 атомов кремния) представлены в таблице 3.15.

Несмотря на то, что в составе минерала формально доминирует натрий, содержания кальция весьма высоки, а соотношение Na/Ca близко к единице. По всей видимости, этот факт связан с дефицитом щелочей в исходном минерале – эвдиалите, при разрушении которого натрий преимущественно входил в состав кальций-доминантных фаз в виде примесей (кальциокаталеит). В единичных же случаях образования собственных минералов дефицит натрия компенсировался существенной примесью кальция, что видно также на примере бобтраиллита. Отметим также незначительные примеси марганца, железа и калия в составе эльпидита.

Рассчитанная кристаллохимичекая формула эльпидита имеет следующий вид: $(Na_{1.03}Ca_{0.94}K_{0.05}Mn_{0.03})_{\mathbf{2.05}}Zr_{\mathbf{0.78}}Si_{\mathbf{6.00}}O_{\mathbf{15.06}} \cdot 3H_2O$. Она приближается к теоретической, небольшие отклонения можно связать с выгоранием натрия в процессе анализа и невозможностью достоверно определить содержания и природу водной составляющей минерала.

Таблица 3.15

Нормированные на 100 % содержания компонентов коэффициенты в кристаллохимических формулах (ф.к.) эльпидита

Номера образцов	Компоненты							
	SiO_2	ZrO_2	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
32	62.94	17.85	2.33	1.02	9.39	6.04	0.43	100.00
36	66.10	17.60	-	0.33	9.65	5.85	0.47	100.00
	Коэффициенты рассчитаны на Si = 6							
	Si	Zr	Fe^{2+}	Mn	Ca	Na	K	O
32	6.00	0.83	0.19	0.08	0.96	1.12	0.05	15.47
36	6.00	0.78	-	0.03	0.94	1.03	0.05	15.06

Диагностика минерала была дополнена рамановской спектроскопией. На рисунке 3.24 представлен КР-спектр кондёрского эльпидита и его сопоставление со спектром из базы данных rruff info №060214. Как видно, положение основных пиков минерала совпадает, а коэффициент совпадения составляет 85%, что достаточно для подтверждения результатов

химического анализа. Завышенный фон, вероятно, связан с неустойчивостью образца под воздействием лазера в процессе анализа.

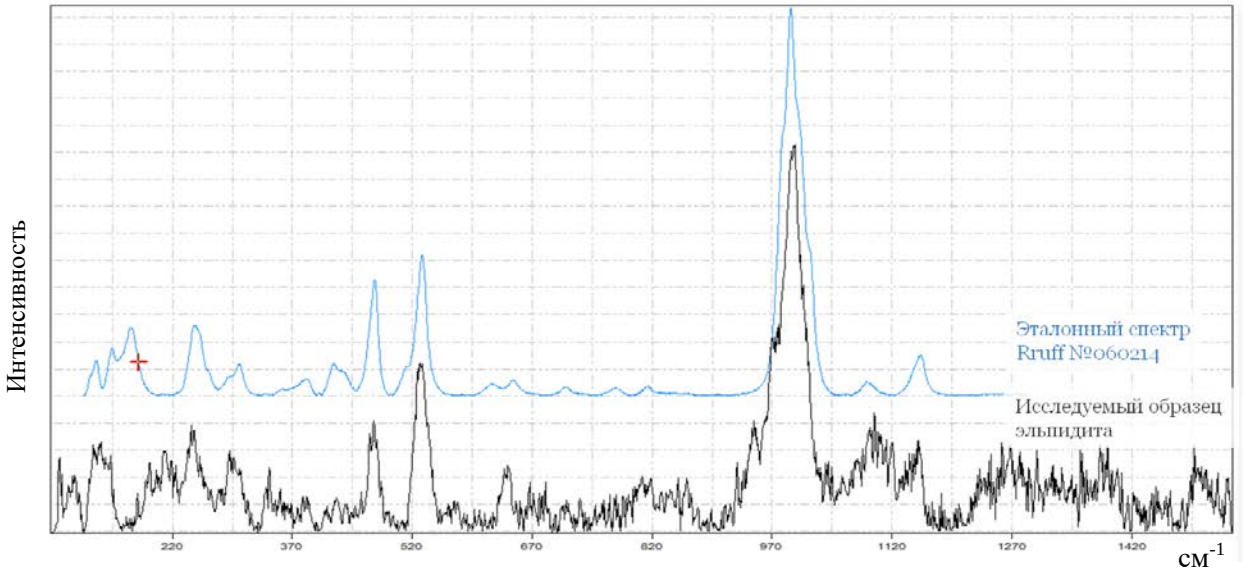


Рисунок 3.24. Сравнение полученного КР-спектра эльпидита и эталонного спектра минерала из базы rruff info.

3.2.3.5. Лоренценит

Лоренценит $Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$ – титаносиликат, достаточно часто встречающийся в щелочных породах. Обычно он формирует крупные темно-коричневые кристаллы и является одним из ранних минералов нефелиновых сиенитов. Однако, в щелочных породах Кондёрского массива лоренценит обнаруживается в числе поздних минералов. Он формирует псевдоморфозы по титаниту (Рис. 3.15Г) размером до 400 мкм, который, в свою очередь, формируется по трещинам и кавернам в лампрофиллите. Лоренценит встречен только в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пегматитов и, вероятно, является следствием гидротермально-метасоматической переработки материнской породы.

Химический состав минерала и пересчёт его на коэффициенты в кристаллохимической формуле (на 18 зарядов) представлены в таблице 3.16. Кроме видообразующих компонентов наблюдаются примеси Nb – до 1.34 масс.% Nb_2O_5, Al – до 0.33 масс.% Al_2O_3, Fe – до 0.44 масс.% FeO, Zn – до 1.32 масс.% ZnO, Ca – до 1.48 масс.% CaO и K – до 0.21 масс. K_2O %.

Химическая формула минерала по усредненному составу имеет вид:

$(Na_{2.00}Ca_{0.01})_{\mathbf{2.01}}(Ti_{1.98}Nb_{0.01})_{\mathbf{1.99}}Si_{\mathbf{2.00}}O_{\mathbf{9.00}}$.

Таблица 3.16

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимической формуле лоренценита

Химический состав				Коэффициенты рассчитаны на 18 зарядов			
Число изм.	n=33						
Масс.%	Мин.	Макс.	**Сред.**	**Ф.к.**	Мин.	Макс.	**Сред.**
Nb_2O_5	-	1.34	**0.47**	Nb	-	0.03	**0.01**
SiO_2	34.46	35.96	**35.03**	Si	1.97	2.06	**2.00**
TiO_2	43.55	47.06	**46.16**	Ti	1.88	2.02	**1.98**
Al_2O_3	-	0.33	**0.02**	Al	-	0.02	-
FeO	-	0.44	**0.02**	Fe	-	0.02	-
ZnO	-	1.32	**0.04**	Zn	-	0.03	-
CaO	-	1.48	**0.14**	Ca	-	0.06	**0.01**
Na_2O	17.37	18.79	**18.08**	Na	1.92	2.08	**2.00**
K_2O	-	0.21	**0.01**	K	-	0.02	-
Сумма	99.35	100.00	**99.98**	O			**9.00**

3.2.3.6. Нчванингит

Другими поздними акцессорными силикатами являются марганцевый и магниевый минералы – слоистый сепиолит и близкий по своей структуре к пироксенам – нчванингит.

Нчванингит $Mn_2(SiO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$ встречается в ассоциации с сепиолитом и образует ксеноморфные агрегаты и пленки на других минералах вдоль границ зерна эвдиалита (рис. 3.20 А,Б). В химическом составе минерала (таб. 3.12), помимо основных компонентов, присутствуют значительные содержания магния (до 12.72 мас.% MgO и 0.74 ф.к. Mg), а также незначительное количество Ca, Ba, K. Существенна примесь Al. Отметим, что в большинстве составов встречен Ce, в единичном случае – Nb и Zr.

Полученная формула минерала по усредненному составу близка к теоретической: $(Mn_{1.31}Mg_{0.64}Ca_{0.12}Ba_{0.05}Ce_{0.01}K_{0.01})_{\mathbf{2.14}}((Si_{0.84}Al_{0.10})_{\mathbf{0.94}}O_{\mathbf{3.00}})(OH)_{\mathbf{2.00}} \cdot H_2O$.

3.2.3.7. Сепиолит

Сепиолит $Mg_4(Si_6O_{15})(OH)_2 \cdot 6H_2O$, как правило, пространственно приурочен к зернам эвдиалита, где образует почковидные, волокнистые агрегаты, корки и налеты на других минералах, а также выполняет каверны и полости в породе. На рисунке 3.35А представлены

волокнистые агрегаты сепиолита. На рисунке 3.20А можно наблюдать пространство, окружённое кристаллами эвдиалита, выполненное как первичными минералами – эгирином, альбитом и микроклином, так и поздними фазами – сепиолитом, нчванингитом и пирофанитом. Сепиолит при этом выполняет пространство между индивидами других минералов.

Химический состав сепиолита (таб. 3.12) и пересчет его на коэффициенты в кристаллохимичеких формулах (на 23 заряда) представлены в таблице 3.25. В составе сепиолита постоянно присутствует примесь Al – до 1.56 масс.% Al_2O_3, Mn – 2.91 до масс.% Ca – 0.58 до масс.% CaO, Fe – 0.50 до масс.% FeO и K– до 0.22 масс.% K_2O. Полученная формула минерала по усредненному составу близка к теоретической:

$(Mg_{3.51}Mn_{0.19}Ca_{0.06}Fe_{0.03}K_{0.02})_{\mathbf{3.81}}((Si_{5.98}Al_{0.15})_{\mathbf{6.13}}O_{\mathbf{15.00}})(OH)_{\mathbf{2.00}}\cdot 6H_2O$.

3.2.3.8. Мусковит

Мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ встречается в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах и нефелиновых сиенитах. В первых, он образует прорастания, напоминающие дендритные агрегаты, в границах зерен нефелина (рис. 3.21А). В нефелиновых сиенитах мусковит встречается в приконтактовой части пород в виде ксеноморфных выделений в массе полевых шпатов.

Химический состав мусковита и пересчет его на коэффициенты в кристаллохимической формуле (на 22 заряда) представлен в таблице 3.13. Как видно, для минерала характерна существенная примесь Na до 3.60 мас.% Na_2O и 0.46 ф.к. соответсвенно. В незначительных количествах отмечены Fe, Mg, Ca. Полученная формула мусковита по усредненному составу близка к теоретической: $(K_{0.91}Na_{0.16})_{\mathbf{1.07}}(Al_{1.95}Fe_{0.02}Ca_{0.02}Mg_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(Al_{\mathbf{0.99}}Si_{\mathbf{3.01}}O_{\mathbf{10.00}})(OH)_{\mathbf{2.00}}$.

Судя по всему, сепиолит и нчванингит наряду с мусковитом и анальцимом – одни из наиболее поздних образований эвдиалит-эгирин-альбитовых пород, формирующиеся в процессе низкотемпературной гидротермальной переработки породы. На это указывают как морфология выделений, так и минеральный состав. Так, присутствие в составе нчванингита примесей таких элементов, как Nb, Zr, Ce, Ca, Mn и Ba, а также тесная его ассоциация с индивидами эвдиалита указывает на то, что минерал мог кристаллизоваться в ходе гидротермального преобразования цирконосиликата. Сепиолит, в свою очередь – существенно магниевый силикат, образование которого, как правило, связано с низкотемпературными гидротермальными преобразованиями. При этом среди ранних минералов собственные фазы магния не наблюдается, а примесь его характерна лишь для

эгирина. Таким образом, можно предполагать привнос данного элемента в систему в процессе гидротермальной переработки. Одновременно с этим, сходный примесный состав сепиолита и нчванингита, а также присутствие в магниевой фазе (сепиолите) Mn и, наоборот, в марганцевом нчванингите – примеси Mg указывают на то, что описанные минералы могли кристаллизоваться в близком временном промежутке.

3.2.3.9. Перклевеит-(Ce)

Одной из особенностей минералогии эвдиалитсодержащих эгирин-альбитовых пород является распространенность силикатов редкоземельных элементов. Один из таких минералов - перклевеит-(Ce) $Ce_2(Si_2O_7)$. Он, кристаллизуется в полостях выщелачивания и трещинах в зернах эвдиалита.

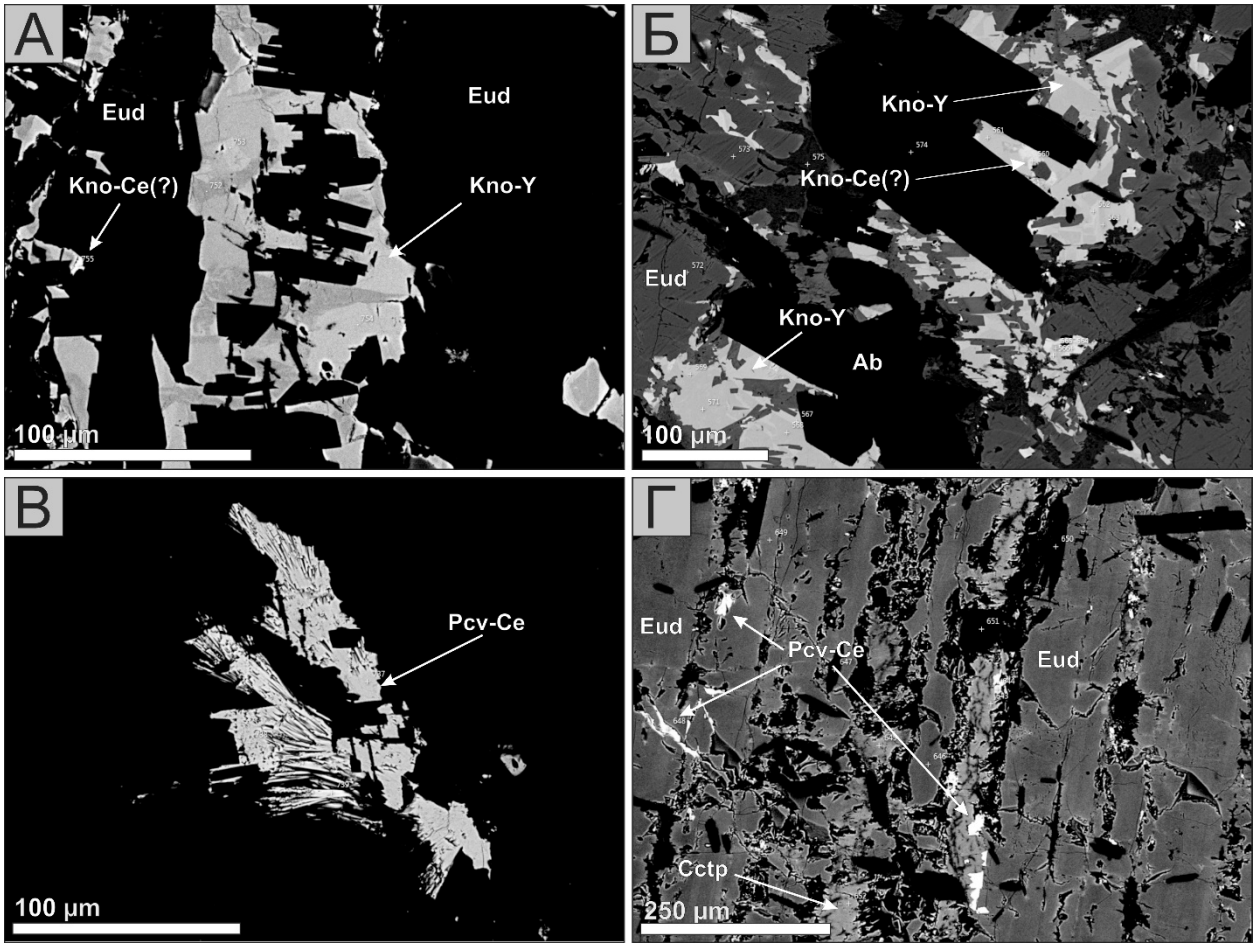


Рисунок 3.25. BSE–изображения. А – Блочная структура в выделениях кайнозита–Y (Kno–(Y)), окружающее зерно пространство сложено эвдиалитом; Б – ксеноморфные агрегаты кайнозита–Y (Kno–(Y)) и кристаллы альбита (Ab) в зерне эвдиалита (Eud). Более светлые участки (Kno–(Ce)(?)) сформированы Ce–доминантной фазой; В – игольчатый веерообразный агрегат перклевеита–(Ce) в массе эвдиалита; Г – выделения перклевеита–(Ce) (Pcv-Ce) в полостях зерна эвдиалита (Eud). Черные участки – каверны в породе и кристаллы альбита.

В числе других редкоземельных минералов, перклевеит-(Ce) участвует в формировании макроскопической зональности цирконосиликата. Он образует игольчатые веерообразные выделения, а также сплошные ксеноморфные агрегаты (рис. 3.25 В, Г).

Химический состав минерала и персчет в формульные коэффициенты на 2 атома Si+P представлены в таблице 3.17. Кроме редкоземельных элементов – Ce, Nd, La, Pr, Sm, Gd, наблюдается незначительная примесь Ca и P до 2.14 масс.%. Необходимо отметить низкие суммы анализов, 67-78%. Учитывая отсутствие в минерале дополнительных анионных групп, не определяемых используемым методом, суммы должны быть близки к 100%. Подобную погрешность в измерениях, вероятно, можно связать с морфологией выделений, либо с некоторой ошибкой анализа в части редкоземельных элементов. Тем не менее, рассчитанные формулы перклевеита-(Ce) близки к теоретической - $(Ce_{0,88}Nd_{0,45}La_{0,38}Pr_{0,10}Sm_{0,09}Gd_{0,07}Ca_{0,07})_{\mathbf{2,04}}(Si_{1,85}P_{0,15})_{\mathbf{2,00}}O_{\mathbf{7,16}}$ – спектр 644.

Таблица 3.17

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимической формуле перклевеита-(Ce)

n=9	Химический состав			Формульные коэффициенты в персчете на 2 атома Si+P			
Масс.%	**Сред.**	Мин.	Макс.	Ф.к.	**Сред.**	Мин.	Макс.
P_2O_5	**1.41**	0.97	2.14	P	**0.11**	0.07	0.17
SiO_2	**20.05**	15.71	25.89	Si	**1.89**	1.83	1.93
Al_2O_3	**0.92**	-	1.84	Al	**0.02**	-	0.16
Y_2O_3	**1.59**	1.16	2.02	Y	**0.02**	-	0.09
La_2O_3	**9.24**	6.47	11.27	La	**0.33**	0.22	0.41
Ce_2O_3	**23.90**	21.75	28.28	Ce	**0.79**	0.69	0.91
Pr_2O_3	**2.80**	2.19	3.19	Pr	**0.08**	-	0.11
Nd_2O_3	**11.53**	4.36	14.97	Nd	**0.40**	0.11	0.49
Sm_2O_3	**3.16**	2.41	4.32	Sm	**0.08**	-	0.14
Gd_2O_3	**2.14**	1.73	3.21	Gd	**0.05**	-	0.10
CaO	**1.07**	0.40	4.62	Ca	**0.10**	0.04	0.36
Сумма	**74.04**	67.46	79.80	O	**6.93**		

3.2.3.10. Кайнозит-(Y)

Кайнозит-(Y) $Ca_2Y_2(Si_4O_{12})(CO_3)\cdot H_2O$ наряду с перклевеитом-(Ce) встречается в полостях в пределах кристаллов эвдиалита. Минерал образует блочные выделения (Рис. 3.25 А, Б) с различными по BSE-контрасту зонами. Он занимает полости в пределах зерен эвдиалита, участвуя в образовании концентрической зональности индивидов этого цирконосиликата. Зональность кайнозита, по всей видимости, связана с колебаниями в его составе соотношения редкоземельных элементов и кальция.

Химический состав минерала и пересчет его на коэффициенты в кристаллохимической формуле (на Si = 4) представлены в таблице 3.18. Из элементов-примесей присутствуют заметные содержания тяжелых редких земель – до 5 мас.%, а также Na, и, в некоторых случаях, Fe и Mn. Ввиду ограниченности метода карбонатная составляющая минерала рассчитана теоретически исходя из количества зарядов.

Таблица 3.18

Химический состав (масс. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах кайнозита-(Y) и кайнозита-(Ce)(?)

Масс.%	Кайнозит-(Y)			Кайнозит-(Ce)		
Число изм.	n=22			n=7		
Значение	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.
SiO_2	**33.5**	32.52	34.89	**32.12**	30.88	33.08
Y_2O_3	**21.19**	17.66	23.95	**4.86**	2.23	6.76
La_2O_3	-	-	-	**2.48**	1.91	3.91
Ce_2O_3	**0.33**	-	0.94	**13.42**	11.95	16.75
Pr2O3	-	-	-	**1.05**	-	2.13
Nd_2O_3	**1.28**	0.43	2.71	**8.62**	6.19	10.61
Sm_2O_3	**1.36**	0.55	2.48	**1.13**	-	2.26
Eu_2O_3	**0.48**	-	1.5	-	-	-
Gd_2O_3	**2.99**	1.85	4.82	**1.01**	-	1.97
Tb_2O_3	**0.14**	-	1.11	-	-	-
Dy_2O_3	**4.58**	3.9	5.11	**0.11**	-	0.76
Ho_2O_3	**0.39**	-	1.32	-	-	-
Er_2O_3	**1.62**	-	2.36	-	-	-
FeO	**0.04**	-	0.48	-	-	-
MnO	**0.33**	-	0.87	**0.08**	-	0.59
CaO	**13.05**	11.54	14.5	**15.99**	15.54	16.57
Na_2O	**1.34**	0.8	2.04	-	-	-
Сумма	**82.61**	78.1	86.82	**80.85**	74.36	86.22

Масс.%	Кайнозит-(Y)			Кайнозит-(Ce)		
Число изм.	n=22			n=7		
Коэффициенты рассчитаны на Si = 4						
Ф.к.	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.
Si	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00
Y	**1.35**	1.13	1.49	**0.32**	0.14	0.46
La	**-**	**-**	**-**	**0.11**	0.09	0.18
Ce	**0.01**	-	0.04	**0.61**	0.56	0.74
Pr	**-**	**-**	**-**	**0.05**	-	0.09
Nd	**0.05**	0.02	0.12	**0.38**	0.28	0.46
Sm	**0.06**	0.02	0.10	**0.05**	-	0.09
Eu	**0.02**	-	0.06	**-**	**-**	**-**
Gd	**0.12**	0.07	0.19	**0.04**	-	0.08
Tb	**0.01**	-	0.04	**-**	**-**	**-**
Dy	**0.18**	0.14	0.20	**-**	-	0.03
Ho	**0.01**	-	0.05	**-**	**-**	**-**
Er	**0.06**	-	0.09	**-**	**-**	**-**
Fe	**-**	-	0.10	**-**	**-**	**-**
Mn	**0.03**	-	0.09	**0.01**	-	0.06
Ca	**1.67**	1.49	1.83	**2.13**	2.03	2.26
Na	**0.31**	0.19	0.48	-	-	-
O	**12.00**			**12.00**		
CO_3	**0.66**			**0.48**		

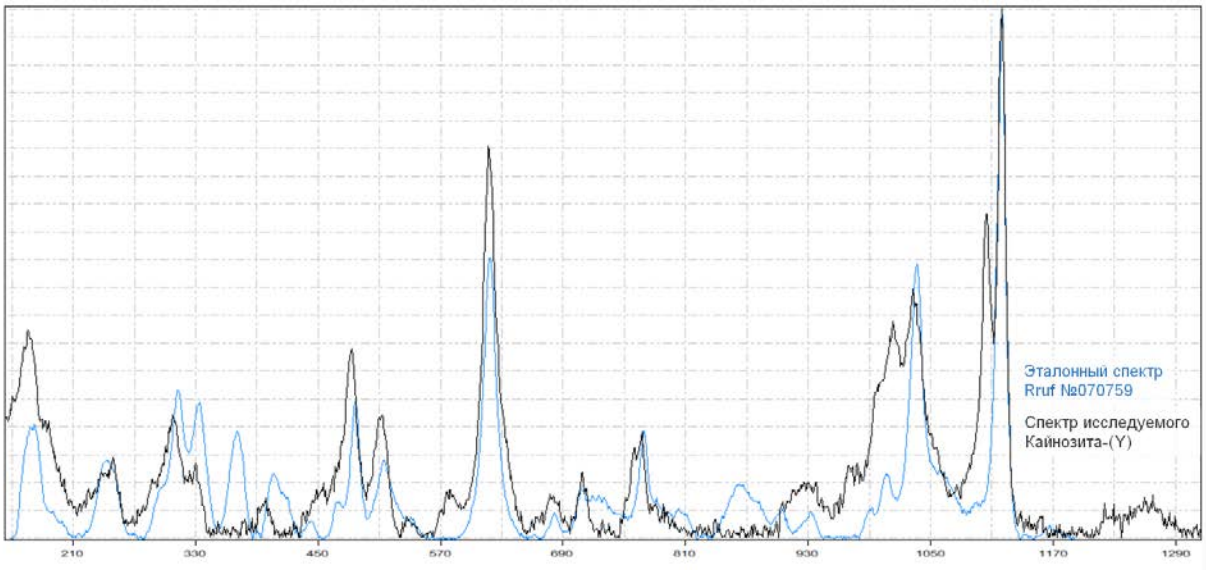


Рисунок 3.26. Сравнение эталонного спектра базы данных rruff info со спектром исследуемого кайнозита-(Y)

Рассчитанная формула кайнозита-(Y) выглядит следующим образом:

$(Ca_{1.34}Na_{0.35}Fe_{0.10})_{\mathbf{1.99}}(Y_{1.36}Dy_{0.18}Gd_{0.11}Sm_{0.06}Nd_{0.06}Er_{0.06}Eu_{0.04}Tb_{0.04}Ho_{0.04})_{\mathbf{1.94}}$ $(Si_{\mathbf{4.00}}O_{\mathbf{12.00}})(CO_3)_{\mathbf{0.5}}\cdot H_2O$.

Диагностика кайнозита-(Y) подтверждена рамановской спектроскопией. На рисунке 3.26 представлено сопоставление полученного спектра кайнозита-(Y) и эталонного спектра базы данных rruff info. Как видно, положения основных пиков совпадают, при этом коэффициент сходимости составляет 78 %. Наблюдаются различия в интенсивности отдельных пиков, которые, по всей видимости, связаны с соотношением редкоземельных элементов в составе минерала.

Отдельно стоит остановиться на отдельных мелких блоках в зерне кайнозита (до 25 микрон), резко отличающихся по контрасту от основной массы минерала (Рис. 3.26 А,Б). Химический состав таких выделений и пересчет химического состава в формульные коэффициенты на 4 атома кремния представлен в таблице 3.18. Как оказалось, эти зоны отвечают схожему с кайнозитом-Y составу, однако иттрий в них содержится в подчиненных количествах при доминировании церия и высоких значениях неодима. Тяжелые редкоземельные элементы представлены в виде микропрмиесей. В целом, состав данной фазы несколько беднее по числу компонентов при схожей сумме, а соотношение Ca-∑Ree-Si соответствует аналогичному соотношению кайнозита-(Y).

При пересчете химического состава получается близкая к кайнозиту-(Y) стехиометрия. Отличие в некотором недостатке редкоземельных элементов (в среднем около 0.35 ф.к.) и избытке кальция (около 0.1 ф.к.). Однако, цериевая разновидность кайнозита в настоящее время не известна в природе. Других же минералов, отвечающих подобному составу, в открытых источниках найти не удалось. Данная фаза требует дальнейшего изучения.

3.2.3.11. Стиллуэлит-(Ce)

Следующие несколько минералов интересны содержанием бора, присутствие которого не является типичным для щелочных пород и ранее не было описано в пределах Кондёрского комплекса.

Одним из них является стилуэллит-(Ce) $CeB(SiO_4)O$. Он, как и бобтрайллит, является поздним минералом и выполняет пустоты в пределах зерен эвдиалита, обычно ассоциируя с кальциокаталеитом (рис. 3.27 Б,В).

Химический состав стилуэллита-(Ce) и его пересчет на коэффициенты в кристаллохимичекой формуле (на сумму катионов Si+P = 1) представлен в таблице 3.19. Как видно, помимо церия, редкоземельные элементы в составе постоянно представлены

также La (12–16 мас.% La_2O_3), Nd (8–13 мас.% Nd_2O_3) и Pr (2.7–3.3 мас.% Pr_2O_3). Характерны незначительные примеси Ca, Sr и P.

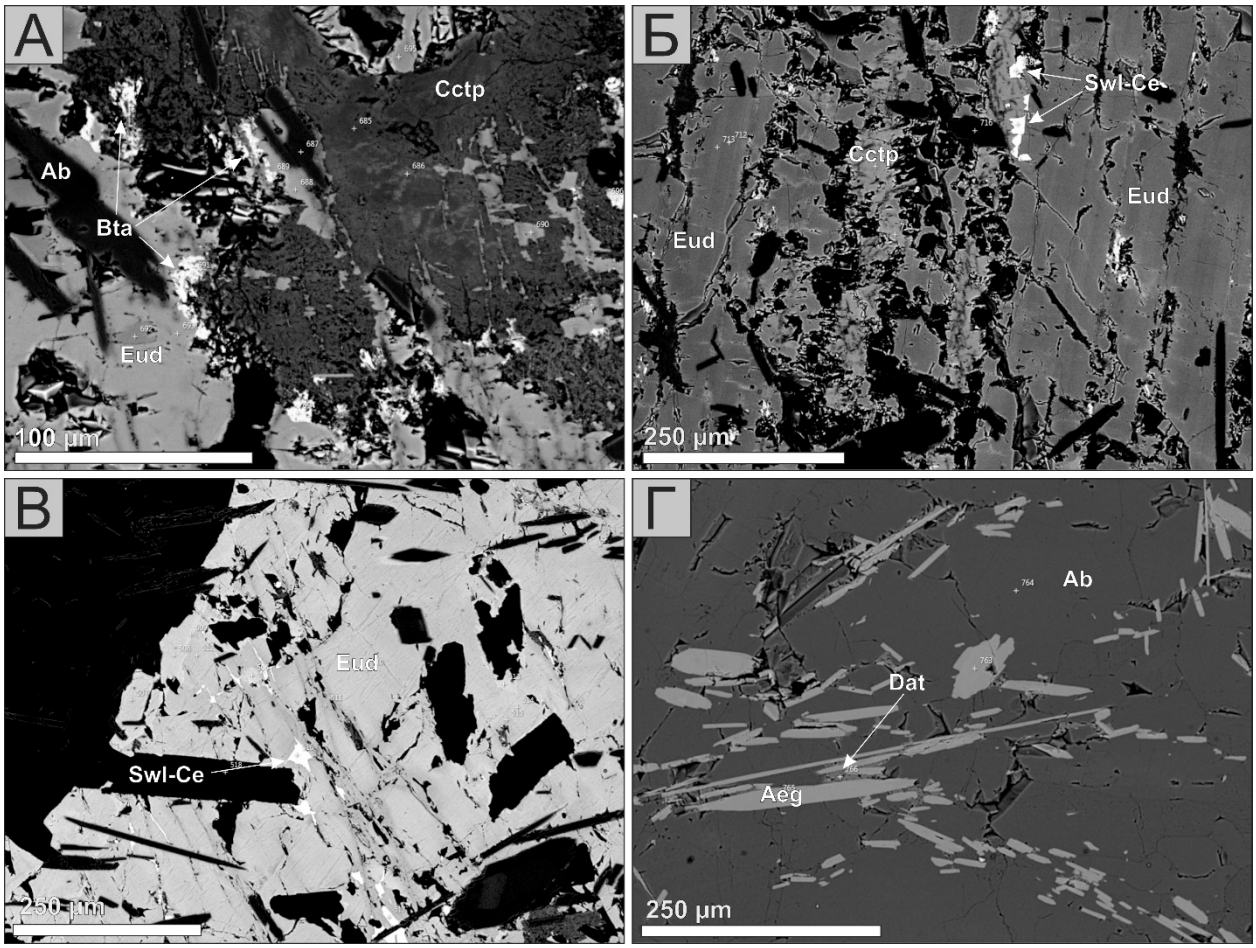


Рисунок 3.27. BSE-изображения. А – Ксеноморфные выделения бобтрайллита (Bta) приурочены к пустотам между альбитом (Ab), эвдиалитом (Eud) и, предположительно, катаплейитом (Cctp); Б, В – стилуэллит-(Ce) (Swl-Ce) заполняет пустоты в тесном контакте с кальциокатаплеитом (Cctp) и эвдиалитом (Eud); Д – ксеноморфное выделение датолита (Dat) между вытянутыми кристаллами эгирина (Aeg) в массе альбита (Ab).

В одном анализе отмечена примесь Pb (0.71 мас.%), что не типично для подобного рода минералов. Рассчитанная формула в целом близка к теоретической:

$(Ce_{0.4}Nd_{0.22}La_{0.19}Pr_{0.05}Sm_{0.05}Sr_{0.04}Gd_{0.02}Ca_{0.02})_{\mathbf{1.00}}\mathbf{B_{1.06}}((Si_{0.97}P_{0.03})_{\mathbf{1.00}}\mathbf{O_{4.00}})\mathbf{O_{1.08}}$.

Диагностика минерала подтверждена методом рамановской спектроскопии. На рисунке 3.28 представлено сравнение КР-спектров исследуемого минерала и эталона из базы данных rruff № 060899. Как видно, основные пики совпадают по положению и интенсивности с коэффициентом совпадения составляет 91%.

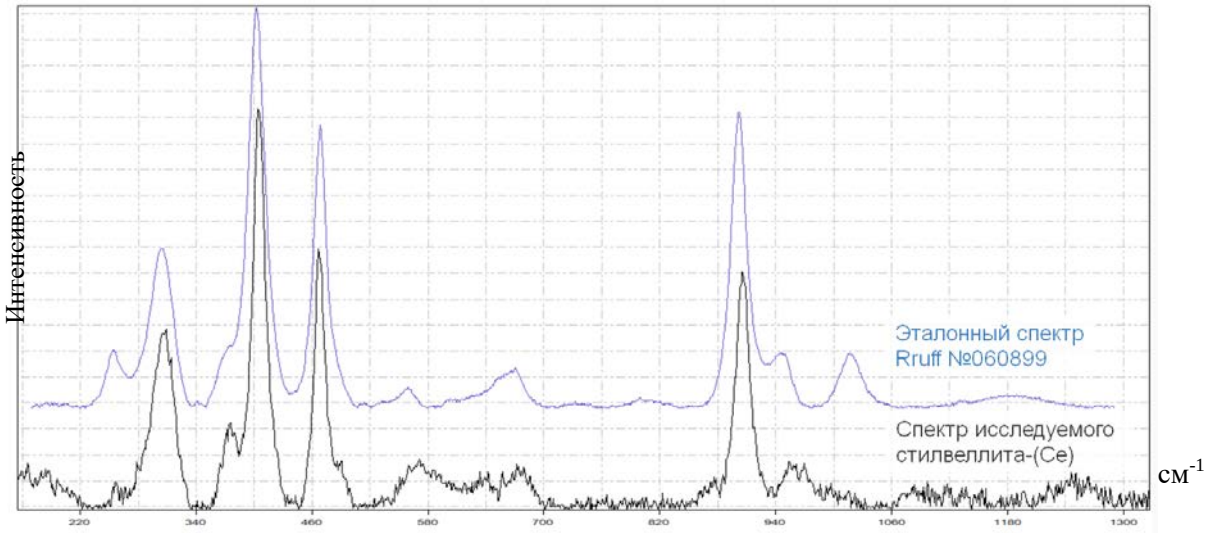


Рисунок 3.28. Сравнение КР-спектра исследуемого стилуэллита-(Ce) со спектром из базы данных rruff info.

Таблица 3.19

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимической формуле стиллуэлита-(Ce)

n=13	Химический состав			Кэффициенты рассчитаны на сумму (Si+P) = 1			
Масс.%	**Сред.**	Мин.	Макс.	Ф.к.	**Сред.**	Мин.	Макс.
SiO_2	**21.38**	19.74	23.36	Si	**0.96**	0.92	0.99
Y_2O_3	**0.65**	0.00	2.15	Y	**0.02**	0.00	0.05
La_2O_3	**14.33**	11.48	15.64	La	**0.24**	0.19	0.27
Ce_2O_3	**28.01**	24.05	30.82	Ce	**0.44**	0.40	0.53
Pr_2O_3	**3.03**	2.73	3.35	Pr	**0.05**	0.04	0.06
Nd_2O_3	**8.92**	7.07	13.54	Nd	**0.14**	0.10	0.22
Sm_2O_3	**0.38**	0.00	3.03	Sm	**0.01**	0.00	0.05
Gd_2O_3	**0.19**	0.00	1.54	Gd	**0.00**	0.00	0.02
SrO	**0.76**	0.00	1.47	Sr	**0.02**	0.00	0.04
CaO	**1.39**	0.46	2.74	Ca	**0.07**	0.00	0.12
PbO	**0.09**	0.00	0.71	Pb	**0.00**	0.00	0.01
B_2O_3	**15.71**	12.09	20.14	B	**1.22**	0.89	1.19
P_2O_5	**1.01**	0.34	1.89	P	**0.04**	0.01	0.08
Сумма	**95.85**	91.91	100.58	O	**5.50**		

3.2.3.12. Датолит

Следующим борсодержащим силикатом, встреченным в исследуемых породах, является датолит $Ca(BSiO_4)(OH)$. Зерно этого минерала было встречено в породах массива однократно. Датолит приурочен к микрополости в массивном агрегате альбита и ассоциирует с эгирином (рис. 3.27 Г).

Химический состав минерала следующий (масс. %): SiO_2 – 35.21, Al_2O_3 – 0.23, $FeO^{общ}$ – 0.47, CaO – 31.27, $B_2O_3^{выч}$ – 32.82, сумма – 100.00. Кристаллохимическая формула, рассчитанная на сумму Si + Al = 1 имеет вид:

$(Ca_{0.94}Fe_{0.01})_{\mathbf{0.95}}[(B_{0.98}Si_{0.98}Al_{0.02})_{\mathbf{1.98}}O_{\mathbf{4.00}}](OH)_{\mathbf{0.85}}$

3.2.3.13. Бобтрайллит

Необычной является находка бобтрайллита $(Na,Ca)_{13}Sr_{11}(Zr,Y,Nb)_{14}Si_{42}B_6O_{132}(OH)_{12} \cdot 12H_2O$. Это редкий кольцевой цирконосиликат, утвержденный IMA в 2001 году. На настоящий момент известно лишь одно проявление данного минерала в Канаде (массив Сейнт-Хилари, Квебек) (McDonald, Chao, 2005).

Бобтрайллит обнаруживается в виде мелких выделений до 100–150 микрон в микрополостях в пределах зерен эвдиалита (рис. 3.27 А). Химический состав минерала и его пересчет на коэффициенты в кристаллохимических формулах (на 42 атома Si+Al) представлен в табл. 3.20. Формула бобтрайллита Кондёрского массива имеет вид:

$(Ca_{6.38}Na_{2.84}Fe_{0.24}Mn_{0.14}K_{0.11}Mg_{0.03})_{\mathbf{9.72}}(Sr_{7.83}Ba_{1.08})_{\mathbf{8.91}}(Zr_{\mathbf{10.33}}Yb_{\mathbf{0.04}}Ti_{\mathbf{0.02}})_{10.39}$

$(Si_{41.91}Al_{0.09})_{\mathbf{42.00}}B_6O_{\mathbf{121.99}} \cdot 12H_2O.$

Рассчитанная на 144 аниона формула по данным (McDonald, Chao, 2005) имеет вид: $(Na_{11.20}Ca_{1.22})_{\mathbf{12.42}}(Sr_{10.59}Ba_{0.16})_{\mathbf{10.75}}(Zr_{12.69}Y_{0.63}Nb_{0.61}Hf_{0.14})_{\mathbf{14.07}}Si_{\mathbf{41.64}}B_6O_{\mathbf{132}}(OH)_{\mathbf{12}} \cdot 12H_2O$.

Как видно, в целом по соотношению компонентов минералы схожи. Однако, в исследуемом минерале относительно описанного ранее наблюдаются несколько более низкие содержания циркония; пониженные содержания стронция, дефицит которого восполняется значительной примесью бария (по аналогии с баритолампрофиллитом); дефицит натрия, восполняемый повышенным содержаниям кальция, причём последний доминирует в составе. Таким образом, можно говорить о том, что для бобтрайллита характерен прямой изоморфизм между натрием и кальцием, а также стронцием и барием, соотношение которых в составе минерала будет зависеть от геохимической специфичности протолита.

В целом, в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пород среди акцессорных минералов обнаружено 3 борсодержащих силиката, причем для бобтраиллита Кондёрский массив – второе известное проявление в мире. Все они формируют ксеноморфные выделения и являются одними из наиболее поздних фаз, по всей видимости, кристаллизовавшихся в процессе гидротермальной переработки породы. Учитывая, что бор как элемент не характерен для щелочных пород в целом и не был зафиксирован в качестве примеси в составе первичных минералов массива, можно предположить его привнос в систему на поздних этапах становления породы.

Таблица 3.20

Сравнение химического состава бобтрайллита из массивов Кондёр и Сейнт-Хилари

Массив	Кондёрский массив n=14			Массив Сэйнт-Хилари n=7			Кондёрский массив, формульные коэффициенты в пересчете на 42 атома Si+Al			
Масс.%	**Сред.**	Мин.	Макс.	**Сред.**	Мин.	Макс.	Ф.к.	**Сред.**	Мин.	Макс.
Nb_2O_5	-	-	-	**1.32**	1.12	1.86	Nb	-	-	-
SiO_2	38.36	36.67	41.94	**40.51**	39.84	41.17	Si	41.91	42.00	41.43
TiO_2	0.02	-	0.29	-	-	-	Ti	0.02	-	0.24
ZrO_2	19.39	17.03	21.93	**25.32**	24.95	25.80	Zr	10.33	9.19	11.66
HfO_2	-	-	-	**0.48**	0.44	0.52	Hf	-	-	-
Al_2O_3	0.07	-	0.48	-	-	-	Al	0.09	-	0.57
FeO	0.29	-	1.27	-	-	-	Fe	0.24	-	0.96
Y_2O_3	-	-	-	**1.15**	1.07	1.24	Y	-	-	-
Yb_2O_3	0.11	-	1.29	-	-	-	Yb	0.04	-	0.44
MnO	0.15	-	0.62	-	-	-	Mn	0.14	-	0.58
MgO	0.02	-	0.24	-	-	-	Mg	0.03	-	0.36
SrO	12.35	8.02	13.53	**17.76**	16.56	18.28	Sr	7.83	5.18	8.77
CaO	5.45	4.30	7.40	**1.11**	0.53	1.46	Ca	6.38	4.65	8.77
BaO	2.52	-	3.79	**0.40**	0.36	0.48	Ba	1.08	-	1.66
Na_2O	1.34	1.00	1.82	**5.62**	5.30	6.02	Na	2.84	2.17	3.93
K_2O	0.08	-	0.22	-	-	-	K	0.11	-	0.31
Сумма	80.12	73.15	86.60	101.25			O*расч.	**121.99**		

*n – число измерений.

3.2.3.14. Монацит-(Ce), монацит-(Nd)

Другой группой фосфатов, характерной для эвдиалитсодержащих пород, являются фосфаты редкоземельных элементов. Они представлены монацитом-(Ce), монацитом-(Nd) и ксенотимом-(Y).

Монацит-(Ce) $Ce(PO_4)$ встречается из описанных фаз наиболее часто. Он формирует ксеноморфные агрегаты в массе эвдиалита, альбита и эгирина размером до 200 микрон (рис. 329А) и, по всей видимости, кристаллизуется на этапе гидротермальной переработки породы. Монацит-(Nd) $Nd(PO_4)$ довольно редок в породах массива. Его ксеноморфные выделения обнаружены в виде кайм вокруг зерна альбита, замещенного кальцитом (рис. 3.29 Б). Вероятно, он кристаллизовался на наиболее поздних этапах формирования породы, связанных с низкотемпературным гидротермальным преобразованием.

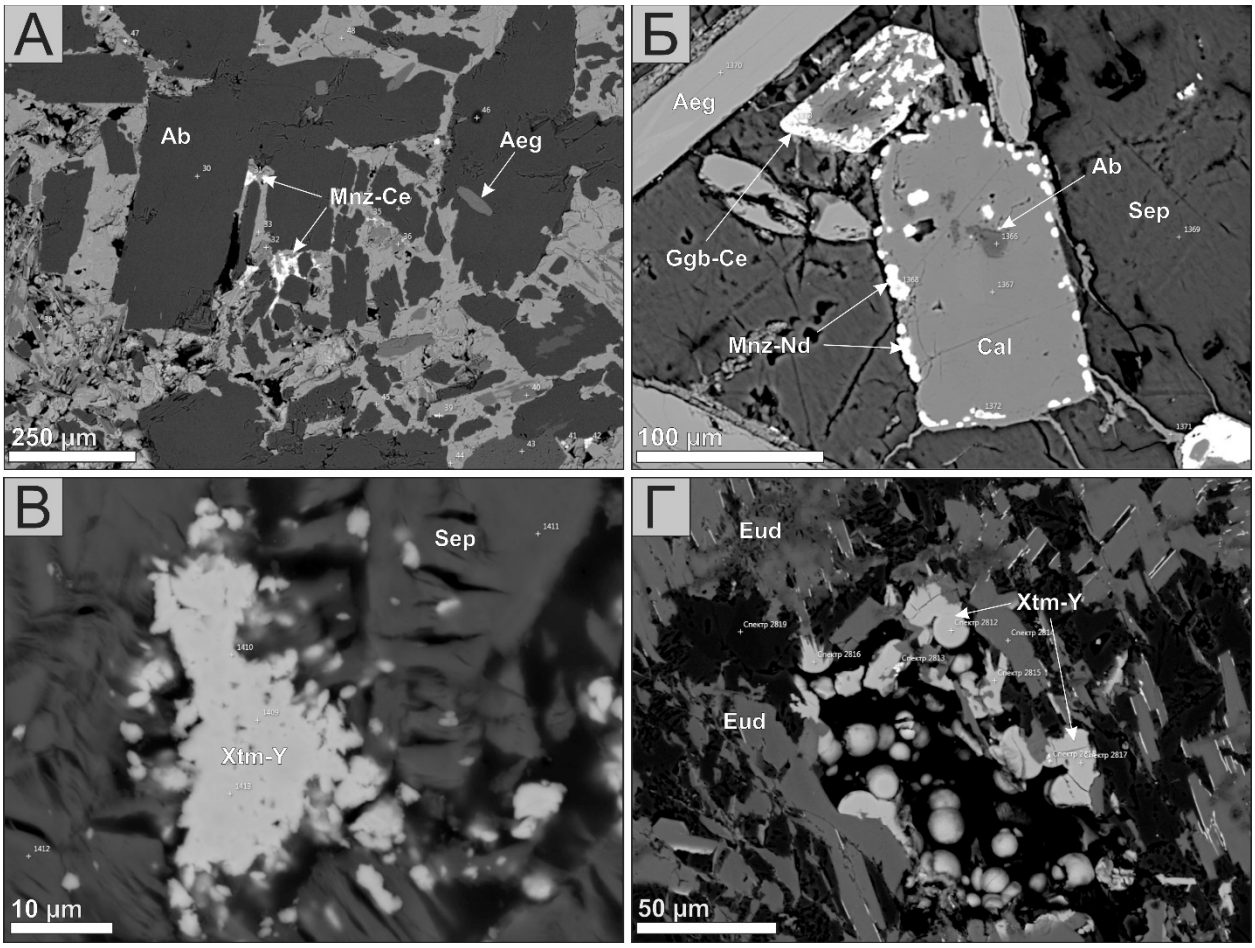


Рисунок 3.29. BSE–изображения. А – монацит–(Ce) (Mnz-Ce) (спектр 31, 34) заполняет пустоты между зернами альбита (Ab) в массе эвдиалита; Б – Развитие монацита–(Nd) (Mnz–Nd) по альбиту (Ab), замещенному кальцитом (Cal). Основная масса сложена сепиолитом (Sep), наблюдаются кристаллы эгирина (Aeg) и ксеноморфные выделения гальгенбергита–(Ce) (Ggb-Ce); В – почковидные агрегаты ксенотима–(Y) (Xtm-Y) в массе сепиолита (Sep); Г – сферолиты ксенотима–(Y) (Xtm-Y) в полости в эвдиалите.

Химический состав минералов и пересчет их на коэффициенты в кристаллохимической формуле минерала (на 8 зарядов) представлен в таблице 3.21. Как видно, обе фазы в небольших количествах содержат кремний и кальций. Монацит-(Ce), помимо собственно церия, содержит в своем составе значительное число Nd (до 13.08 мас.% Nd_2O_3) и La (до 12.17 мас.% La_2O_3). Для Монацит-(Nd) характерны высокие содержания Y (до 7.09 мас.% Y_2O_3) и La (до 9.68 мас.% La_2O_3). Содержания микропримесных элементов для обоих фаз схожи – это Pr, Sm, Gd и Dy. Отличительной особенностью монацита-(Nd) в данном отношении является примесь Eu, которая отсутствует в составе монацита-(Ce).

Таблица 3.21

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимической формуле монацита-(Ce) и монацита-(Nd)

Химический состав					Коэффициенты рассчитаны на 8 зарядов				
Минерал	монацит-(Ce)		монацит-(Nd)		Ф.к/№	монацит-(Ce)		монацит-(Nd)	
мас.%/№	698	762	1368	1372		698	762	1368	1372
P_2O_5	25.81	29.63	24.78	25.50	P	0.95	0.98	0.92	0.89
SiO_2	1.31	1.63	0.84	1.22	Si	0.06	0.06	0.04	0.05
Y_2O_3	-	2.72	7.09	6.97	Y	-	0.06	0.16	0.15
La_2O_3	10.91	12.17	9.68	9.02	La	0.18	0.18	0.16	0.14
Ce_2O_3	26.79	26.94	-	2.66	Ce	0.43	0.39	-	0.04
Pr_2O_3	2.88	2.80	3.76	3.65	Pr	0.05	0.04	0.06	0.06
Nd_2O_3	13.08	12.60	17.72	16.66	Nd	0.20	0.18	0.28	0.25
Sm_2O_3	3.56	2.81	4.80	4.68	Sm	0.05	0.04	0.07	0.07
Gd_2O_3	3.17	2.21	3.35	3.20	Gd	0.05	0.03	0.05	0.04
Dy_2O_3	1.83	-	2.12	2.31	Dy	0.03	-	0.03	0.03
Eu_2O_3	-	-	1.88	1.54	Eu	-	-	0.03	0.02
CaO	0.79	1.80	8.29	10.55	Ca	0.04	0.08	0.39	0.47
Сумма	90.13	95.31	84.31	87.96	O	4.00	4.00	4.00	4.00

Расчетные формулы минералов близки к теоретическим:

Монацит-(Ce): $(Ce_{0.43}Nd_{0.20}La_{0.18}Sm_{0.05}Gd_{0.05}Pr_{0.05}Ca_{0.04}Dy_{0.03})_{\mathbf{1.01}}((P_{0.95}Si_{0.06})_{\mathbf{1.01}}O_{\mathbf{4.00}})$

Монацит –(Nd):

$(Ca_{0.39}Nd_{0.28}La_{0.16}Y_{0.16}Sm_{0.07}Pr_{0.06}Gd_{0.05}Ca_{0.04}Dy_{0.03}Eu_{0.03})_{\mathbf{1.22}}((P_{0.92}Si_{0.04})_{\mathbf{0.96}}O_{\mathbf{4.00}})$

Отдельно стоит отметить завышенные содержания кальция в составе монацита-(Nd), которые влияют на расчет формулы минерала – завышают суммарное число катионов. По всей видимости, это связано с тем, что выделения минерала имеют малую толщину и в анализе также участвует кальцитовая подложка.

3.2.3.15. Ксенотим-(Y)

Ксенотим-(Y) $Y(PO_4)$ встречается не так часто, как монацит-(Ce), но чаще монацита-(Nd). Он формирует характерные почковидные агрегаты (рис. 3.29В) и сферолиты (рис. 3.29Г), прорастающие на других минералах и выполняющие полости между ними.

Таблица 3.22

Химический состав (масс. %) и
коэффициенты в кристаллохимической формуле ксенотима-(Y)

Химический состав				Коэффициенты рассчитаны на 8 зарядов			
Число изм.	n=14						
Масс.%	Мин	Макс	**Сред.**	Ф.к.	Мин	Макс	**Сред.**
P_2O_5	11.53	25.23	**20.07**	P	0.41	0.81	**0.67**
V_2O_5	0.89	4.43	**2.26**	V	0.02	0.12	**0.06**
SiO_2	5.11	13.18	**7.71**	Si	0.20	0.55	**0.31**
Y_2O_3	31.56	41.51	**36.94**	Y	0.66	0.84	**0.78**
Ce_2O_3	-	11.27	**3.22**	Ce	-	0.17	**0.05**
Nd_2O_3	-	1.14	**0.31**	Nd	-	0.02	-
Sm_2O_3	-	1.16	**0.40**	Sm	-	0.02	**0.01**
Gd_2O_3	1.84	3.23	**2.59**	Gd	0.02	0.04	**0.03**
Ho_2O_3	-	1.28	**0.16**	Ho	-	0.01	-
Tb_2O_3	-	0.58	**0.04**	Tb	-	0.01	-
Dy_2O_3	2.98	6.93	**4.40**	Dy	0.04	0.09	**0.06**
Eu_2O_3	-	0.92	**0.23**	Eu	-	0.01	-
Er_2O_3	2.07	4.27	**2.85**	Er	0.03	0.06	**0.04**
Yb_2O_3	-	4.15	**1.69**	Yb	-	0.05	**0.02**
MnO	-	0.26	**0.03**	Mn	-	0.01	-
CaO	1.24	2.12	**1.58**	Ca	0.05	0.09	**0.07**
Сумма	79.13	90.68	**84.47**	O			**4.00**

В химическом составе минерала (таб. 3.22) помимо основных компонентов присутствует спектр тяжелых редкоземельных элементов, а также Ca, Mn и Nd. В части анализов отмечается довольно значительное содержание Ce (до 11.27 мас.% Ce_2O_3). Кроме того, во всех составах отмечен V – от 1.91 до 4.43 мас.% V_2O_5, а также Si – до 12.65 мас.% SiO_2. Стоит отметить, что высокие содержания кремния могут быть связаны с морфологией выделений и захватом части вещества подложки минерала. По всей видимости, с этим же фактором связан разброс (от 79.13 до 90.68%) и дефицит суммы анализов.

Тем не менее, при пересчете усредненного химического состава минерала в формульные коэффициенты на 8 зарядов полученная формула близка к теоретической: $(Y_{0.78}Dy_{0.06}Ca_{0.07}Er_{0.04}Ce_{0.05}Gd_{0.03}Yb_{0.02}Sm_{0.01})_{\mathbf{1.06}}(P_{0.67}Si_{0.31}V_{0.06})_{\mathbf{1.04}}O_{\mathbf{3.97}}$.

3.2.3.16. Sr-содержащие фосфаты супергруппы апатита

Минералы группы апатита распространены в щелочных породах Кондёрского массива достаточно широко. Большая часть из них обнаруживается в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пород, один – гидрокисилапатит – в составе вишневитовых пород. Отличительной чертой апатитоподобных минералов эвдиалит-эгирин-альбитовых пород является примесь стронция.

Стронций является одним из характерных для апатита примесных элементов. Обычно, он, наряду с натрием и легкими РЗЭ, обнаруживается в подчиненных количествах, изоморфно замещая Ca^{2+} в структуре минерала. Однако в щелочных и ультращелочных комплексах описаны апатитоподобные минералы, содержащие стронций в качестве видообразующего компонента. Пять из них

беловит-(Ce) $NaCeSr_3(PO_4)_3F$,

беловит-(La) $NaLaSr_3(PO_4)_3F$,

делонеит $(Na_{0.5}REE_{0.25}Ca_{0.25})(Ca_{0.75}REE_{0.25})Sr_{1.5}(CaNa_{0.25}REE_{0.25})(PO_4)_3F_{0.5}(OH)_{0.5}$

фторстрофит $SrCaSr_3(PO_4)_3F$

фторкафит $SrCaCa_3(PO_4)_3F$ (Pasero et al., 2010) принадлежат к группе беловита, а стронадельфит $Sr_5(PO_4)_3F$ является стронциевым аналогом фторапатита (Pekov et al., 2010). Их всех можно отнести к условной системе $Ca_5(PO_4)_3X$ – $Sr_5(PO_4)_3X$ – $Na_{2.5}LREE_{2.5}(PO_4)_3X$, где LREE – легкие РЗЭ, X – F, OH.

Все Sr-содержащие апатитоподобные фосфаты, обнаруженные в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах, являются акцессорными минералами. Они представлены несколькими минеральными видами, относящимися к различным минеральным ассоциациям.

Стронадельфит $Sr_5(PO_4)_3F$ встречается вблизи крупных кристаллов лампрофиллита в ассоциации с баритолампрофиллитом и титанитом (рис. 3.30 б). Минерал образует ксеноморфные зерна до 400 мкм по удлинению и 150 мкм по ширине.

Впервые минерал с близким к стронадельфиту химическим составом был обнаружен в породах Ловозерского щелочного массива на г. Карнасурт (Пеков, 2000). Позже аналогичный фосфат, названный “стронциевым апатитом”, был диагностирован в том же массиве на г. Аллуайв (Chakhmouradian et al., 2002). Наконец, в 2010 г. после находки минерала в породах Хибинского щелочного массива на г. Кукисвумчорр стронадельфит был утвержден как новый минеральный вид (Pekov et al., 2010). Хибинский стронадельфит был установлен в качестве акцессорного минерала в щелочных пегматитовых жилах, секущих нефелиновый сиенит. Главными минералами таких жил являются калиевый полевой шпат, нефелин, пироксен эгирин-диопсидового ряда, эвдиалит и лампрофиллит. Фосфат встречается в натролитовых гнездах в ассоциации с пектолитом, беловитом-(Ce), беловитом-(La), гейдоннеитом, ненадкевичитом, комаровитом и другими акцессорными минералами. Позднее стронадельфит отмечался в Хибинском массиве – в натролит-содержащем уртите, обнаруженном в пределах гряды Китчепахк (Yakovenchuk et al., 2010), а также в Японии – в ассоциации с жадеитом из региона Итоигава (Miyajima, 2014) и Бразилии – в щелочных породах комплекса Посус-ди-Калдас, штат Минас-Жейрас (Azzi et al., 2018). Однако, каких-либо характеристик стронадельфита из данных объектов в перечисленных публикациях не приводится.

Находка стронадельфита в породах Кондёрского массива – это седьмая находка данного минерала в природе и четвертая на территории России (первая за пределами Кольской щелочной провинции).

Фторстрофит $SrCaSr_3(PO_4)_3F$ обнаружен в полости выщелачивания в центральной части корродированного зерна лампрофиллита (рис. 3.30В). Как и стронадельфит, он ассоциирует с минералами группы лампрофиллита и титанитом, а также лоренценитом и высокостронциевым фторапатитом. Последний развивается внутри индивидов фторстрофита. Фторстрофит образует близкие к гипидиоморфным кристаллы размером до 250 мкм. В аншлифе минерал серовато-белого цвета, полупрозрачный.

Фторапатит $(Ca)_5(PO_4)_3F$ представлен двумя разновидностями, отличающимися по минеральной ассоциации и содержанию примесных компонентов. Один из них, высокостронциевый фторапаптит $(Ca,Sr)_5(PO_4)_3F$ (далее Sr-фторапатит), наиболее широко распространен среди апатитоподобных фосфатов. В породе он встречается как вблизи индивидов лампрофиллита и в срастании с ними (рис. 3.30В,Д), так и вблизи кристаллов эвдиалита (рис. 3.30Г).

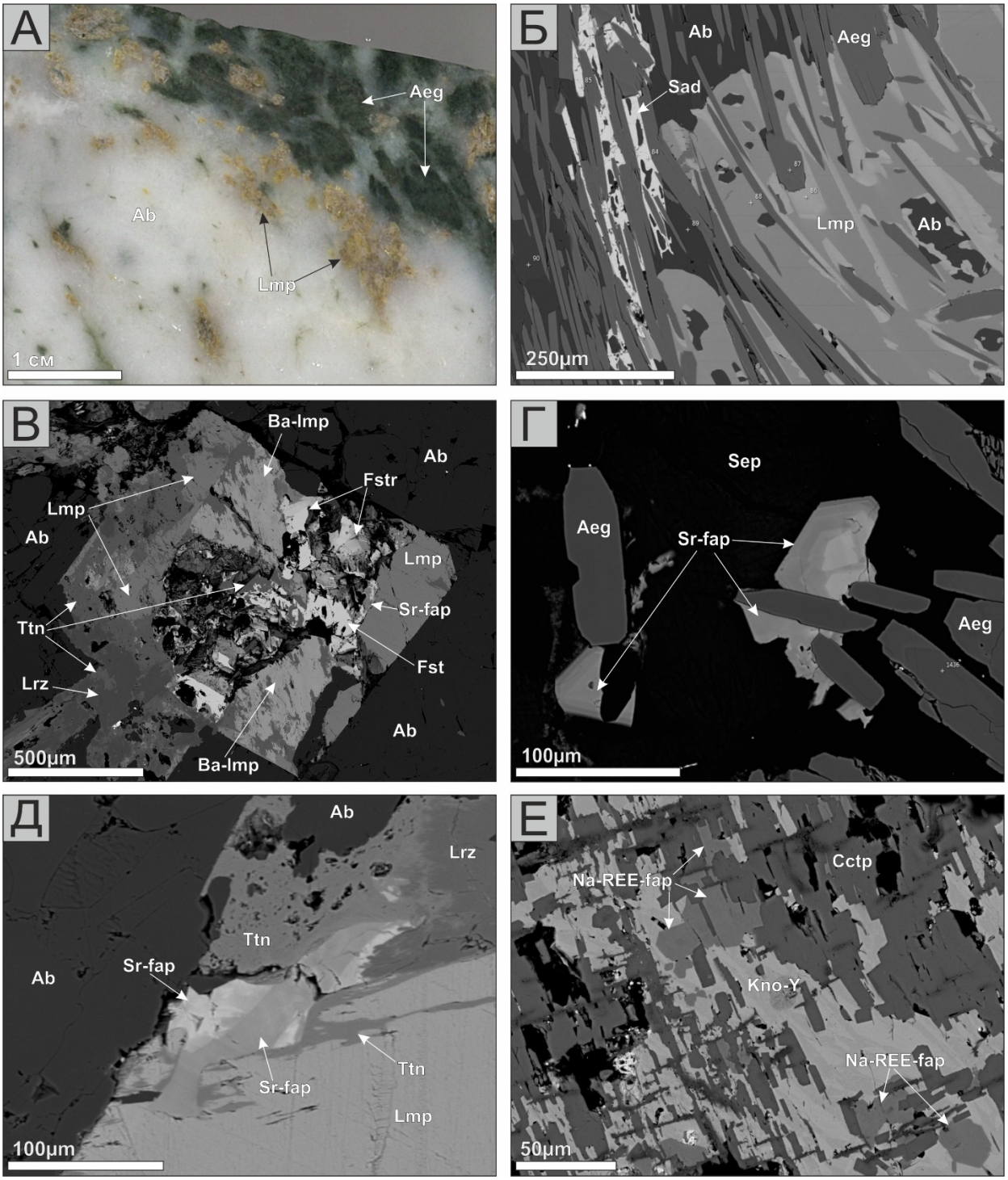


Рисунок 3.30. Взаимоотношения минералов эвдиалит-эгирин-альбитовых пород Кондёрского массива. а –контакт эгирина (Aeg) и альбита (Ab) в эвдиалит-эгирин-альбитовой породы с включениями минералов группы лампрофиллита (Lmp); б – ксеноморфный агрегат стронадельфита (Std), выполняющий пространство между кристаллами эгирина, альбита и лампрофиллита; в – корродированный кристалл лампрофиллита с реликтами лоренценита (Lnz), прорастаниями баритолампрофиллита (Ba–Lmp) и титанита (Ttn) в альбите и полостью с гипидиоморфными кристаллами фторстрофита (Fstr) и прорастаниями фторапатита, обогащенного Sr (Sr–fap); г – зональные гипидиоморфные кристаллы фторапатита, обогащенного Sr, на контакте с кристаллами эгирина в сепиолите (Sep); д – зерно фторапатита, обогащенного Sr, на границе кристалла

лампрофиллита и альбита с прорастаниями титанита и реликтами лоренценита; е – развитие Na-РЗЭ-фторапатита (Na–REE–fap) в ассоциации с кальциокатаплеитом (Cctp) и кайнозитом-(Y) (Kno-Y) в полости выщелачивания в пределах кристалла эвдиалита. Рис. а – фотография образца, б–е – BSE-фото аншлифов.

В первом случае минерал формирует ксеноморфные выделения размером до 350 мкм, а во втором – гипидиоморфные кристаллы размером от 25–100 мкм. Как правило, вне зависимости от ассоциации, в обратно-рассеянных электронах отчетливо проявлена зональность индивидов Sr-фторапатита. В аншлифе минерал полупрозрачный, серовато-белый, отмеченная выше зональность не различима.

Другая разновидность фторапатита характеризуется повышенными содержаниями Na и ∑(РЗЭ+Y) далее будет называться «Na-РЗЭ-фторапатит» с упрощенной формулой $(Ca,Na,REE,Sr)_5(PO_4)_3F$. Минерал встречается внутри концентрически-зональных зерен гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита в ассоциации с поздними низкотемпературными минералами – кайнозитом-(Y), кальциокатаплеитом и перклевеитом-(Ce) (рис. 3.30Е). Na-РЗЭ-фторапатит образует гипидиморфные кристаллы в массе кайнозита-(Y), а также выполняет полости между агрегатами кальциокатаплеита.

Некоторые зерна характеризуются слабовыраженной зональностью в обратно-рассеянных электронах, при этом центральная части зональных индивидов характеризуется более низкой электронной плотностью.

Основными видообразующими компонентами всех апатитоподобных минералов в эгирин-альбитовых породах Кондёрского массива являются Ca и Sr, в зависимости от соотношения которых минералы относятся к тому или иному виду. Содержания элементов примесей, к которым относятся Ba, Na, Y, РЗЭ, Fe, As, Ti, Si, также широко варьируют (табл. 3.23).

В составе *стронадельфита* содержания главных элементов находятся в следующих пределах (мас. %): 59.54–62.38 SrO (в среднем, 60.89), 27.52–31.14 P_2O_5 (в среднем, 29.86), 2.33–3.51 F (в среднем, 3.03). Главным примесным компонентом является Ca, в меньших количествах стабильно присутствуют Ba, в части анализов отмечены Fe и Na (мас. %): 3.80–5.62 CaO (в среднем, 4.74), 0.79–2.38 BaO (в среднем, 1.41), 0.00–0.52 FeO (в среднем, 0.24), 0.00–0.36 Na_2O (в среднем, 0.15). Рассчитанная по средним содержаниям элементов на 25 зарядов эмпирическая формула минерала имеет вид: $(Sr_{4.22}Ca_{0.61}Ba_{0.07}Na_{0.03}Fe_{0.02})_{4.96}(P_{3.02}O_{11.93})F_{1.15}$ (Осипов и др., 2021а).

Таблица 3.23

Химический состав (масс.%)

и коэффициенты в кристаллохимической формуле минералов супергруппы апатита

Компонент	Стронадельфит			Фторстрофит			Sr-фторапатит			Na-REE-фторапатит		
	n=4			n=12			n=22			n=21		
	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max
P_2O_5	**29.86**	27.52	31.14	**31.77**	30.43	33.05	**38.17**	36.50	40.61	**37.39**	34.78	38.58
SiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.17**	–	2.52
TiO_2	–	–	–	**0.08**	–	0.94	**0.04**	–	0.79	–	–	–
As_2O_3	–	–	–	–	–	–	**0.03**	–	0.71	–	–	–
Y_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.13**	–	2.79
La_2O_3	–	–	–	**0.34**	–	1.22	**0.22**	–	2.20	**0.93**	0.36	1.48
Ce_2O_3	–	–	–	**1.02**	–	1.71	**0.55**	–	4.57	**3.74**	2.54	4.30
Pr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.65**	–	1.01
Nd_2O_3	–	–	–	–	–	–	**0.16**	–	1.09	**4.53**	3.18	5.60
Sm_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.86**	0.49	1.22
Gd_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.09**	–	0.53
SrO	**60.89**	59.54	62.38	**53.30**	50.36	57.23	**17.57**	6.00	32.03	**3.76**	1.96	7.43
CaO	**4.74**	3.80	5.62	**10.24**	8.53	13.83	**39.72**	30.28	49.88	**40.85**	38.68	41.80
BaO	**1.41**	0.79	2.38	**0.78**	–	1.57	–	–	–	–	–	–
FeO	**0.24**	–	0.52	–	–	–	**0.09**	–	0.39	–	–	–
Na_2O	**0.15**	–	0.36	**0.33**		0.56	**0.35**	–	1.54	**2.07**	1.82	3.00
F	**3.03**	2.33	3.51	**2.46**	1.59	3.49	**2.70**	2.05	3.19	**2.41**	1.41	3.85
H_2O (Расч.)	–	–	0.18	**0.16**	–	0.55	**0.33**	0.10	0.59	**0.46**	–	0.93
$-O=F_2$	**-1.28**			**-1.03**			**-1.14**			**-1.01**		
Сумма	**99.04**			**99.45**			**98.80**			**97.00**		
Коэффициенты рассчитаны на 25 зарядов												
P	**3.02**	2.97	3.07	**3.04**	2.98	3.10	**3.00**	2.96	3.03	**2.97**	2.78	3.00
Si	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.02**	–	0.24
Ti	–	–	–	**0.01**	–	0.08	–	–	0.06	–	–	–
As	–	–	–	–	–	–	–	–	0.04	–	–	–
Y	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.01**	–	0.14
La	–	–	–	**0.01**	–	0.05	**0.01**	–	0.07	**0.03**	0.01	0.05
Ce	–	–	–	**0.04**	–	0.07	**0.02**	–	0.15	**0.13**	0.09	0.15
Pr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.02**		0.03
Nd	–	–	–	–	–	–	**0.01**		0.04	**0.15**	0.11	0.19
Sm	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.03**	0.02	0.04
Gd	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.02
Sr	**4.22**	4.13	4.40	**3.49**	3.22	3.78	**0.95**	0.32	1.80	**0.20**	0.11	0.41
Ca	**0.61**	0.52	0.71	**1.24**	1.04	1.63	**3.95**	3.14	4.63	**4.10**	3.91	4.21
Ba	**0.07**	0.04	0.12	**0.03**	–	0.07	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	**0.02**	–	0.05	–	–	–	**0.01**	–	0.03	–	–	–
Na	**0.03**	–	0.09	**0.07**	–	0.13	**0.06**	–	0.27	**0.38**	0.33	0.55
F	**1.15**	0.86	1.31	**0.88**	0.58	1.26	**0.79**	0.62	0.93	**0.71**	0.42	1.17
$(OH)^-$	–	–	0.14	**0.12**	–	0.42	**0.21**	0.07	0.38	**0.29**	–	0.58
O	**11.93**	11.85	12.00	**12.00**	11.87	12.00	**12.00**	12.00	12.00	**12.00**	11.92	12.00

Примечания: n – число используемых в расчете анализов; пустые ячейки – содержания элемента ниже порога обнаружения; $\bar{X}$, Min, Max – среднее, минимальное и максимальное значение для группы анализов.

По химическому составу стронадельфит Кондёрского массива мало отличается от предыдущих находок данного минерала (Таб 3.24). Наиболее существенное различие заключается в отсутствии (концентрация ниже предела обнаружения) в изученных образцах примеси редкоземельных элементов, которые установлены в составе стронадельфита Хибинского и Ловозерского массивов.

Таблица 3.24

Сопоставление химического состава (масс. %) стронадельфита из различных массивов

Компонент	Теор. состав	Массивы										
		Кондёрский[1]					Хибинский (г. Кукисвумчорр)[2]			Ловозерский		
										(г. Карнасурт)[3]		(г. Аллуайв)[4]
		n=4					n=6			n=2		n=1
		1	2	3	4	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	Min	Max	
P_2O_5	28.69	30.43	30.34	27.52	31.14	29.86	29.02	28.70	29.60	28.10	29.50	27.86
SiO_2												0.39
ThO_2							0.28	0.20	0.60			
La_2O_3							0.34	0.20	0.40			0.74
Ce_2O_3							0.22		0.30			0.71
Nd_2O_3												0.23
SrO	69.83	61.20	60.43	59.54	62.38	60.89	62.72	62.40	62.90	61.30	63.90	62.86
CaO		5.33	5.62	3.80	4.22	4.74	2.49	2.40	2.60	4.80	7.20	2.59
BaO		0.79	1.15	2.38	1.32	1.41	2.40	1.90	2.60	0.50	1.60	
FeO		0.43	0.52			0.48						
PbO										0.00	0.40	
Na_2O				0.36	0.22	0.29	0.10	0.06	0.12			0.21
F	2.56	3.33	3.51	2.96	2.33	3.03	1.45	1.30	1.50	3.32		2.42
H_2O (расч.)					0.18		0.54					0.05
$-O=F_2$	-1.08	-1.40	-1.48	-1.25	-0.98	-1.28	-0.61			-1.40		-1.02
Total	100.00	100.11	100.09	95.32	100.82	99.04	98.95			100.00	100.80	97.04

Примечания: [1] – наши данные (1, 2, 3, 4 – исходные анализы), [2,3] – данные (Pekov et al, 2010); [4] – данные (Chakhmouradian et al, 2002); пустые ячейки – содержания элемента ниже порога обнаружения; n – число анализов для каждого источника; $\bar{X}$, Min, Max – среднее, минимальное и максимальное значение для группы анализов

Диагностика минерала дополнена методом рамановской спектроскопии. Рамановский спектр (рис. 3.31) исследуемого образца стронадельфита был получен при длине волны лазера 514 нм и нормальных условиях среды в области 70-4000 $см^{-1}$ с разрешением 2 $см^{-1}$. Полученные спектры обрабатывались с помощью программы Origin.

Ввиду изоструктурности апатита и стронадельфита, а также малого числа опубликованных материалов по спектроскопии последнего, при расшифровке полученного нами КР-спектра использовались данные по фтор- и гидроксилапатиту (Penel et al., 1997; Frezzotti et al., 2012; Xue et al., 2018). Дальнейшее присвоение полос и сопоставление спектров выполнено с использованием работы по спектроскопии синтезированного образца стронадельфита (Zhai et al., 2015).

Согласно факторному групповому анализу рамановский спектр стронадельфита содержит 54 моды, из которых 15 приходятся на внутренние колебания $[PO_4]^{3-}$ и остальные решеточные колебания (Zhai et al., 2015). Так симметричное валентное колебание $[PO_4]^{3-}$ группы ν_1 имеет наибольшую интенсивность и находится в пределах 960-965 $см^{-1}$ для фторапатита (Frezzotti et al., 2012) и 953 $см^{-1}$ для стронадельфита (Zhai et al., 2015). На полученном нами спектре ν_1 имеет две компоненты – интенсивную линию на 950 $см^{-1}$ и в 5 раз более слабую на 970 $см^{-1}$. Ассиметричное валентное колебание ν_3 группы $[PO_4]^{3-}$ имеет две полосы на 1025 и 1044 $см^{-1}$. Симметричные деформационные колебания ν_2 группы $[PO_4]^{3-}$ выделяются на 391, 420, 442 и 483 $см^{-1}$, ассиметричные деформационные колебания ν_4 - на 545, 560, 572, 581 и 594 $см^{-1}$. В то же для синтезированного образца (Zhai et al., 2015) колебания ν_2 отмечены на 423 и 445 $см^{-1}$, ν_3 - на 1029, 1042, 1055 $см^{-1}$, ν_4 – на 574, 582, 595 и 603 $см^{-1}$. Ниже 370 $см^{-1}$ расположены решеточные колебания при 100, 137, 188, 215, 241, 305, 346 и 369 $см^{-1}$. На спектре синтетического стронадельфита выделены лишь самые интенсивные из них – 208, 242 и 305 $см^{-1}$.

На спектре Кондёрского стронадельфита присутствуют неидентифицированные широкие малоинтенсивные полосы с максимумами при на 675, 860 и 1115 $см^{-1}$, а также полоса на 3552 $см^{-1}$, соответствующая валентным OH колебаниям. Это отвечает полученным данным по химическому составу исследуемого минерала, где в части анализов отмечен дефицит фтора, компенсируемый $(OH)^-$ компонентой.

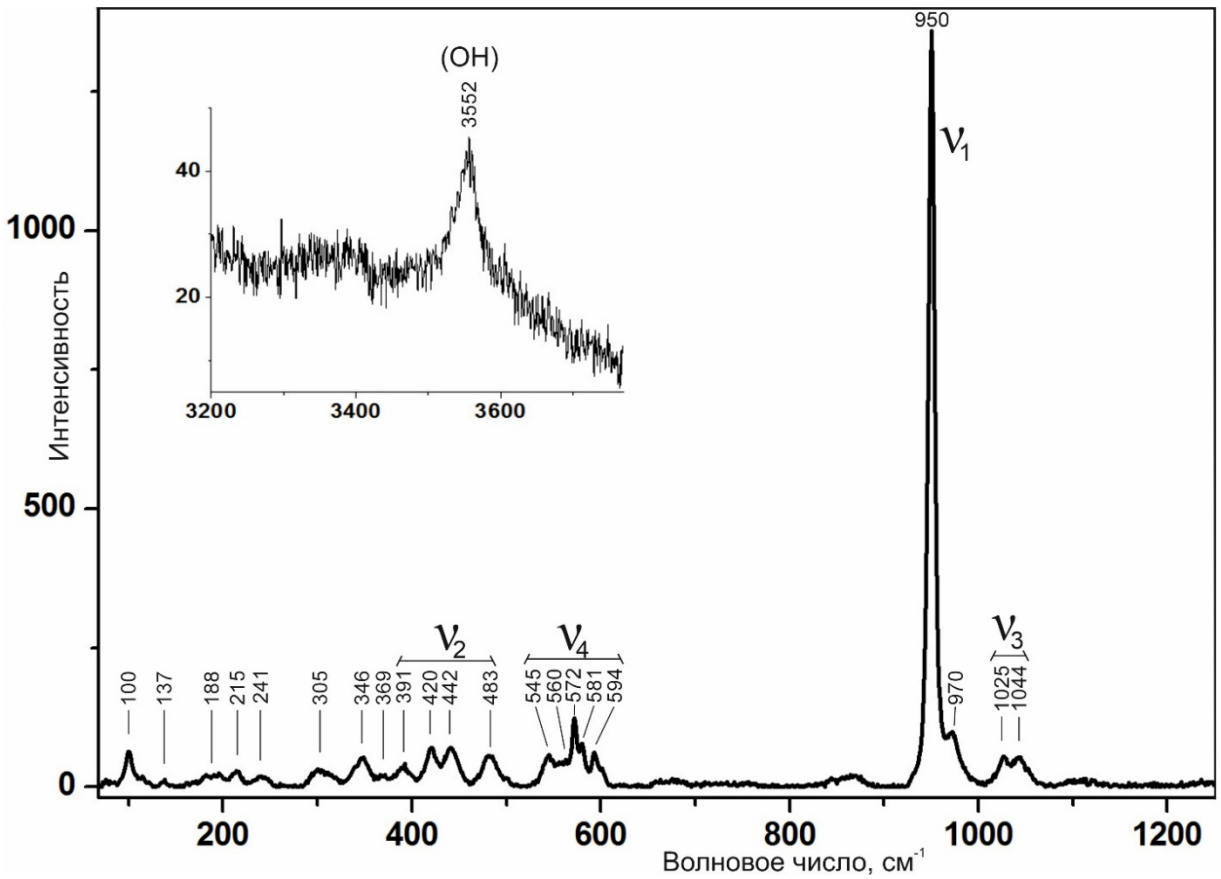


Рисунок 3.31. Рамановский спектр стронадельфита в областях 75-1250 см$^{-1}$ и 3200-3775 см$^{-1}$.

В составе *фторстрофита* Ca уже является видообразующим. Содержания главных элементов в минерале составляют (мас. %):50.63–57.23 SrO (среднее, 53.30), 30.43–33.05 P_2O_5 (среднее, 31.77), 8.53–13.83 CaO (среднее, 10.24), 1.59–3.49 F (среднее, 2.46). Из примесей практически всегда присутствуют Ba, Na, Ce, реже – La, один раз был отмечен Ti (мас. %): 0.00–1.57 BaO (среднее, 0.78), 0.00–0.56 Na_2O (среднее, 0.33), Ce_2O_3 0.00–1.72 (среднее, 1.02), La_2O_3 0.00–1.22 (среднее, 0.34), TiO_2 – 0.94. Рассчитанная по средним содержаниям элементов на 25 зарядов упрощенная формула минерала имеет вид: $(Sr_{3.49}Ca_{1.24}Na_{0.07}Ce_{0.04}Ba_{0.03}La_{0.01})_{4.90}(P_{3.04}Ti_{0.01}O_{12.00})F_{0.88}(OH)_{0.12}$.

Впервые фторстрофит был описан в 1962 г. в породах щелочного массива Инагли, Республика Саха (Якутия) (Ефимов и др., 1962). В отличие от фторапатита (как и стронадельфита, обнаруженного позднее) в структуре фторстрофита происходит разделение 4 позиций *M*1 на две пары *M*1 и *M*1’ с переходом от пространственной группы $P6_3/m$ к $P6_3$ (Клевцова, 1964). Кристаллохимическая формула типового образца минерала – $^{M1}[(Sr,Ba)]^{M1'}[Ca]^{M2}[Sr_{2.05}Ca_{0.30}A_{0.15}](PO_4)_3(F,OH)$, где A – РЗЭ, Na (Клевцова, 1964). Позднее аналогичная по составу и структуре фаза была обнаружена в пределах г. Расвумчорр Хибинского массива (Кольский полуостров). Ее кристаллохимическая формула – $^{M1}[Sr_{0.75}Ca_{0.25}]^{M1'}[Ca_{0.7}Sr_{0.3}]^{M2}[Sr_{2.6}Ca_{0.4}](PO_4)_3F$ (Pushcharovsky et al., 1987). Исходя из

вышесказанного, кристаллохимическая формула обнаруженного нами минерала может быть записана следующим образом: $^{M1}[Sr_{0.97}Ba_{0.03}]^{M1'}[Ca_{1.00}]^{M2}[Sr_{2.52}Ca_{0.24}Na_{0.07}Ce_{0.04}La_{0.01}](P_{3.04}Ti_{0.01}O_{12.00})[F_{0.88}(OH)_{0.12}]$. По соотношению Sr/Ca и составу элементов-примесей фторстрофит Кондёрского массива близок к минералу из массива Инагли.

Ca-доминантный Sr-фторапатит содержит (мас. %) 30.28–49.88 CaO (среднее, 39.72), 36.50–40.61 P_2O_5 (среднее, 31.77), 2.05–3.19 F (среднее, 2.70). При этом содержания SrO сильно варьируют от 6.00 до 32.03 мас. % (в среднем, 17.57 мас. %). Наиболее частыми примесями являются натрий и железо, менее характерны церий, лантан и неодим (мас. %): 0.00–0.39 FeO (среднее, 0.09), 0.00–4.57 Ce_2O_3 (среднее, 0.55), 0.00–2.22 La_2O_3 (среднее, 0.22), 0.00–1.09 Nd_2O_3 (среднее, 0.16). В одном анализе также отмечено 0.79 мас. % TiO_2 и 0.71 мас. % As_2O_3. Рассчитанная по средним содержаниям элементов на 25 зарядов упрощенная формула минерала имеет вид: $(Ca_{3.95}Sr_{0.95}Na_{0.06}Ce_{0.04}La_{0.01}Nd_{0.01}Fe_{0.01})_{5.01}(P_{3.00}O_{12.00})F_{0.79}(OH)_{0.21}$.

Зональность минерала была проанализирована на примере индивида, обнаруженного вблизи корродированного кристалла эвдиалита. EBSD анализ показал, что индивид Sr-фторапатита представлен блочным монокристаллом (рис. 3.30 в, г) . На BSE изображении видно, что центральные зоны кристалла имеют более высокую электронную плотность, чем краевые (рис. 3а). Это является следствием более высокого содержания Sr^{2+} в центре – от 1.07 до 1.20 ф.к., в то время как промежуточные зоны содержат от 0.56 до 0.88 ф.к., а краевые – от 0.34 до 0.47 ф.к.. По всей видимости, зональность кристаллов носит осцилляционный характер, при этом по мере кристаллизации минерала содержания Sr уменьшались.

Стоит также отметить, что в центральной части индивида содержания Sr^{2+} превышают 1 ф.к., а в некоторых зонах других кристаллов составляют 1.51–1.80 ф.к.. Это указывает на то, что по формальному отношению видообразующих компонентов, по крайней мере, часть индивидов Sr-фторапатита может быть отнесена к фторкафиту – другому члену изоморфного ряда $(Ca)_5(PO_4)_3F – Sr_5(PO_4)_3F$.

В структурном отношении данный минерал является Ca -доминантным аналогом фторстрофита, а кристаллохимическая формула типового образца с г. Коашва Хибинского щелочного массива выглядит следующим образом: $^{M1}[Sr_{0.5}Na_{0.3}Ca_{0.2}]^{M1'}[Ca]^{M2}[Ca_{2.1}Sr_{0.6}REE_{0.3}]$ $(PO_4)_3[F_{0.7}(OH)_{0.3}]$ (Хомяков и др., 1997). Позднее несколько новых находок фторкафита были сделаны в Хибинском и Ловозерском массивах на Кольском полуострове (Yakovenchuk et al., 1997; Chackmouradian et al., 2005) и в районе Тича (Западные Карпаты, Чехия) (Kropáč et al., 2017*)*.

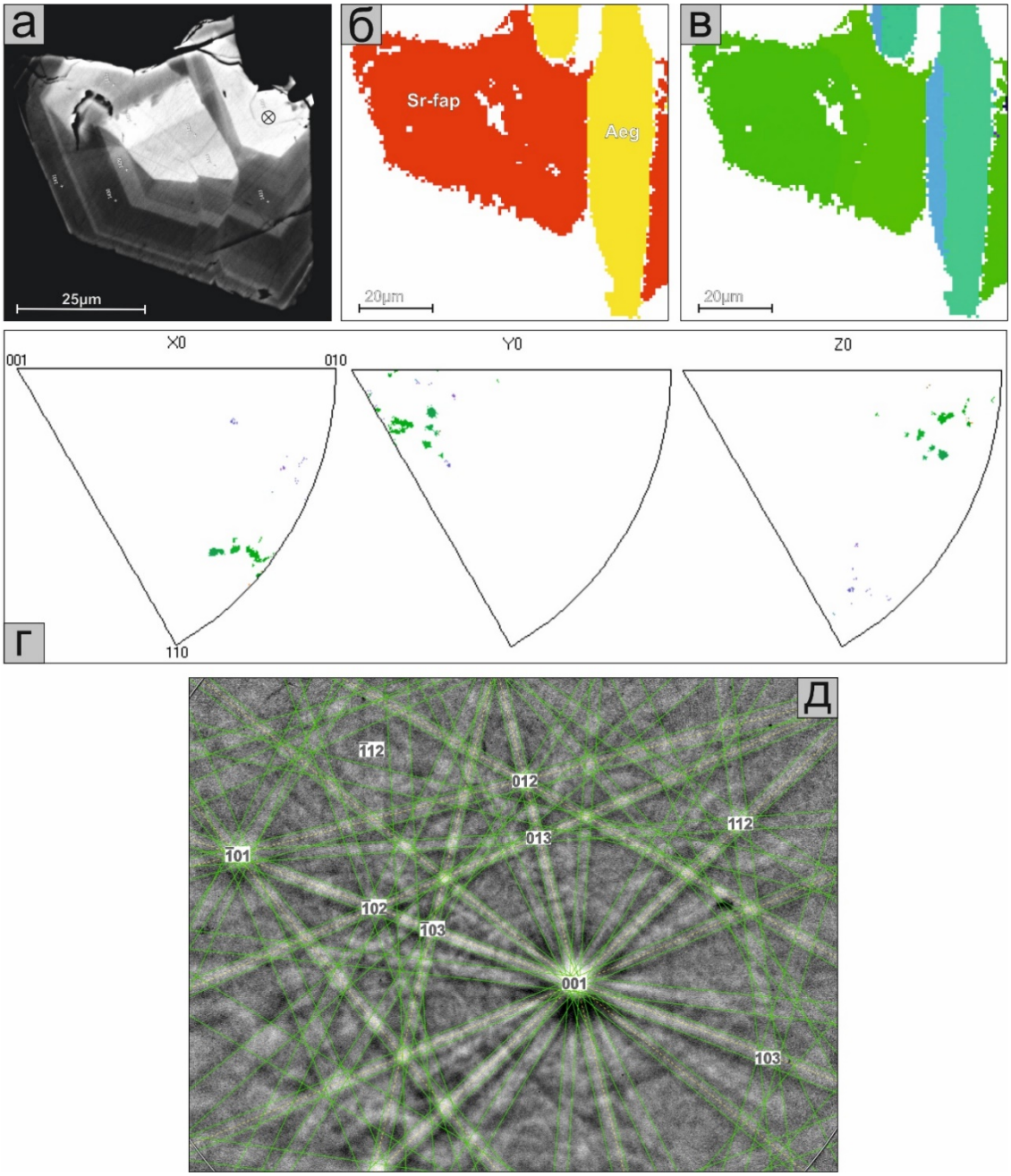


Рисунок 3.32. Результаты EBSD анализа. а – BSE изображение блочного зонального кристалла Sr-фторапатита. Кругом с перекрестием отмечена точка съемки картины Кикучи; б – EBSD карта фазовой диагностики кристалла Sr-фторапатита и эгирина; в – карта ориентации блоков кристалла (углы Эйлера); г – обратные полюсные фигуры (проекция ориентировок к углам Эйлера, рис. 3в); д –картина Кикучи, снятая с центральной части зонального кристалла Sr-фторапатита (Рис. 3а). Показаны полосы совпадения с эталонной карточкой фторапатита ICSD: 80121

Для проверки данного предположения был применен метод EBSD (рис. 3.32). Правильность структурной идентификации минерала определяется величиной среднего углового отклонения между картиной Кикучи, рассчитанной по модельной

кристаллической структуре, и картиной обратного рассеяния электронов, полученной с изучаемой фазы.

При сравнении картин Кикучи, полученных с центральной части зонального зерна Sr-фторапатита (рис. 3.30д), с эталонными структурами фторапатита (ICSD: 80121) и фторкафита (Chackmouradian et al., 2005) был получено среднее угловое отклонение 0.21° и 0.23°, соответственно, по 10 полосам совпадения. Его низкое значение позволяет с уверенностью отнести минерал к структурному типу апатита. При этом точность метода EBSD недостаточна для разделения фаз с столь близкими структурными параметрами, в то же время использовать более точные рентгеноструктурные исследования в нашем случае затруднительно ввиду невозможности выделить монофракцию фторкафита из зональных кристаллов Sr-фторапатита.

В составе Na-РЗЭ-фторапатита главными элементами являются Ca и P (мас.%): 38.68–41.80 CaO (среднее, 40.85), 34.78–38.58 P_2O_5 (среднее, 37.39), 1.41–3.85 F (среднее, 2.41). От других минералов супергруппы апатита, обнаруженных в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах, он отличается более высокими содержаниями Na_2O (1.82–3.00 мас. %, среднее 2.07), а также меньшей примесью SrO (1.96–7.43 мас.%, среднее, 3.76). Кроме того, в его составе присутствует большее число РЗЭ, встречается примесь Si и в единичном случае отмечен Y (мас. %): 3.18–5.60 Nd_2O_3 (среднее, 4.53), 2.54–4.30 Ce_2O_3 (среднее, 3.74), 0.36–1.48 La_2O_3 (среднее, 0.93), 0.49–1.22 Sm_2O_3 (среднее, 0.86), 0.00–1.01 Pr_2O_3 (среднее, 0.65), 0.00–0.53 Gd_2O_3 (среднее, 0.09), 0.00–1.09 Nd_2O_3 (среднее, 0.16), 0.00–2.52 SiO_2 (среднее, 0.17), Y_2O_3 – 2.79.

Рассчитанная по средним содержаниям элементов на 25 зарядов упрощенная формула минерала имеет вид:

$(Ca_{4.10}Na_{0.38}Sr_{0.20}Nd_{0.15}Ce_{0.13}La_{0.03}Sm_{0.03}Pr_{0.02}Y_{0.01})_{5.05}(P_{2.97}Si_{0.02}O_{12.00})F_{0.71}(OH)_{0.29}$.

Стоит отметить существенную примесь $(OH)^-$ (расч.) – до 0.58 ф.к., (среднее, 0.29). В одном из полученных составов его содержание превышает содержания F, что формально позволяет диагностировать минерал как гидроксилапатит.

На тройной диаграмме составов минералов системы фторапатит $Ca_5(PO_4)_3F$ – стронадельфит $Sr_5(PO_4)_3F$ – гипотетический конечный член состава $Na_{2.5}LREE_{2.5}(PO_4)_3F$ составы стронадельфита и фторстрофита формируют отдельные поля (рис. 3.33). Выделяется также группа анализов Sr-фторапатита с повышенными содержаниями Sr, в то время как оставшиеся составы Sr-фторапатита и Na–РЗЭ-фторапатит формируют общее поле и уверено разделяются только по минеральной ассоциации.

На диаграммах отношения Sr^{2+} к ∑(Na+РЗЭ) и Sr^{2+} к $(OH)^-$ видно, что с понижением содержания Sr в составе минералов увеличиваются содержания Na и РЗЭ, а также

содержание воды (в форме OH^-) (рис 3.34 а, б). В целом, химические составы Sr–доминантных стронадельфита и фторстрофита близки известным находкам данных минералов и несущественно отличаются от них по микропримесям.

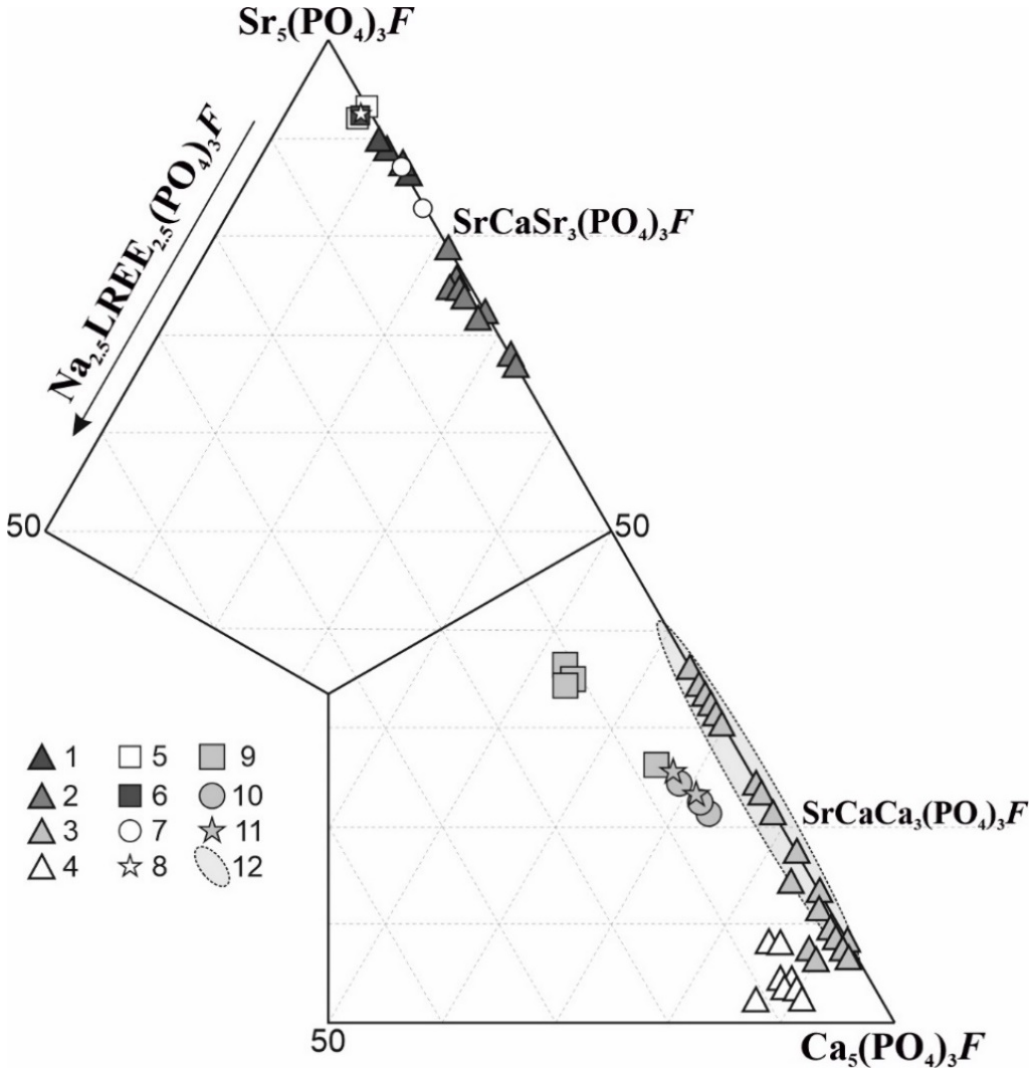


Рисунок 3.33. Составы минералов системы фторапатит $Ca_5(PO_4)_3F$ – стронадельфит $Sr_5(PO_4)_3F$ – гипотетический конечный член состава $Na_{2.5}LREE_{2.5}(PO_4)_3F$. 1 – 4 – Кондёрский массив: 1 – стронадельфит, 2 – фторстрофит, 3 – Sr-фторапатит, 4 – Na-РЗЭ-фторапатит; 5 – стронадельфит (г. Кукисвумчорр, Хибины) (Pekov et al., 2010); 6 – стронадельфит (г. Кукисвумчорр, Хибины) среднее значение по 6 анализам (Pekov et al., 2010); 7 – стронадельфит (г. Карнасурт, Ловозеро) (Pekov et al., 2010); 8 – стронадельфит (г. Аллуайв, Ловозеро) (Chakhmouradian et al., 2002); 9 – фторкафит (Ловозеро) (Chakhmouradian et al., 2005); 10 – фторкафит (Хибины) (Chakhmouradian et al., 2005); 11 – фторкафит (Хибины) (Хомяков и др., 1997, Яковенчук и др., 1999); 12 – фторкафит (Tichá) (Kropac et al., 2017).

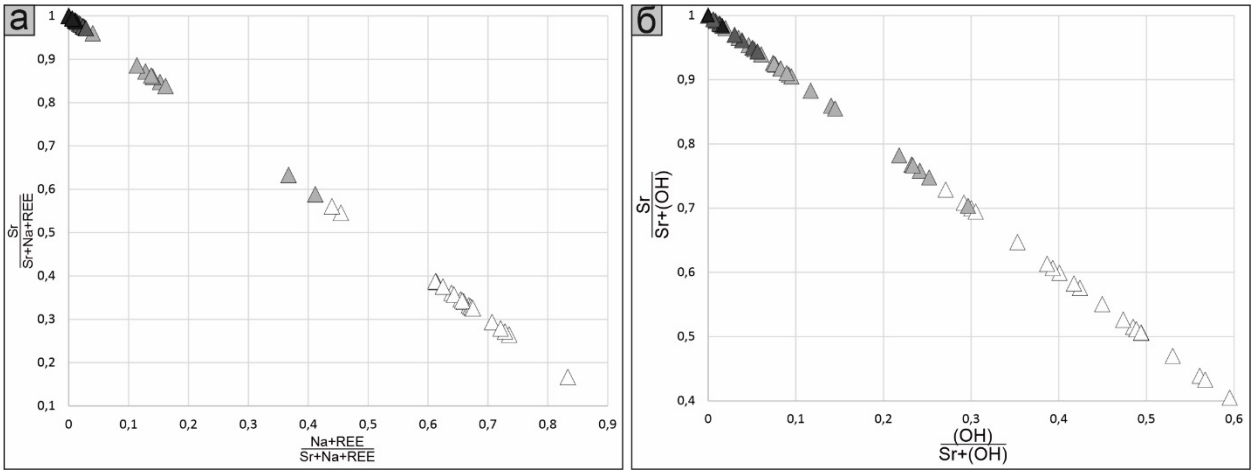


Рисунок. 3.34. Соотношение содержаний компонентов в составе стронций-содержащих минералов супергруппы апатита эвдиалит-эгирин-альбитовых пород Кондерского массива.
а – зависимость содержаний ∑(Na+REE) от содержания Sr^{2+}; б – зависимость содержаний $(OH)^-$ от содержания Sr^{2+}. Условные обозначения представлены на рис. 3.31.

В то же время, анализы Sr-фторапатита с близкой к фторкафиту стехиометрией сходны с образцами из региона Тича и отличаются от составов минералов из Хибинского и Ловозерского массивов существенно меньшими содержаниями Na и РЗЭ.

Несмотря на широкие вариации химического состава, обнаруженные Sr-содержащие фосфаты относятся к двум минеральным ассоциациям. Стронадельфит и фторстрофит встречаются вместе с минералами группы лампрофиллита, лоренценитом и титанитом. Na-РЗЭ-фторапатит образуется в корродированных зернах эвдиалита в ассоциации с кальциокаталеитом, кайнозитом-(Y) и перклевеитом-(Ce). В то же время, Sr-фторапатит отмечен в обеих ассоциациях, при этом в первом случае минерал формирует ксеноморфные индивиды, а во втором – гипидиоморфные кристаллы в массе сепиолита.

Стронций-содержащие минералы супергруппы апатита, обнаруженные в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пород Кондёрского массива представлены четырьмя разновидностями, относящимися к трем минеральными видами. Две разновидности характеризуются преобладанием Sr в химическом составе (стронадельфит и фторстрофит), две другие – преобладанием Ca (Sr-фторапатит и Na-РЗЭ-фторапатит). В центральных частях зональных кристаллов Sr-фторапатита отмечены повышенные содержания Sr (>1 ф.к.), что формально дает повод отнести фазу к другому минеральному виду – фторкафиту.

Таким образом, в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах наблюдается практически полный изоморфный ряд фторапатит – стронадельфит, отвечающий изоморфной схеме Ca^{2+}<—>Sr^{2+}. Отсутствие промежуточных составов с отношением Ca/Sr, близким к 1, может указывать на перерыв в процессе формирования Sr-фосфатов. В меньшей степени

для минералов характерны изоморфные схемы Ca^{2+}<—>Ba^{2+}, $2Ca^{2+}$<—>$Na^{+}REE^{+}$ и F^{-}<—>$(OH)^{-}$, степень проявленности которых варьирует в зависимости от отношения Ca/Sr: по мере уменьшения содержаний Sr снижается содержание Ba и увеличиваются содержания Na+РЗЭ и $(OH)^{-}$. Так, стронадельфит практически не содержит Na, РЗЭ и $(OH)^{-}$, в то время как в некоторых составах фторапатита сумма Na+ РЗЭ превышает содержания Sr^{2+}, а количество $(OH)^{-}$ близко к содержаниям F^{-}. Примесь Ba характерна только для составов с содержаниями Sr^{2+}> Ca^{2+} (Осипов и др., 2021б).

3.2.3.17. Карбонаты эвдиалит-эгирин-альбитовых пород

Наиболее поздними образованиями эвдиалит-эгирин-альбитовых пород являются карбонаты. Они представлены двумя минералами – кальцитом $Ca(CO_3)$ и редкоземельным карбонатом – гальгенбергитом-(Ce) $CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$. Кальцит формирует каймы и выполняет трещины в массе поздних минералов (рис. 3.36А) и является достаточно обычным для представленной ассоциации. Гальгенбергит-(Ce), напротив, встречается крайне редко.

Гальгенбергит-(Ce) был впервые обнаружен в 1998 году в Австрии (провинция Штирия) при проходке железнодорожного туннеля Гальгенберг (Hollerer, 1998). Минерал был встречен в небольших полостях в метаморфизованных альбит-хлоритовых сланцах в ассоциации с сидеритом, анкилитом-(Ce), пиритом и кальцитом.

Кроме того, гальгенбергит-(Ce) был обнаружен в Швеции (провинция Даларна) в гранитах I-типа массива Сёрвик (Lindh, 2012), в Парагвае (провинция Альто-Парагвай, щелочной комплекс Серро Боггиани) в составе нефелинового сиенита (Comin-Chiaramonti et al., 2016) и в Австралии (провинция Элерон) на месторождении Ноланс-Бор в составе фторапатитовых жильных тел, секущих вмещающие гранитогнейсы (Huston et al., 2016). На территории России гальгенбергит-(Ce) обнаружен на Кольском полуострове (северо-западный фланг Лицко-Арагубского комплекса) в пегматоидных гранитах REE-Th-U – проявления Дикое (Kaulina et al., 2018) и на Южном Урале в составе сульфидных руд Талганского Cu-Zn месторождения (Ayupova et. al., 2019).

Представленный в данной работе минерал – это седьмая находка данного минерала в природе и третья на территории России. При этом нами гальгенбрегит-(Ce) был обнаружен в 2017 году, таким образом формально Кондёрский массив – первое известное его проявление в России (Осипов, Антонов, 2017).

В эвдиалит-эгирин-альбитовых породах Гальгенбергит-(Ce) был встречен в центральной части корродированного зерна эвдиалита. Он образует ксеноморфные

выделения, как правило формируя оторочки в краевой части зерен альбита (рис. 3.35Б,В). При этом сохраняется первичная морфология кристаллов плагиоклаза. Размеры оторочек варьирует от 10 до 50 мкм по ширине и до 200 мкм по удлинению. В некоторых случаях в формировании псевдоморфоз по альбиту участвует также кальцит, реликты силиката при этом наблюдаются лишь в центральной части таких агрегатов (рис. 3.35Б). При этом замещение альбита кальцитом, судя по всему, происходит несколько позднее кристаллизации гальнебергита-(Ce). В единичных случаях гальгенбергит-(Ce) также выполняет мелкие (до 5-10 мкм) каверны в массе сепиолита на границе с кристаллами альбита и эгирина. В аншлифе гальгенбергит-(Ce) прозрачный, практически бесцветный.

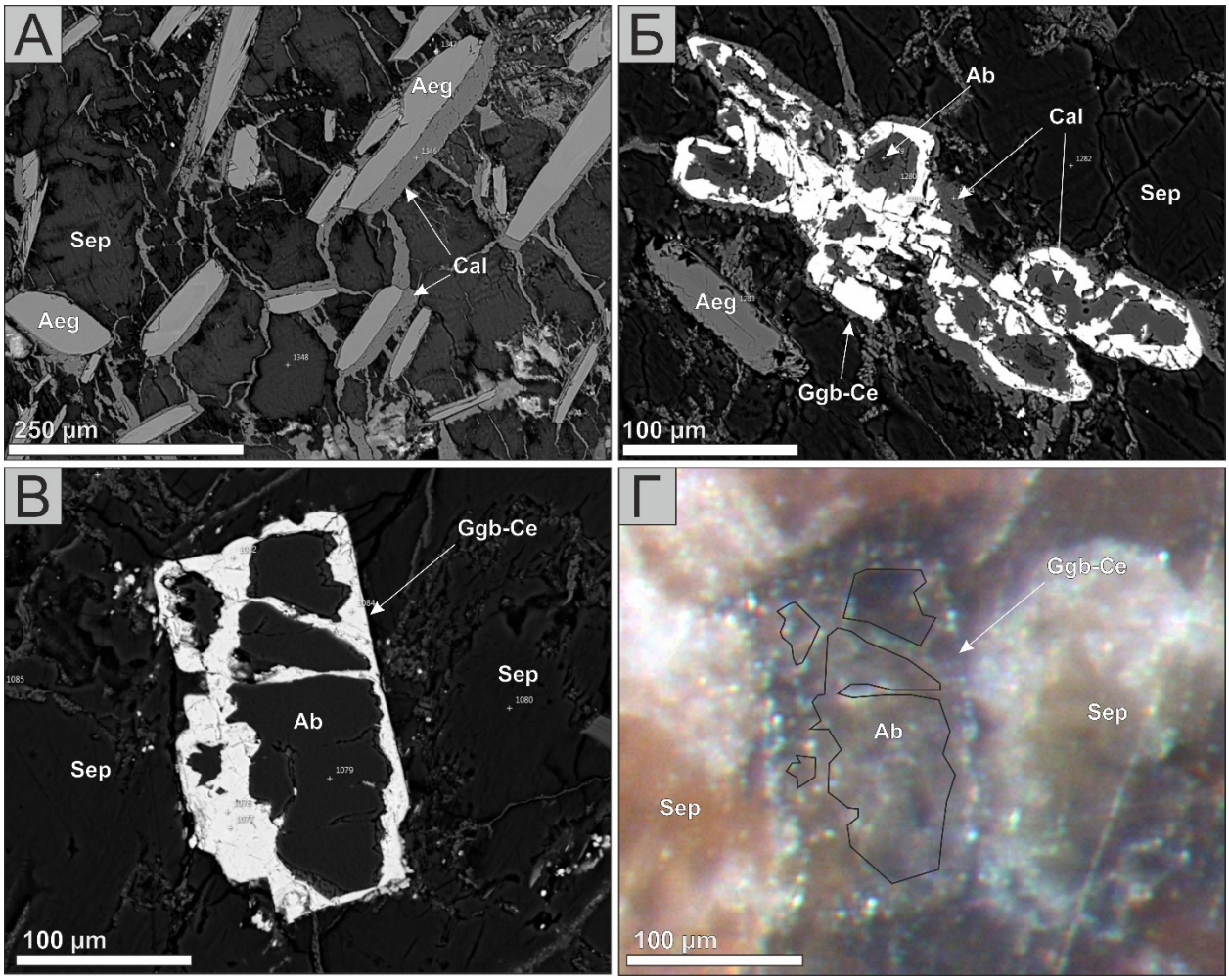


Рисунок 3.35 Взаимоотношения карбонатов эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. А-В – BSE-изображения. А – группа кристаллов эгирина (Aeg) с отсрочками кальцита (Cal) в массе сепиолита (Sep); Б – группа зерен альбита (Ab), частично замещенных гальгенбергитом-(Ce) (Ggb-Ce) (оторочки) и кальцитом (Cal) (центральная часть) в массе сепиолита (Sep). Наблюдается эгирин (Aeg). В,Г – кристалл альбита (Ab) с оторочкой гальгенбергита-(Ce) (Ggb-Ce) в массе сепиолита (Sep).

Химический состав гальгенбергита-(Ce) достаточно постоянен (таб. 3.25). Содержания главных элементов варьируют в следующих пределах (масс. %): CaO 7.56–8.59 (в среднем 8.14), Ce_2O_3 24.13–28.53 (в среднем 26.69). Основные примесные компоненты (масс. %) – Nd_2O_3 12.11–15.01 (в среднем 13.60), La_2O_3 4.67–6.28 (в среднем 5.62), Pr_2O_3 2.77–3.38 (в среднем 3.04), Sm_2O_3 1.36–2.31 (в среднем 1.79), SrO 0.67–1.30 (в среднем 0.91). В единичных случая отмечены Y_2O_3 – до 1.11 масс. % и Gd_2O_3 – до 0.74 масс. %. Расчётные содержания углерода и воды составляют (масс. %): $CO_{2\ calc*}$ 26.88–27.40 (в среднем 27.19), H_2O_{calc*} 2.78–2.86 (в среднем 2.81). Расчетное соотношение $\sum(REE+Y)/\sum(Ca+Ba)$, позволившее диагностировать минерал именно как гальгнебергит-(Ce), всегда близко или равняется 2. Рассчитанная по средним содержаниям элементов на 3 единицы катионов эмпирическая формула минерала имеет вид:

$(Ca_{0.94}Sr_{0.06})_{\mathbf{1.00}}(Ce_{1.05}Nd_{0.52}La_{0.22}Pr_{0.12}Sm_{0.07}Gd_{0.01}Y_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(CO_3)_{\mathbf{4.00}} \cdot H_2O$. Полученные данные хорошо согласуются по стехиометрии с теоретической формулой гальгенбергита-(Ce).

Полученные нами данные близки к теоретическому составу, а также составу минерала из Австрии. Основное отличие заключается в незначительной примеси стронция в составе образца из массива Кондёр. В то же время, составы гальгнебрегита-(Ce) из Парагвая отличаются существенной примесью стронция – до 0.38 формульных коэффициентов.

По содержанию РЗЭ исследуемый минерал схож с образцом из туннеля Гальгенберг. Основное их отличие заключается в соотношении Nd/La, которое выше в образце из Кондёрского массива (2.34 против 1), а также незначительной примеси самария, гадолиния и иттрия, присутствующей в нем. При этом образец из Серро Боггиани отличается принципиально иным соотношением REE – содержание лантана несколько выше содержания церия, остальные элементы присутствуют в незначительном количестве. Это дает формальный повод отнести данный минерал к La-доминантной разновидности гальгенбергита-(Ce). В то же время, состав полученный авторами (Comin-Chiaramonti et al., 2016) отличается большим количеством других примесей, таких как Al, Th, U, Fe, Mn, Na, K, а также F и Cl, что может свидетельствовать о некоторой ошибке анализа. Данное предположение объясняет заниженные содержания углерода в расчетной формуле минерала - 3.83 ф.к.

Химический состав кальцита не отличается разнообразием, единственной отличительной чертой минерала является стабильная примесь магния – до 3.17 масс.% MgO. Необходимо отметить, что возможности используемого метода не позволяют определить точное количество углерода в составе минерала, поэтому диагностика и расчёт формул проводились исходя из дефицита суммы элементов, учитывая количество зарядов

в теоретической формуле. К. Формула минерала, пересчитанная на 1 атом Ca+Mg по 6 полученным спектрам, имеет вид $(Ca_{0.96}Mg_{0.04})_{1.00}(CO_3)_2$.

Морфология и минеральная ассоциация гальгенбергита-(Ce) указывают на его принадлежность к поздним этапам формирования пород (Осипов, Антонов, 2021). Это подтверждает выводы, полученные в предшествующих нашему исследованиях (Hollerer, 1998; Lindh, 2012; Comin-Chiaramonti et al., 2016; Kaulina et al., 2018). При этом источником вещества для формирования исследуемого карбоната, вероятно, послужило разрушение гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов.

Таблица 3.25

Химический состав (масс.%) и коэффициенты в химической формуле гальгенбергита-(Ce)

Компонент	Теор. состав	Место отбора											
		Кондёрский массив[1] (Россия)						туннель Гальгенберг (Австрия)[2]			массив Серро Боггиани (Парагвай)[3]		
		n=5						n=6			n=2		
		1	2	3	4	5	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	1	2	$\bar{X}$
Al_2O_3		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.48	1.20	0.84
Y_2O_3		–	–	–	–	1.11	0.22	–	–	–	0.05	0.01	0.03
La_2O_3		6.06	5.54	5.57	6.28	4.67	5.62	11.70	11.07	12.36	24.82	26.88	25.85
Ce_2O_3	56.74	28.53	28.76	25.40	26.62	24.13	26.69	28.95	28.46	29.54	22.53	23.86	23.20
Pr_2O_3		2.77	2.88	3.10	3.38	3.07	3.04	3.48	3.12	3.76	1.19	1.17	1.18
Nd_2O_3		12.41	12.11	14.21	14.25	15.01	13.60	11.86	11.04	12.73	3.05	2.88	2.97
Sm_2O_3		1.36	1.50	1.90	1.88	2.31	1.79	–	–	–	0.37	0.27	0.32
Gd_2O_3		–	0.74	–	–	–	0.15	–	–	–	–	–	–
ThO2		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.10	0.45	0.28
UO2		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.06	0.02	0.04
Fe_2O_3		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.67	0.93	0.80
MnO		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.07	–	0.04
SrO		0.84	0.67	0.81	1.30	0.93	0.91	–	–	–	6.75	2.44	4.60
CaO	9.7	8.45	7.76	8.33	7.56	8.59	8.14	9.49	8.86	10.20	6.10	6.28	6.19
Na_2O		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.22	0.69	0.46
K_2O		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.03
F		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.93	0.92	0.93
Cl		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	0.01
-O=F.Cl		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.39	0.39	0.39
CO_2 calc*	30.44	27.40	26.92	26.88	27.39	27.37	27.19	30.00			28.96	30.07	29.52
H_2O calc*	3.12	2.83	2.80	2.78	2.86	2.81	2.81	3.07			3.07	3.13	3.10
Total	100.00	90.65	89.68	88.98	91.51	90.00	90.16	98.55			99.42	101.26	100.34

Компонент	Теор. состав	Место отбора											
		Кондёрский массив[1] (Россия)						туннель Гальгенберг (Австрия)[2]			массив Серро Боггиани (Парагвай)[3]		
		n=5						n=6			n=2		
		1	2	3	4	5	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	1	2	$\bar{X}$
Коэффициенты в кристаллохимической формуле, рассчитанные на 3 единицы суммы катионов													
Al		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.13	0.09
Y		–	–	–	–	0.06	0.01	–	–	–	<0.01	<0.01	<0.01
La		0.24	0.22	0.22	0.25	0.18	0.22	0.42	–	–	0.88	0.93	0.91
Ce	2.00	1.11	1.15	1.01	1.05	0.94	1.05	1.04	–	–	0.80	0.82	0.81
Pr		0.11	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	–	–	0.04	0.04	0.04
Nd		0.47	0.47	0.55	0.55	0.57	0.52	0.42	–	–	0.10	0.10	0.10
Sm		0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	–	–	–	0.01	0.01	0.01
Gd		–	0.03	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–
Th		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.00	0.01	0.01
U		–	–	–	–	–	–	–	–	–	<0.01	<0.01	<0.01
Fe		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.07	0.06
Mn		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–	<0.01
Sr		0.05	0.04	0.05	0.08	0.06	0.06	–	–	–	0.38	0.13	0.25
Ca	1.00	0.97	0.91	0.97	0.87	0.98	0.94	1.00	–	–	0.63	0.63	0.63
Na		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.04	0.13	0.08
K		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	<0.01
F		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.28	0.27	0.28
Cl		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<0.01	<0.01
C	4.00	3.99	4.02	3.99	4.02	3.98	4.00	4.00			3.81	3.85	3.83
O	12.00	11.97	12.07	11.97	12.07	11.94	12.01	12.00			11.44	11.56	11.50

Примечания: [1] – наши данные (1, 2, 3, 4, 5 – исходные анализы), [2] – данные Walter et al, 2013; [3] – данные (Comin-Chiaramonti et al, 2016); пустые ячейки – содержания элемента ниже порога обнаружения; n – число анализов для каждого источника; $\bar{X}$, Min, Max – среднее, минимальное и максимальное значение для группы анализов.

Процесс кристаллизации описанных карбонатов мог протекать по двум сценариям. Первый – кристаллизация кальцита по альбиту, затем – гальгенбергита по кальциту. Данный вариант подходит для взаимоотношений минералов на рисунке 3.35Б. Однако, на рисунке 3.35В кальцит отсутствует, как следствие гальгенбергит-(Ce) кристаллизуется напрямую по альбиту. При этом, если кальцит формирует по крайней мере две морфологические разности – псевдоморфозы по альбиту и ксеноморфные агрегаты, выполняющие трещины, то гальгенбрегит-(Ce) наблюдается исключительно в виде кайм, замещающих краевую часть индивидов альбита, что указывает на одноактный процесс формирования последнего. Таким образом, наиболее вероятен обратный вариант, при

котором сначала кристаллизуется гальгенбергит-(Ce), а затем – кальцит. Причем процессы их образования несколько разнесены во времени ввиду примесного состава минералов, конкретнее – примеси магния, характерной для всех морфологических разностей кальцита и отсутствующей в составе гальгенбергита-(Ce). Вероятнее всего, кальцит образовался последней из фаз, завершающих процессы кристаллизации пород – сепиолита и нчванингита.

3.2.4. Акцессорные минералы вишневитовых пород

Среди акцессорных минералов вишневитовых пород выделено не так много разновидностей, как в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах. Это реликты протолита – эгирин, арфведсонит-(Mg), альбит и гидроксилапатит, разнообразные цеолиты, а также сульфиды – пирит, халькопирит, пирротин. Отмечены барит и каолинит.

3.2.4.1. Пирротин, халькопирит, пирит

Сульфиды равномерно распределены в массе вишневитовых пород и слагают менее 1% объема. Они представлены пирротином $Fe_{1-x}S$, халькопиритом $CuFeS_2$ и пиритом $Fe(S_2)$. Большая часть из них замещается вишневитом, цеолитами, а также окисляется до оксидов железа (Рис. 3.36В).

Таблица 3.26

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах сульфидов

Вид	Халькопирит				Пирит	Пирротин	
мас.%/№	*7*	*12*	*81*	*126*	*56*	*87*	*88*
Cu	29.36	33.28	32.24	31.57	-	-	-
Fe	26.42	29.66	28.34	28.52	46.07	58.46	58.23
S	29.92	34.44	33.07	32.88	52.30	38.36	38.22
Сумма	85.70	97.36	93.64	92.98	98.37	96.81	96.45
	Коэффициенты в кристаллохимических формулах						
Ф.к./№	*7*	*12*	*81*	*126*	*56*	*87*	*88*
Cu	1.06	1.05	1.06	1.04	-	-	-
Fe	1.10	1.07	1.06	1.08	1.04	0.91	0.91
S	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00	1.00

Примечание. коэффициенты для пирита и халькопирита рассчитаны на 2 атома серы, для пирротина – на 1 атом серы.

Часто наблюдается кайма цеолитов, окружающая зерна сульфидов. На рисунке 3.36 А наблюдается слабоизмененный кристалл пирита субидиоморфного облика. На рисунке 3.36 Б – частично замещенный вишневитом пирит, окаймлённый массивным агрегатом цеолитов. Химический состав сульфидов представлен в таблице 3.26. Он был пересчитан на два атома серы для халькопирита и пирита, на один атом серы – для пирротина. Полученные составы соответствую теоретическим и не содержат примесей.

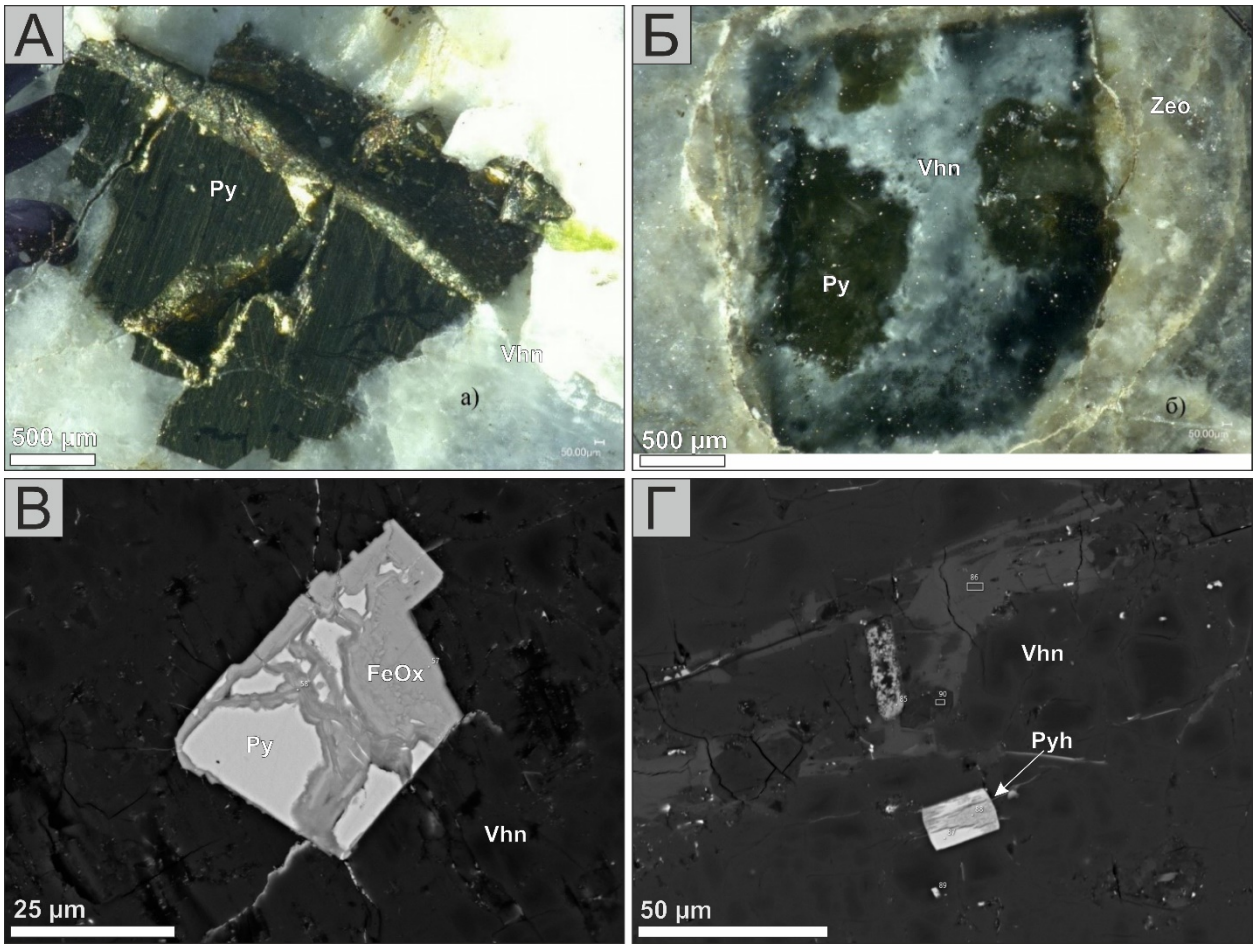


Рисунок 3.36. А – слабоизмененный кристалл пирита в массе вишневита; Б – замещенный вишневитом (Vnh) кристалл пирита (Py), окаймленный цеолитами (Zeo); В – Окисление пирита (Py) до гидроокислов железа (FeOx) в массе вишневита (Vnh); Г – кристалл пирротина в массе вишневита. А,Б – оптическое изображение, В, Г – BSE-изображение.

3.2.4.2. Цеолиты вишневитовых пород

Минералы, относящиеся к группе цеолитов широко распространены в вишневитовых породах и, в совокупности, слагают до 10% объема породы. Они наблюдаются в виде белых веретеновидных агрегатов в массе вишневита (рис. 3.4 Б), а также формируют каймы вокруг сульфидов (Рис. 3.36 Б).

По данным рентгенофазового анализа (Крук, 2018) были выделены два минеральных вида - сколецит и мезолит. Еще пять минеральных видов, относящиеся к группе цеолитов, были диагностированы по данным энергодисперсионного анализа. Результаты и пересчет в формульные коэффициенты на 10 атомов Si+Al представлены в таблице 3.27.

Полученные данные были вынесены на треугольную диаграмму отношений внекаркасных катионов в составе минералов (Na-Ca-(Ba+K)) (рис.3.37). Как видно на диаграмме, наблюдается изоморфный ряд Na-Ca-цеолитов, где выделяются томсонит-(Ca), мезолит, гоннардит и натролит, а также Ca – (K+Ba) изоморфный ряд, где выделяются жисмондин-Ca-K-Ba и эдингтонит-K-Ba (по правилу 50%).

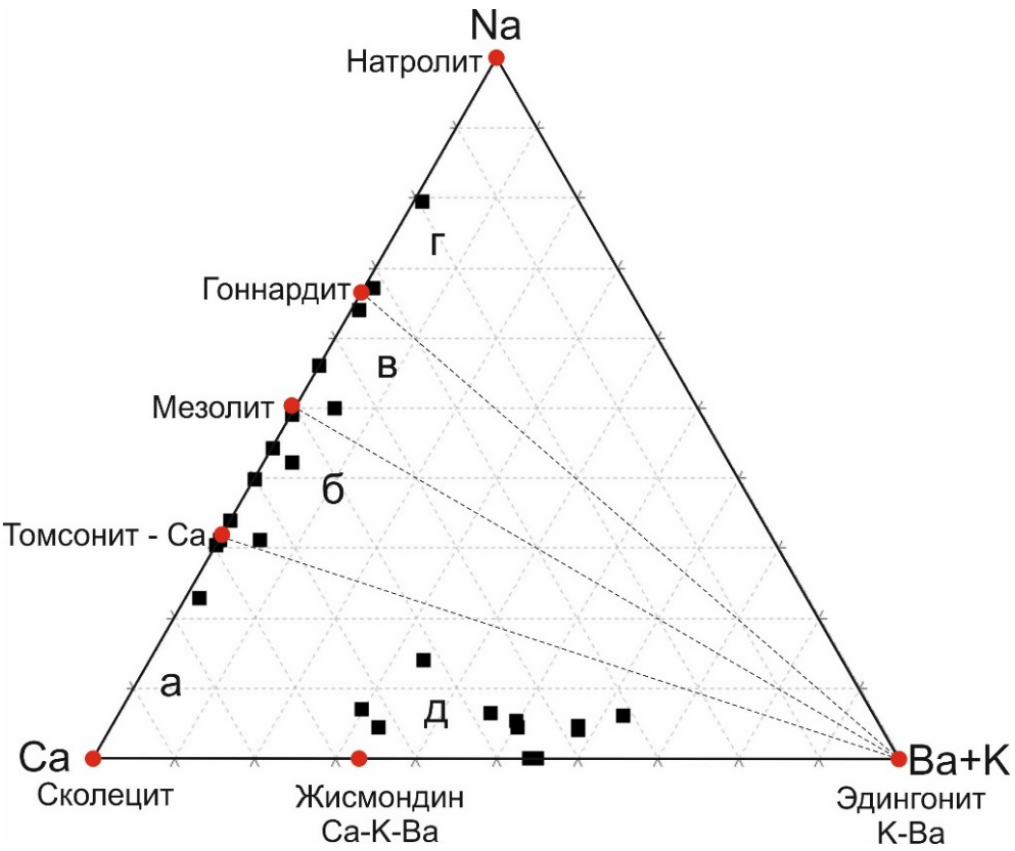


Рисунок 3.37. Соотношения Na, Ca и K+Ba в минералах группы цеолитов (по материалам М. Крука, 2018).

На микроуровне выделения цеолитов часто представлены в виде прорастаний вдоль трещин в массе вишневита, что указывает на их более позднее (относительно последнего) формирование. Кроме того, отмечено, что состав цеолитов напрямую зависит от состава разновидности вишневита, по которому они формируются. Так, Na-Ca цеолиты образуются по Na-вишневиту, Ca-K-Ba-цеолиты – по Na-K-вишневиту. Неясен источник бария, однако, его присутствие коррелирует с обогащением барием других поздних минералов, например – третьей (поздней) разновидности лампрофиллита. Отмеченные находки барита в

микротрещинах, что указывает на его кристаллизацию в числе поздних минералов, таким образом вероятен привнос Ba в минералообразующую систему в процессе гидротермального преобразования пород.

Таблица 3.27

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах цеолитов

№	*16*	*97*	*155*	*165*	*30*	*41*	*75*	*147*	*209*	*205*	*33*	*90*	*42*	*122*
SiO_2	42.87	39.5	37.85	40.62	42.17	44	42.19	41.04	41.36	42.12	43.48	36.22	42.18	38.15
Al_2O_3	25.82	26	25.36	26.17	27.94	27.44	27.76	26.39	27.12	27.29	28.38	25.81	29.41	28.6
CaO	11.51	10.51	9.25	11.15	10.25	11.16	9.98	10.08	9.79	8.57	7.46	9.19	4.77	7.12
MgO	–	0.83	0.96	–	–	–	–	–	–	–	–	0.57	–	0.26
BaO	–	–	–	–	0.54	–	–	–	–	–	–	0.82	–	–
Na_2O	1.91	2.8	2.59	2.67	4.36	2.77	5.25	3.64	4.24	5.96	7.4	0.56	10.6	8.22
K_2O	0.3	1.03	–	–	0.58	–	–	–	–	–	0.24	5.45	0.29	0.29
Сумма	82.41	80.67	76.01	54.44	85.84	85.37	85.18	81.15	82.51	83.94	86.96	78.62	87.25	82.64
Коэффициенты в кристаллохимических формулах, рассчитанные на 10 атомов Si+Al														
Ф.к./№	*16*	*97*	*155*	*165*	*30*	*41*	*75*	*147*	*209*	*205*	*33*	*90*	*42*	*122*
Si	5.85	5.63	5.59	5.68	5.61	5.76	5.63	5.69	5.64	5.67	5.65	5.43	5.49	5.31
Al	4.15	4.37	4.41	4.32	4.39	4.24	4.37	4.31	4.36	4.33	4.35	4.57	4.51	4.69
Ca	1.66	1.59	1.44	1.65	1.44	1.55	1.41	1.48	1.41	1.22	1.03	1.46	0.66	1.05
Mg	–	0.18	0.21	–	–	–	–	–	–	–	–	0.13	–	0.05
Ba	–	–	–	–	0.03	–	–	–	–	–	–	0.05	–	–
Na	0.51	0.77	0.74	0.72	1.13	0.7	1.36	0.98	1.12	1.56	1.87	0.16	2.68	2.22
K	0.03	0.12	–	–	0.06	–	–	–	–	–	0.03	0.69	0.03	0.03

3.2.4.3. Каолинит

Каолинит $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$ – наиболее поздний минерал вишневитовых пород. Он образует мелкие выделения, приуроченные к трещинам, а также по краям обломков пород уже в процессе выветривания (рис. 2.7). По всей видимости, каолинит развивается по минералам группы цеолитов и вишневиту и является гипергенным минералом. В целом химический состав минерала (таб. 3.28) отвечает эмпирической формуле. Стоить отметить примесь марганца (до 4 мас. % MnO) характерную и для других поздних минералов. В составе примесей также отмечены Ca, Mg, Ba, K (до 1.36 мас. %).

Типичная формула каолинита для вишневитовых пород:

$(Al_{1.76}Mn_{0.14}Mg_{0.09}Ca_{0.06}K_{0.03}Ba_{0.02})_{2,10}(Si_2O_5)(OH)_{3.91}$

3.2.4.4. Гидроксилапатит

Гидроксилапатит $Ca_5(PO_4)_3(OH)$ встречается в породах довольно редко. Наиболее характерен он для вишневитовых пород, где формирует мелкие субидиоморфные кристаллы, чаще корродированные и частично замещенные другими минералами, например, вишневитом (рис. 3.4 Е). Химический состав минерала (таб. 3.29) постоянен и отвечает теоретическому. Отметим, что в позиции $(OH)^-$ постоянна примесь фтора, который, хотя и не доминирует, может достигать значений в 0.46 ф.к. Таким образом, отнесение минерала именно к гидроксилапатиту весьма условно. Написанная исходя из пересчета на 8 атомов Σ катионов формула имеет вид $Ca_{\mathbf{5.06}}(P_{\mathbf{0.98}}O_{\mathbf{4.00}})_3((OH)_{0.54}F_{0.46})_{\mathbf{1.00}}$.

Формально, отдельные составы Na-Ree-фторапатита в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах по соотношению F/(OH) также соответствуют гидроксилапатиту (по правилу 50%), в связи с чем в сводной таблице минеральных видов гидроксилапатит отмечен в составе данных пород. При этом химический состав, морфология выделений и минеральная ассоциация гидроксилапатита из вишневитовых пород существенно отличаются. Судя по всему, в вишневитовых породах гидроксилапатит является реликтом протолита, в то время как в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах данный минерал является новообразованным в следствие активного преобразования породы.

Таблица 3.28

Химический состав (масс. %)

и коэффициенты в кристаллохимических формулах каолинита

Химический состав (масс. %)					Коэффициенты в кристаллохимических формулах, рассчитанные на 2 атомов Si				
Масс.%/№	21	35	36	146	Ф.к./№	21	35	36	146
SiO_2	42.06	42.21	38.92	45.19	Si	2.00	2.00	2.00	2.00
Al_2O_3	32.02	31.53	33.17	37.58	Al	1.79	1.76	1.85	1.96
CaO	1.00	1.11	0.91	0.89	Ca	0.05	0.06	0.05	0.04
MgO	1.36	1.21	0.86	0.63	Mg	0.10	0.09	0.07	0.04
MnO	-	3.58	3.94	-	Mn	-	0.14	0.17	-
BaO	1.01	0.84	1.33	-	Ba	0.02	0.02	0.03	-
K_2O	0.71	0.75	0.87	0.73	K	0.03	0.03	0.04	0.03
Сумма	78.17	81.22	80.01	85.02	O	5.00	5.00	5.00	5.00
					(OH)	3.74	3.91	4.21	4.07

Примечание: содержания (OH)-групп рассчитаны теоретически.

Таблица 3.29

Химический состав (масс. %)

и коэффициенты в кристаллохимических формулах гидроксилапатита

Образцы	Компоненты				
Масс.%	P_2O_5	CaO	F	- $O=F_2$	Сумма
1609	42.33	57.65	1.77	0.75	99.24
1624	42.22	56.73	1.26	0.53	98.41
Коэффициенты, рассчитанные на сумму Ca + P = 8					
Ф.к.	P	Ca	O	(OH)	F
1609	2.94	5.06	12.00	0.54	0.46
1624	2.96	5.04	12.00	0.67	0.33

Примечание: содержания (OH)-групп рассчитаны теоретически.

3.2.4.5. Барит

В вишневитовых породах барит $Ba(SO_4)$ встречается повсеместно в виде мелких включений в трещинах и полостях в массе вишневита и цеолитов. Реже наблюдаются относительно крупные (до 5 мм) субидиоморфными полупрозрачными зернами желтого цвета. Диагностируется визуально и по результатам ЭДС-анализа. Представлен субидиоморфными ромбическими полупрозрачными зернами до 0,5 см желтого цвета.

Химический состав барита (таб. 3.30) соответствует эмпирической формуле. Наблюдаются характерная примесь Sr (до 7.25 масс.% SrO), типичная для поздних бариевых минералов (например – баритолампрофиллита) и незначительная примесь Ca (до 0.94 масс. % CaO).

Обобщив полученные данные по акцессорным минералам вишневитовых пород, можно сделать следующие выводы. Морфология и взаимоотношения сульфидов указывают на то, что они образовались до воздействия на породу процессов метасоматоза, повлекших за собой полное изменение минерального состава с формированием вишневита. Первичные минералы – эгирин и альбит наблюдаются при этом лишь в виде реликтов. Отметим барит, который по своей морфологии вероятнее всего является одним из наиболее поздних минералов – заполняет трещины и полости в массе других минералов. При этом стронций в его составе указывает на активность данного элемента в процессе гидротермальной переработки породы.

Судя по всему, протолитом для вишневитовых метасоматитов мог явиться нефелиновый сиенит. При этом, сульфиды не являются характерными для данного типа пород минералами и наличие их, вероятно, обусловлено привносом вещества в процессе

преобразования пород. Это косвенно подтверждается тем, что для дальнейшего формирования массивного агрегата вишневита необходимы большие количества серы, чем таковые в обычном нефелиновом сиените.

Таблица 3.30

Химический состав (масс. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах барита

Масс.%/№	15	53	55	109	134	176	177
SO_3	33.7	29.78	26.07	31.93	28.03	33.56	31.51
SrO	1.09	7.25	-	1.5	2.17	1.56	2.28
BaO	63.91	43.63	47.97	58.57	52.65	56.46	53.64
CaO	-	0.88	0.76	0.94	1.00	0.61	0.64
Сумма	98.7	81.54	74.8	92.94	83.85	92.19	88.07
Коэффициенты в кристаллохимических формулах, рассчитанные на 4 атома кислорода							
S	1.01	1.00	0.99	0.01	0.96	1.01	1.00
Sr	0.04	0.04	-	0.03	0.06	0.04	0.06
Ba	0.89	0.77	0.95	0.91	0.96	0.89	0.88
Ca	0.05	0.19	0.08	0.08	0.09	0.05	0.06
O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

4. ОБСУЖДЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среди щелочных пород Кондерского массива установлен 5 разновидностей: 1) пегматиты нефелин-сиенитового состава, 2) пегматиты сиенитового состава, 3) пегматиты ийолит-уртитового состава, 4) эвдиалит-эгирин-альбитовые породы, 5) вишневитовые породы. В составе щелочных пород диагностировано 46 минералов. Обобщение и анализ полученных данных позволяет установить специфические особенности минералогии изученных щелочных пород.

В первую очередь стоит отметить отсутствие собственно циркона при обилии других минералов циркония – эвдиалита, кальциокаталеита, эльпидита, бобтраиллита, а также примесь циркония в составе эгирина. Это указывает на высокую степень агпаитности описанных формирований и позволяет отнести их к ультращелочным породам.

На фоне «обычных» для щелочных пород минералов весьма экзотично выглядит боровая минерализация. Ее представляют несколько минералов: бобтраиллит, стилуэллит-(Ce) и датолит. Причем, если датолит, в целом, встречается относительно часто, то стилуэллит-(Ce) и бобтраиллит – редкие минералы. Отметим также значительное число силикатов марганца и магния и примесь этих элементов в составе других минералов щелочных пород.

Обособленны от других изученных щелочных формирований массива вишневитовые породы. Главное их отличие резкое доминирование сульфатсодержащих фаз, прежде всего вишневита, в минеральном составе, а также значительное количество вкрапленных сульфидов – пирротина, пирита и халькопирита в виде относительно крупных индивидов. Столь широкое распространение таких минералов, как правило, не характерны для щелочных пород и, вероятно, являются следствием привноса вещества в процессе гидротермально-метасоматической переработки.

В каждой из пяти изученных разновидностей щелочных пород установлены пространственно-возрастные взаимоотношения между минералами и последовательность их образования. Результаты исследований каждой из пород приведены в таблицах 4.2 – 4.6. Обобщенные данные сведены в таблицу 4.1.

Анализ полученных материалов позволяет выделить три главные стадии минералообразования: магматическую (образование первичных пород) и две гидротермально-метасоматические (преобразование первичных пород) – раннюю и позднюю. Каждая из этих стадий в изученных породах проявлена с разной интенсивностью. Наименее изменены гидротермально-метасоматическими процессами пегматиты нефелиновых сиенитов, сиенитов и ийолит-уртитов.

Таблица 4.1

Стадии минералообразования в щелочных породах Кондёрского массива

<table>
<tr><td rowspan="3">Порода</td><td colspan="3">Стадии минералообразования</td></tr>
<tr><td>1</td><td>2</td><td>3</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Магматическая</td><td colspan="2">Гидротермально-метасоматическая</td></tr>
<tr><td>Ранняя</td><td>Поздняя</td></tr>
<tr><td>Нефелиновые сиениты</td><td>Микроклин, альбит, нефелин, эгирин, эгирин-авгит, лампрофиллит, магнезио-арфведсонит</td><td>Альбит, эгирин, эгирин-авгит, обогащенный барием лампрофиллит, титанит, фторкафит</td><td>Анальцим и др. цеолиты</td></tr>
<tr><td>Сиениты</td><td>Микроклин, альбит, нефелин, эгирин, эгирин-авгит, лампрофиллит, магнезио-арфведсонит</td><td>Альбит, эгирин, эгирин-авгит, обогащенный барием лампрофиллит, баритолампрофиллит, титанит</td><td>Анальцим и др. цеолиты</td></tr>
<tr><td>Ийолит-уртиты</td><td>Нефелин (реликтовые кристаллы), эгирин-авгит, магнезио-арфведсонит</td><td>Эгирин-авгит</td><td>Цеолиты</td></tr>
<tr><td>Эвдиалит-эгирин-альбитовые породы</td><td>Нефелиновый сиенит (?) с «протоэвдиалитом». Наблюдаеются реликты нефелина, магнезио-арфведсонит в приконтактовых частях пегматита</td><td colspan="2">Альбит, эгирин, эгирин-авгит, гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита, обогащенный барием лампрофиллит, баритолампрофиллит, титанит, *пирофанит, анальцим, *кальциокаталеит, *эльпидит, *лоренценит, *нчванингит, *сепиолит, мусковит, *перклевеит-(Ce), *кайнозит-(Y), *стилуэллит-(Ce), *датолит, *бобтрайллит, *монацит-(Ce), *монацит-(Nd), *ксенотим-(Y), *стронадельфит, *фторстрофит, *фторкафит, фторапатит, кальцит, *гальгенбергит-(Ce)</td></tr>
<tr><td>Вишневитовые породы</td><td>Нефелиновый сиенит (?) Присутствуют реликты альбита, эгирина, магнезио-арфведсонита, гидроксилапатита</td><td>Пирротин, халькопирит, пирит, альбит (реликты) вишневит, эгирин, барит</td><td>Обогащенный калием вишневит, сколецит, томсонит-Ca, мезолит, гоннардит, натролит, жисмондин, эдингтонит, каолинит</td></tr>
</table>

*Примечание к таблице: для многих минералов гидротермально-метасоматической ассоциации эвдиалит-эгирин-альбитовых пород отнесение к раннему и позднему этапу условно, в связи с чем все подобные минералы вынесены в единую графу.

В то же время эвдиалит-эгирин-альбитовые и вишневитовые породы существенно изменены, вплоть до практически полного отсутствия реликтов первично магматических минералов.

Прежде чем охарактеризовать отмеченные выше стадии, остановимся на некоторых интересных особенностях минералогии изученных пород.

Натриевый клинопироксен представлен несколькими морфологическими разновидностями, относящимся по крайней мере к двум генерациям. Первая – это отдельные крупные кристаллы в приконтактовых частях пегматитов (зона геометрического отбора). Такие кристаллы формируются в числе ранних породообразующих минералов. Вторая – это сплошные тонковолокнистые, игольчатые агрегаты, вероятно, являющиеся результатом перекристаллизации в ходе гидротермальных преобразований. При этом по химическому составу пироксены также представлен двумя видами – эгирином и эгирин-авгитом. Они формируют непрерывный изоморфный ряд и встречаются в большей части изученных пород. Исключение – ийолит–уртиты, где представлен только эгирин-авгит.

Сравнение состава пироксенов различных морфологических разновидностей из нефелиновых сиенитов позволяет утверждать, что наиболее вариативной является первая генерация – крупные кристаллы на контакте, они же характеризуются наибольшими содержаниями кальция и магния. При этом границы поля составов пироксена из нефелиновых сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовых пород наиболее близки. Это служит минералогическим критерием генетического родства данных разновидностей пород.

Нефелин присутствует во всех типах пород, однако в гидротермально-измененных разностях он представлен только в виде реликтов. Альбит так же присутствует в большинстве разновидностей пегматитов, при этом в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах он развит наиболее широко, а вишневитовых породах наблюдается только в качестве реликтовых выделений.

Лампрофиллит формирует несколько морфологических разновидностей – это вытянутые крупные отдельные длиннопризматические субидиоморфные кристаллы, характерные для пегматитов сиенитов, более вытянутые по удлинению пластинчатые длиннопризматические кристаллы, формирующие агрегаты в пегматитах нефелиновых сиенитов и хаотично ориентированные сростки мелких (до 3-5 мм) кристаллов в альбитовой и эгирин-альбитовой массе. Последнее встречены в пегматитах нефелиновых сиенитов и эвдиалит-эгирин-альбитовых породах. Наиболее измененными являются кристаллы лампрофиллита третьей морфологической разновидности в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пород, где по плоскостям спайности, трещинам и кавернам образуются псевдоморфозы титанита, по которому, в свою очередь, формируется лоренценит.

По химическому составу выделяется три разновидности – собственно лампрофиллит (есть Sr, нет Ba), слагающий основную часть кристаллов всех разновидностей, обогащенный барием лампрофиллит (Sr > Ba), формирующий тонкие каймы вокруг кристаллов лампрофиллита, и баритолампрофиллит (Sr < Ba), встречающийся в виде мелких выделений на контакте обогащенного бария лампрофиллита (Sr > Ba). Судя по взаимоотношению разновидностей лампрофиллита обогащение минерала барием происходит на более поздних этапах кристаллизации.

Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита, хотя и имеет в целом характерные для эвдиалитов морфологию, химический состав и структуру, некоторые его особенности вполне индивидуальны и, являются типоморфными для данного месторождения. Изученный минерал содержит экзотичные для собственно эвдиалита элементы (C, Pb и др.) и, наоборот, дефицитен в отношении типичных для него Cl и Na. Наиболее вероятно, что рассматриваемый минерал является промежуточным звеном в ряду манганоэвдиалит → илюхинит, но его нельзя отнести ни к одному из утвержденных минералов этой группы (Johnsen et al., 2003). Совокупность полученных данных свидетельствует о уникальности рассматриваемого минерала и позволяет поставить вопрос об утверждении в качестве нового минерального вида.

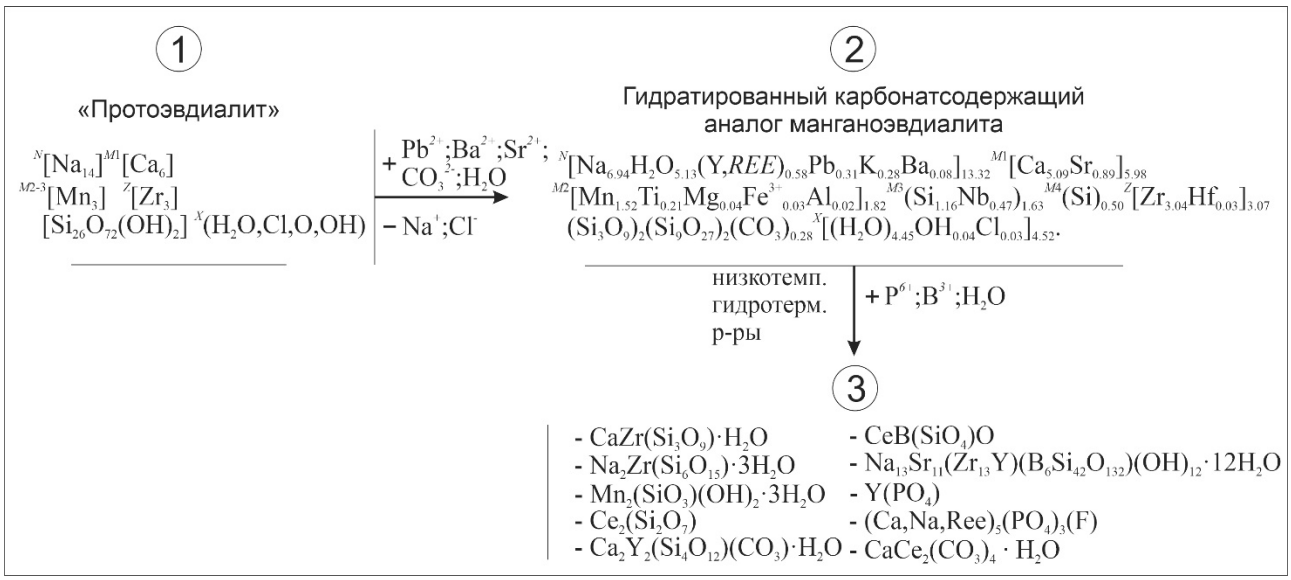


Рисунок 4.1. Схема преобразования минерала группы эвдиалита в процессе формирования эвдиалит-эгирин-альбитовых пород Кондёрского массива. 1, 2, 3 – стадии минералообразования (таб. 4.1).

Наличие чётко выраженных признаков вторичного изменения минерала позволяют полагать, что на первой стадии минералообразования (см. таблицы 4.1 – 4.6) кристаллизовался «нормальный», высоконатриевый эвдиалит. Затем он подвергся

гидротермальному изменению, которое сопровождалось выносом натрия и хлора, гидратацией с привносом свинца, бария и карбонат-иона путем природного ионного обмена. Разупорядоченный характер заполнения большинства внекаркасных катионных и анионных позиций свидетельствуют в пользу ионообменых процессов, осуществляемых уже в твердой фазе. При этом широкий спектр элементов, изначально входящих в состав эвдиалита и его неустойчивость под воздействием гидротермальных процессов обуславливает многообразие акцессорных минералов, обнаруженных в составе эгирин-альбитовых пород (рис. 4.1). Сложность химического состава исходного минерала, его цеолитоподобная структура, склонность к активному ионообмену, и неустойчивость под воздействием гидротермальных растворов в совокупности позволяют использовать эвдиалит в качестве маркера минералообразующих процессов.

Отдельного внимания заслуживает серия стронций-содержащих фосфатов супергруппы апатита. Они встречаются в тесной ассоциации с лампрофиллитом и эвдиалитом в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. При этом наиболее богатые стронцием стронадельфит и фторстрофит встречаются сугубо вблизи лампрофиллита, промежуточный стронциевый фторапатит (фторкафит) отмечается в ассоциации с обоими минералами, а наиболее бедный стронцием натриевый и редкоземельный фторапатит обнаруживается в пределах корродированных кристаллов эвдиалита.

Исходя из полученных данных, можно охарактеризовать вероятную последовательность кристаллизации представленных фосфатов. Все они образуются на стадиях гидротермально-метасоматического преобразования щелочных пегматитов. По времени кристаллизации стронадельфит, фторстрофит и стронциевый фторапатит (фторкафит) близки друг другу. Прямые наблюдения взаимоотношений стронадельфита и фторстрофита нами не получены. При этом стронциевый фторапатит встречается как в виде прорастания в массе фторстрофита, так и в виде отдельных зональных субидиомофрных кристаллов. Зональность его индивидов указывает на уменьшение содержаний Sr в процессе кристаллизации минерала. Наиболее поздним является натриевый и редкоземельный фторапатит. Он образуется после кальциокатаплеита, замещающего эвдиалит, но раньше, чем кайнозит-(Y). Это указывает на его формирование при разрушении эвдиалита на завершающих низкотемпературных этапах становления породы (Пеков, 1998; Осипов и др., 2017).

Установленная последовательность формирования фосфатов (фторстрофит → стронциевый фторапатит → натриевый и редкоземельный фторапатит) отражает тенденцию к уменьшению содержаний стронция в процессе кристаллизации (рис. 4.2). Это

позволяет предположить, что наиболее богатый стронцием стронадельфит формируется раньше фторстрофита.

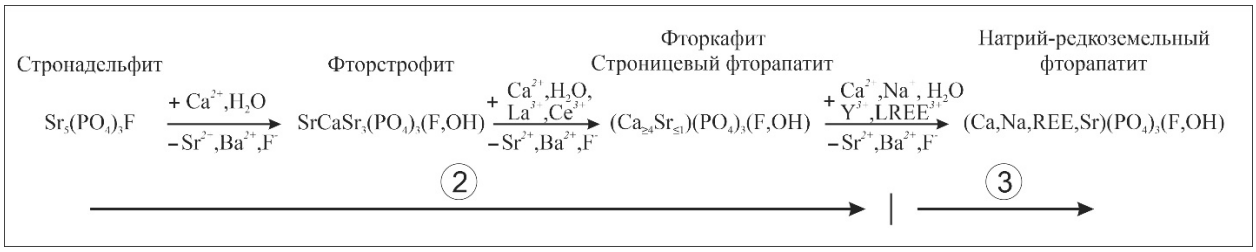


Рисунок 4.2. Схема кристаллизации стронций-содержащих фосфатов супергруппы апатита в процессе формирования щелочных пород Кондёрского массива. 2, 3 – стадии минералообразования (таб. 4.1).

В то же время, в работе (Liferovich, Mitchell, 2006), посвященной минералам группы апатита из нефелиновых сиенитов щелочного комплекса Пилансберг, показано, что наиболее богатые стронцием фазы формируются на стадии максимальной щелочности среды, в то время как обогащение натрием и РЗЭ происходит на стадии ее понижения. Таким образом, можно предположить, что процесс кристаллизации минералов группы апатита в эвдиалит-эгирин-альбитовых породах отвечает тенденции к уменьшению концентраций стронция в растворе и/или уменьшения щелочности минералообразующей среды.

Обнаруженный в составе вишневитовых пород вишневит является минералом-эндемиком. Он слагает абсолютное большинство объема породы и представлен двумя разновидностями – Na- и K-Na-вишневитом. Судя по взаимоотношениям агрегатов минерала, образование данных разновидности происходило последовательно. Так, Na-вишневит формирует массивный агрегат изометричных зерен, в то время как K-Na-вишневит образует каймы вокруг его выделений и кристаллизуется позднее. В массе вишневита встречаются реликты эгирина, эгирин-авгита, магнезиоарфведсонита и альбита. Взаимоотношения данных минералов позволяют предположить, что вишневит сформировался в процессе мощной гидротермально-метасоматической переработки материнской породы, протолитом для которой мог послужить сиенит или нефелиновый сиенит.

В целом же на основании минералогических наблюдений можно представить следующий сценарий формирования изученных пород.

На первой, магматической, стадии образовывались эгирин, альбит, нефелин, микроклин, лампрофиллит и «протоэвдиалит». По правилу геометрического отбора происходил рост кристаллов в краевых частях жил. Далее произошла смена условий кристаллизации, сформировалась отличная от краевой по составу и морфологии

центральная часть пегматитовых тел. Лампрофиллит обогащался барием, образовывался переходный, высокобариевый лампрофиллит и барий-доминантный баритолампрофиллит, а также стронадельфит, фторкафит, высокостронциевый фторапатит. Вероятно, данный процесс происходил при участии гидротермальных растворов. Находки обогащенных стронцием минералов супергруппы апатита подтверждают данный тезис (Хомяков и др., 1997; Пеков и др., 1995, 1996, 2010; Chakhmouradian et al., 2002; Liferovich and Mitchell, 2006).

При этом воздействие на протолит в некоторых породах проявлено несущественно, в других – достаточно заметно. Так, в эвдиалит-эгирин-альбитовых и вишневитовых породах могла происходить перекристаллизация фельдшпатоидов и полевых шпатов, альбитизация и вишневитизация. Эвдиалит был подвержен активному катионообмену с выносом натрия, хлора, частично, железа, и привносом свинца, бария, карбонат-иона и гидратацией минерала. Нефелин практически полностью исчезает, лишь на микроуровне наблюдаются реликты этого алюмосиликата. В результате изменения текстурно-структурных свойств породы приобретают настоящий облик.

Третьим процессом, оказавшим воздействие на породы, является поздняя низкотемпературная (?) гидротермальная переработка. Под влиянием растворов происходило замещение эвдиалита с кристаллизацией кальциокатаплеита, эльпидита и других минералов. Высвобождались значительные количества кремнезема, редких земель, иттрия, стронция, а также марганца и карбонат-иона. Большинство из них входит в состав кристаллизовавшихся в непосредственной близости от индивидов эвдиалита фосфатов, силикатов и карбонатов, образовавших микроскопические выделения в полостях выщелачивания, кавернах, трещинах. С действием таких растворов, по всей видимости, связан привнос бора и магния в породу. В вишневитовых породах кристаллизуется K-Na разновидность вишневита, происходит цеолитизация. Одним из минералов, подтверждающих данный тезис является гальгенбергит-(Ce) – морфология и минеральная ассоциация минерала указывают на его принадлежность к поздним, низкотемпературным этапам формирования пород, что согласуется с выводами, полученными в предшествующих нашему исследованиях (Hollerer, 1998; Lindh, 2012; Comin-Chiaramonti et al., 2016; Kaulina et al., 2018).

Таблица 4.2

Последовательность кристаллизации минералов пегматитов нефелин-сиенитового состава

Минеральный вид	Стадии минералообразования		
	1	2	3
	Магматическая	Гидротермально-метасоматическая	
		Ранняя	Поздняя
Главные и второстепенные минералы			
Микроклин			
Альбит			
Нефелин			
Эгирин			
Эгирин-авгит			
Лампрофиллит			
Акцессорные минералы			
Титанит			
Магнезио-арфведсонит			
Анальцим			
*Фторкафит			
Фторапатит			

Таблица 4.3

Последовательность кристаллизации минералов пегматитов сиенитового состава

Минеральный вид	Стадии минералообразования		
	1	2	3
	Магматическая	Гидротермально-метасоматическая	
		Ранняя	Поздняя
Главные и второстепенные минералы			
Микроклин			
Альбит			
Нефелин			
Эгирин			
Эгирин-авгит			
Лампрофиллит			
Акцессорные минералы			
Баритомампрофиллит			
Титанит			
Магнезио-арфведсонит			
Анальцим			

Таблица 4.4

Последовательность кристаллизации минералов пегматитов ийолит-уртитового состава

Минеральный вид	Стадии минералообразования		
	1	2	3
	Магматическая	Гидротермально-метасоматическая	
		Ранняя	Поздняя
Главные и второстепенные минералы			
Нефелин	▬▬		
Эгирин-авгит	▬▬▬	- - -	
Акцессорные минералы			
Магнезио-арфведсонит	—		
Цеолиты		- - - - - - - - - - - - - - - -	- - - - - - - - - - - - - - - -

Таблица 4.5

Последовательность кристаллизации минералов эвдиалит-эгирин-альбитовых пород

Минеральный вид	Стадии минералообразования		
	1	2	3
	Магматическая	Гидротермально-метасоматическая	
		Ранняя	Поздняя
Главные и второстепенные минералы			
Микроклин	▬▬▬		
Альбит	▬▬▬	▬▬▬	
Нефелин	- - - - - - - -		
Эвдиалит	- - - - - - - -	▬▬▬	
Эгирин	▬▬▬	▬▬▬	
Эгирин-авгит	▬▬▬	▬▬▬	
Лампрофиллит	▬▬▬	- -	
Акцессорные минералы			
Баритомампрофиллит		▬▬	
Титанит		- - ▬▬	
Магнезио-арфведсонит	—		
Анальцим		- - - - - - -	- - - - - - -
*Пирофанит			- - - - - - - - - - - - -
*Кальциокатаплеит			▬▬
*Эльпидит			▬▬
*Лоренценит		▬▬▬	- - ▬▬
*Нчванингит			▬▬
*Сепиолит			▬▬
Мусковит		- - - -	- - - -
*Перклевеит-(Ce)			▬▬
*Кайнозит-(Y)			▬▬
*Стилуэллит-(Ce)		▬▬▬	▬▬
*Датолит			▬▬
*Бобтрайллит			▬▬
*Монацит-(Ce)		- - - -	- - - -
*Монацит-(Nd)		- - - -	- - - -
*Ксенотим-(Y)			▬▬
*Стронадельфит		▬▬	
*Фторстрофит		▬▬	
*Фторкафит		▬▬	
Фторапатит		▬▬	
Гидроксилапатит		—	
Кальцит			- - ▬▬
*Гальгенбергит-(Ce)			▬▬

Таблица 4.6

Последовательность кристаллизации минералов вишневитовых пород

Минеральный вид	Стадии минералообразования		
	1	2	3
	Магматическая	Гидротермально-метасоматическая	
		Ранняя	Поздняя
Главные и второстепенные минералы			
Альбит			
Вишневит			
Эгирин			
Эгирин-авгит			
Акцессорные минералы			
Магнезио-арфведсонит			
Пирротин			
Халькопирит			
Пирит			
Сколецит			
Томсонит-Са			
Мезолит			
Гоннардит			
Натролит			
Жисмондин			
Эдингтонит			
Каолинит			
Гидроксилапатит			
Барит			

Открытым остается источник привноса вещества в щелочные породы. Причем это представляет интерес не только с точки зрения фундаментальной науки, но и с практической стороны.

Одной из разновидностей пород Кондёрского массива являются косьвиты - разновидность клинопироксенитов с сидеронитовой структурой, содержащая титаномагнетит или ильменит. Известно, что в пределах массива встречается специфическая разновидность косьвитов, обогащенных сульфидами (халькопиритом, пирротином и др.), и несущая в своём составе Cu-Pt-Pd оруденение.

Их минеральный состав резко отличается от обычных ассоциаций косьвитов (пироксен-апатит-титаномагнетит-флогопитовых пород) массива. Главными рудными минералами здесь являются халькозин, борнит, халькопирит; распространены минералы висмута, ванадия, свинца, палладия, серебра и золота, встречаются платино-свинцовые и платино-палладиевые фазы. Возможно, данные «рудные косьвиты» являются одним из источников золота, которое постоянно присутствуют в конечных платиновых концентратах при переработке россыпей Кондерского месторождения.

Следует отметить, что, по крайней мере, некоторые минералы благородных металлов приурочены к относительно поздним гидротермальным образованиям косьвитов. Так, самородное золото концентрируется в сколецитовых прожилках (рис. 4.3).

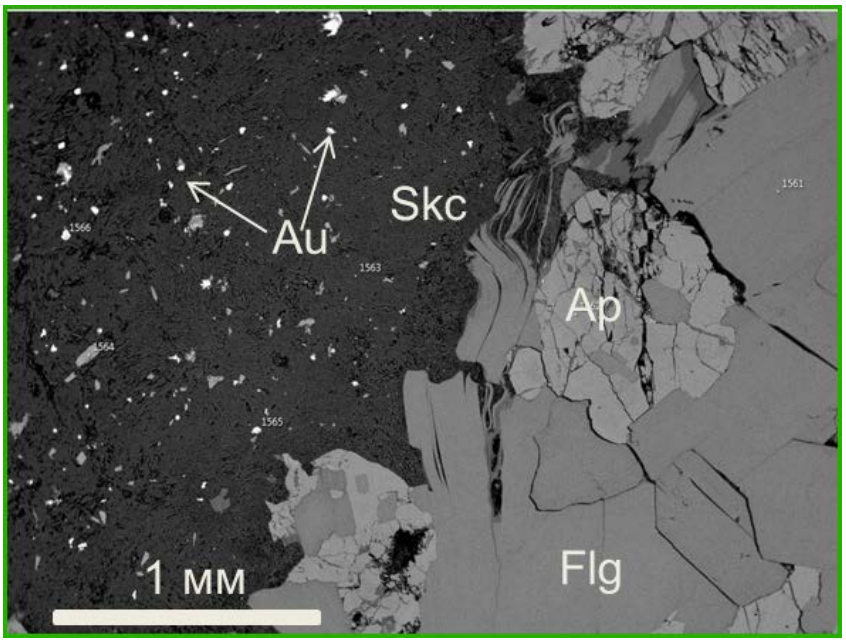


Рисунок 4.3. Самородное золото (Au) в сколецитовом (Skc) прожилке на контакте с флогопитом (Flg) и апатитом (Ap). Изображение в обратно-рассеянных электронах.

С другой стороны, по полученным в настоящей работе данным:

- щелочные породы в той или иной степени несут следы гидротермально-метасоматического преобразования;

- некоторые тела сильно измененных щелочных пегматитов сложены минералом группы канкринита, который представлен его ***сульфатным*** видом – вишневитом, в макроскопических количествах здесь наблюдаются сульфиды железа и меди (пирротин, халькопирит, пирит);

- в претерпевшем изменения, гидратированном эвдиалите постоянно присутствует нехарактерный для этого минерала свинец;

- поздние фосфато-силикаты в щелочных пегматитах содержат до 7 мас.% V_2O_5;

- наблюдается поздняя магнезиальная минерализация (магний характерен для вмещающих базит-гипербазитов);

- в составе пегматитов ийолит-уртитов обнаружена вкрапленная микроминерализация, в составе которой присутствуют фазы, содержащие Pb, Ag, Fe, Bi, As, S.

При этом контакты щелочных пегматитов с косьвитами сопровождаются собирательной перекристаллизацией последних (рис. 4.4).

Рисунок 4.4. Участок перекристаллизации косьвита с гигантскими кристаллами флогопита (слева) на контакте с интрузией щелочных пород (справа).

Таким образом, все вышесказанное позволяет предполагать связь между процессами формирования щелочных пород и мобилизацией рудного вещества (в частности, золото-палладиевой минерализации) в более древних пироксеновых породах. Данный факт отмечался и другими исследованиям (Петров и др, 2016; Гуревич и др., 2020), где показано, что заключительным событием в процессе формирования Cu-Pt-Pd оруденения в косьвитах Кондёрского массива стало внедрение щелочных пород. Оно повлекло за собой активное перераспределение металлов и движение обогащенных Na, Ca, Ba, La и Sr щелочных растворов, обеспечивших метасоматическое преобразование пород.

Этот тезис также корреспондирует с данными об обогащении платиноидами сульфидизированных щелочных пород Кондерского массива (Мочалов, Галанкина, 2015).

В этой связи полученные в работе данные могут быть актуальны для выделения критериев обогащенных благороднометальной минерализацией метасоматитов. Так,

например, отличие обогащенных стронцием апатитов щелочной ассоциации от апатитов, встречающихся в неизмененных косьвитах, являются наглядным примером гидротермально-метасоматического воздействия, что в дальнейшем может быть использовано при поиске и оконтуривании тел рудоносных метасоматитов.

Учитывая полученные данные, представляется перспективным и может иметь практическое значение дальнейшее минералогическое изучение щелочных пород Кондера в комплексе с вмещающими породами базит-гипербазитовой серии. Особое внимание при этом следует уделять поздним гидротермально-метасоматическим ассоциациям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По итогам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Дана минералого-петрографическая характеристика щелочных пород Кондёрского массива.

2. Диагностированы и с разной детальностью охарактеризованы минералы щелочных пород (46 видов), 18 из них на месторождении установлены впервые.

3. Получена детальная минералогическая характеристика гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита.

4. Показано, что разнообразие акцессорных минералов в составе эвдиалит-эгирин-альбитовых пород связано с процессами гидротермальной переработки и замещения исходного «протоэвдиалита».

5. Установлено, что стронций-содержащие минералы супергруппы апатита являются следствием постмагматического преобразования щелочных пегматитов.

6. Определена последовательность минералообразующих процессов, проходивших при формировании щелочных пород.

7. Сделано предположение о связи поздних гидротермально-метасоматических преобразований в щелочных породах с мобилизацией рудного вещества и формированием золото-палладиевой минерализации в косьвитах месторождения Кондёр.

Тем не менее, некоторые вопросы требуют дальнейшего, более детального изучения. Так, перспективным направлением работы является исследование механизма появления силикатов, содержащих серу и сульфидов в составе щелочных пород комплекса, а также связь щелочного магматизма с образованием золото-палладиевой минерализации «рудных косьвитов». Кроме того, открытым остается вопрос источника гидротермальных растворов, осуществлявших привнос летучих элементов, в частности - бора в щелочные породы.

Эти, а также другие поднятые в работе вопросы формируют широкий спектр тем для дальнейших исследований щелочного магматизма Кондёрского щелочно-ультраосновного зонального интрузива.

Список использованной литературы

Опубликованная

1. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976, 344 с.
2. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967, с. 142.
3. Булах А. Г., Золотарёв А. А., Кривовичев В. Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов СПб.: изд-во С.-Петерб. ун-та, 2014. с. 133.
4. Булах А.Г., Петров Т.Г. Химическое разнообразие минералов группы эвдиалита, их ранговые формулы и химико-структурные разновидности минеральных видов // ЗВМО Ч. CXXXII, №4, 2003.
5. Голышев В.М., Симонов В.И., Белов Н.В. О кристаллической структуре эвдиалита// Кристаллография, 1971. Т. 16. № 1. с. 93-98.
6. Голышев В.М., Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура эвдиалита // Кристаллография, 1972 Т. 17. № 6. с. 1119-1123.
7. Гуревич Д.В., Белогуб Е.В., Петров С.В., Полонянкин А.А., Заботина М.В. Модель формирования Cu-Pt-Pd оруденения в платиноносном массиве Урало-Аляскинского типа: массив Кондер, Хабаровский Край, Россия // «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований». Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020, с. 87-90.
8. Гуревич Д.В., Полонянкин А.А. Сульфидные полиминеральные руды массива Кондёр, Хабаровский край: Геологическая позиция // «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов», СПб: Изд-во СпбГУ, 2016, с. 27-46.
9. Гурович В.Г., Емельяненко Е.П., Землянухин В.Н., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994, с. 176.
10. Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондёр // Тихоокеанская геология, 2005 Т. 24, №4 с. 76 – 83.
11. Каретников А.С. Возраст и генезис платиноидной минерализации массива Кондер: палеомагнитные и радиоизотопные данные // Литосфера, 2006 №3, с. 96-107.
12. Квасов А.И., Приходько В.С., Степашко А.А. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондёрского массива // Тихоокеанская геология, 1988 №6, с. 108.

13. Клевцова Р.Ф. О кристаллической структуре стронций–апатита // Журн. Структ. Химии, 1964, Т. 5. № 2. с. 318–320.
14. Кривовичев В.Г. Минералогический словарь. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та., 2009. с. 556.
15. Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В. Классификация минеральных систем. СПб, Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2013. с. 196.
16. Крук М.Н. Минералы группы канкринита из щелочных пород Кондёрского массива // Выпускная квалификационная работа по направлению 13.5018.1 «Геология». СПбГУ, 2018. с. 57.
17. Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Геохимия ультрабазитов платиноносного Кондёрского массива // Геохимия, 1991, № 10. с. 1406-1418.
18. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. с. 217.
19. Малич К.Н. Платиноносность титаномагнетита в породах Кондёрского ультраосновного массива. Л.: Недра, 1988.
20. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.; ВСЕГЕИ, 1999. с. 296.
21. Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический Альманах, 2019. Т. 23. №. 3. с. 128.
22. Мочалов А.Г., Галанкина О.Л. Онтогения кристаллических индивидов металлов платиновой группы массива Кондёр Алданского щита // Тезисы XII съезда Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова», Санкт-Петербург, 2015. с. 131-133.
23. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов // Ред. И.Я. Некрасов и Н.П. Лаверов. М.: Наука, 1994. С. 381.
24. Николаев А. Артель старателей "Амур" осваивает платиновый запас месторождений Кондер и Уоргалан // Дальневосточный капитал, 2013, №6.
25. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондёрского ультрамафитового массива //Тихоокеанская геология, 1991, №1. с. 80-88.
26. Осипов А.С., Антонов А.А. Гальгенбергит–(Ce) из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край) // Труды ФНС ГИ КНЦ РАН, 2021, № 18, с. 326–331.
27. Осипов А.С., Антонов А.А., Власенко. Н.С. Sr-содержащие фосфаты супергруппы апатита из щелочных пород Кондёрского массива, Хабаровский край // Минералогия, 2021б, Т. 7, № 4, с. 48–61.

28. Осипов А.С., Антонов А.А., Бочаров В.Н., Власенко. Н.С. Стронадельфит из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край) // Записки РМО, 2021а, Т. 150, № 3, с. 67–78. Перевод на английский язык: Geol. Ore Deposits., 2022 (в печати)
29. Осипов А.С., Антонов А.А., Паникоровский Т.Л., Золотарёв–мл. А.А. Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита из щелочных пород Кондёрского массива, Хабаровский край // Записки РМО, 2017, Т. 146, № 4, с. 78–93. Перевод на английский язык: Geol. Ore Deposits. 2018. Vol. 60. N.8. P. 1-10)
30. Пеков И. В. Иттриевая минерализация в Хибино-Ловозерском щелочном комплексе (Кольский полуостров) // ЗВМО, 1998. Т. 127 № 5. с. 66–85.
31. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Творческое объединение Земля, 2000, 464 с.
32. Пеков И.В., Куликова И.М., Кабалов Ю.К., Елецкая О.В., Чуканов Н.В., Меньшиков Ю.П., Хомяков А.П. Беловит–(La) Sr3Na(La,Ce)[PO4]3(F,OH) – новый редкоземельный минерал из группы апатита // ЗВМО, 1996, Т. 125, № 3, с. 101–109.
33. Пеков И.В., Чуканов Н.В., Елецкая О.В., Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П. Беловит–(Ce): новые данные, уточненная формула и соотношение с другими минералами группы апатита // ЗВМО, 1995, Т. 124, № 2, с. 98–100.
34. Перхурова В.А. Минералогические особенности рудных пироксенитов кондерского месторождения платины (Хабаровский край) // Выпускная квалификационная работа по направлению 05.04.01 «Геология». СПбГУ, 2019. с. 104.
35. Петров С.В., Бороздин А.П., Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Последовательность минералообразования в сульфидно-платинометальных рудах в косьвитах Кондёрского массива // «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов», СПб: Изд-во СпбГУ, 2016, с. 16-21.
36. Петров Т. Г., Краснова Н. И. R-словарь-каталог химических составов минералов. СПб.: Наука, 2010. с.150.
37. Пилюгин А.Г., Бугаев И.А. Общие вопросы геологии медно-платиново-палладиевого оруденения массива Кондёр, Дальний Восток России. «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов», СПб: Изд-во СпбГУ, 2016, с. 22-26.
38. Пущаровский Д.Ю., Надежина Т.Н., Хомяков А.П. Кристаллическая структура стронций–апатита из Хибин // Кристаллография, 1987, № 2, с. 891–895.
39. Расцветаева Р.К., Андрианов В.И. Новые данные о кристаллической структуре эвдиалита // Докл. АН СССР. 1987а. Т. 293 №5. с. 1122-1126.

40. Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В. Принципы кристаллохимической классификации минералов группы эвдиалита // ЗРМО, 2011, Т. 140. №3. с. 25–40.
41. Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Аксенов С.М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: Изд-во Нижегородского госуниверситета им. Н.И. Лобачевского, 2012. с. 229.
42. Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е. Кристаллохимический особенности эвдиалита в свете новых данных // Минер. Журн., 1988a Т. 10, № 1, с. 48-57.
43. Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е., Гусев А.И. Кристаллическая структура эвколита // Кристаллография, 1988b Т. 33, № 2. с. 353-359.
44. Расцветаева Р.К., Соколова М.Н., Боруцкий Б.Е. Кристаллическая структура калиево-оксониевого эвдиалита // Кристаллография, 1990a, Т. 35, № 6, с. 1381-1387.
45. Расцветаева Р.К., Рамзанова З.П., Боруцкий Б.Е., Дорфман М.Д. Особенности кристаллического строения барсановита – разновидностиэвдиалита // ЗВМО., 1990 Ч. 119, № 3, с. 65 – 72.
46. Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е. Структурные особенности TR-Fe и Tr-Mn эвколитов // Минер. Журн., 1990d. Т. 12. № 4. С. 81 – 88.
47. Саранчина Г.М. Породообразующие минералы (методика определения кристаллооптических констант, характеристика минералов). СПб: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2000. с. 156.
48. Хомяков А.П. Кристаллохимическая систематика минералов группы эвдиалита // Труды Третьего международного симпозиума «минеральное разнообразие, исследование и сохранение» 7-10 октября 2005г. Нац. музей «Земля и люди»., 2005, с. 257-264.
49. Хомяков А.П., Куликова И.М., Расцветаева Р.К. Фторкафит $Ca(Sr,Na,Ca)(Ca,Sr,Ce)_3(PO_4)_3F$ – новый минерал со структурным мотивом апатита // ЗРМО, 1997, Т. 126, № 3, с. 87–97.
50. Хомяков А. П., Нечелюстов Г. Н., Расцветаева Р. К. Аквалит $(H_3O)_8(Na,K,Sr)_5Ca_6Zr_3Si_{26}O_{66}(OH)_9Cl$ - новый минерал группы эвдиалита из щелочного массива Инагли, Саха-Якутия, Россия, и проблема оксония в гидратированных эвдиалитах // ЗРМО. 2007. Т. 136. №2. с. 39–55.
51. Хомяков А. П., Дусматов В. Д., Феррарис Дж., Гула А., Ивальди Г., Нечелюстов Г. Н. Цирсилит-(Ce) $(Na,□)_{12}(Ce,Na)_3Ca_6Mn_3Zr_3Nb(Si_{25}O_{73})(OH)_3(CO)_3·H_2O$ и карбокентбруксит $(Na,□)_{12}(Na,Ce)_3Ca_6Mn_3Zr_3Nb(Si_{25}O_{73})(OH)_3(CO_3)·H_2O$ - новые минералы группы эвдиалита из щелочного массива Дара-и-Пиоз, Таджикистан // ЗРМО. 2003. Т. 132. № 5. с. 40–51.

52. Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Розенберг К.А., Аксенов С.М., Пеков И.В., Белаковский Д.И., Кристиансен Р., Ван К.В. Илюхинит $(H_3O,Na)_{14}Ca_6Mn_2Zr_3Si_{26}O_{72}(OH)_2 \cdot 3H_2O$ – новый минерал группы эвдиалита // ЗРМО. 2016. Т. 145 № 2. с. 44–57.
53. Шнай Г.П., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного – щёлочного состава. //Докл. АН СССР, 1981. Т. 261, № 4. с. 950-952.
54. Шпак Н.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист О-53-XXI, серия Алданская. (Аэрогеология, НРС ВСЕГЕИ), М.: 1982.
55. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива. М.: Земля, 1999, 326 с.
56. Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Filippova K.A. REE Geochemistry and Mineralogy in Ores of the Talgan Cu–Zn Massive Sulfide Deposit, Southern Urals // Doklady Earth Sciences, 2019 Vol. 487/2, P. 973-975.
57. Azarova Yu.V. Genesis and typochemism of lamprophyllite-barytolamprophyllite seriesminerals from lujavrite-malignite complex of khibiny massif // New Data on Minerals. M., 2004. Vol. 39, P. 65-70.
58. Azzi A., Atencio D., Andrade M., Contreira R. Crystal-chemistry of Y-poor hainite-(Y) from Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. In: abstracts of the 22nd IMA Meeting Melbourne. 2018. p. 226.
59. Bulakh A.G., Petrov T. G. Chemical variability of eudyalite-group minerals and their sorting» // Neues Jahrbuch fur Mineralogie – Abhandlungen. 2004. Vol. 3. P. 127–144.
60. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. Strontium-apatite: new occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals // Can. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 121–136.
61. Chakhmouradian A.R., Huges J.M., Rakovan J. Fluorcaphite, a second occurrence and detailed structural analysis: simultaneous accommodation of Ca, Sr, Na, and LRee in the apatite atomic arrangement // Can. Mineral. 2005. Vol. 43. P. 735-746.
62. Comin-Chiaramonti P., Renzulli A., Ridolfi F., Gaston E.R. Enrich G. E.R., Gomes C.B., De Min A., Azzone R.G., Ruberti E. Late-stage magmatic to deuteric/metasomatic accessory minerals from the Cerro Boggiani agpaitic complex (Alto Paraguay Alkaline Province) // Journal of South American Earth Sciences. 2016. Vol. 71. P. 248-261.
63. Della Ventura, G., Bellatreccia F., Parodi G.C., Cámara F.,3 Piccinini1 M. Single-crystal FTIR and X-ray study of vishnevite, ideally$[Na_6(SO_4)][Na_2(H_2O)_2](Si_6Al_6O_{24})$ // American Mineralogist, 2007.Vol. 92, P. 713–721.

64. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 112, P. 1-20.
65. Hollerer, C.E. $Ca(REE)_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$, a new mineral from Steiermark, Austria // Mitteilungen der Österreichschen Mineralogischen Gesellschaft. 1998. Vol. 143. P. 200-201.
66. Huston D.L., Maas R., Cross A.J., Hussey K.J., Mernagh T.P., Fraser G., Champion D.C. The Nolans Bore rare-earth element-phosphorus-uranium mineral system: geology, origin and post-depositional modifications // Miner Deposita. 2016. Vol. 51. P. 797-822.
67. Johnsen O., Gault R.A. Chemical variation in eudialyte // Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1997. Vol. 171. P. 215-237.
68. Johnsen O., Grice J.D., Gault R.A. 17th IMA General Meeting. Abstracts. 1998a. Canada, Toronto.
69. Johnsen O., Grice J.D., Gault A. Kentbrooksite from the Kangerdlugssuaq intrusion, East Greenland, a new Mn-REE-Nb-F end-member in a series within the eudiaiyte group: Description and crystal structure // Eur. J. Mineral. 1998b. Vol. 10. P. 207-219.
70. Johnsen O., Grice J.D., Gault A. Oneillite: A new Ca-deficient and REE-rich member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada» // Can. Mineral. 1999a. Vol .37. P. 1111-1117.
71. Johnsen O., Gault R.A., Grice J.D., Ercit T.S. Khomyakovite and mangan khomyakovite, two new members of eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada» // Can. Mineral. 1999b. Vol. 37. No 4. P. 893- 899.,
72. Johnsen O., Grice J.D. The crystal chemistry of the eudialyte group» // Can. Mineral. 1999c. Vol. 37. №4. P. 865-891.
73. Johnsen O., Ferraris G., Gault R.A., Grice J.D., Kampf A.R., Pekov I.V. The nomenclature of eudialyte-group minerals // Can. Mineral. Vol. 41. P. 785-794., 2003a.
74. Johnsen O., Gault R.A., Grice J.D. Ferrokentbrooksite, a new member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec // Can. Mineral. Vol. 41. P. 785 – 794, 2003b.
75. Kaulina T.V., Kalinin A.A., Il'chenko V.L., Gannibal M.A., Avedisyan A.A., Elizarov D.V., Nerovich L.I., Nitkina E.A. Age and Formation Conditions of U Mineralization in the Litsa Area and the Salla-Kuolajarvi Zone (Kola Region, Russia) // Minerals. 2018. Vol. 563. N. 8.
76. Khomyakov A.P. Endemic minerals as product of geoCctpalysis and indiCctpors of highly productive ore-generating processes // IMA Gen. Meetm Kobe, Japan. 2006. P. 305.
77. Kretz R. «Symbols for rock-forming minerals» // American mineralogist, Vol. 68, P. 277-279, 1983.

78. Krivovichev S.V., Armbruster T., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Y.A., Men'shikov Y.P. Crystal structures of lamprophyllite-2M and lamprophyllite-2O from the Lovozero alkaline massif, Kola peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2003. Vol. 15, P. 711-718.
79. Kropáč K., Dolníček Z., Uher P., Urubek T. Fluorcaphite from hydrothermally altered teschenite at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic: compositional variations and origin // Mineralogical Magazine, 2017. Vol. 81(6), P. 1485–1501
80. Liferovich R.P., Mitchell R.H. Apatite–group minerals from nepheline syenite, Pilansberg alkaline complex, South Africa // Mineralogical Magazine, 2006, 70(5), P. 463–484.
81. Lindh A., Minute-sized crystals of HFSE minerals in evolved, fluorite-bearing granite, an example from the Sorvik granite, central Sweden // A Scandinavian Journal of Earth Sciences, 2012. Vol. 134, P. 283-294.
82. MccDonald A.M., Chao G.Y. Bobtraillite, $(Na,Ca)_{13}Sr_{11}(Zr,Y,Nb)_{14}Si_{42}B_6O_{132}(OH)_{12*}12H_2O$, a new mineral species from mont saint-hilaire, quebec: description, structure determination and relationship to benitoite and wadeite // Can. Mineral. 2005. Vol. 43. P. 747-758.
83. Miyajima H. Jadeitite from Itoigawa, Niigata Prefecture, central Japan. In: abstracts of the 21nd IMA Meeting Johannesburg. 2014. p. 200.
84. Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // Eur. J. Mineral. 2010. Vol. 22. P. 163–179.
85. Pekov I.V., Britvin S.N., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu., Pasero M., Merlino S., Stronadelphite, $Sr_5(PO_4)_3F$, a new apatite-group mineral // Eur. J. Mineral. 2010. Vol. 22, P. 869-874.
86. Penel G., Leroy G., Rey C., Sombret B., Huvenne J.P., Bres E. Infrared and Raman microspectrometry study of fluor-fluor-hydroxy and hydroxy-apatire powders // Journal of materials science: materials in medicine. 1997. Vol. 8. P. 271-276.
87. Pfaff K., Wenzel T., Schilling J., Marks M.A.W., Markl G. A fast and easy-to-use approach to Cctpion site assignment for eudialyte-group minerals // N. Jb. Miner. Abh. 2010. Vol. 187/1, P. 69–81.
88. Schlüter J., Malcherek T., Husdal T. A. The new mineral stetindite, CeSiO4, a cerium end-member of the zircon group // Neues Jahrbuch fur Mineralogie - Abhandlungen, 2009, Vol. 186 (2), 195-200.
89. Schilling J., Wu F.Y., MccCammon C., Wenzel T., Marks M.A.W., Pfaff K., Jacob D.E., Markl G. The compositional variability of eudialyte-group minerals // Mineralogical Magazine, February 2011, Vol. 75(1), P. 87–115.
90. Sheldrick G. M. A short history of SHELX // Acta Cryst. 2008. Vol. A64. P. 112-122.

91. Walter F., Bojar H.-P., Hollerer C.E., Mereiter K. The crystal structure of galgenbergite-(Ce), $CaCe_2(CO_3)_4$ H2O // Miner. Petrol., 2013. Vol. 107, P. 189–199.
92. Warr, L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine, 2022, Vol. 85(3), P. 291-320.
93. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American mineralogist, 2010. Vol. 95, P. 185-187.
94. Xue W., Zhai K., Lin C., Zhai S. Effect of temperature on the Raman spectra of $Ca_5(PO_4)_3F$ fluorapatite // Eur. J. Mineral. 2018. Vol. 30. P. 951-956.
95. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Selivanova E.A., Korchak Ju.A., Nikolaev A.P. Strontiofluorite, SrF_2, a new mineral species from the Khibiny massif, Kola Peninsula, Russia // Can. Mineral. 2010. Vol. 48. P. 1487-1492.
96. Zhai S., Shieh S.R., Xue W., Xie T. Raman spectra of stronadelphite $Sr_5(PO_4)_3F$ at high pressures // Phys. Chem. Minerals. 2015. Vol. 24. P. 579-585.

Фондовая

97. Антипенко В.Г. (отв. исп.) Отчет о результатах оценочных работ на перспективных проявлениях рудной платины в пределах Кондёрского интрузивного массива в 2010-2012 г.г. ЗАО «Артель старателей «Амур». Хабаровск, 2012.
98. Архангельская В.В. (отв. исп.). Отчёт о результатах геологической съёмки м-ба 1:50 000 и поисков, проведённых в верховьях р. Кондёр в 1956 г. ВАГТ. М.,1957.
99. Грибанов А.П. (отв. исп.) Информационный отчет о незавершённых поисковых и поисково-оценочных работах на рудную платину в пределах Кондёрского интрузивного массива и его обрамления в 2004-2008 г.г. ЗАО «Артель старателей «Амур». Хабаровск, 2008.
100. Гурьянов В.А. (отв. исп.). Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000. Отчёт. Хабаровск, ГГГП, 2000.
101. Емельяненко Е.П. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев руч. Кондёр. Отчёт Кольцевой партии о результатах геологической съёмки масштаба 1:25 000 и поисковых работ в верховьях руч. Кондёр за 1985-1991
102. Лаптев М.М. (отв. исп.). Отчёт о результатах поисковых геолого-геофизических исследований м-ба 1:10 000 в пределах Кондёрской кольцевой структуры и её флангов за 1986-1988 г.г. (Кондёрская партия). ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1988.
103. Мильто А.Н. (отв. исп.). Геология и полезные ископаемые участка Кондёр. Отчёт партии №12 Алданской экспедиции ВАГТ за1957 г. Масштаб 1:25 000. М., 1958.

104. Остапчук В.И. (отв. исп.). Результаты опытно-методических поисковых работ на участке Кондёр. Отчёт Центральной геохимической партии за 1979-1983 г.г. ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1983.

105. Потоцкий Ю.П. (отв. исп.). Отчёт о результатах поисковых аэрогеофизических работ масштаба 1:10 000 на Ингилийском и Кондёрском участках и м-ба 1:50 000 в окрестностях горы Кондёр за 1984-1988 г.г. (Гольцовая партия). ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1988.

106. Сахьянов Л.О. (отв. исп.). Геологическое строение и промышленная оценка россыпного месторождения платиноидов р. Кондёр. Отчёт о результатах детальной разведки месторождения за 1984-1988 г.г. ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1988.

107. Херувимова Е.Г., Ларионов В.А. Отчёт по аэромагнитным работам, проведённым в восточной части Алданского щита. ДВГУ. Хабаровск, 1958.

108. Шашкин В.М. (отв. исп.). Разработать направление геологоразведочных работ на металлы платиновой группы в Кондёрском, Инаглинском и Маймеча-Котуйском рудных районах. Отчёт по теме 0.50.01.04.02.12. Н: Б.П.4/502 (1) за 1985-1988 г.г. ЦНИГРИ. М., 1988.

109. Шевченко Б.В. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения р.р.Омня, Уоргалан, верхнего течения р.Ичас. Отчёт Уоргаланской партии о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50 000 и общих поисков за 1986-90г.г.в пределах листов 0-53-77-В; 0-53-78-В; 0-53-89-А; 0-53-90-А-а-1, 3; в-1, 3, 4; 0-53-90-В. ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990.

110. Шпак Н.С. (отв. исп.). Материалы к государственной геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Лист О-53-XXI, серия Алданская. Геология и полезные ископаемые. Отчёт ВАГТ. М., 1967.

111. Ярославцева Н.И. (отв. исп.). Отчёт специализированной гравиметрической партии №7 о результатах гравиметрической съёмки м-ба 1:200 000 в бассейнах рек Мая, Омня, Ингили, в 1985-1988 г.г. ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1988.

SAINT-PETERSBURG STATE UNIVERSITY

Manuscript copyright

Osipov Anatoliy Stanislavovich

MINERALOGY OF ALAKLINE PEGMATITES OF THE KONDER MASSIF, KHABAROVSKY KRAY

Dissertation for the degree of Candidate of Geological and mineralogical Sciences

Scientific specialty 1.6.4. Mineralogy, crystallography.
Geochemistry, geochemical methods of mineral prospecting.

Scientific advisor:
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor
Aleksey I. Brusnitsyn

Saint-Petersburg
2022

Table of contents

INTRODUCTION....157
The relevance of the work....157
The purpose of the study....157
Factual material and research methods....158
Scientific novelty....159
Practical significance....160
Protected provisions....160
Approbation and the degree of reliability of the results....162
Personal contribution of the author....163
Structure and scope of work....164
Gratitudes....164
HISTORY OF THE STUDY OF THE KONDER MASSIF....165
1. GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE KONDER PLUTON....167
1.1. Geographical position of the district....167
1.2. Geological characteristics of the pluton....167
1.2.1. Stratigraphy....169
1.2.2. Magmatism....170
1.2.3. Cu-Pt-Pd mineralization in kosvites....175
1.3. Age and geological model of the Konder complex forming....176
1.4. Comparison with other ring alkaline-ultrabasic complexes....179
2. PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE ALKALINE ROCKS....184
2.1. Pegmatites of nepheline-syenite composition....186
2.2. Pegmatites of syenite composition....188
2.3. Pegmatites of iyolite-urtite composition....188
2.4. Eudialyte-aegirine-albite rocks....190
2.5. Vishnevite rocks....193
3. MINERALOGY OF THE ALKALINE ROCKS....196
3.1. Major and minor minerals....200
3.1.1. Microcline....200
3.1.2. Albite....203
3.1.3. Nepheline....204
3.1.4. Vishnevite....206
3.1.5. Hydrated (CO_3)-bearing analog of manganoeudialyte....209
3.1.6. Aegirine, aegirine-augite....217
3.1.7. Lamprophyllite, barytolamprophyllite....221
3.2. Accessory minerals....228
3.2.1. Titanite....228

3.2.2. Magnesio-arfvedsonite 230
3.2.3. Accessory minerals of eudialyte-aegirine-albite rocks 233
3.2.3.1. Pyrophanite 233
3.2.3.2. Analcime 235
3.2.3.3. Calciocatapleite 236
3.2.3.4. Elpidite 238
3.2.3.5. Lorenzenite 239
3.2.3.6. Nchwaningite 240
3.2.3.7. Sepiolite 241
3.2.3.8. Muscovite 241
3.2.3.9. Percleveite-(Ce) 242
3.2.3.10. Kainosite -(Y) 244
3.2.3.11. Stilwellite-(Ce) 246
3.2.3.12. Datolite 248
3.2.3.13. Bobtraillite 249
3.2.3.14. Monazite-(Ce), Monazite-(Nd) 250
3.2.3.15. Xenotime-(Y) 252
3.2.3.16. Sr-bearing phosphates of the apatite supergroup 253
3.2.3.17. Carbonates of the eudialyte-aegirine-albite rocks 266
3.2.4. Accessory minerals of vishnevite rocks 270
3.2.4.1. Pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite 271
3.2.4.2. Zeolites of the vishnevite rocks 272
3.2.4.3. Kaolinite 274
3.2.4.4. Hydroxylapatite 275
3.2.4.5. Barite 275
4. DISCUSSION AND GENETIC INTERPRETATION OF THE RESULTS 277
CONCLUSION 289
Reference list 290
Published 290
Production reports 297

INTRODUCTION

The relevance of the work. The Konder circular alkaline-ultrabasic massif is a complex geological body formed as a result of the sequential introduction of intrusive complexes contrasting in petrographic composition. The formation of noble-metal mineralization in dunites is associated with the ultrabasic rocks of the complex. The main useful component is platinum. Other PGM, as well as gold and silver are present in smaller quantities. The described rocks are dissected by dike-like bodies and veins of monzonitoid and alkaline rocks of the complex, as well as contact-metasomatic formations accompanying their introduction.

In the process of erosion of the presented rocks, one of the largest placer deposits of platinum in Russia was formed. It was named Konder – after the river of the same name, originating in the central part of the massif. Its development has been carried out since 1984, however, at the moment the placer reserves are largely exhausted. That's why, the study of the indigenous platinum-bearing rocks and associated formations of the Konder massif seems to be a necessary aspect for the continuation of commercial platinum mining.

Since the first complete description of the object in 1956, the Konder massif has been studied in sufficient detail. However, the main attention of researchers was paid to its platinum bearing, as well as to the rocks most closely related to mineralization – dunites, pyroxenites and kosvites. At the same time, no less interesting from the point of view of fundamental mineralogy and formation conditions, alkaline rocks have been studied to a lesser extent. In addition, the last works devoted to the mineralogy of the agpaite rocks of the object date back to the end of the 20th century (Gurovich et al., 1994; Nekrasov et al., 1994).

At the same time, without a detailed study of alkaline rocks, it is impossible to restore a complete picture of the formation of the massif and the associated processes of ore genesis. All of the above determines the relevance of a detailed mineralogical study of the alkaline rocks of the Konder massif using modern research equipment, which will make it possible to obtain new data and supplement previously known information on the mineralogy of the object. This, in turn, will make it possible to clarify the nature of the mineral-forming processes that took place during the formation of alkaline rocks, as well as the associated indigenous noble-metal mineralization. The materials obtained as a result of the study will be interesting not only from the point of view of fundamental mineralogy, but can also be used in assessing the future industrial prospects of the object.

The purpose of the study was to study the mineralogy of alkaline rocks of the Konder massif and reconstruct their formation processes on this basis.

To achieve this goal, the following tasks were solved:

1. Collection, generalization and analysis of literature data on geology and mineralogy of the Kondersky alkaline-ultrabasic massif;
2. Sampling for research during field work, preparation of stone material for analytical studies;
3. Petrographic characteristics of rocks: study of their mineral composition and textural and structural features;
4. Study of morphology, nature of associations, spatial and age relationships with surrounding minerals, features of physical properties, chemical composition, X-ray and spectroscopic characteristics of the main rock-forming and rare minerals of alkaline rocks.
5. Determination of the sequence of mineral formation in alkaline rocks of different composition.
6. Reconstruction of mineral formation processes in alkaline rocks based on all the data obtained.

The main ***subject of study*** are minerals and mineral associations of alkaline rocks of the Konder complex. Eudialyte-aegirine-albite alkaline rocks of the massif were chosen as the main object of study. In comparison with other studied differences of agpaitic rocks, they are characterized by the most diverse mineral composition, as well as a high degree of hydrothermal-metasomatic processing. At the same time, the discovered relic minerals allow us to establish the nature of the processes of their transformation. At the same time, the study of the mineralogy of other varieties of alkaline rocks of the massif allowed us to identify similarities and differences in relation to the features of the minerals composing them and the processes of transformation of rocks.

Factual material and research methods. The work is based on the material obtained by the author during the expedition of the staff of St. Petersburg State University to the Konder massif in 2013. Rock samples were taken in natural outcrops from 5 different geological bodies. They were used to produce transparently polished slots and polished sections for optical, electron microscopic examination and EBSD diagnostics, as well as quantitative X-ray spectral analysis and Raman spectroscopy. Monomineralic fractions were used for powder X-ray phase, X-ray diffraction and IR-spectroscopy.

Optical microscopy was carried out on the basis of the Department of Mineralogy of St. Petersburg State University using a Leica DM2500M microscope, high–resolution digital images of grinds and polished sections were obtained on the basis of the resource center (hereinafter referred to as the RC) of St. Petersburg State University " X-ray Diffraction Research Methods" using a universal digital microscope Keyence VHX1000.

Electron microscopic studies, quantitative X-ray spectral analysis, EBSD diagnostics of minerals and Raman spectroscopy were carried out on the basis of the RC of St. Petersburg State University "Geomodel" using a Hitachi S-3400N scanning electron microscope with Oxford Instruments X-Max 20 prefixes for energy dispersion analysis and an Oxford Instruments Nordlys-

HKLEBSD detector. EMF analysis conditions: accelerating voltage 20 kV, current 1.7 nA, working distance 10 mm. Analysts – Natalia S. Vlasenko, Vladimir V. Shilovskikh. EBSD conditions: accelerating voltage of 20 kV, current of 1.5 nA, focused beam mode with a step slope of 70°. Analyst Natalia S. Vlasenko. Analytical software for comparing pictures EBSP – Oxford Instruments AZtec HKL. Polished sections of the studied rock were previously subjected to reactive ion etching (RIE) with Ar+ ions using an Oxford Instruments IonFab-300 device operating at an accelerating voltage of 500 V and a flow current of 2.4 mA. Raman (Raman) spectroscopy was performed using a Horiba LabRam HR 800 spectrometer equipped with a 514 nm Ar+ laser with a power of 20 MW and an Olympus BX-41 microscope with 10x and 50x lenses, graded according to a silicon standard. Analyst – Vladimir N. Bocharov. The data were processed in the Crystal Sleuth software environment using the RRUFF Info database.

Carbon deposition of samples, as well as part of electron microscopic studies, was carried out at the RC of St. Petersburg State University "Microscopy and Microanalysis" using a high-vacuum carbon sprayer Q150T-E and a desktop scanning electron microscope microanalyzer Hitachi TM-3000.

The study of the chemical composition of minerals of the eudialyte group was carried out on the basis of the Natural History Museum, London, using a scanning electron microscope Cameca SX100 and a Bruker AXS 4010 prefix for wave dispersion microanalysis, analyst John Spratt.

Powder X-ray phase analysis, X-ray diffraction analysis and infrared spectroscopy were carried out on the basis of the RC of St. Petersburg State University "X-ray Diffraction research Methods". Powder radiographs were obtained using a Rigaku MiniFlex II desktop diffractometer (CuKa tube anode material) with a PDXL analysis software package. The structure of eudialyte was studied using a Bruker SMART APEX X-ray diffractometer at room temperature using MoKa radiation, scanning in 1° c increments and 40c exposure. The Bruker SAINT software package was used to integrate the data, the SHELX program was used to decipher the structure, the structure image was obtained using the Diamond 3.2 program. Analysts – Andrey A. Zolotarev, Taras L. Panikorovskii. The IR spectrum of the mineral was obtained on the Bruker Vertex 70 IR Fourier spectrometer at room temperature in the wave range 400-4000 cm-1. Preparation of the sample was carried out by pressing a tablet of 2 mg of the test substance and 200 mg of KBr. Data processing is performed using the OPUS software package. Analyst – Taras L. Panikorovskii.

Scientific novelty. The author conducted a detailed study of the mineralogy of five varieties of alkaline rocks of the Konder massif. 46 mineral species were diagnosed and characterized, of which 18 were first established within the pluton. Such rare minerals as bobtraillite (the second known find in the world and the first in Russia), galgenbergite–(Ce) (the second known find in the world and the first in Russia), stronadelphite (the first known find in Russia outside the Kola

alkaline province), fluorostrophite and fluorocaphite are found and described. Comparisons of their chemical composition with previously published data are given.

Ideas about the nature and sequence of mineral-forming processes in the formation of alkaline rocks are obtained. It was found that their formation took place in several stages, while part of the rocks underwent significant hydrothermal-metasomatic processing with the introduction of matter.

For the first time, a detailed mineralogical characteristic of a hydrated carbonate-containing analogue of manganoeudialyte was obtained, its structure was solved, and crystal-chemical features were established. According to obtained data the mineral can be proposed as a new species. The conclusion about the process of its formation and its position in the classification of minerals of the eudialyte group were made.

Practical significance. The obtained data, generalizations and conclusions are primarily of a fundamental character, and thus help to understand the processes of formation of vein alkaline rocks of the massif and associated formations, including those bearing noble-metal mineralization. Data on the morphology, chemical composition and features of the described minerals, especially rare phases, will be useful as reference materials. In addition, the data obtained can be used in training courses in genetic mineralogy, geology of mineral deposits, etc.

Protected provisions:

1. Among the alkaline rocks of the Konder massif, five main varieties are distinguished by their mineral composition and structural and textural features: pegmatites of nepheline-syenite composition, pegmatites of syenite composition, pegmatites of iyolite-urtite composition, eudialyte-aegirine-albite and vishnevite rocks. The mineral composition of the first two varieties was formed during the crystallization of the magmatic melt, and does not bear signs of intensive post-magmatic transformation. The mineral composition of the last two varieties of rocks, on the contrary, was formed with the explicit participation of hydrothermal-metasomatic processes that greatly changed the initial magmatic substrate.
2. 46 mineral species have been found in the composition of alkaline rocks of the Konder massif, of which 18 are calciocatapleite, elpidite, bobtraillite, stillwellite-(Ce), datolite, kainosite-(Y), percleveite-(Ce), lorenzenite, sepiolite, nchwaningite, pyrophanite, fluorocaphite, fluorostrophite, stronadelphite, monazite-(Ce), monazite-(Nd), xenotime-(Y), galgenbergite-(Ce) were established for the first time within this alkaline-ultrabasic complex.
3. A specific mineral of alkaline rocks is a hydrated carbonate–bearing mineral of the eudialyte group, belonging to the isomorphic series of manganoeudialyte - ilyukhinite. The substitution of this eudialyte under the influence of hydrothermal solutions causes the formation of a large number of rare minerals (calciocatapleite, elpidite, bobtraillite, stillwellite-(Ce), kainosite-(Y), percleveite-

(Ce), sodium rare-earth fluorapatite, monazite-(Nd), xenotime-(Y), galgenbergite-(Ce)) in eudialyte-aegirine-albite rocks.

4. The typomorphic minerals of the alkaline rocks of the Konder massif are strontium-bearing phosphates of the apatite supergroup: stronadelphite, fluorostrophite, strontium fluorapatite (fluorocaphite) and sodium rare-earth fluorapatite. All these minerals are formed at the stages of hydrothermal-metasomatic transformation of alkaline pegmatites. According to the crystallization time, stronadelphite, fluorostrophite and strontium fluorapatite (fluorocaphite) are close to each other, later sodium rare-earth fluorapatite is formed.

Approbation and the degree of reliability of the results. The main results of the dissertation are published in 4 articles, including: in peer–reviewed scientific publications from the list approved by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation – 3 publications; indexed in scientometric databases Web of Science and SCOPUS – 2 publications; translated into English and published in special issues of journals – 2 publications. The materials of the work are presented in 11 abstracts of international and All-Russian conferences.

Publications on the research topic:

1) Osipov A.S., Antonov A.A. Galgenbergite–(Ce) from the alkaline rocks of the Konder massif (Khabarovsk Krai) // Proceedings of the FSS GI KSC RAS, 2021, № 18, P. 326–331.
2) Osipov A.S., Antonov A.A., Vlasenko N.S. Sr-bearing phosphates of the apatite supergroup from the alkaline rocks of the Konder massif, Khabarovsk Krai // Mineralogy, 2021, Vol. 7. № 4. P. 48–61.
3) Osipov A.S., Antonov A.A., Bocharov V.N., Vlasenko N.S. Stronadelphite from the alkaline rocks of the Konder massif (Khabarovsk Krai) // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 2021, Vol. 150. No. 3. P. 67-78. English translation: Geol. Ore Deposits., 2022 (in print)
4) Osipov A.S., Antonov A.A., Panikorovsky T.L., Zolotarev Jr. A.A. Hydrated CO_3–bearing analog of manganoeudialyte from the alkaline rocks of the Konder massif, Khabarovsk Krai // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 2017, Vol. 146. № 4. P. 78–93. English translation: Geol. Ore Deposits.,. 2018. Vol. 60. N.8. P. 1-10)

Тезисы докладов:

1) Osipov A.S., Antonov A.A. Features of eudialyte from alkaline rocks of the Konder massif // International Scientific conference "XII Congress of the Russian Mineralogical Society "Mineralogy in the whole space of this word" St. Petersburg, 2015, P. 346-347.
2) Osipov A.S., Antonov A.A. Features of mineralization of aegirine-albite veins of the Konder massif // All-Russian Youth Conference of the Institute of Earth Sciences "Modern research in Geology" St. Petersburg, 2016, P. 32-33.
3) Antonov A.A., Osipov A.S. Rare-earth mineralization in the alkaline pegmatites of the Konder massif, Aldan shield // International Youth School "Metallogeny of Ancient and Modern Oceans" Miass, 2016, P. 250-252.
4) Antonov A.A., Osipov A.S. New data on the eudialyte of the Konder massif, the Aldan shield // International Youth School "Metallogeny of Ancient and Modern Oceans" Miass, 2016, P. 252-255.

5) Osipov A.S., Antonov A.A. Rare-earth and strontium mineralization in alkaline pegmatites of the Konder massif // XXVIII Youth Scientific conference in memory of K.O. Kratz "Actual problems of geology, geophysics and geoecology", St. Petersburg, 2017, P. 134-135.
6) Osipov A.S., Antonov A.A. Connection of late processes of mineral formation in alkaline pegmatites of the Konder massif with the formation of noble-metal mineralization in modified bodies of kosvites // Jubilee Congress of the Russian Mineralogical Society "200 years of RMS", St. Petersburg, 2017, P. 289-291.
7) Osipov A.S., Antonov A.A., Perhurova V.A. Mineralogy of kosvites feom Konder massif // International Conference on Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2018», Moscow, 2018, P. 224-227.
8) Perhurova V.A., Antonov A.A., Osipov A.S. Epigenetic copper minerals of the Kondyor massif // International Conference on Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2018», Moscow, 2018, P. 234-237.
9) Osipov A.S., Antonov A.A. Features of mineralogy of aegirine-albite rocks of the Konder massif // MINERALOGICAL MUSEUMS – 2019. Mineralogy yesterday, today, tomorrow. St. Petersburg, 2019, P. 139-141.
10) Perkhurova V.A., Antonov A.A., Osipov A.S. Features of the mineral composition of modified ore pyroxenites of the Konder massif and related platinum group minerals // MINERALOGICAL MUSEUMS – 2019. Mineralogy yesterday, today, tomorrow. St. Petersburg, 2019. P. 148-150.
11) Osipov A.S., Antonov A.A. Mineralogical features of eudialyte-containig alkaline rocks from Konder massif, Khabarovsky krai // International Conference on Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2019», Saint-Petersburg, 2019, P. 213-217.

Personal contribution of the author. The author participated in field work, selection and processing of stone material, determining the purpose of the work and setting research objectives, discussing the results of the work, preparing articles and abstracts. The author prepared samples for electron microscopic, X-ray and other studies. The author took part in carrying out and processing the obtained data of all analytical works, including optical microscopy, processed and analyzed the results of all electron microscopic, powder X-ray studies and RAMAN spectroscopy, calculations of mineral formulas were performed. All the main results of the work were obtained personally by the author and repeatedly reported to him at international and All-Russian conferences.

Structure and scope of work. The work consists of an introduction, 4 chapters and a conclusion. The total volume is 145 pages, including 52 figures, 36 tables and a list of references from 111 titles.

Gratitudes. The author expresses his deep gratitude to everyone who participated in the preparation and presentation of this work. In particular - to the scientific supervisor - Professor of the Department of Mineralogy of St. Petersburg State University Aleksey I. Brusnitsyn, scientific consultant – Ph.D. Andrey A. Antonov, professors of the Department of Mineralogy of St. Petersburg State University Anatoly N. Zaitsev and Andrey G. Bulakh, as well as the entire staff of the Department of Mineralogy of St. Petersburg State University; Professor of the Department of Mineralogy of Moscow State University Igor V. Pekov; associate professors of the Department of Crystallography of St. Petersburg State University Anatoly A. Zolotarev and Natalia V. Platonova; to Aleksandr G. Mochalov, a leading researcher at the Laboratory of Metallogeny, Ore Genesis and Ecogeology of the IGDD RAS; to the head of the sector for the study of new materials of the Central Research Center of the KSC RAS Grigorii Y. Ivanyuk; to the head of the Laboratory of Nature-like Technologies and Technosphere Safety of the Arctic of the FSC KSC RAS Taras L. Panikorovsky; and Olga V. Ivashchenkova; Diana O. Zinyakhina, Michail N. Kruk, Victoria A. Perkhurova, engineers of the RC of St. Petersburg State University "Geomodel" Vladimir V. Shilovskikh, Natalia S. Vlasenko, Vladimir N. Bocharov and the engineer of the London Museum of Natural History - John Spratt.

The work was carried out with the financial support of the RFBR: project № 19-35-90067.

HISTORY OF THE STUDY OF THE KONDER MASSIF

The studies carried out on the Konder intrusive and its framing before 1956 allowed us to form only general ideas about the geology of the territory.

In 1956, the Aldan VAGT expedition conducted an aeromagnetic survey (Cherubimova, Larionov, 1958f) and searches (Arkhangelsk, 1957f) on a scale of 1:50,000 in the upper reaches of the Konder River. A geological map of the massif has been compiled and platinum in the bedrock has been established for the first time. In 1957, during the work of the same expedition, search and survey work was carried out on a scale of 1:25,000, a geological map of the appropriate scale was compiled and the first assessment of placer platinum reserves was given (Milto, 1958f). In 1964-66 The area was studied as part of a geological survey with accompanying searches on a scale of 1:200,000 [GGK 200/1] (Shpak, 1967f). A number of publications were prepared on these materials in the period up to 1979, which were taken into account in later works (Kvasov et al., 1988; Lazarenkov et al., 1992), but a detailed study of the array began only in 1979. In the period from 1979 to 1984, the Ayano-Mayskaya GRE conducted prospecting and preliminary exploration, and in 1985 – 1988 – detailed exploration of the placer deposit of platinoids (Sakhyanov, 1988f). In 1984, the operation of the placer began, while the high platinum content and the presence of large nuggets already made it necessary to search for the root sources of the latter.

In 1980-1981, the Central Geochemical Party of the PGO "Dalgeologiya" under the leadership of V.I. Ostapchuk conducted experimental and methodological work at the Konder intrusive in order to determine the optimal complex of geochemical methods for prospecting for ore platinum (Ostapchuk, 1983f). As a result, a schematic geological map of 1:25,000 scale was compiled, 14 manifestations and 25 points of platinum mineralization were identified.

In 1984-1988, the Geophysical expedition of the PGO Dalgeologiya conducted a complex of geophysical studies of the Konder massif, maps of geophysical fields and schemes of their complex interpretation were constructed (Laptev, 1988f; Potocki, 1988f; Yaroslavtseva, 1888f).

In 1985-1990, the Ring party of the Khabarovsk Search and Survey Expedition conducted a geological survey on a scale of 1:25,000 and searches on scales of 1:25,000 and 1:10,000 (Emelianenko, 1991f). A standard geological map of the Konder massif and its framing was compiled on a scale of 1:25,000; the geological structure of the object was significantly refined; stratigraphy and magmatism schemes were updated and detailed; geochemical specialization of rocks was studied; mineral compositions in the main types of rocks were determined; more than 200 small manifestations and points of platinum-metal mineralization were identified

In 1986-1990, the Uorgalan party of the PGO "Dalgeologiya" conducted a group geological survey on a scale of 1:50,000 on an area including the Konder massif (Shevchenko, 1990f). The geological structure of the territory was detailed, the schemes of stratigraphy and magmatism were clarified.

In the period 1984-999, thematic work was carried out by employees of a number of institutes: VSEGEI, TsNIGRI, LGI, ITiG, DVGI, DVIMS. The purpose of these studies was to study the metallogeny of the intrusive and to develop an effective methodology for searching for indigenous platinum deposits. Fundamental changes in the understanding of the geology and metallogeny of the studied object have not been made by these works and an effective set of search methods has not been proposed. The exception is the work of V.M. Shashkina (Shashkin, 1988f), which for the first time indicated the possibility of detecting platinum-metal objects such as "ore pillars" of the Lydenburg deposit (South Africa, Bushveld massif).

Since 2000, the study of the Konder massif has been conducted exclusively by the Amur prospectors' artel (part of the Russian Platinum), working out the Konder placer. The work was carried out in 2004-2008 (Gribanov, 2008f) and 2010-2012 (Antipenko, 2012f) and had a purely industrial focus on the growth of platinum and MPG reserves and showed the prospects of radical mineralization. The last exploration studies within the complex were carried out in 2013-2014 and 2019-2020. Based on their results, a new industrially significant type of mineralization was identified - indigenous Cu–Pt-Pd mineralization associated with the bodies of kosvites (Pilyugin, Bugaev, 2016; Gurevich, Polonyankin, 2016; Gurevich et al., 2020).

A notable contribution to the development of ideas about the genesis of the Konder massif is associated with the work of M.P. Orlova (Orlova, 1991), on the age of dunites – with the work of G.P. Shnai and V.N. Kuranova (Shnai, Kuranova, 1981), on the geochemistry and platinum mineralization of ultrabasites – with the works of V.G. Lazarenkov, K.N. Malich, L.O. Sakhyanova, A.G. Mochalova (Lazarenkov, Malich, 1991; Lazarenkov et al., 1992; Malich, 1988; Malich, 1999; Mochalov, 2019), as well as V.G. Gurovich, V.N. Zemlyanukhina, E.P. Emelianenko et al. (Gurovich et al., 1994).

The most complete mineralogical and petrographic characteristics of all known rocks of the Konder massif, including their alkaline differences, are given only in two monographs (Nekrasov et al., 1994; Gurovich et al., 1994), published in 1994. These papers contain both a generalization of the previously obtained results and new (at the time of publication) materials. In fact, with their exception, until now the agpaite formations of the Konder massif have not been studied in depth using modern methods of substance research. And, despite the high quality and volume of previously conducted research, can be significantly updated and supplemented with this work.

1. GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE KONDER PLUTON

1.1. Geographical position of the district

Konder alkaline-ultrabasic complex is located 800 km north of Khabarovsk within the nomenclature sheet O-53-XXI scale 1:200 000. The Konder River originates within the massif – the right tributary of the Wargolan River (the basin of the May River). The Konder complex has the shape of a ring with a diameter along the ridge of about 8.5 km. The absolute marks of the ring ridge are 1100 - 1387.6 m, its spurs are 600-900 m. The excess of the ridge over the river valley is in the range of 400-600 m. The layout of the array and the highways used are shown in Figure 1.1.

Economically, the area is poorly developed, the basis of the industrial base consists of mining enterprises, to a lesser extent – livestock complexes. Two shift settlements of JSC "Artel of Prospectors "Amur" are located directly within the Konder deposit.

1.2. Geological characteristics of the pluton

In preparing this section, the materials of the reports GGK-200/1 (Shpak, 1967f; Shpak, 1982) and the Amur Artel (Antipenko, 2012f), as well as literary data (Gurovich et al., 1994; Nekrasov et al., 1994) were used.

The Konder massif is located on the northern slope of the Batomg protrusion of the Aldan Shield, at the intersection of two deep faults: the Berain submeridional and the Konderon sublatitudinal. The complex at the level of a modern erosion section has a ring shape with a diameter of up to 8.5 km and a concentric-zonal structure. A schematic geological map of the Konder massif is shown in Figure 1.2.

Figure 1.1. Geographic position of the Konder massif. Scale 1:10 000 000.

1.2.1. Stratigraphy

In the frame of the Konder massif, Lower Archean metamorphites and terrigenous formations of the Middle Riphean are developed, respectively, belonging to the foundation and slab complex of the eastern part of the Aldan shield.

The Lower Archean metamorphites of the Batomga series, exposed on an area of about 6 km2 on the inner dividing slopes of the ring ridge, surround the intrusive in the form of an intermittent ring with a width of tens of meters to 0.9 km. They are assigned to the Utukchanskaya formation AR_1^{III}ut and are divided into two sub-formations.

Nizhne-utukchanskaya sub-fomation $AR_1^{III}ut_1$ is represented by biotite, biotite-containing, almandine-biotite gneisses with rare interlayers of dolomite marbles and amphibolites. The presence of cordierite, sillimanite, andalusite in the composition of gneiss probably indicates the contact effect of the Konder intrusion on them.

The Nizhne-utukchanskaya sub-formation is also characterized by the widespread use of migmatization products in gneiss – sub-consistent veins, lenses of quartz-feldspar composition. The total capacity of the sub-unit is more than 522 m.

Verhne-utukchanskaya sub-formation $AR_1^{III}ut_2$ it is in direct contact with intrusive formations of the massif and borders them with a ring up to 500 m wide. Two horizons of dolomite marbles are clearly distinguished in its composition, between which are interlayers of keratinized biotite, dihyroxene, rarely amphibole and amphibole-biotite shales and quartzites. Layers of marbles, as marking horizons, can be traced everywhere. Widespread scanning is noted. The total capacity of the substructure is 366 m.

Middle Riphean formations of the Mayskaya series are represented by the kondyorskaya (R_2kn) and the omninskaya (R_2om) formations. Rocks are deposited periclinally with angles of incidence from 50°-60° near the massif to 5°-7° at a distance of 1.5-2.0 km from it. Sedimentary formations are intensively keratinized, dense, strong, weakly amenable to weathering.

Kondyorskaya formation R_2kn is exposed on the inner dividing slopes of the ring ridge, lies with angular and stratigraphic disagreement directly on the foundation rocks. It is composed mainly of siltstones interspersed with a subordinate amount of polymictic sandstones. Siltstones and sandstones are mostly gray in various shades. Two horizons of light gray, whitish fine- and medium-grained "sugar–like" quartz sandstones are distinguished in the sole and roof of the formation, and in the middle part of the section there are two interlayers of black thin-layered carboniferous siltstones, the thickness of which does not exceed 45 m. Gravelites are rarely noted. The capacity of the formation is about 242 m.

The omninskaya formation lies according to Konderskaya and is exposed on the watershed and the outer slopes of the Ring Ridge. There are two sub - formations in its composition.

Nizhne-omninskaya sub-formation R_2om_1 is composed of variegated siltstones with interlayers of sandstones and clay limestones with a total thickness of 245 m . The presence of chocolate-brown ferruginous siltstones at the bottom of the section of the aged horizon is characteristic.

Verhne-omninskaya sub-formation R_2om_2 is represented by black siltstones and mudstones with rare interlayers of calcareous siltstones and fine-grained sandstones. The maximum capacity of the substructure is 150 m.

1.2.2. Magmatism

Intrusive formations of the Konder pluton and its framing are represented by five age groups: Early Archean (preceding the introduction of the Conder complex itself), Early Proterozoic (?), Early Riphean (?), Early Cretaceous and Late Cretaceous (directly involved in the formation of the annular alkaline-ultrabasic intrusive).

Early Archean gneiss-like plagiogranites of the Khoyundin complex ($\rho\gamma AR_1^{III}h$) are located in the southern and southwestern exocontacts of the massif in the form of an intermittent strip about 5.7 km long and 50-400 m wide in plan. Together with the Early Archean metamorphites, they formed an almost continuous ring around the massif with a width of 100-600 m, which in turn is surrounded by Riphean sedimentary formations. Plagiogranites occur sub-concordantly with dolomite marbles of the upper sub-formation of the Utukachan formation. The gneissiness in them lies sub-parallel to the contact of the array at angles of 50-60 ° to the horizon. Fall – to the center of the array.

Early Proterozoic (?) mafite-ultramafic formations belonging to the Kondersky dunite-clinopyroxenite-gabbro complex ($PR_1^I?k$), occupy almost the entire area of the array. The formation of the rock complex occurred in three phases (Gurovich et al., 1994).

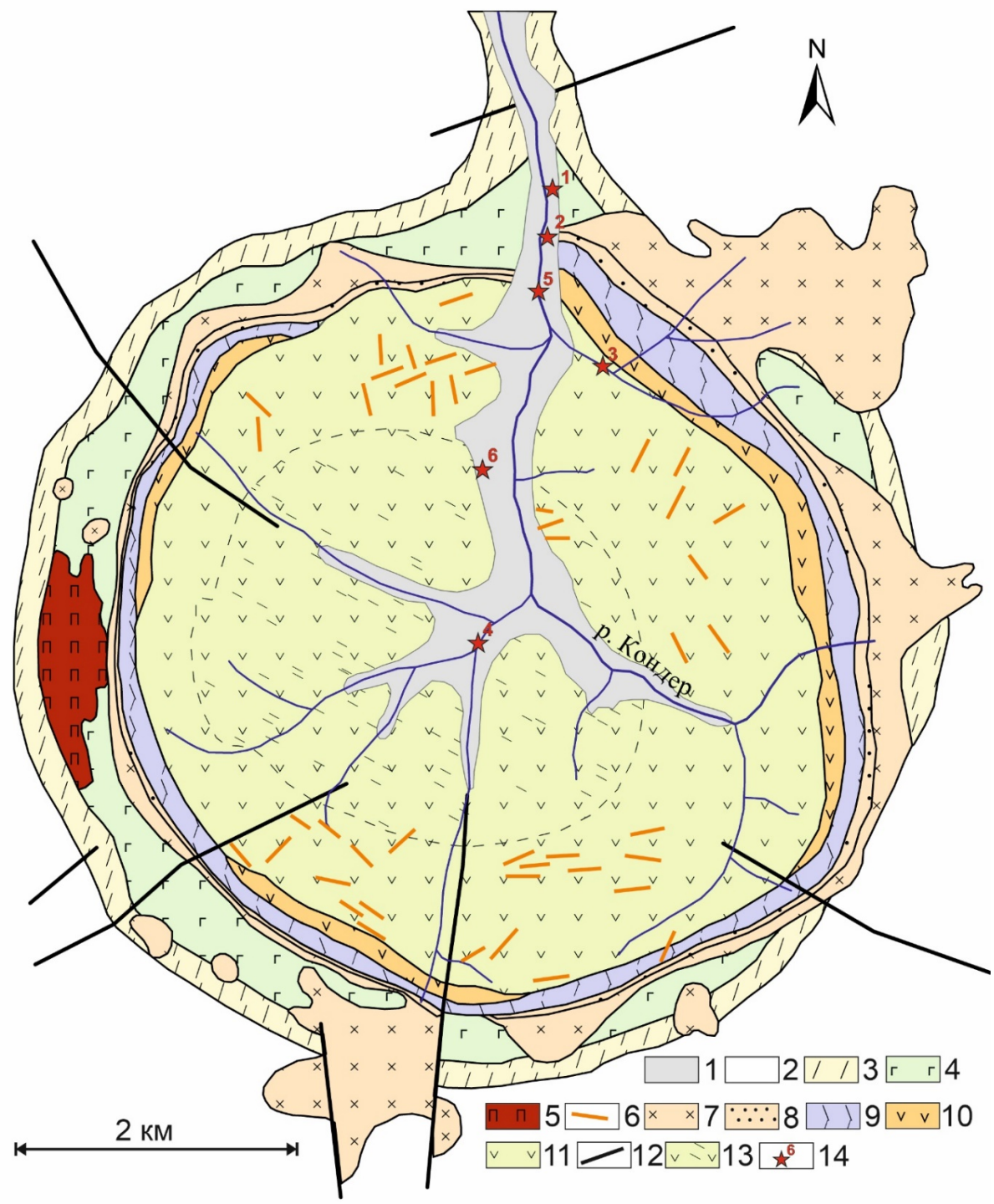


Figure 1.2. Schematic geological map of the Konder massif (using data from G.V. Andreev, A.A. Ulyanov, A.N. Milto). 1 – Loose quaternary sediments; 2,3– sandstones, siltstones and argillites cornified; 4 - high–alumina and hypersthenic gneisses, quartzites, marbles; 5 – late Archean pegmatoid granites; 6 – alkaline pegmatites, 7 – diorites, diorite - syenites, 8 – melanocratic gabbroids, 9 – kosvites, 10 – pyroxenites, 11 – dunites; 12 – discontinuous disturbances; 13 – field of intensive development in the dunites of vein and dyke bodies of kosvites in the center of the massif; 14 – sampling points of alkaline rocks for research.

The first phase is represented by dunites, which form the core of the array with a diameter of about 5.5 km. Among them, fine-grained, porphyritic and pegmatoid (dunite-pegmatites) differences are distinguished. They are all connected by gradual transitions.

Fine-grained dunites form a continuous annular border with a width in plan from 50 to 1150 m . They consist of olivine (up to 99%) and chromspinelide, hereinafter called chromite for short, whose segregation is very rare.

Porphyritic differences occupy the inner part of the dunite core; contain most dunite-pegmatite bodies; are composed of olivine (95-99%), chromite (1-5%) and accessory (titanomagnetite, ilmenite, sulfides, platinoids). Olivine phenocrystals are 1-7 cm in size and make up up to 30% of the volume. The bulk is composed of grains of olivine 0.3–2.0 mm in size. Chromites are divided into accessory (in the form of scattered inclusions of 0.01–4 mm in size) and segregation.

The latter are represented by two types - slots with an average size of 3-5 x 10-30 cm and bodies of isometric, lenticular and irregular shape with a size of 0.05-10.5 m 0.01-0.8 m, on average 5-20 cm. Contacts of schliers (the first type of bodies) with dunites are clearly distinguishable, gradual. The amount of chromite varies from 30-40% in the central parts of the slots to 5-10% on their periphery. The second type of bodies is entirely composed of chromite with an admixture of magnetite with a high titanium content (hereinafter, for short, called titanomagnetite). They have clear contacts with dunites, are late magmatic, and most of the known manifestations of platinoids are confined to them.

Dunite-pegmatites form vein- and rod–shaped bodies up to 500 m long, with a capacity of up to 200 m, and the power of the first does not exceed 150 m, and the length of the second along the larger axis is 300 m. They are developed mainly among porphyritic dunites, where fields are also distinguished, from 20% to 40% of the area of which is occupied by small bodies of such pegmatites. A small number of rod-shaped bodies are also known in the north- and south-western sectors of the ring of fine-grained dunites.

Dunite-pegmatites are composed of olivine (90-92%), chromite (1-6%) and titanomagnetite (1-5%). The size of olivine crystals ranges from 0.5 to 7 cm . Large crystals form schlier-like clusters. The endo- and exocontact zones of some dunite-pegmatite bodies are enriched with chromite segregation (up to 15% by volume).

The most important accessory minerals of dunites are platinoids, the overwhelming mass of which is represented by isoferroplatin with a stoichiometric composition close to – Pt_3Fe.

The second phase of the Kondersky intrusive complex is represented by clinopyroxenites, which form an annular body with a capacity of 50-750 m around the dunite core. They consist of diopside (99%) and accessory titanomagnetite, chromite, ilmenite (about 1%). The size of

pyroxene grains varies from the first millimeters in the contact parts of the body to several centimeters in the central zone. In the external contact of the body with metamorphic rocks, the size of pyroxene grains is smaller than in contact with dunites, which indicates a later introduction of pyroxenite magma (Gurovich et al., 1994).

The third phase of the Kondersky complex includes kosvites, gabbro and their dikes, as well as hornblendite dikes. Kosvites and gabbro form arc bodies with a length of up to 6 km and a width of up to 0.4 km on the outer periphery of the clinopyroxenite ring . Moreover, kosvites, as a rule, are located closer to the center of the array and also form monopred bodies. In addition, kosvites compose differently oriented dikes in clinopyroxenites and (more numerous) in the dunite body, as well as a large intrusion in the western part of the latter. The roof of this intrusion was opened by a well at a depth of 288 m . The contacts of kosvites with dunites and clinopyroxenites are intrusive, sharp. Kosvit dykes have a small length (1-10 m) and a power (0.01-2.0 m).

Gabbro bodies usually lie between clinopyroxenites and basement rocks. In gabbro, when moving away from clinopyroxenites, the content of plagioclase and the albite component in it increases, and the amount of augite and titanomagnetite decreases. Where clinopyroxenites are separated from gabbro by cosvites, there is a gradual transition of the latter into gabbro through plagioclase-containing cosvites and melanocratic gabbro. On the southern periphery of the massif, in the middle part of a large clinopyroxenite-kosvite-gabbro intrusion, striped (eutaxite) textures are developed, in places so sharp that these formations resemble metamorphic. Such textures are characterized by alternating leucocratic plagioclase-pyroxene and melanocratic titanomagnetite-clinopyroxene bands with a thickness of 0.5-1 cm. Their occurrence is explained by the movements of the rigid clinopyroxenite-dunite core during the introduction of kosvit-gabbro magma (Gurovich et al., 1994). The dependence of the gabbro composition on the composition of the host rocks is also emphasized by the fact that hypersthenic relics in gabbro (as in kosvites) are found only where hypersthenic shales are developed among the basement rocks; orthoclase is detected on contact with gneiss-like granites; the basicity of plagioclase increases on contact with marbles.

The mafic-ultramafic formations of the massif are intersected by low–power dikes of black fine-grained hornblendites - essentially amphibole rocks with clinopyroxene enriched with titanomagnetite and sphene.

The most probable form of the ultramafic body is a rod, the root part of which is located at a depth of at least 10-12 km (Emelianenko, 1991f)..

Early Riphean (?) granitoid formations ($\xi\rho\gamma R_1$?) are represented by dikes and small dike-like bodies of sub-alkaline pegmatoid granites in the western exocontact of the ultramafic massif (in the band of metamorphites), as well as by few dikes of sub-alkaline leucocratic fine-grained granites, written and pegmatoid granites.These formations are torn by Early Archaic

plagiogranites, as well as Early Proterozoic (?) clinopyroxenites. The relationship of these granitoids with younger formations has not been revealed. They were conditionally assigned to the early Riphean (Emelianenko, 1991). Considering that they differ in petrographic and petrochemical features from the Mesozoic granitoids developed here, the conditional Early Riphean age is preserved for them, although there are no granitoids of this age in the work of V.A. Guryanov (Guryanov, 2000f).

Early Cretaceous subvolcanic formations, as well as Early Archean rocks of the complex, are formed in three phases of introduction. In the first phase, a few sills and dikes were formed, as well as a tube-shaped body of trachyandesites ($\tau\alpha_1K_1$). The second phase is represented by rare dikes of granodiorite porphyries ($\gamma\delta\pi_2K_1$), and the third phase is represented by dikes of rhyolites (λ_3K_1). The dimensions of the tube–shaped body of trachyandesites do not exceed 270 × 180 m, and the sills are 300 m in length and the first meters in power. The sizes of dikes of this composition range from the first tens of meters to 100 m in length and from 0.1 to 3 m in power. The length of the dikes of granodiorite porphyry and rhyolite does not exceed several tens of meters, and the power is 0.5-1 m.

Ketkapsky monzodiorite complex belongs to the products of the second and third phases of the introduction of Early Cretaceous subvolcanites. The second phase includes monzonites and monzodiorites ($\mu\delta_2K_1k$), as well as monzonite and monzodiorite porphyrites ($\mu\delta\pi_2K_1k$), composing sills, dikes and rare stock- and laccolith-like bodies up to 150 m in diameter, usually outside the central mafic-ultramafic intrusion. The length of porphyritic sills varies from the first tens of meters to 4.2 km, and the power – from the first tens of centimeters to several tens of meters. The dimensions of the dikes do not exceed several tens of meters in length, and the power is 1-1.5 m.

The third phase is associated with the formation of laccolite and arc-shaped steeply falling bodies, as well as dikes of quartz monzonites ($q\mu_3K_1k$) and monzodiorites ($q\mu\delta3K_1k$), sills and dikes of quartz monzonite and monzodiorite porphyrites ($q\mu\pi_3K_1k$ and $q\mu\delta\pi_3K_1k$), lamprophyre dikes (χ_3K_1k). Within the central mafic-ultramafic intrusion, mainly low-power dikes are developed, mostly concentrated in the clinopyroxenite-kosvit-gabbro ring.

Late Cretaceous Dariinsky complex of alkaline feldspathoid syenites (K_2dr) is represented by low-power dikes of three phases of introduction. Trachybasalts ($\tau\beta_1K_2dr$) and monzogabbro ($\tau\nu_1K_2dr$) are assigned to the first phase, alkaline and feldspathoid syenites ($\varphi\xi_2K_2dr$), their porphyry ($E\xi\pi_2K_2dr$, $\varphi\xi\pi_2K_2dr$) and pegmatoid ($\rho E\xi_2K_2dr$, $\rho\varphi\xi_2K_2dr$) differences are assigned to the second. The third phase includes alkaline granites ($E\gamma_3K_2dr$). Formations of the first phase of the complex are developed mainly in sedimentary formations of the Konderskaya and Omninskaya formations, outside the limits of the ring intrusion. Alkaline formations of the second phase of the introduction of the Dariisky complex are most widespread within the confines of the Konder

intrusive proper and are the object of this study. Alkaline granites of the third phase of the introduction are represented by single bodies on the southeastern frame of the massif.

1.2.3. Cu-Pt-Pd mineralization in kosvites

The term kosvites (ore pyroxenites) refers to a variety of clinopyroxenites with sideronite structure containing titanomagnetite or ilmenite, the amount of which can vary widely. The kosvites of the Konder massif are also significantly enriched with phlogopite and apatite. They lie in the form of dikes in the pyroxenite ring and form a large field in the center of the massif, where veins and bodies of phlogopite pegmatites are associated with them.

Within the complex there is also a specific variety of kosvites enriched with sulfides (chalcopyrite, pyrrhotite, etc.), and bearing Cu-Pt-Pd mineralization in its composition. Such rocks are referred to as sulfide-containing clinopyrxenites, "ore" kosvites or Cu-Pt-Pd ores. These rocks were identified back in the 80s of the last century, but until 2014 they were assigned a subordinate role in relation to the placer-forming ferroplatin mineralization. Recent studies (2013-2014 and 2019-2020) have shown that this type of mineralization can have industrial significance (Gurevich, 2021). The largest mineralized zone composed of ore kosvites has a length of 1.5 km and a width of 100-200 m and approximately coincides with the halo of the development of phlogopite pegmatites and alkaline changes superimposed on dunites, kosvites and pegmatites (Gurevich, Polonyankin, 2016). Drilling wells have traced mineralization to a depth of up to 500 m. The true thickness of ore intersections reaches 20 m, the sum of Pt and Pd varies from 1 to 16 g/t, the Pd/Pt ratio is from 1.2 to 4.4, the Cu content is from 0.5 to 2%.

In total, 3 types of Cu-Pt-Pd mineralization have been identified, the last of which is mineralization enclosed in alkaline metasomatites and veins and not accompanied by high copper contents. Presumably, this type is associated with the remobilization of metals under the influence of alkaline (carbonate-chloride-sodium) solutions. At the same time, EPG mineralization is absent in the most fully manifested metasomatites of this type and in amphibole-nepheline-albite-zeolite veins. (Gurevich, Polonyankin, 2016).

The totality of data obtained in the period 2013-2020 (Gurevich, Polonyankin, 2016; Petrov et al., 2016; Pilyugin, Bugaev, 2016; Gurevich, 2021) allows us to formulate several important genetic conclusions:

1) The formation of sulfide polymineral Pt-Pd mineralization had a polygenic and polychronic character;

2) All the kosvites of the Konder complex and the phlogopite pegmatites associated with them are magmatic formations of a single fluid-saturated system;

3) The formation and remobilization of Cu-Pt-Pd mineralization are closely related to the introduction of alkaline rocks.

1.3. Age and geological model of the Konder complex forming

Globally, the Konder massif is composed of two contrasting series of igneous rocks – the earlier (according to their actual relationship) basite-hyperbasite and the later alkaline.

The age relationships of the breeds of the complex are the subject of many years of discussion and until recently this issue remains open. Thus, direct geological observations allow us to establish its age only as post-Archaic.

Attempts have been repeatedly made to determine the age of the rocks of the massif by isotopic (K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr) methods (Karetnikov, 2006). Thus, the results of the K-Ar method differ in a large range of values for both ultrabasic (50-650 million years) and alkaline (70-340 million years). The results of the Sm-Nd method for ultrabasic rocks do not agree with the isochronous model, and the Rb-Sr isochronous age is characterized by great uncertainty (119±160 million years). An attempt to determine the age of platinum group ore minerals from the dunites of the massif by the method of Re-Os isotope systematics gives an estimate of 340±4 million. years (Kostyanov, 1998; Kostyanov et al., 1998; Malich, 1999), however, even if the necessary conditions for the formation of MPG in the magmatic melt are met immediately or only after its separation from the mantle source (note that the massif has undergone at least several stages of post-crystallization activation, accompanied by mobilization and re-deposition of MPG), this method allows us to estimate the age of mineralization, but not the rocks that actually contain it. Assessment of the age of dunites using paleomagnetic studies (Karetnikov, 2006; 2010) allows us to characterize the age of the nucleus as Late-Riphean. In recent years, new data have been presented throughout the array, which are more consistent and can be "stacked" into a single isochronous model. Thus, the dating of the dunites of the central part of the U-Pb array by the method allowed us to obtain two clusters of values – in 2477 ± 18 million years and 143-176 million years. for two types of zircons, which, according to the authors (Malich et al., 2012) reflects two stages of activation during the formation of the array. Dating of three samples of kosvitov uch. Anomalous showed values of 126.7±0.8 million. Rb-Sr years by the method and 131±35 million years by the Sm-Nd method (Efimov et al., 2012), and for ferroplatina from the southern part of the massif by the 190Pt-4He method, a result of 112±7 million years was obtained (Shukolyukov et al., 2012). They are also consistent with the data on the dating of clinopyroxene from the dunite of the Sm-Nd massif by the method – 128 ±40 million years (Savatenkov, Mochalov, 2015). All

of them approximately correspond to the age of the rocks of the Ketkap complex of the Early Cretaceous – 109-128 million years.

At the same time, the absence of unambiguous age dating of the magmatic formations of the Konder massif gives an idea of the ages of the rocks composing it, but does not allow us to formulate a single concept of formation. So, currently there are two main models. The first is based mainly on the petrochemical features of rocks. According to it, all rocks of the complex were formed in one stage as a result of differentiation of a single initial alkaline-ultrabasic melt in one or several shallow magmatic chambers.

According to the second concept, the rocks of the massif are divided into two genetically independent complexes of different ages – basite-hyperbasite and alkaline formations. This hypothesis is indirectly confirmed both by the geological features of the rocks and by the totality of the dating data. According to the author of this work, it seems to be the closest to reality and is described in more detail below.

One of the features of the structure of the Konder massif and its framing is the presence of an annular anticline bordering the massif (Gurovich et al., 1994). The metamorphic rocks composing its inner wing fall at angles of 45-80° to the center of the massif, the sedimentary formations composing the outer wing fall from the center at angles of 30-60 °. Beyond the external periclinal rupture, their occurrence is flattened to subhorizontal. The annular nature of the dislocations of the massif frame indicates the development of an annular positive plicative structure in the initially gently falling rocks.

This feature could be a consequence of the formation of a granite-gneiss dome on the site of the modern Conder structure, the progressive uplift of which led to the appearance of radial-spreading extensions in its central part.

They caused the stretching of the dome and the sinking of rocks in its center, which created the observed periclinal drop in their stratification. The radial-spreading stresses themselves were probably one of the manifestations of a more general process of rifting at the end of the early Proterozoic.

During this process, the meridional Berain and its secant (transform) were laid Condero-Netsky deep faults, at the intersection of which the proposed dome was located. As a result of the observed peripheral dislocation reflecting the stretching regime, a favorable environment was formed for the subsequent introduction of ultramafic melt. As a result, at the turn of the Archean and Proterozoic (according to U-Pb dating of zircons (Malich et al., 2012), an association of dunites and clinopyroxenites forming a stock in the central part of the massif was formed. Their lithological and geochemical features (Gurovich et al., 1994) indicate liquid differentiation of an ultrabasic melt in a vertically extended magmatic chamber with a relatively small cross-section

and polyphase embedding. The activation of the area at the end of the early Proterozoic ended with the introduction of leucogranites breaking through earlier rocks.

During the Mesozoic tectonomagmatic activation, under the influence of transmagmagmatic fluids on ultramafic rocks, the processes of generation of alkaline melts occurred, forming two main series – monzonitoids and alkaline rocks. The formation of Cretaceous intrusions was accompanied by a powerful metasomatic and contact impact on the host rocks, which led to the formation of a variety of metasomatic and contact-modified rocks. When they were introduced, the dunite rod was raised, which caused the formation of a dome structure in the overlapping sediments.

It should be noted that until recently there was no consensus on the position of the kosvits of the array in the presented sequence. Thus, it was previously believed that the kosvites of the "pyroxenite ring" together with dunites and clinopyroxenites belong to Early Proterozoic formations (Antipenko, Gribanov, 2012). According to another theory, they, together with the associated "titanomagnetite metasomatites", are considered Early Cretaceous (Gurovich et al., 1994; Malich et al., 2012). Finally, there are ideas that the kosvites and "metasomatites" of the Anomalous site are of Early Cretaceous age, but they are in no way related to the kosvites, in fact, of the pyroxenite ring (Ivanov, 1997).

Recent works on the geology of the massif (Gurevich, Polonyankin, 2016; Pilyugin, Bugaev, 2016) have shown that kosvites, phlogopite pegmatites and platinum manifestations of the Konder massif were formed during a single process, and the age dating given above allows them to be attributed to the Ketkap complex of the Early Cretaceous. At the same time, the crystallization of the kosvites was accompanied by the separation of the fluid phase, which partially left the crystallizing body and went up, forming phlogopite veins and stockwork. Tectonic movements led to the formation of a system of faults of the type of duplex stretching, and the influence of fluids on the overlying dunites led to their recrystallization, phlogopitization, serpentinization and mobilization of ore matter, which subsequently settled in the form of "ore" chrome spinelides and xenomorphic crystals of ferroplatin. The crystallization of the kosvites was also accompanied by the fractionation of the sulfide melt, which remained in place within the kosvite sills, eventually forming a poor superimposed Cu-Pt-Pd mineralization. The subsequent introduction of alkaline magmas into weakened zones changed the thermochemical parameters of the system and increased the redistribution of metals, as well as entailed active metasomatic transformations.

The lowering of the inner part of the massif, associated with the subsidence of the roof of the alleged alkaline magma hearth, was accompanied by the introduction of dikes of alkaline syenites into the periclinal cracks of separation.

1.4. Comparison with other ring alkaline-ultrabasic complexes

Various alkaline-ultrabasic arrays are known in many countries. The geological structure of most of them has common features regardless of the time of their formation in the Proterozoic or Phanerozoic periods. Moreover, the intrusions formed in different alkaline provinces of the world are similar in their internal structure and set of rocks (for example, the massifs of the Kola and Maymecha-Kotui alkaline provinces). All of them are polyphase, and the sequence of the introduction of rocks, as a rule, is not broken: these are ultrabasic rocks melilite rocks foidolites carbonatites. All massifs are characterized by ring structures and discontinuities bordering intrusions, as well as being confined to steeply falling through structural tectonic zones, most often to the points of intersection of such zones. They are characterized by a rounded or ellipsoid shape, with the long axis coinciding with the direction of the main tectonic zone (Afanasyev, 2011).

One of the examples of complexes where all the rocks of this association are widely manifested on the territory of Russia is the Kovdorsky massif. In addition, it is perhaps one of the most thoroughly studied arrays of this type. Located within the Kola province, the massif has a teardrop shape in the plan with a size of 9.5x5.5 km. The host rocks are Archean and Early Proterozoic gneiss and granite-gneiss. In volume, like the Conder, it is a vertical funnel-shaped body. Moreover, as in the case of the Konder massif, the outer ring elevation is characterized by maximum elevations, then it is replaced by a decrease towards the center, and the olivine core is slightly raised again. The olivinite intrusion occupies the central part of the massif and in plan has an isometric (5 x 6 km) shape. Clinopyroxenites form an incomplete ring zone that surrounds the olivinite core (from the west, south and east). They have an uneven-grained composition, sometimes inclusions of titanomagnetite, sometimes phlogopitized and amphibolized. Ore pyroxenites with sideronite structure, that is, kosvites, are also described within Kovdor.

The intrusion of alkaline rocks (ijolitmelteigites and turyaites) penetrated through the external contact of the ultramafic intrusive, forming an annular body with a thickness from 150 to 400 m, sharply expanding in the southern part to 3-4 km. In the section of the alkaline intrusive, the shape resembles a lolite with steep (70-80 °) contacts, spreading out in the southern and south-western directions. Zoning is noted in the placement of alkaline rocks. Thus, in the marginal parts of the intrusive, mainly melteigites and fine-grained iyolites are developed, in the inner parts of the ring, more leucocratic varieties are common - iyolites and iyolite-urtites, characterized by a more coarse-grained structure. Facies analogues of iyolites, turyaites, are confined to the endocontact of the alkaline intrusive.

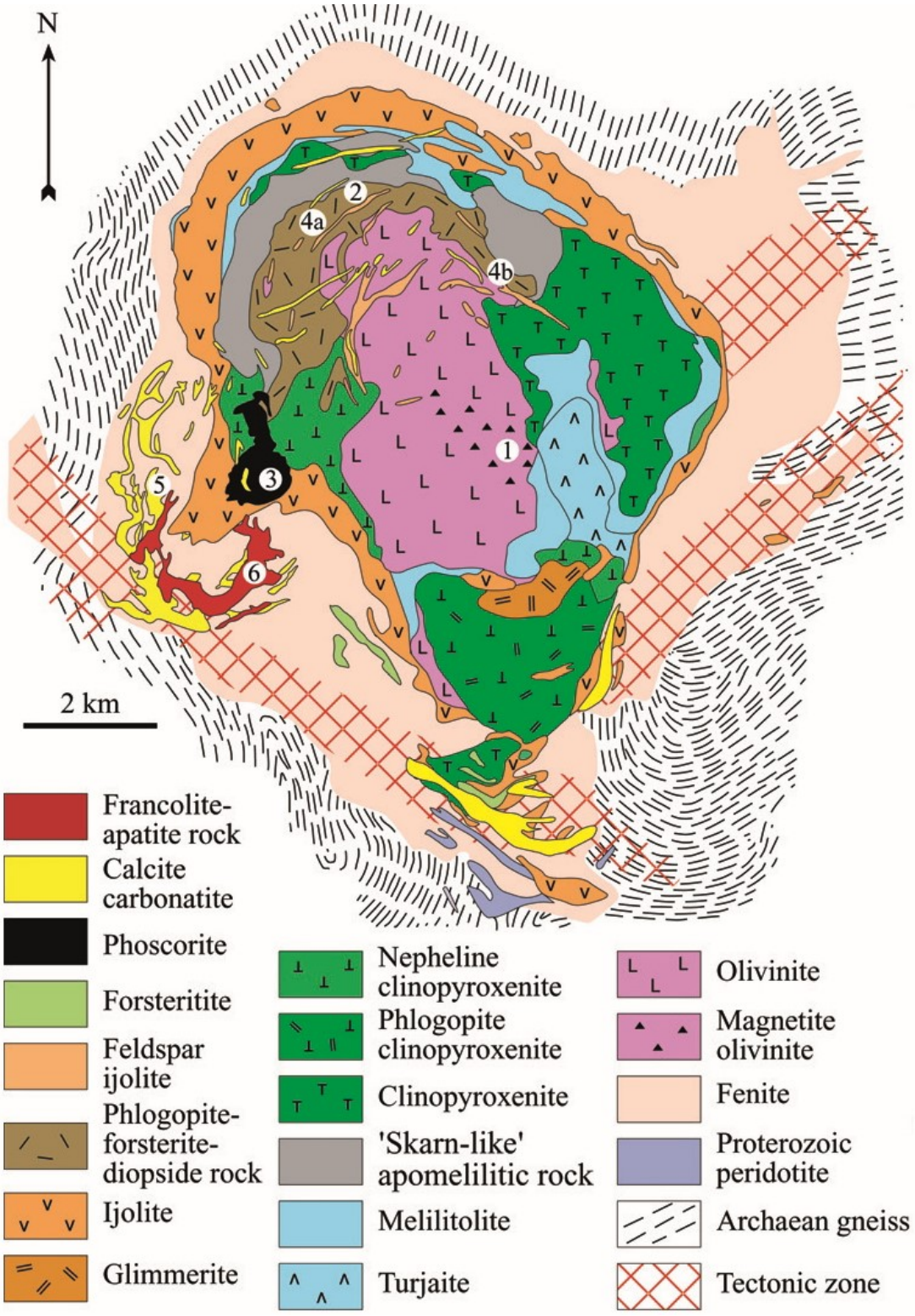


Figure 1.4. Schematic geological map of the Kovdor massif (Krasnova et al., 2004)

The key difference between the Kovdor massif and the Konder massif is the extremely wide development of carbonatites, the formation of which occurred in a relatively narrow time range, from 380 to 360 million years (Amelin, Zaitsev 2002). They are concentrated in the southwestern part of the massif at the contact of ultrabasic and alkaline rocks, where they form a stockwork

structure (Krasnova et al. 2004). There are several types of carbonatites and foscorites (associated with carbonatites of igneous magnetite, olivine, apatite rocks), different in their relative age and mineral composition. (fig. 1.4) The formation of rocks within individual stages occurred in the following sequence: foscorite □ carbonatite □ fluid-explosive breccia (Krasnova et al. 2004).

Another example of "fully manifested" alkaline-ultrabasic complexes is the Gulinsky volcano-pluto. It is located within the Maymech-Kotui province on the northern edge of the Siberian Platform and lies in effusions of Early Triassic age. In terms of its shape, it has a shape close to an ellipse (filed by aeromagnetic works), elongated in the submeridional direction (50 x 40 km) and by its area is the largest alkaline-ultrabasic complex in the world. At the same time, only 1/3 of the complex is exposed.

The Gulinsky volcano-pluton (Egorov, 1991; Epstein, 1994) as a whole has the form of a lopolithe, the flat-lying part of which is composed mainly of dunites, and the central part - the "leg" is represented by a complex complex of ultramafic, alkaline-ultramafic and alkaline intrusive formations, as well as rocks of the carbonatite complex. During the formation of the volcano-pluto, several stages are distinguished, during which the following rock groups were successively formed: ultramafic, alkaline ultramafic, iyolite-melteigite, alkaline and nepheline syenites, carbonatitoids and carbonatites.

The ultramafic stage is characterized by the crystallization of dunites forming an arc-shaped body. The semi-circular structure of the dunite body is emphasized by the dike- and lenticular bodies of ore pyroxenites (kosvites) forming veins turning into stockworks, as well as an extended body in the northeastern part of the complex. After the formation of ultrabasites, an incompletely ringed melilite rod (0.3-0.6 x 5 km) was introduced in the central part of the I massif and three small rods to the southeast of it.

In the alkaline-ultramafic stage (the third phase), three series of alkaline mafites and ultramafites were formed – melteigite-shonkinite, melanefelinite-alkaline-picrite and yakupirangite-melteigite.

1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные отложения J – K_1; 3 – 14 раннетриасовые породы массива:
3 – доломитовые карбонатиты, 4 – кальцитовые карбонатиты,
5 – щелочные сиениты; 6 – ийолиты, 7 – якупирангиты и мельтейгиты;
8 – оливиновые меланефелиниты, шонкиниты и микрошонкиниты,
9 – нефелиновые и биотит – пироксеновые пикриты, оливиновые меланефелиниты;
10 – дайки нефелиновых и биотит – пироксеновых щелочных пикритов,
11 – малиньиты и шонкиниты,
12 – мелилитовые породы, 13 – рудные пироксениты, 14 – порфировидные перидотиты,
15 – (а) дуниты и (б) их метасоматически преобразованные фации;
16 – 23 – раннетриасовые эффузивные и дайковые породы экзоконтактовой зоны массива:
16 – трахидолериты и камптониты, 17 – меймечиты (а) и их метаморфизованные фации
(б) меймечинской свиты, 18 – субщелочные метапикриты меймечинской свиты,
19 – трахибазальты, трахиты, андезиты и др. вулканиты верхнедельканской подсвиты,
20 – ультраосновные фоидиты нижнедельканской подсвиты, 21 – трахибазальты,
трахиандезибазальты и др. вулканиты верхнекоголтокской подсвиты,
22 – базальты нижнекоготской подсвиты, 23 – ультраосновные фоидиты,
щелочные пикриты и др. вулканиты арыджангской свиты;
24 – осадочные отложения палеозоя; 25 – разрывные нарушения;
26 – элементы залегания (а) в обнажениях и (б) дешифрированные.

Figure 1.5. Schematic geological map of Gulinsky Pluto (Egorov, 1991).

These rocks compose medium-sized stocks in dunites, and are also closely associated with the inversions of the second phase. During the Iyolite stage, iyolite-melteigites, apoultramafite rocks and uncompagrites were formed. Dikes and small stocks of iyolites form a stockwreck, in the zone of which all the rocks containing it are subject to active phlogopitization, nephelinitization and recrystallization. The alkaline-syenite stage is characterized by the appearance of a series of small steeply dipping dikoo6raz bodies of alkaline and nepheline syenites breaking through biotite peridotites and iyolite-melteigites in the northwestern part of the Southern Structure.

The polyphase evolution of the massif ended with the formation of a series of veins and complex-built rods of rocks of the foscorite and carbonatite groups near its center. The carbonatite stage includes the formation of rocks b, represented in the early (I) stage by carbonatitoids and carbonatites, and in the later (II- IV) - mainly by carbonatites localized in the inner parts of two local structures containing carbonatites.

As can be seen, the Gulinsky pluto is related to the Konder massif by the predominance of dunites and kosvites over the more "usual" olivinites and pyroxenites for such complexes. In addition, metasomatic transformations associated with the introduction of alkaline rocks are actively manifested here.

In general, within the Conder massif, the stage of alkaline magmatism is relatively weak, but quite distinct. Probably (Gurovich et al., 1994) it occupies an extreme position in the formation of alkaline ultrabasic concentric-zonal complexes of the central type, corresponding to the initial stages of its formation. In this respect, it seems to be close to such massifs as Afrikanda and Forest Varaka (Kola Peninsula). With more complete development, nepheline-syenite and iyolite-urtite massifs with carbonatites (Kovdor, Gulinsky, etc.) are formed, in which rocks of the ultrabasic series are contained only in the form of small remnants. An example of such a complex outside of Russia is the Palabora massif, where the earliest olivinites are completely changed to serpentinite-phlogopite pegmatites.

At the same time, one of the distinctive features of the Konder Pluto is the presence in its composition of ultraagpaite alkaline rocks (Osipov et al., 2017) similar in composition to the alkaline formations of the Lovozersky and Khibinsky massifs, and extremely rare in other annular alkaline-ultrabasic complexes.

2. PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE ALKALINE ROCKS

The Konder alkaline rocks are the most recent igneous formations developed within the massif. They belong to the formations of the second and third phases of the introduction of the Late Cretaceous Dariinsky complex. According to previous works (Gurovich et al., 1994), three groups of alkaline rocks are described within the intrusive – syenites and their pegmatites, feldspathoid syenites and their pegmatites, as well as alkaline granites. The bodies are localized mainly within the marginal part of the array and partially in its exocontact zone.

Within these groups, the predecessors identified varieties that differ in mineralogical and structural features. Thus, among syenites and their pegmatites, aegirine, aegirine-arfvedsonite, apatite-arfvedsonite syenites and their pegmatites, as well as melanite syenites are known. Syenites are developed mainly in the central part of the dunite stock, where they form complexly twisting steeply falling (60-90°) vein and dike-like bodies with a thickness from 5 centimeters to 2 meters. Pegmatites usually have a zonal structure. Melanite syenites form single dikes on the periphery of the massif, mainly among diorite porphyrites (Gurovich et al., 1994). Among the feldspathoid syenites are known: luyavrites and their pegmatites; cancrinite luyavrites; miaskites and miaskite-luyavrites; pectolite luyavrites. Of these, the most common are luyavrites and luyavrite pegmatites, localized mainly on the periphery of the dunite core, less often among clinopyroxenites. The dikes of these rocks are mainly zonal, located, as a rule, along concentric cracks consistent with the general ring structure of the massif and fall from its center at angles of 40-80 °. Their capacity is 1-8 meters. Cancrinite luyavrites compose single dikes found among clinopyroxenites and metamorphic rocks. They are also confined mainly to steeply falling centricline cracks. Miaskites and miaskite-luyavrites are known only among clinopyroxenites, near contact with dunites and are located parallel to it. They fall from the center of the array at angles of 40-70 °, the power of the bodies is 20-80 centimeters. There are gradual transitions between miaskites and luyavrites. Pectolitic luyavrites were found in delluvial fragments among dioritoids on the right bank of the Konder River below the mouth of the Trekhglavy Stream (Gurovich et al., 1994).

Alkaline granites are represented by single dikes 0.2–0.5 meters thick, lying among melanocratic gabbro and gneiss-like plagiogranites on the southeastern border of the massif.

In the course of this study, samples of alkaline rocks were studied, selected at 7 observation points within the ring of the Konder alkaline-ultrabasic complex. The sampling points are indicated on the geological map (Fig. 1.2). Rock samples were classified according to their mineral composition and textural and structural features. To do this, all the discovered minerals were divided into three groups according to the volume content in the rock – main, secondary and accessory. The main minerals are widely distributed and make up the bulk of the rock volume, in

some cases their content reaches 45%. Minor minerals are less common. Usually, their amounts do not exceed 5-10%, but in some cases they can compose up to 15% of the rock volume, being at the same time one of the rock-forming phases (for example, lamprophyllite). Accessory minerals, as a rule, are distinguishable only at high magnification. They form extremely small secretions, on average – about 100 microns and, together, make up less than 1% of the total volume of the rock. The table of mineral species found in the composition of rocks is presented in the table 3.1.

In the course of the work, five varieties of alkaline rocks were identified and characterized:

1) Pegmatites of nepheline-syenite composition
2) Pegmatites of syenite composition
3) Pegmatites of ijolite-urtite composition
4) Eudialyte-aegirine-albite rocks
5) Vishnevite rocks

2.1. Pegmatites of nepheline-syenite composition

Samples of pegmatites of nepheline syenites were selected in outcrops No. 2 and No. 5 (Fig. 1.2). Vein bodies are exposed on the right side of the Konder River in the northern part of the massif. They have a sublatitudinal orientation and a power from 20 to 100-120 cm. The host rocks are dunites of the central part of the intrusive.

In general, the mineral composition of zonal pegmatites of nepheline syenites is not too diverse (Table 2.1). The main minerals here include aegirine (30-45% vol.), albite (20-30% vol.) and nepheline (10-40% vol.). Secondary – orthoclase, lamprophyllite (up to 10% vol.). Rare – titanite, stronadelphite (no more than 1% vol.). The main distinguishing feature of pegmatites of nepheline syenites is a pronounced zonality in the structure, which is clearly observed in medium-sized bodies (Fig. 2.1A). So, in the contact parts there is a zone with a clearly manifested orientation of crystals in the cross stretch of the vein body. These are black thin crystals of aegirine (Fig. 2.1B) or nepheline crystals of meat-red, greenish-yellow colors in the mass of sugar-like albite (Fig. 2.1 A, B). Albite has a white color, the size of crystals rarely reaches 0.5 cm.

The central part of the vein has a similar mineral composition, but it is always composed of a much finer-grained mass with a dominant amount of aegirine and a subordinate amount of albite. Aegirine passes from sufficiently large elongated crystals (the first generation) to thin-fibrous aggregates composing solid masses, radially radiant aggregates, separate thin crystals in the form of inclusions in larger albite and nepheline (the second generation). Sometimes in the central parts of the veins there is a less contrasting (relative to the contact parts) irregular alternation of mineral areas (Fig. 2.1). Each other is replaced by zones, essentially albite (fine-grained), nepheline (composed of sufficiently large separately arranged crystals), or fine-fiber aggregates of aegirine. Grains of potassium feldspar and nepheline often bear traces of low-temperature hydrothermal transformation. The power of such "subzones" zones varies and ranges from 1-5, less often – 7-8 centimeters. In general, the marginal part of the veins, although it can reach 50% of the body volume, usually occupies no more than 30% of the volume. It is also worth noting that zoning, if present, is always symmetrical in veins.

The early minerals of the described rock, apparently, include nepheline, the first generation of aegirine (larger individual crystals), lamprophyllite and microcline. The most recent are fine–grained albite and the second generation of aegirine (fine-fiber aggregates). The totality of the rock properties indicates a probable change of physico-chemical conditions during crystallization. At the same time, the observed clear boundary between the near-band and the central parts of the rock (Fig. 2.2) suggests that the processes of formation of the latter are either somewhat broken in time, or the change of crystallization conditions occurred quite sharply.

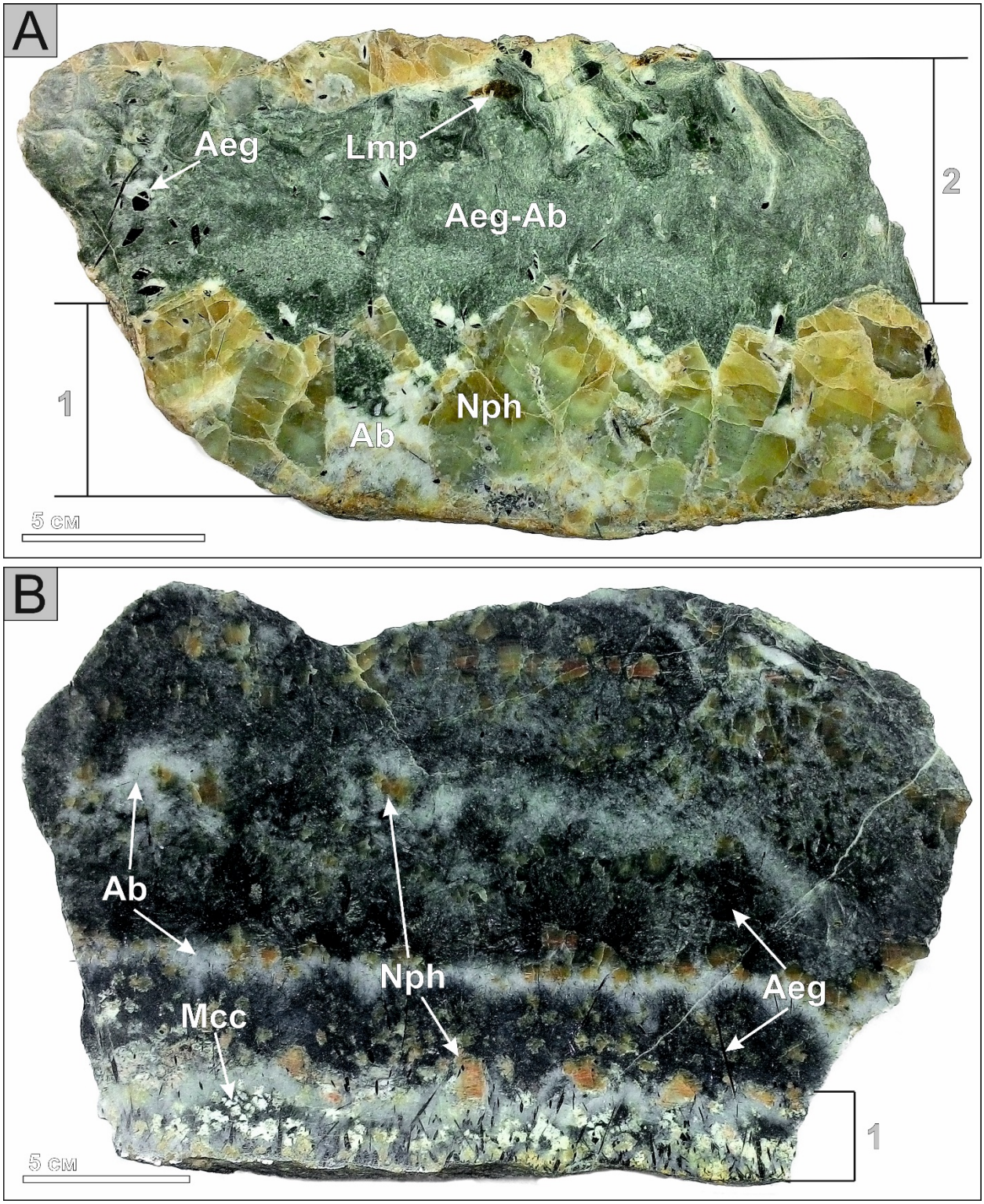


Figure 2.1. Samples of pegmatites of nepheline syenites. A – "1" is the contact zone with large directional nepheline crystals (Nph) and fine–grained albite (Ab). "2" is the central zone composed of a mass of fine-fibrous aegirine and albite crystals (Aeg–Ab) with secretions of larger black aegirine crystals (Aeg) and a single lamprophyllite crystal (Lmp); B – "1" is the contact zone with host rocks, in which directed aegirine crystals (Aeg), weathered grains of microcline (Mcc), nepheline (Nph) and fine-grained albite (Ab).

2.2. Pegmatites of syenite composition

These are non-zonal rocks found in the middle course of the Triokhglavy creek in the north-northwestern part of the massif (selection point No. 3). Syenite pegmatites form a vein body of sublatitudinal strike with a thickness of up to the first meters.

The bulk here is composed of aegirine (up to 45% vol.) and albite (up to 40% vol.). The first one forms needle-like crystals of black color, which are evenly distributed in the form of inclusions in lamprophyllite and albite crystals. Aegirine needles also form tangled fine-fibrous aggregates 1-3 cm wide, due to the presence of which the breed as a whole acquires a mottled texture. Albite forms a fine crystalline aggregate of light gray or gray color. Individual crystals are isometric, the size does not exceed 5mm.

A distinctive feature of syenite pegmatites is the presence in their composition of large subidiomorphic lamprophyllite crystals (up to 5-7 cm in length and up to 2 cm in width) (Fig. 2.2). It makes up about 15% of the volume of the rock, being one of the main minerals. Individuals have a characteristic brown color with a golden tint. In the mass of lamprophyllite there are separate small inclusions of albite and aegirine.

Judging by the crystal morphology, lamprophyllite in syenite pegmatites is one of the earliest minerals. At the same time, the inclusions of aegirine and albite in its individuals indicate that the crystallization process of the latter began at the same time or somewhat earlier and continued until the entire volume of the rock was completed.

2.3. Pegmatites of iyolite-urtite composition

This type of pegmatites was found in the form of large fragments in the channel sediments of the Korotysh creek (selection point No. 6), the root exit of the rocks could not be found. Based on the size of the individual fragments, it can be assumed that the presented rock either composed the entire pegmatite body, or, by analogy with the pegmatites of nepheline syenites, formed the central part of the zonal vein.

Morphologically, iyolite-urtite pegmatites are a dense dark—colored rock (Fig. 2.3), composed of a tangled fine-fibrous aggregate of black aegirine, in the mass of which subidiomorphic gray nepheline crystals are unevenly distributed. They form both individual grains ranging in size from 0.5 to 4 centimeters, and large multi-crystalline aggregates. Nepheline crystals are almost always replaced by zeolites. At the same time, the space between aggregates of subidiomorphic nepheline is often filled with a xenomorphic mass of second-generation nepheline.

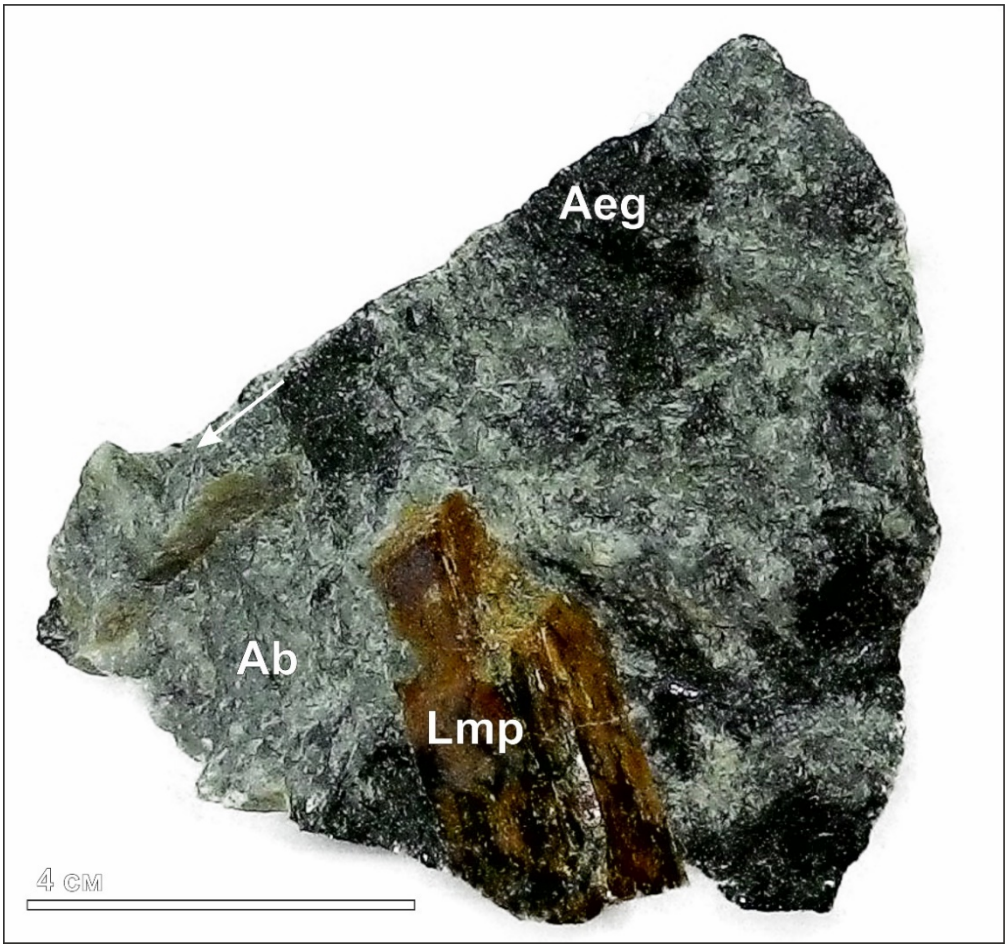


Figure 2.2. Sample of syenite pegmatite. Large lamprophyllite crystal (Lmp) in albite (Ab) – aegirine (Aeg) matrix.

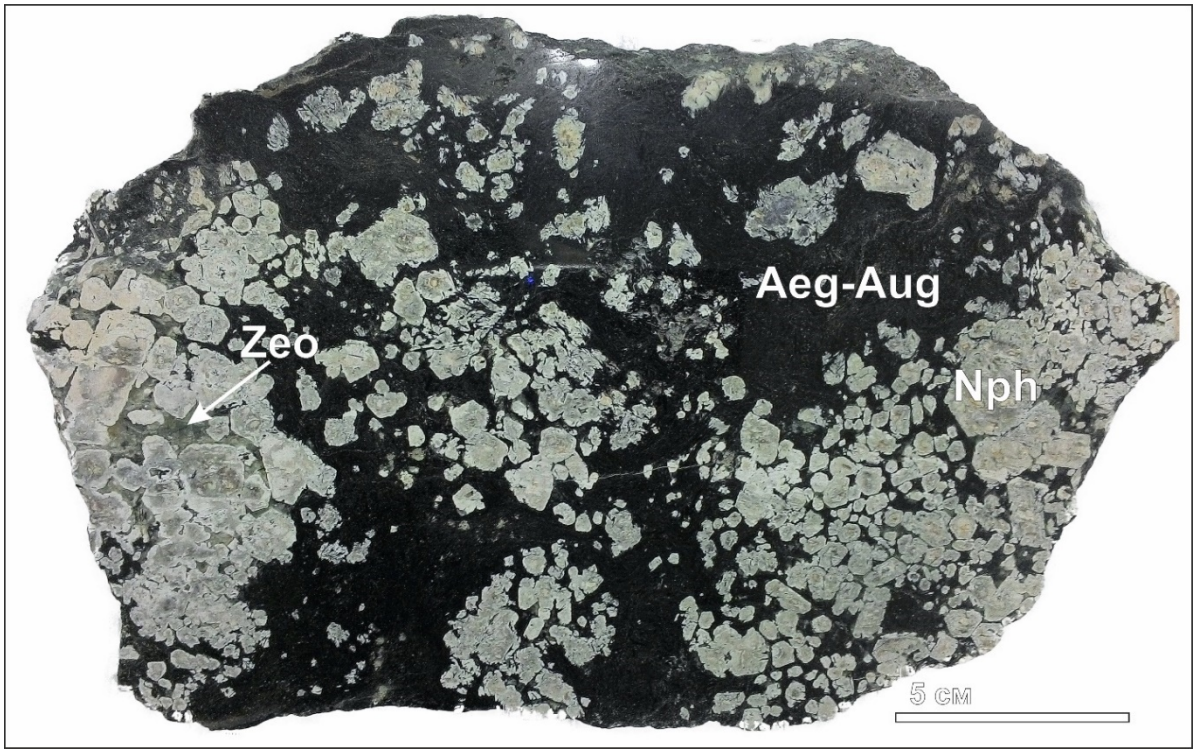


Figure 2.3. Sample of pegmatite iyolite-urtite. Relic crystals of nepheline (Nph) replaced by zeolites in a fine-fiber aggregate of aegirine-augite (Aeg-Aeg) and zeolites (Zeo).

As in the case of nepheline-syenite pegmatites, nepheline of the first generation crystallizes among the early minerals, while aegirine and nepheline of the second generation are formed later, filling the space between the formed subidiomorphic crystals.

It should be noted separately that according to energy dispersion microanalysis, Pb, Ag, Fe, Bi(?), As – containing sulfur minerals were found among the accessory minerals in the form of microinclusions in the rock. Accurate diagnosis of these accessories due to their size (often less than 10 microns) is difficult, however, the admixture of the noted elements in the composition of alkaline rock is a non-trivial observation.

2.4. Eudialyte-aegirine-albite rocks

Samples of these rocks were collected at sampling point No. 1, located on the starboard side of the Konder River in the northern part of the massif. The vein is located in a rocky outlet at the contact of marbles framing the intrusive and clinopyroxenites, partially blackened. The power of the body reaches the first meters, the stretch is sublatitudinal.

Eudialyte-aegirine-albite rocks differ from other Conder pegmatites in the most diverse mineral composition. Here, in one form or another, all the minerals described in the work are found. The exceptions are sulfides, vishnevite, and a spectrum of zeolites, which were found in the composition of vishnevite pegmatites, as well as baritolamphyllite, noted only in syenite pegmatites.

The basis of the rock is a fine-fibrous aggregate of grass-green aegirine (40-45% vol.), which forms chaotic accretions, radially radiant aggregates and individual inclusions in other minerals. Often its aggregates have a fusiform elongated shape, forming a kind of mottled texture. The size of such splices is 0.5 – 1cm. Groups of such spindle–shaped aggregates are often located directionally, according to their elongation (Fig. 2.4).

The space between the various aggregates of aegirine is filled with sugar-like albite (35-40% vol.), the grain size of which does not exceed 0.1-0.3 mm. Sometimes this mineral forms quite large, actually monomineral areas in pegmatite.

Secondary minerals are scattered in the aegirine-albite mass, among which eudialyte stands out especially. Composing about 10% of the rock volume, it occurs as separate, but more often forms groups of subidiomorphic grains of crimson color. In such aggregates, as a rule, there are several large individuals (3-5 centimeters) surrounded by a large number of smaller ones (0.5 – 1.5 centimeters). Eudialyte crystals are zonal, almost always bear traces of change. The main mineral replacing eudialyte is calciocatapleite.

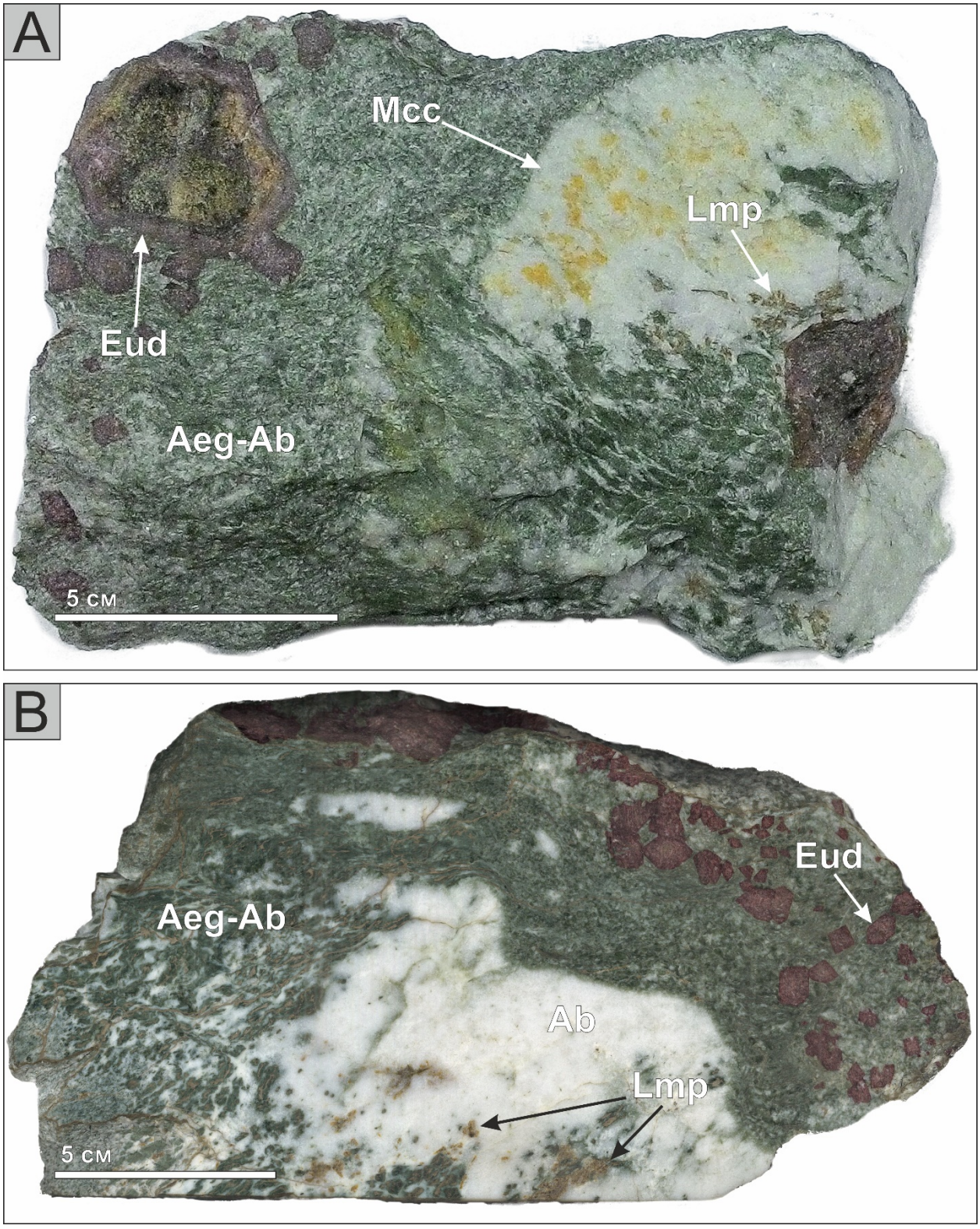


Figure 2.4 Samples of eudialyte-aegirine-albite pegmatite with large modified eudialyte crystals (Eud), small lamprophyllite crystals (Lmp), albite (Ab) and microcline (Mcc) secretions in aegirine-albite mass (Aeg-Ab). A – large strongly corroded eudialyte crystals, B – a group of small slightly modified eudialyte crystals.

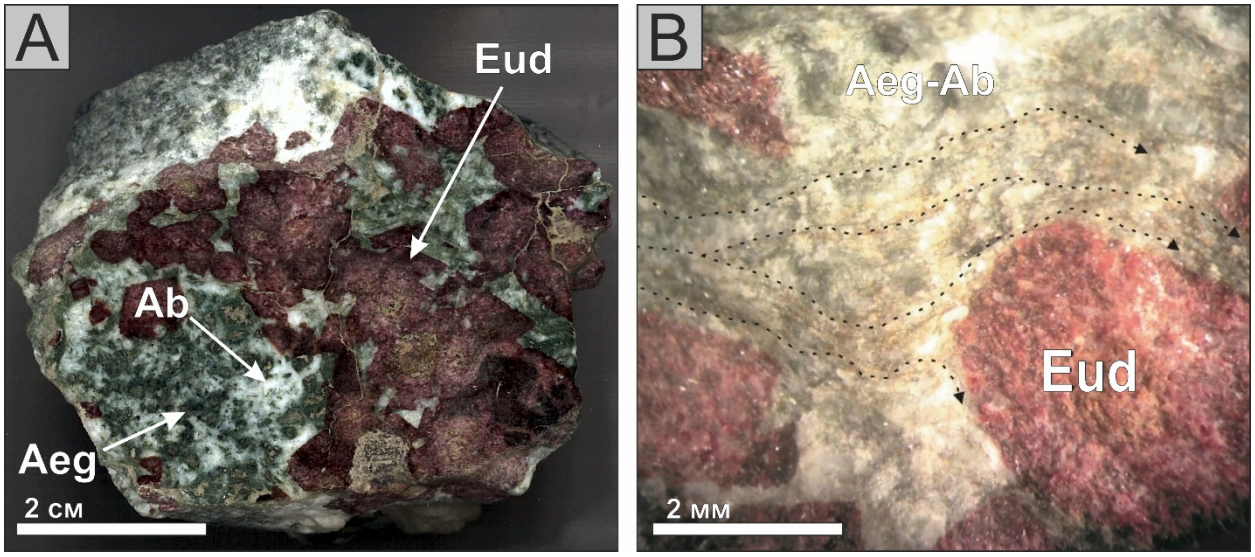


Figure 2.5 Samples of eudialyte-aegirine-albite rock. A – segregation of eudialyte (Eud) crystals in the mass of aegirine (Aeg) and albite (Ab); B – textures of "enveloping" aegirine-albite mass of eudialyte (Eud) crystals. The direction of the texture is indicated by a black dotted line.

Various micromineralization related to the number of accessory minerals is also associated with the sites of the conversion of the zircon silicate. They account for up to 1% of the volume of the entire pegmatite body. Judging by the crystal morphology and pronounced secondary changes, eudialyte is one of the earliest crystallized minerals. The aegirine-albite mass often seems to flow around individual grains of eudialyte, forming "enveloping" textures (Fig. 2.5 B).

Another minor mineral is microcline. It forms large block crystals (up to 7 cm) of white color with a clearly distinguishable cleavage. The secretions are quite rare and make up no more than 3-5% of the volume of the rock.

In the mass of eudialyte-containing rocks, small (up to 1-2 cm) lamprophyllite grains are found. The crystals are evenly distributed in the volume of the vein, have a subidiomorphic appearance, and practically do not bear traces of secondary changes. Their number is up to 3-5% of the volume.

Note that unlike other alkaline rocks of the massif, there are no large subidiomorphic crystals of aegirine or nepheline. Relic grains of the latter are found only at the microlevel, which gives reason to state the presence of this mineral among the early phases.

Apparently, eudialyte, lamprophyllite, nepheline (?) were among the first minerals to crystallize. The space between them was filled by albite and aegirine, which crystallized later.

If we rely solely on the observed mineral composition, the rock can be characterized as evidalite or eudialite–containing syenite. However, it would be more correct to reflect in the name only the main observed minerals in the order of their content in the rock – eudialyte, aegirine and albite.

2.5. Vishnevite rocks

Vishnevite rocks are described at sampling point No. 4, located in the upper reaches of the Konder River, near the confluence of the streams Anomalny and Malyi Yzhnyi. The vein has a capacity of up to 40 cm and lies according to the direction of the channel (north-west strike) on the left side of the river.

These are massive formations of dark blue color of varying intensity (Fig. 2.6). The main mineral (up to 85%) composing the rock is the sulfate variety of cancrinite – vishnevite, which forms a cryptocrystalline aggregate. At least two of its color varieties are visually distinguishable – saturated bluish-blue and dark grayish-blue cherry.

Idiomorphic needle-like white translucent zeolite crystals are unevenly distributed throughout the rock mass. Their size does not exceed 0.5 mm, in general, they make up about 10% of the volume of the rock and are minor minerals.

In addition, in the volume of the rock there are relics of nepheline, along which vishnevite develops, small relict individual greenish crystals of aegirine and arfvedsonite, as well as newly formed aegirine forming fibrous aggregates. We also note barite, which forms subidiomorphic rhombic crystals of yellowish color. It and other accessory phases account for the remaining 5% of the rock volume.

Separately, it is worth noting small sulfides – pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite, forming crystals up to 2-3 mm, randomly distributed in the rock. Most of the sulfides were subjected to intensive leaching, pseudomorphoses of vishnevite and other minerals were formed on their grains. Around all sulfides there is a white reaction border up to 5 mm, consisting mainly of zeolites oriented perpendicular to the grain surface. Also in such borders, according to X–ray phase analysis, there is another mineral of the cancrinite group - davin.

Crusts up to 3-5 mm, composed of kaolinite, are often observed on the weathered surface of the samples.

Summarizing the data, we can say that some of the studied rocks - pegmatites of nepheline-syenite, syenite and iyolite-urtite composition were not subject to significant hydrothermal processing processes. However, the crystallization of at least some of them (nepheline-syenite pegmatites) occurred with a change in the physicochemical conditions of the mineral-forming medium, as indicated by the zonality of the pegmatite body with differences in the mineral composition of the zones and a clear contact between them.

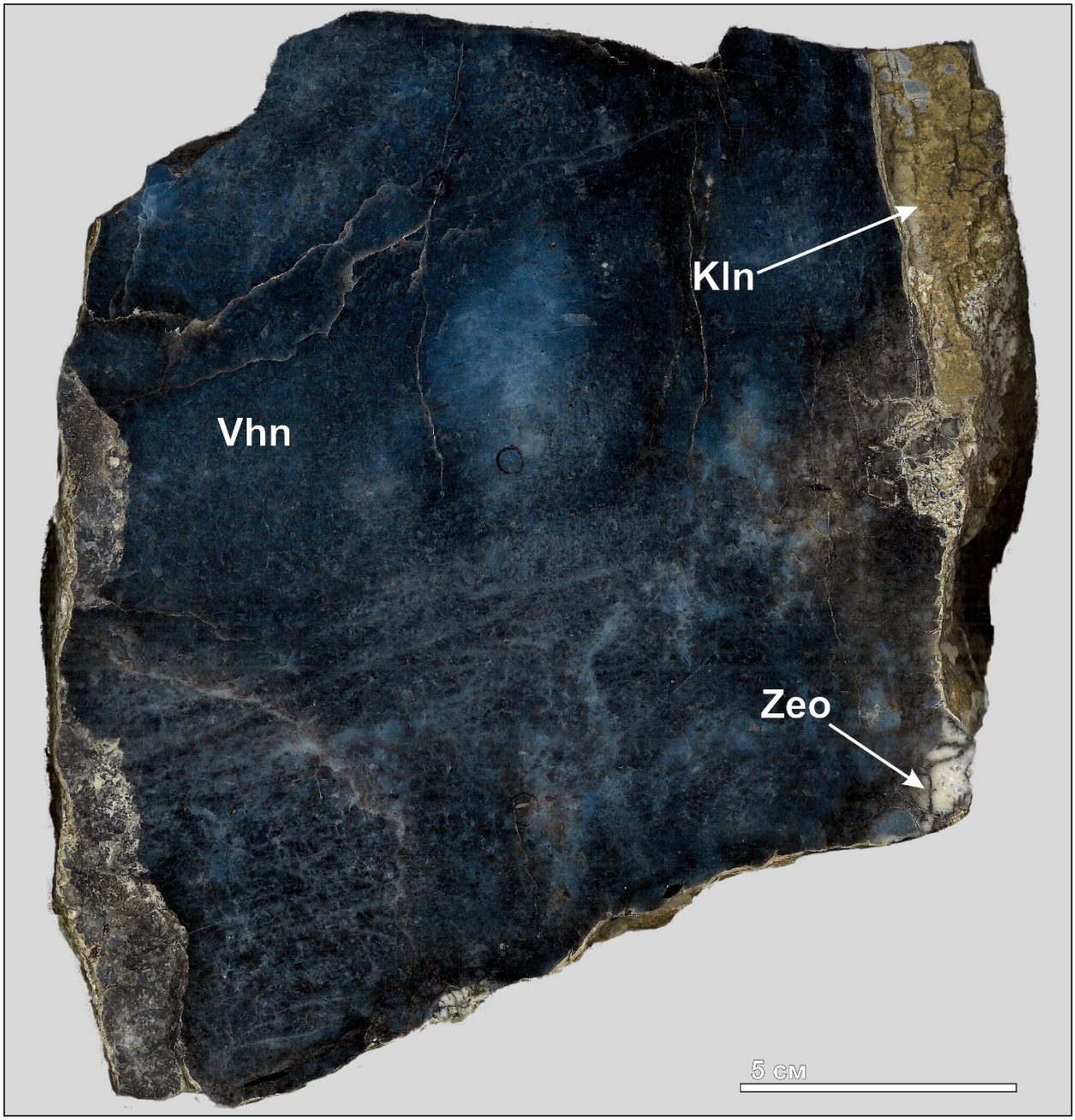


Figure 2.6. A sample of a vishnevite rock consisting of a massive vishnevite aggregate (Vhn), zeolite (Zeo) secretions and kaolinite crusts (Kln).

Another part of the alkaline rocks of the Konder massif shows traces of significant effects of hydrothermal processes. Thus, judging by the textural and structural features, the presence of corroded grains of eudialyte and nepheline relics, as well as the absence of early subidiomorphic black crystals of aegirine characteristic of other rocks of the massif, eudialyte-aegirine-albite rocks could be subject to hydrothermal processing processes with a partial change in the morphology and mineral composition of the protolith.

Vishnevite rocks stand out significantly against the background of other studied samples. Apparently, this is the product of the most profound transformation of magmatic alkaline rocks of

the Konder massif. There are practically no traces of the primary rock in them, only relict grains of nepheline and aegirine, partially replaced by vishnevite, are represented at the microlevel. The presence of sulfur minerals – vishnevite, pyrite, chalcopyrite indicates a significant contribution of the substance in the process of hydrothermal processing of the rock.

At the same time, the observed mineral composition, as well as the discovered relics of nepheline and aegirine, suggest that the protolith of eudialite-aegirine-albite and vishnevite rocks could be nepheline syenites.

3. MINERALOGY OF THE ALKALINE ROCKS

46 mineral species were indicated in alkaline pegmatites of the Konder intrusive (Table 3.1), of which 18 - calciocatapleite, elpidite, bobtraillite, stillwellite-(Ce), datolite, kainosite-(Y), percleveite-(Ce), lorenzenite, sepiolite, nchwaningite, pyrophanite fluorocaphite, fluorostrophite, stronadelphite, monazite-(Ce), monazite-(Nd), xenotime-(Y) and galgenbergite-(Ce) were established within the array for the first time. Some finds are very rare, for example, bobtrailite was first found on the territory of Russia (the second time in the world); galgenbergite-(Ce), stronadelphite, fluorostrophite and fluorocaphite were previously found in isolated manifestations. The studied eudialyte has a unique chemical composition for this group and can be proposed as a new mineral species.

In addition to the minerals presented in the table, microscopic and undiagnosed phases of Pb, Ag, Bi, Fe have been found in the rocks.

The description of minerals in the text is given by their prevalence in the rock (Table 1).

So, first the main and secondary minerals are presented, then the accessory ones. The exception is baritolamphyllite, which is an accessory mineral, but for convenience it is presented together with lamprophyllite. Due to the fact that the vast majority of accessory minerals are confined only to the two most modified types of rocks, their description is given by mineral association – so, first, minerals characteristic of various alkaline rocks are presented, then – accessory minerals of eudialyte-aegirine-albite pegmatites and, finally, accessory minerals of vishnevite rocks. Zeolites found in vishnevite rocks are accessory minerals, however, together they make up a significant volume of rock and it is often not possible to determine the mineral appearance of a single crystal in a sample. In this regard, they are marked in the table with the symbol of a minor mineral, but their description in the text is given together with other accessory minerals. Within all the presented groups, the traditional sequence is used - according to the classes of substances (oxides→silicates→phosphates→carbonates) and the complexity of their structure. The exception is silicates containing boron and rare earth elements, which are convenient to present sequentially.

Table 3.1

Minerals found out in the alkaline rocks of the Konder massif

Mineral		Host rock				
Species	Crystallochemical formulas	Nepheline syenite pegmatites	Syenite pegmatites	Ijolite-urtite pegmatites	Eudialyte-aegirine-albite rocks	Vishnevite rocks
Major and minor minerals						
Microcline	$K(AlSi_3O_8)$	■	■		■	
Albite	$Na(AlSi_3O_8)$	▲	▲		▲	○
Nepheline	$Na_3K(AlSiO_4)_4$	▲	■	▲	○	
Vishnevite	$Na_8(AlSiO_4)_6(SO_4) \cdot 2H_2O$					▲
Eudialyte	$Na_{15}Ca_6Fe_3Zr_3(Si_3O_9)_2(Si_{10}O_{28})Cl \cdot H_2O$				■	
Aegirine	$NaFe^{3+}(Si_2O_6)$	▲	▲		▲	○
Aegirine-augite	$(CaNa)(FeMg)(Si_2O_6)$	▲	▲	▲	▲	○
Lamprophyllite	$(SrNa)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$	■	▲		■	
Accessory minerals						
Baritolamprophyllite	$(BaK)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$		○		○	
Titanite	$CaTi(SiO_4)O$	○	○		○	
Magnesio-arfvedsonite	$NaNa_2(Mg_4Fe^{+3})Si_8O_{22}(OH)_2$	○	○	○	○	○
Accessory minerals of eudialyte-aegirine-albite rocks						
*Pyrophanite	$MnTiO_3$				○	
Analcime	$Na(AlSi_2O_6)\cdot H_2O$	○	○		○	
*Calciocatapleit	$CaZr(Si_3O_9)\cdot H_2O$				○	

Mineral		Host rock				
Species	Crystallochemical formulas	Nepheline syenite pegmatites	Syenite pegmatites	Ijolite-urtite pegmatites	Eudialyte-aegirine-albite rocks	Vishnevite rocks
*Elpidite	$Na_2Zr(Si_6O_{15})\cdot 3H_2O$				○	
*Lorencenite	$Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$				○	
*Nchwaningite	$Mn_2(SiO_3)(OH)_2\cdot 3H_2O$				○	
*Sepiolite	$Mg_4(Si_6O_{15})(OH)_2\cdot 6H_2O$				○	
Muscovite	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$				○	
*Percleveite-(Ce)	$Ce_2(Si_2O_7)$				○	
*Kainosite-(Y)	$Ca_2Y_2(Si_4O_{12})(CO_3)\cdot H_2O$				○	
*Stillwellite-(Ce)	$CeB(SiO_4)O$				○	
*Datolite	$Ca(BSiO_4)(OH)$				○	
*Bobtrillite	$Na_{13}Sr_{11}(Zr_{13}Y)(B_6Si_{42}O_{132})(OH)_{12}\cdot 12H_2O$				○	
*Monazite-(Ce)	$Ce(PO_4)$				○	
*Monazite-(Nd)	$Nd(PO_4)$				○	
*Xenotime-(Y)	$Y(PO_4)$				○	
*Stronadelphite	$Sr_5(PO_4)_3F$				○	
*Fluorostrophite	$SrCaSr_3(PO_4)_3F$				○	
*Fluorocafite	$CaSrCa_3(PO_4)_3F$	○			○	
Fluorapatite	$Ca_5(PO_4)_3(F)$	○			○	
Calcite	$Ca(CO_3)$				○	
*Galgenbergite-(Ce)	$CaCe_2(CO_3)_4\cdot H_2O$				○	

Mineral		Host rock				
Species	Crystallochemical formulas	Nepheline syenite pegmatites	Syenite pegmatites	Ijolite-urtite pegmatites	Eudialyte-aegirine-albite rocks	Vishnevite rocks
Accessory minerals of vishnevite rocks						
Pyrrhotite	$Fe_{1-x}S$					○
Chalcopyrite	$CuFeS_2$					○
Pyrite	$Fe(S_2)$					○
Skolecite	$Ca(Al_2Si_3O_{10})*3H_2O$					■
Thomsonite-Ca	$NaCa_2(Al_5Si_5O_{20})\cdot 6H_2O$					■
Mesolite	$Na_2Ca_2(Al_6Si_9O_{30})\cdot 8H_2O$					■
Gonnardite	$Na_2Ca(Al_4Si_6O_{20})\cdot 7H_2O$					■
Natrolite	$Na_2(Al_2Si_3O_{10})\cdot 3H_2O$					■
Gismondin	$Ca_2(K,Ba)\ (Al_4Si_4O_{16})\cdot 10\ H_2O$					■
Edingtonite	$Ba(Al_2Si_3O_{10})\cdot 4H_2O$					■
Kaolinite	$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$					■
Hydroxylapatite	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$				○	○
Barite	$Ba(SO_4)$					○

Note: Minerals: ▲ – main, ■ – secondary, ○ – accessory, * – firstly discovered within the Konder massif

3.1. Major and minor minerals

3.1.1. Microcline

Microcline $K(AlSi_3O_8)$ is common in most alkaline pegmatites of the Konder massif and usually makes up no more than 3-5 percent of the rock volume. In zonal pegmatites of nepheline syenites, it occurs in the form of small grayish-white individuals (up to 1 centimeter) confined to the marginal parts of the vein (Fig. 3.3B). As a rule, they are corroded and replaced by zeolites, while the microcline itself is observed at the micro level in the form of relics. In eudialyte-aegirine-albite rocks, it is present in the form of separate white aggregates ranging in size from 1 to 5-7 cm, containing small inclusions of aegirine.

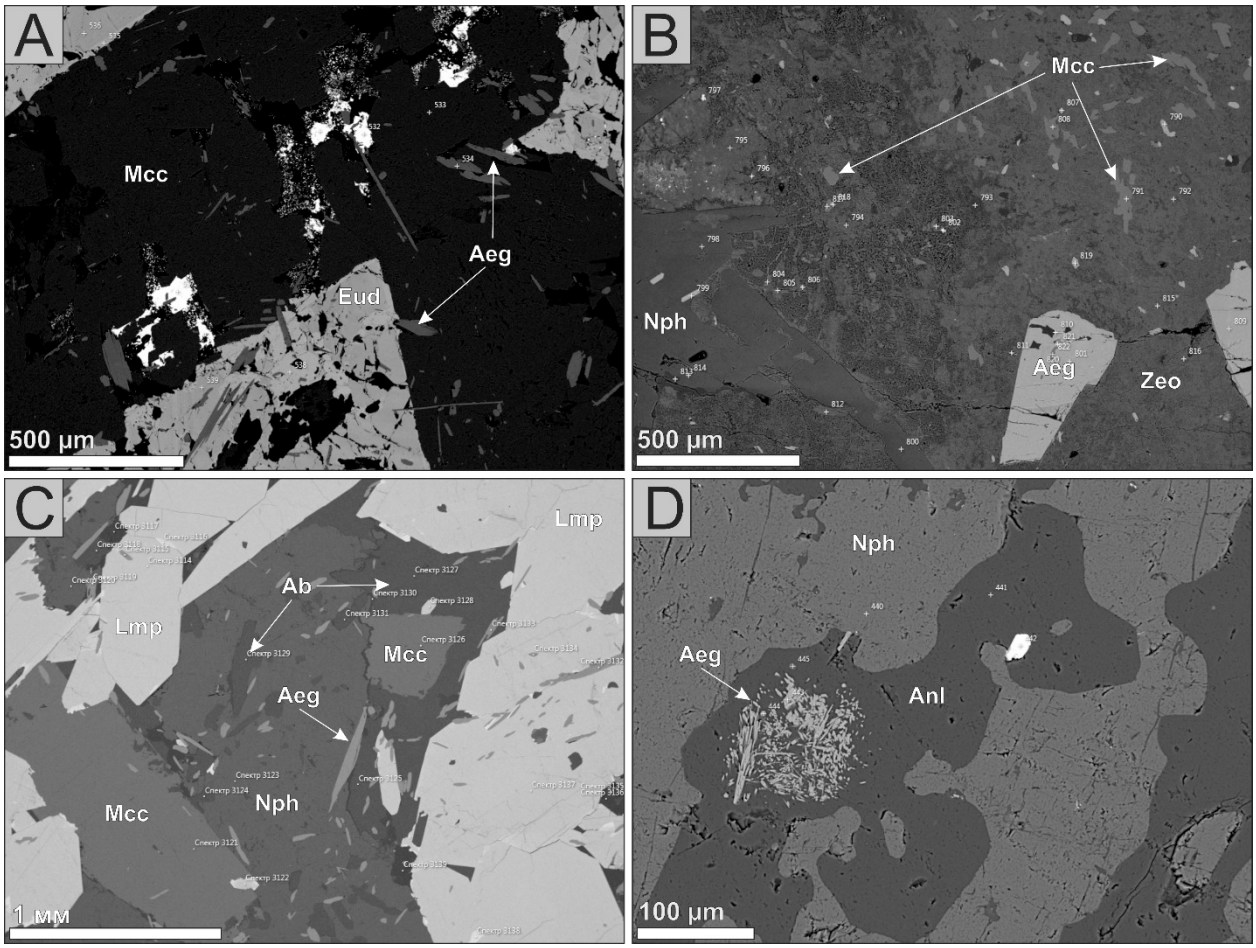


Figure 3.1. BSE images. A - xenomorphic microcline (Mcc) secretions fill the space between aegirine needles (Aeg) and eudialite crystals (Eud); B - microcline relics (Mcc) in the mass of zeolites (Zeo), albite (Ab) and aegirine (Aeg) in the contact part of nepheline syenite; C - lamprophyllite (Lmp), microlkin (Mcc), nepheline (Nph) and albite (Ab) in syenite; G - substitution of nepheline (Nph) with analcime (Anl) and the sheaf-like aggregate of aegirine (Aeg).

Perfect cleavage is clearly discernible. One of these aggregates was analyzed by powder X-ray phase analysis. The results obtained correlate well with sample No. 00-019-0926 from the International Centre for Diffraction Data database. The refined parameters of the mineral unit cell are a=7.22Å; b=7.51Å; c=7.82Å. In syenite pegmatites, microcline is associated with albite and, like the latter, is evenly distributed in the rock mass in the form of medium-sized individuals up to 1-3 mm in size.

Table 3.2.

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in microcline crystallochemical formulas

Rocks	Nepheline syenites			Syenites			Eudialyte-aegirine-albite rocks		
Measurements	n=49			n=15			n=34		
Data value	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	59.30	65.93	**63.97**	63.41	65.90	**65.30**	62.44	66.73	**64.53**
Al_2O_3	17.59	19.36	**18.22**	17.66	18.52	**18.14**	17.60	18.92	**18.33**
FeO	-	0.82	**0.05**	-	-	-	-	0.28	**0.01**
MgO	-	-	-	-	0.09	**0.01**	-	0.46	**0.01**
CaO	-	1.17	**0.03**	-	-	-	-	-	-
BaO	-	6.93	**0.59**	-	-	-	-	-	-
Na_2O	-	2.66	**0.41**	-	0.48	**0.18**	-	0.79	**0.38**
K_2O	10.70	17.54	**16.28**	15.59	16.40	**16.08**	14.35	17.37	**16.38**
Sum	97.07	100.00	**99.56**	97.02	100.00	**99.70**	97.31	100.00	**99.65**
Coefficients, calculated for the sum of (Si+Al) = 4									
Si	2.93	3.03	**2.99**	3.00	3.03	**3.01**	2.95	3.01	**3.00**
Al	0.97	1.07	**1.01**	0.97	1.00	**0.99**	0.99	1.05	**1.00**
Fe^{2+}	-	0.03	-	-	-	-	-	0.01	-
Mg	-	-	-	-	0.01	-	-	0.03	-
Ca	-	0.06	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	0.13	**0.01**	-	-	-	-	-	-
Na	-	0.23	**0.04**	-	0.04	**0.02**	-	0.07	**0.03**
K	0.62	1.04	**0.97**	0.92	0.97	**0.95**	0.82	1.05	**0.97**
O			**8.02**			**7.99**			**8.00**

* Note to the table. Here and further: empty cell – "no data", "-" – values below the detection threshold, "n" – the number of measurements.

At the microlevel (Fig. 3.1), microcline is represented as xenomorphic, less often as small subidiomorphic crystals, filling the space between the individuals of aegirine, albite and eudialyte. Relict feldspar secretions are often observed (Fig. 3.1 B). Judging by the relationship with other

minerals, microcline crystallized at the early stages of rock formation, later than eudialyte and lamprophyllite, but earlier than albite.

The chemical composition of microcline and conversion into formula coefficients is presented in Table 3.2. In addition to the mineral-forming components, a significant number of impurities are present in the composition of the mineral, while their composition varies depending on the rock. Thus, all varieties of rocks are characterized by an admixture of sodium up to 0.79 wt.% Na_2O, and the single composition of microcline in nepheline syenites contains 2.66 wt.% Na_2O. Syenites and eudialyte-aegirine-albite rocks are characterized by an admixture of Mg – up to 0.09 and 0.46 wt.% MgO, respectively. For nepheline syenites and eudialyte-aegirine-albite rocks – an admixture of Fe – up to 0.82 and 0.28 wt.% FeO. Nepheline syenites are the most diverse in terms of impurities, unlike other rocks, Ca is present here – up to 1.17 wt.% CaO and Ba – up to 6.93 wt.% BaO. On the triple diagram K–Na–Ba (Fig. 3.2), it can be seen that syenites are characterized by the least variability in composition, nepheline syenites are the largest, and the latter have abnormally high (relative to the data array) points for the content of Na and Ca.

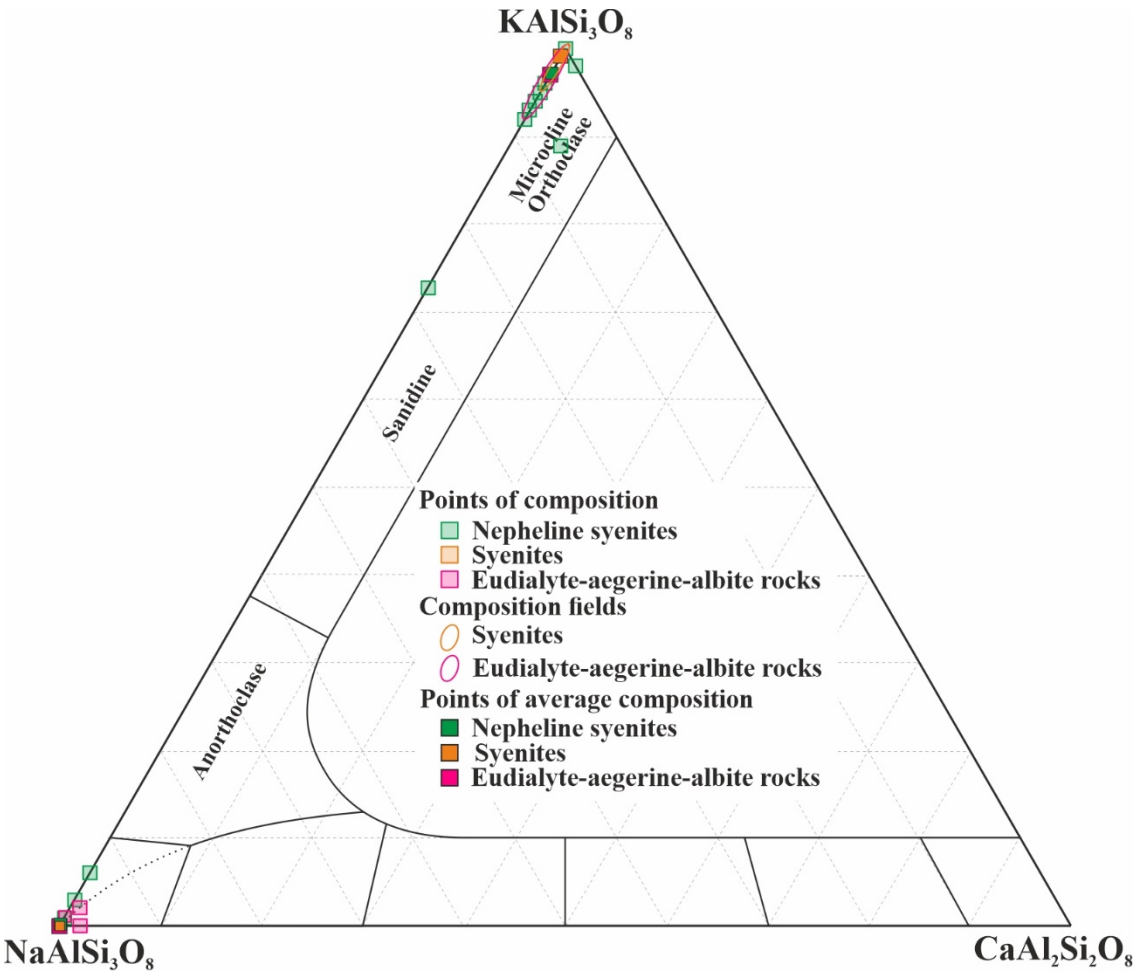


Figure 3.2. Compositions of feldspars on the triple diagram K – Na – Ca.

3.1.2. Albite

Albite $Na(AlSi_3O_8)$ is found in all of the investigated alkaline rocks of the Konder massif, usually accounts for about 35 – 40 percent of their volume and is the second main rock-forming mineral. The exception is the vishnevite rocks, where it is observed only in relict grains, being an accessory mineral.

Albite is represented by one morphological variety – a light gray to white fine-grained, sugar-like mass composed of medium–sized translucent grains measuring 0.1 - 5 millimeters. The mineral practically does not form idiomorphic crystals, usually filling the space between previously formed individuals of other phases. In the zonal samples, it can be seen that the main amount of albite tends to the central parts of the vein, where it sharply dominates among other feldspars and feldspar, while near contact it is significantly less manifested and closely associates with individuals of nepheline and feldspar.

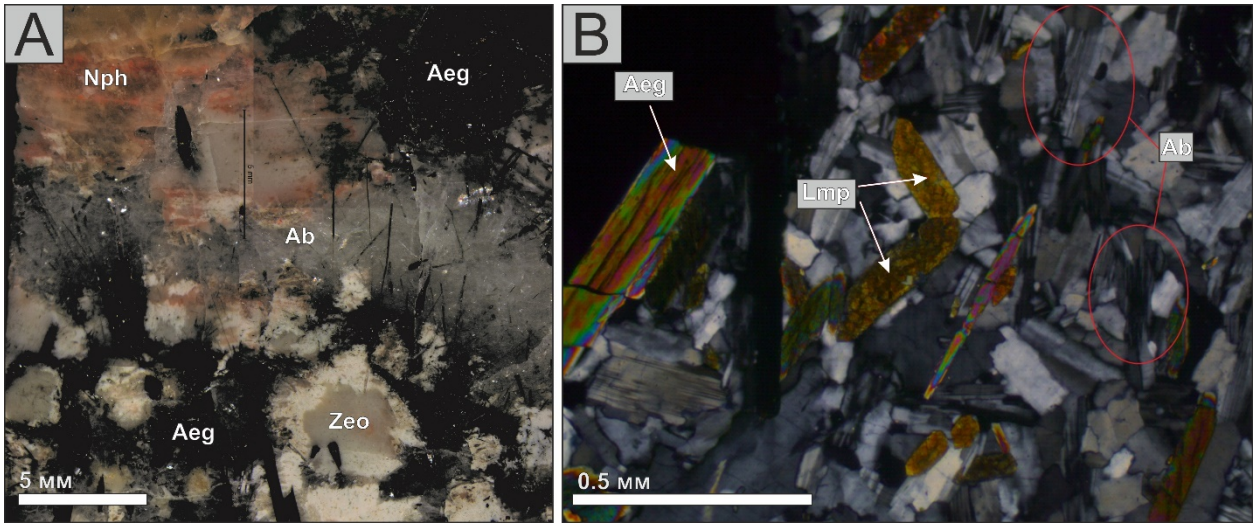


Figure 3.3. A is the contact zone of nepheline syenite. Aggregates of aegirine (Aeg), albite (Ab), nepheline (Nph) and microcline (Mc) substituted with zeolites (Seo). B – Aegirine (Aeg), lamprophyllite (Lmp) and polysynthetic twins of albite (Ab) in the polished section. Photo in passing light, crossed polars.

Albite is diagnosed visually and in sections (Fig. 3.3 A., B) - by optical properties (colorless in transmitted light, gray in crossed nichols, the second group of Lodochnikov), as well as by characteristic polysynthetic twins, the values of the extinction angle 2V for which fluctuate in the interval 10-20. The diagnosis was supplemented with the results of X–ray phase analysis - the data obtained correspond to those for sample No. 00-009-0466 from the International Centre for Diffraction Data database.

Table 3.3.

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in albite crystallochemical formulas

Rocks	Nepheline syenites			Syenites			Eudialyte-aegirine-albite rocks		
Measurements	n=139			n=31			n=79		
Data value	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	66.40	70.29	**68.35**	67.86	70.33	**69.49**	66.71	69.60	**68.30**
Al_2O_3	18.58	19.73	**19.19**	18.68	19.59	**19.12**	18.21	20.39	**19.24**
FeO	-	0.77	**0.02**	-	-	**-**	-	0.42	**0.06**
MgO	-	0.55	**-**	-	-	**-**	-	0.54	**0.01**
CaO	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.46	**0.01**
Na_2O	10.26	12.72	**11.87**	10.17	11.06	**10.72**	10.60	13.19	**11.70**
K_2O	-	1.26	**0.02**	-	-	**-**	-	0.35	**0.06**
Sum	97.08	100.00	**99.46**	97.21	100.00	**99.33**	97.05	100.00	**99.38**
Coefficients calculated for the sum of (Si+Al) = 4									
Si	2.98	3.04	**3.01**	3.00	3.04	**3.02**	2.95	3.04	**3.00**
Al	0.96	1.02	**0.99**	0.96	1.00	**0.98**	0.96	1.05	**1.00**
Fe^{2+}	-	0.03	**-**	-	-	**-**	-	0.02	**-**
Mg	-	0.04	**-**	-	-	**-**	-	0.04	**-**
Ca	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.02	**-**
Na	0.88	1.09	**1.01**	0.87	0.93	**0.90**	0.88	1.14	**1.00**
K	-	0.07	**-**	-	-	**-**	-	0.02	**-**
O			**8.01**			**7.96**			**8.00**

Alnbite chemical composition and its conversion into the formula coefficients is given in Table 3.3. Fe, Mg, Ca and K are observed from the impurity elements. At the same time, the most "pure" composition of albite is characterized by syenite pegmatites, where impurity elements are absent. Nepheline syenites and eudialyte-aegirine-albite rocks are characterized by the presence of Fe – up to 0.77 wt.% FeO, Mg – up to 0.55 wt.% MgO and K – up to 1.26 wt.% K2O. Eudialyte-aegirine-albite rocks differ from others by a frequent admixture of Ca – up to 0.46 wt.% CaO.

The triple K–Na–Ca diagram shows that syenites are characterized by the least variability in the composition of albite as a whole, and nepheline syenites are characterized by the greatest.

3.1.3. Nepheline

Unlike albite and aegirine, nepheline $Na_3K(AlSiO_4)_4$ is not so widely represented in alkaline rocks – in samples it is found only in pegmatites of nepheline syenites and pegmatites of iyolite-

urtites, where it is the main mineral. To a lesser extent, it is characteristic of syenite pegmatites, where it is secondary. In eudialyte-aegirine-albite rocks, it is recognized only at the microlevel, usually as relic grains, usually replaced by analcime and other zeolites.

In various pegmatites, several varieties of nepheline can be distinguished. The first of them is large, up to 5 x 3 cm, subidiomorphic fractured individuals of yellowish–green color. Such crystals are formed among the first and form the marginal part of the vein, developing from the zones of geometric selection. Individuals are directed to the central part of the vein, sub-perpendicular to its contact.

Table 3.4.

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in nepheline crystallochemical formulas

Rocks	Nepheline syenites			Syenites			Eudialyte-aegirine-albite rocks		
Measurements	n=54			n=8			n=7		
Data value	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	40.90	45.96	**43.84**	41.86	45.14	**43.11**	42.97	44.66	**43.77**
Al_2O_3	31.60	34.20	**32.68**	32.95	34.22	**33.52**	32.38	34.54	**33.37**
FeO	-	0.95	**0.29**	-	0.49	**0.06**	-	0.59	**0.33**
CaO	-	1.48	**0.04**	-	0.34	**0.04**	-	0.65	**0.09**
Na_2O	12.81	17.86	**16.37**	14.59	15.29	**14.97**	14.93	16.13	**15.39**
K_2O	5.15	8.00	**6.25**	6.40	7.40	**7.03**	5.28	7.40	**6.24**
Sum	97.03	100.00	**99.47**	97.05	100.00	**98.73**	97.63	100.00	**99.20**
Coefficients calculated for the sum of (Si+Al) = 2									
Si	1.01	1.09	**1.06**	1.03	1.07	**1.04**	1.03	1.07	**1.05**
Al	0.91	0.99	**0.94**	0.93	0.97	**0.96**	0.93	0.97	**0.95**
Fe	-	0.02	**0.01**	-	0.01	-	-	0.01	**0.01**
Ca	-	0.04	-	-	0.01	-	-	0.02	-
Na	0.59	0.85	**0.77**	0.69	0.71	**0.70**	0.68	0.75	**0.72**
K	0.16	0.25	**0.19**	0.19	0.23	**0.22**	0.16	0.23	**0.19**
O			**4.02**			**3.98**			**3.99**

Another variety also occurs near the contact, but is represented by smaller, up to 1-2 cm, subidiomorphic and xenomorphic individuals of reddish and reddish–gray color (Fig.3.3 A). The third variety of nepheline is small (up to 1 mm), grayish, individuals in the central parts of veins in associate`on with albite and microcline, characteristic of Syenites.

Hydrothermally altered rocks are characterized by relict grains of nepheline, along which analcime is developed (Fig. 3.1G). The presence of such relics suggests that nepheline-containing rocks, for example, pegmatites of nepheline syenites, served as a protolith for them. Another

confirmation of the active substitution of early nepheline individuals is the pegmatites of iyolite-urtites. Thus, they are characterized by large subidiomorphic nepheline crystals occupying more than 30% of the sample volume. However, according to electron-probe microanalysis, it turned out that they were completely replaced by zeolites, and nepheline itself was not detected in the form of relict secretions.

The chemical composition of nepheline and conversion into formula coefficients is presented in Table 3.4. All rocks are characterized by a similar composition of impurity components. So, in addition to mineral–forming elements, there are Fe - up to 0.95 wt.% FeO and Ca – up to 1.48 wt.% CaO.

3.1.4. Vishnevite

Vishnevite rocks of the Konder complex were studied together with a student of the Department of Mineralogy of St. Petersburg State University – M.N. Kruk

Vishnevite $Na_8(AlSiO_4)_6(SO_4) \cdot 2H_2O$ is the only major mineral of vishnevite rocks and composes up to 85% of their volume. It forms cryptocrystalline aggregates and almost completely replaces the parent rock. Among the relics of primary minerals (formally, according to the ratio in the rock, these phases belong to accessory components), aegirine (Fig. 3.4 G, E), magnesioarfvedsonite (Fig. 3.4 D), albite (Fig. 3.4 C) and hydroxylapatite (Fig. 3.4E) are observed. It is worth noting that, as in nepheline syenites, aegirine from vishnevite rocks forms two generations – relict aegirine-1 (Fig. 3.4 G) and the newly formed aegirin-2 (Fig. 3.4D), which was probably formed during the transformation of the rock.

Vishnevite also forms two varieties that differ in color – light blue and dark gray-blue (Fig. 3.4A). As it turned out, the differences are also manifested at the structural level. Thus, according to the results of powder X-ray phase analysis (Fig. 3.5), the parameters of the unit cell (a and c) increase as the transition from light blue to gray-blue. In general, the studied mineral has higher values of unit cell parameters than vishnevite from the ICCD database No. 00-046-1333.

Both of these factors directly depend on the chemical composition of the mineral. According to the energy dispersion analysis of vishnevite (Table 3.5), light blue (Vnh-1) and dark gray-blue (Vnh-2) varieties differ in terms of cations. Thus, the lighter vishnevite is represented by a sodium variety of the mineral - the Na2O content varies in the range of 16.34 – 22.55 wt.%, calcium and potassium are found in the form of trace impurities, their contents are less than 1 wt.% K2O and CaO. The dark gray-blue variety, in turn, contains similar values of potassium and sodium – up to 12.47 wt.% K2O and 13.08 wt.% Na2O. Ca admixture is observed infrequently and reaches 1.17 wt.% CaO.

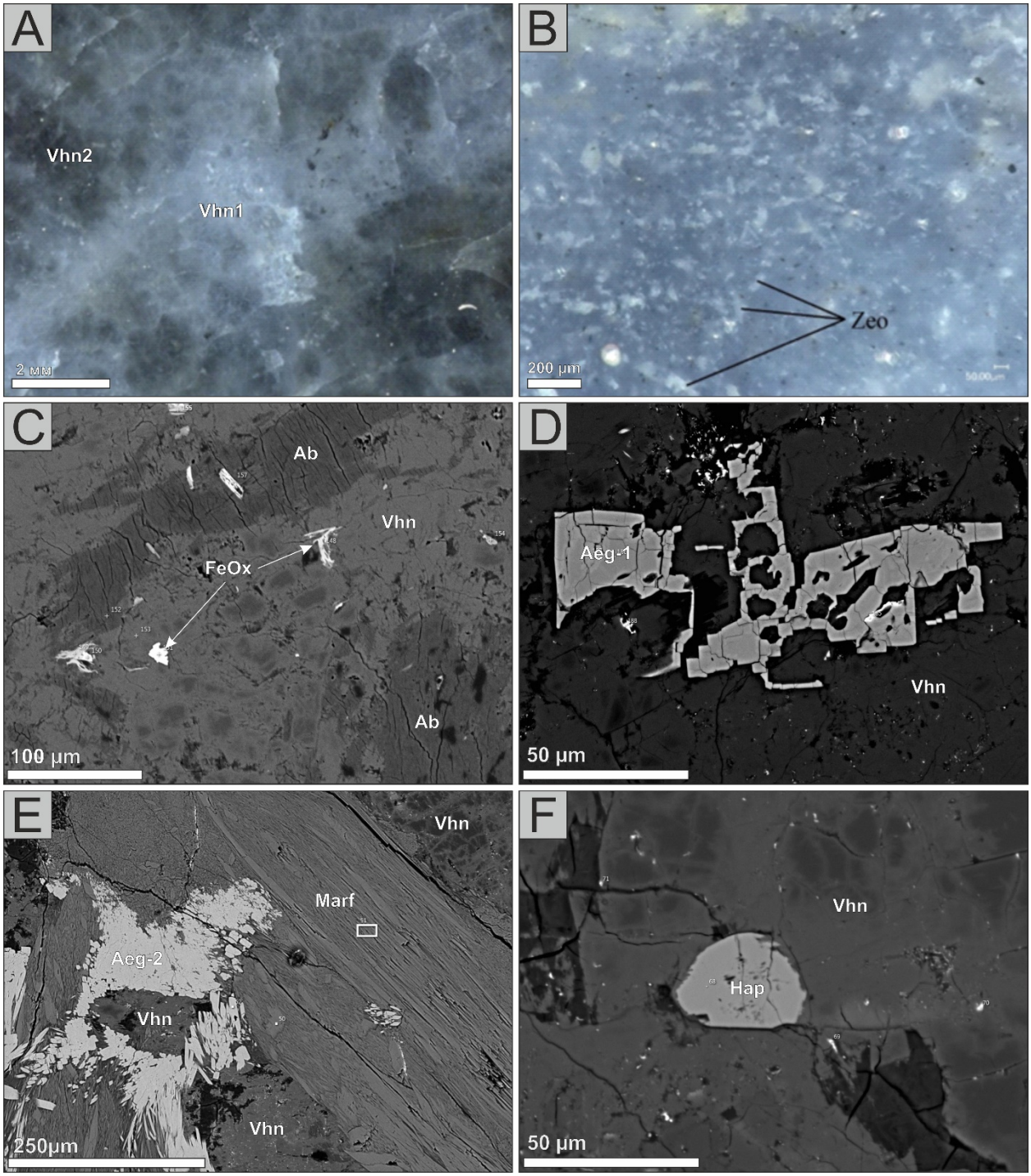


Figure 3.4. Vishnevite rocks. A,B – optical image (full face), C–E – BSE-images. A – light blue (Vnh1) and dark gray-blue (Vnh2) vishnevite in the rock; B - spindle-shaped zeolite (Zeo) secretions in the mass of blue vishnevite; C – relics of albite (Ab) and iron hydroxides (FeOx) in the mass of vishnevite (Vnh); D – relics (?) of aegirine-1 of the first generation (Aeg–1) in the mass of vishnevite (Vnh); D – relics of magnesio-arfvedsonite (Marf) in the mass of vishnevite of two varieties (Vnh–1,2) and newly formed aegirine–2 of the second generation (Aeg–2); E - relics of hydroxylapatite (Nar) partially replaced by vishnevite (Vnh).

Varieties of vishnevite also differ in the quantitative content of sulfur – the sodium phase shows slightly higher values of SO_3.

If we recalculate the chemical composition of the mineral into formula coefficients for 25 anion charges and apply the obtained coefficients to the Na/(Na+K) content diagram from sulfur (Fig. 3.6), the varieties of vishnevite clearly break up into two discrete fields with respect to alkaline components. Apparently, the processes of crystallization of vishnevite of various generations are broken in time.

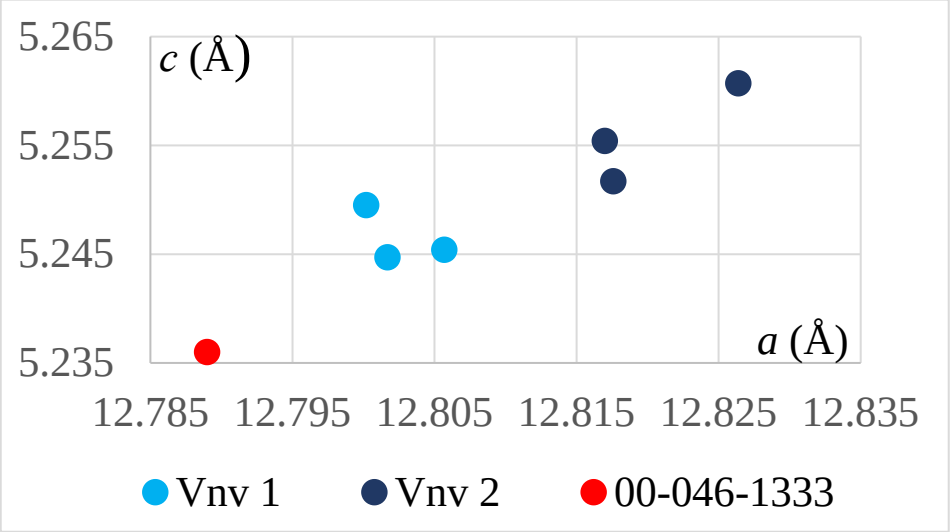


Figure 3.5. Dependence of parameters a and c of the unit cell of vishnevite on its variety (*compiled using data of Kruk, 2018*).

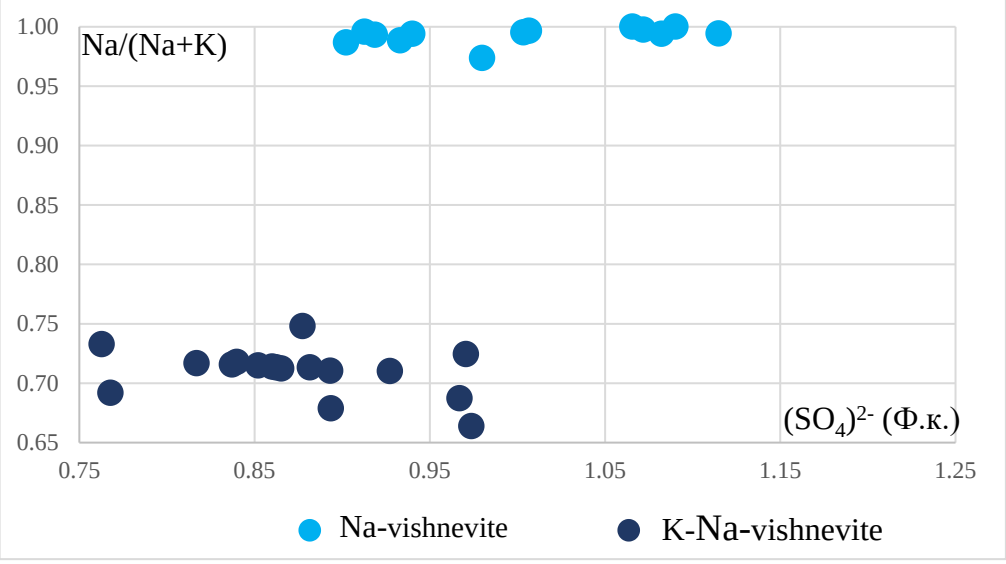


Figure 3.6. Na/(Na+K) – $(SO4)^{2-}$ diagram in vishnevites of two varieties (formula coefficients).

Table 3.5

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in vishnevite crystallochemical formulas

Species	Na-vishnevite			K-Na- vishnevite		
Measurements	n=10			n=9		
Data value	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	33.16	36.06	**34.38**	32.21	34.95	**33.60**
Al_2O_3	26.94	29.72	**28.02**	26.32	28.73	**27.49**
CaO	0.18	0.39	**0.28**	0.78	1.17	**1.04**
Na_2O	16.34	22.46	**19.13**	9.94	13.08	**11.66**
K_2O	0.10	0.65	**0.33**	10.46	12.47	**11.56**
SO_3	6.76	8.01	**7.40**	5.80	7.09	**6.47**
Sum	84.70	96.21	**89.54**	86.82	94.84	**91.81**
Coefficients calculated for the 25 charges						
Si	6.05	6.21	**6.13**	6.06	6.16	**6.11**
Al	5.79	5.95	**5.87**	5.84	5.94	**5.89**
Ca	0.03	0.07	**0.04**	0.16	0.23	**0.20**
Na	5.84	7.37	**5.86**	3.64	4.62	**4.11**
K	0.02	0.14	**0.02**	2.52	2.82	**2.68**
O			**23.10**			**23.77**
$(SO_4)^2$	0.90	1.09	**0.94**	0.77	0.97	**0.88**

Note the constant deficit in the position of extra-frame cations. Apparently, it is associated with the burnout of the sample during the analysis. In addition, since the number of oxygen in the formula was calculated based on the sum of charges, the deficiency of Na and K entails some drawback in the calculation of this element.

Judging by the relationship of the vishnevite aggregates, the formation of Na and K-Na varieties occurred sequentially. Thus, Figure 3.4 shows that Na-vishnevite (Vnh1) forms a massive aggregate of isometric grains, while K-Na-vishnevite (Vnh-2) forms borders around its secretions, and also performs some cavities and cracks in the rock. Thus, K-Na-vishnevite crystallizes later.

3.1.5. Hydrated (CO_3)-bearing analog of manganoeudialyte

Eudialyte $Na_{15}Ca_6Fe_3Zr_3(Si_3O_9)_2(Si_{10}O_{28})Cl \cdot H_2O$ occurs only in rocks of eudialyte-aegirine-albite composition and composes up to 10-15 percent of the rock volume. This mineral is one of the most interesting formations of alkaline rocks of the Konder massif, which is due to several factors. Firstly, the studied eudialyte has an unusual chemical composition for minerals of

its group. Secondly, it concentrates around its own individuals a significant number of different phosphates, silicates and carbonates of strontium, rare earth elements and yttrium.

In the rock, eudialyte is observed as separate subidiomorphic crystals, but more often forms groups of grains (Fig. 2.5 A). In such groups, as a rule, there are several large individuals (3-5 centimeters) surrounded by a large number of smaller secretions (0.5–1.5 centimeters). The crystals have a crimson color of varying intensity, brittle, there is no cleavage; small fragments are translucent. In the plume, eudialyte, as in the samples, has a rich crimson color and exhibits strong pleochroism from crimson (along the Np axis) to pale pink (along the Ng axis) (Fig. 3.7). The scheme of pleochroism Np>Ng, optically positive. There are also grains, without pronounced pleochroism – they have a pale pink color. In crossed nichols, the color changes from dark gray (enlightenment) to black (extinction). Eudialyte crystals and grains are characterized by two types of concentric zonality.

The first type is macroscopic zonality, which is formed by clusters of mineral inclusions confined to the crystal growth zones (Fig. 3.8. B, C, D). It is mainly formed by the separations of calciocatapleite and albite. The allocation of accessory minerals – bobtrailite, stillwellite-(Ce), percleveite-(Ce), cenosite-(Y), elpidite, xenotime-(Y), monazite-(Ce) and some others are also confined to these sites. It is worth noting that aegirine and individual (larger) albite grains, which also form inclusions in the mass of eudialyte, do not participate in the formation of zonality.

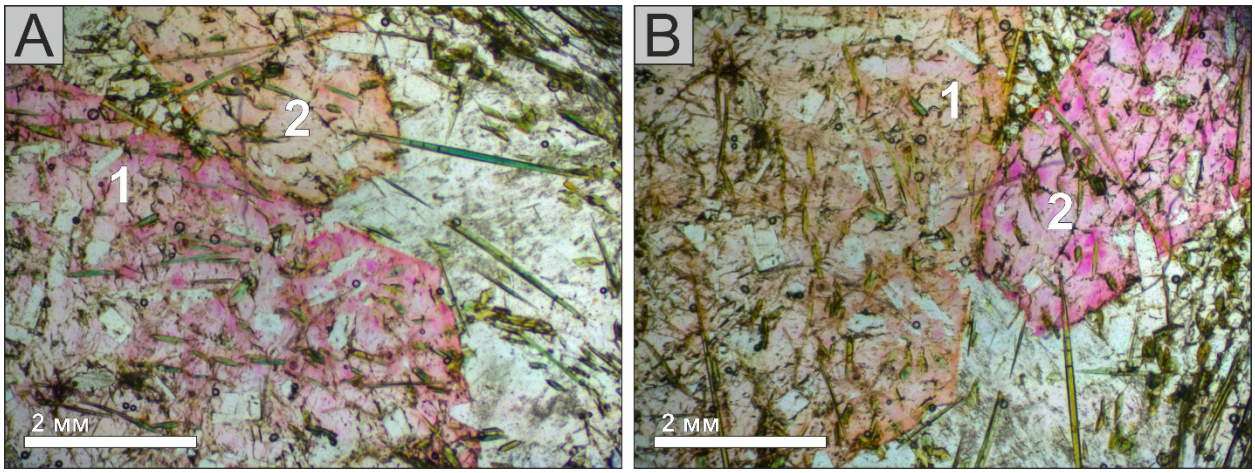


Figure 3.7. Eudialyte crystals (1 and 2) in the thin section in transmitted light (without polar) in the initial position (A) and rotated up to 90 degrees (B). Pleochroism is clearly discernible.

The second type of zonality is distinguishable only when observed under an electron microscope – this is a chaotic alternation of zones different in BSE contrast (Fig. 3.9 D, E). According to our data, oscillatory zonality is a consequence of certain variations in the chemical composition of the mineral. It was analyzed using energy-dispersion microanalysis.

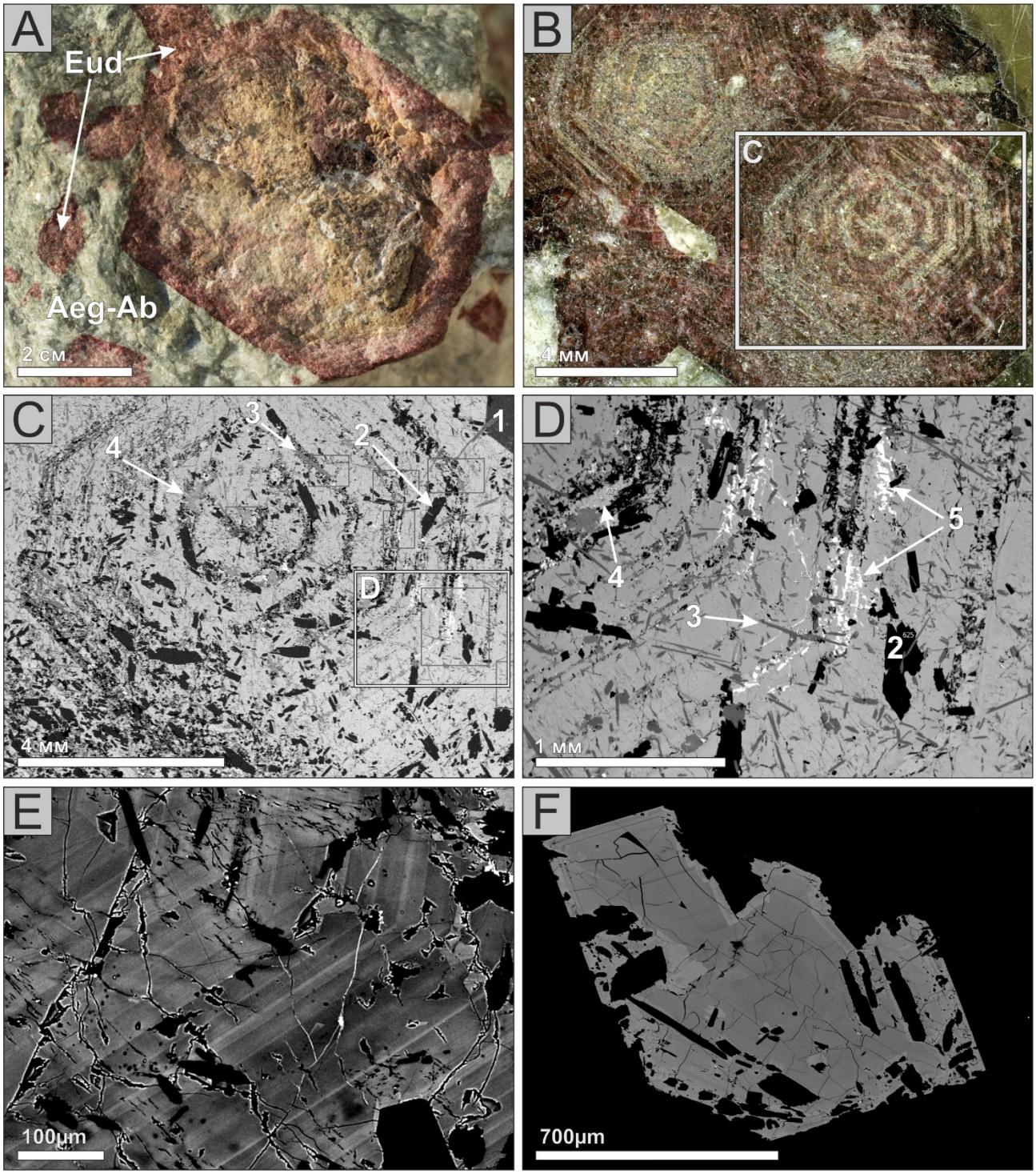


Figure 3.8. A, B – photos of samples, C-E – BSE–images. A – corroded eudialite crystal (Eud) in aegirine–albite (Aeg-Ab) mass; B – concentric zonality of eudialite crystals; C, D – separate crystal zones (B) formed by clusters of inclusions: albite (1), (2), aegirine (3), percleveite-(Ce) and cenosite-(Y) (5), confined to its growth zones; E, E – the oscillatory zonality of the eudialyte grain associated with fluctuations in the chemical composition of the mineral;

Although, in relation to the minerals of the eudialyte group, such an analysis gives some error in determining rare earth and other trace elements, it is suitable for general determination of the causes of zonality. In table 3.6. The results of the analysis of the chemical composition of eudialyte are presented (Fig. 3.9D). Spectrum 746 corresponds to the lightest zone, spectrum 748 – the darkest.

Based on the results, we can note a tendency to increase the titanium content (from <0.01 to 0.77 wt.% TiO2), cerium (from <0.01 to 1.03 wt.% Ce2O3) and aluminum (from 1.94 to 0.87 wt.% Al2O3) from lighter to darker zones and a decrease in lead content (from <0.01 to 1.03 wt.% PbO), strontium (from 3.19 to 1.8 wt.% SrO), and manganese (from 3.87 to 3.46 wt.% MnO). However, these fluctuations are not too large to have such a dramatic effect on contrast.

Table 3.6

Chemical composition (wt. %) of the eudialyte zones with different contrast

Spec.	Components												
	Nb_2O_5	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Ce_2O_3	MnO	SrO	CaO	PbO	Na_2O	K_2O	Sum
746	1.13	48.32	-	10.88	0.71	-	3.87	3.19	9.82	1.94	3.83	0.69	84.38
747	1.43	48.53	0.66	10.93	0.76	0.94	3.76	2.70	10.05	1.66	4.41	0.67	86.50
748	-	49.68	0.77	11.45	0.87	1.03	3.46	1.80	11.04	1.29	3.26	0.90	85.55

Apparently, light components are also involved in the formation of this zonality, a relatively high number of which in the composition of eudialyte is confirmed by IR spectroscopy data (Fig. 3.9). Thus, the presence of bands at 1420sh cm-1, 1504 cm-1 corresponds to valence vibrations of C–O in the CO32 group. The band at 1650 cm-1 corresponds to the deformation vibrations of the H–O–H bond. Wide bands at 2970sh cm-1, 3240sh cm-1, 3480 cm-1 are attributed to valence vibrations of the Oh–H bond.

The IR spectrum of eudialyte (Fig. 3.13) also shows fluctuations corresponding to other structural elements of the mineral. The absorption bands 455s cm-1 and 475s cm-1 refer to the deformation vibrations of the Si–O and Si–O–Si bonds. The bands 655 cm-1 and 740s cm-1 are attributed to mixed modes of oscillations in Si3O9 and Si9O27 cycles. The band 925s cm-1 corresponds to asymmetric valence oscillations of Me–O in positions M3 and M4. The 1010s cm-1 and 1145 cm-1 bands correspond to Si–O valence oscillations in Si3O9 and Si9O27 rings. The bands were assigned in accordance with systematic studies of minerals of the eudialyte group (Rastsvetaeva et al., 2012).

For a more accurate study of the chemical composition of the eudialyte from the Konder massif, wave dispersion analysis was used, conducted at the Natural History Museum, London. The data obtained are presented in Table 3.7.

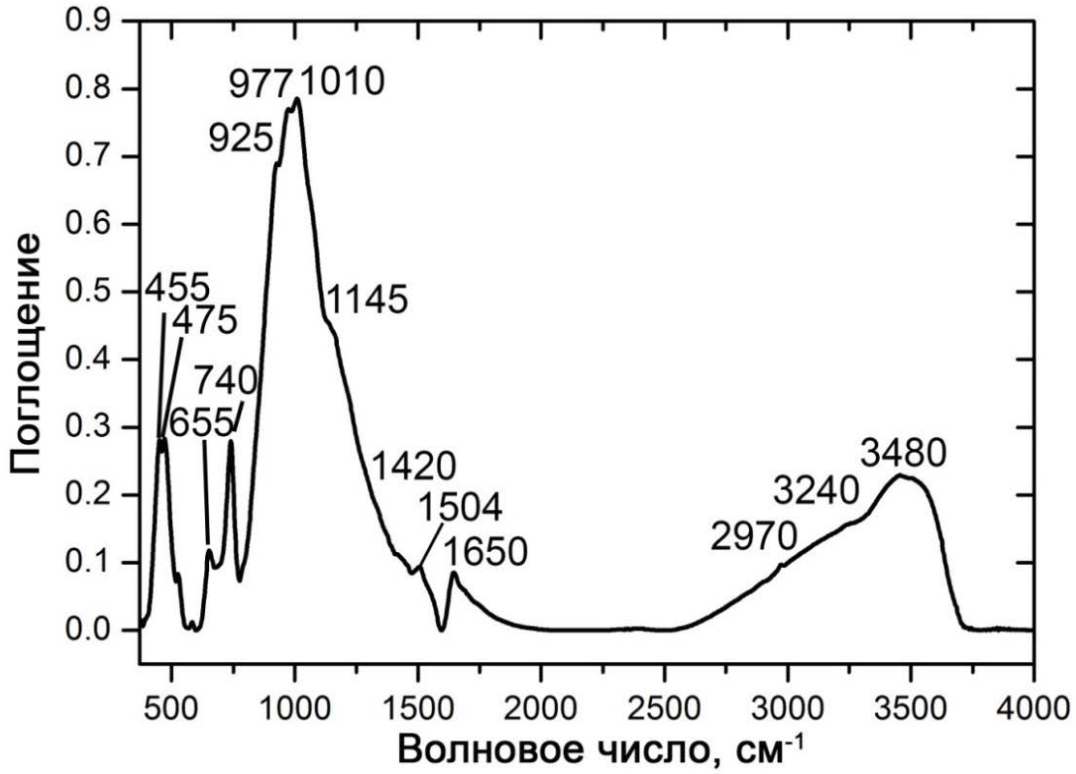


Figure 3.9. IR spectrogram of Konder eudialyte

Four local compositions of the mineral were obtained, two measuring points each in two grains (samples) (Fig. 3.8). In general, the composition of the mineral according to the set of main components and their content is quite constant and corresponds to the hydrated carbonate-containing analogue of manganoevdialite.

The crystal chemical formula calculated according to the structural data for 25.66 Si atoms using the Minal program can be written as follows:

$^{N}[Na_{6.94}H_2O_{5.13}(Y,REE)_{0.58}Pb_{0.31}K_{0.28}Ba_{0.08}]_{13.32}{}^{M1}[Ca_{5.09}Sr_{0.89}]_{5.98}$

$^{M2}[Mn^{3+}{}_{1.52}Ti_{0.21}Mg_{0.04}Fe^{3+}{}_{0.03}Al_{0.02}]_{1.82}{}^{M3}(Si_{1.16}Nb_{0.47})_{1.63}$

$^{M4}(Si)_{0.50}{}^{Z}[Zr_{3.04}Hf_{0.03}]_{3.07}(Si_3O_9)_2(Si_9O_{27})_2(CO_3)_{0.28}{}^{X}[(H_2O)_{4.45}OH_{0.04}Cl_{0.03}]_{4.52}$.

The content of H2O and CO2 calculation based on the sum deficit, and their presence is confirmed by IR spectroscopy data. It is worth noting the abnormally low sodium content (5.2-7.8 wt.% Na_2O) and chlorine (0.03-0.04 wt.%), as well as a relatively high lead content (up to 2.41 wt.% PbO).

According to R.K. Rastsvetaeva and co-authors (Rastsvetaeva et al., 2012) eudialytes containing up to 4 wt.% PbO are known. However, we could not find specific analytical data on lead-containing minerals of the eudialyte group in the literature. Apparently, the isomorphic admixture of lead for these minerals is very exotic.

Taking into account the unusual morphological features of eudialyte and its chemical composition, it was decided to conduct a study of the structure of the mineral. The analysis was

carried out in the RC of St. Petersburg State University X–ray diffraction methods of studying the substance, analyst – Andrey A. Zolotarev. Clarification of the structure was performed by Taras L. Panikorovsky.

The crystal structure of the sample under consideration was refined in the spatial group R m for 1393 independent reflexes with a convergence factor R1 = 6.5% (a = 14.243(3), c = 30.371(6) Å, V = 5336(2) Å3). The refinement was based on a model of 12-layer eudialyte (with ~ 30 Å) with R m symmetry, given in the work (Johnsen and Grice, 1999), with the addition of sparsely populated positions of water and carbon. The names of cationic positions are given in accordance with the recommendations of the modern IGE nomenclature (Johnsen et al., 2003).

Like most minerals of the group, the considered eudialyte (Fig. 3.10A) consists of tetrahedral rings (Si9O27) and (Si3O9) forming T layers, united by common vertices with Z(1) (Z-layers), M(1B) and M(2A,B) octahedra (M-layers) into a heteropolyhedral three-dimensional framework in which the nine-membered rings are centered by M(4) tetrahedra with a population of (Si)0.25. The above layers alternate along the c axis and are in ...ZTMT... sequence, forming a 12-layer structure.

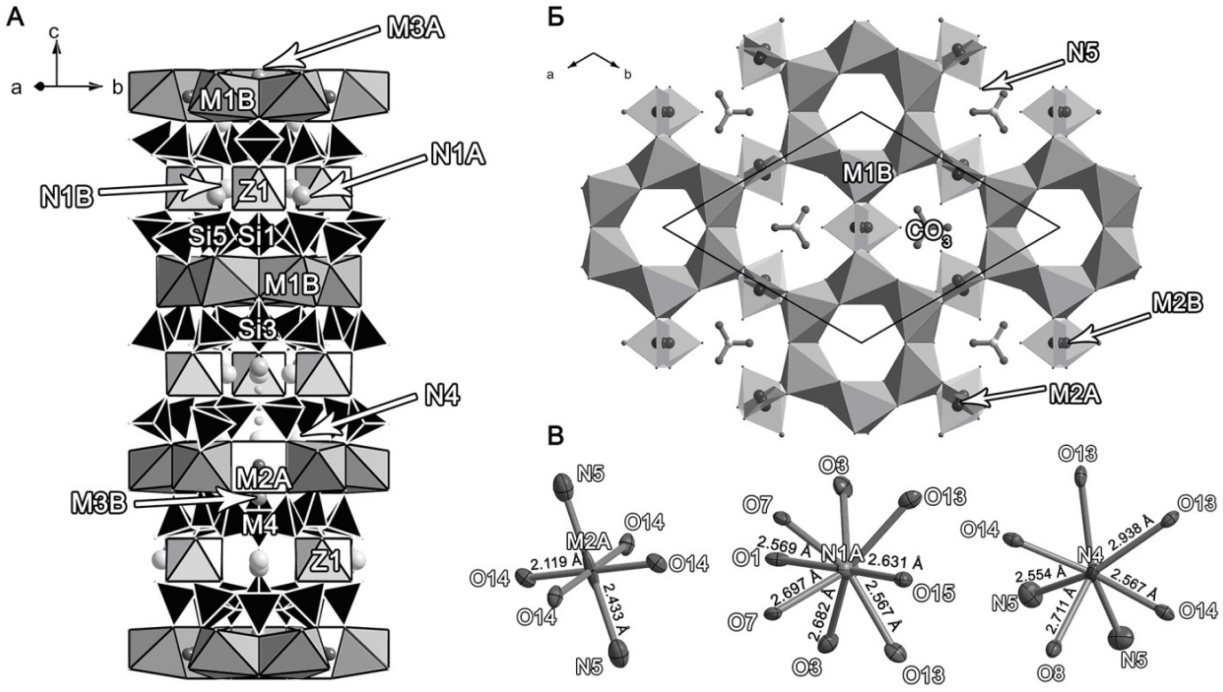


Figure 3.10. Graphic representation of the studied eudialyte structure

Extra-frame cations and various anionic groupings are located in the cavities and channels of the frame. The positions of the CO3 group atoms, as in carbocentbroxite (Khomyakov et al., 2003), are located in the voids of the M-layer (Fig. 3.10B), consisting of six-membered octahedral rings of M(1B) positions filled with calcium and strontium (Ca0.87Sr0.13)1.00 and united by

common edges with octahedra of positions M(2A) with population (Mn)0.57 and M(2B) with population (Zr)0.08. Positions N(1) (Fig. 3.14 a,b) are split into N(1A) and N(1B), their specified occupancy was (Na0.41Ce0.09)0.50 and (Na)0.18 respectively. An important feature of the studied structure is the filling of the N(5) position with water molecules (in most MGE it is populated with Na+ cations). Figure 4b shows the coordination of manganese cations M(2A) and sodium N(4), the coordination sphere of which includes the N(5) position. The distances M(2A)–N(5) and N(4)–N(5) are 2.433 and 2.554 Å, respectively, which completely excludes the presence of sodium in this position. The relative elongation of the Mn–O (M(2A)–N(5)) bond (2.433 Å) with respect to the remaining four oxygen atoms (2.119 Å) M(2A)The O6 octahedron, as well as the relative increase in the isotropic parameter of thermal displacements for the N(5) position, are characteristic signs of the presence of molecular water. The positions on the third-order axis M(3) are split into M3A and M3B, and their populations were (Si)0.58 and (Nb)0.14, respectively.

The structural formula of the studied hydrated carbonate - containing analogue of manganoevdialite can be represented as follows:

$$[^{N1A,B}(Na_{3.36}Ce_{0.54})_{4.08}{}^{N4}(Na_{5.22}Pb_{0.78})_{6.00}{}^{N5}(H_2O)_{3.24}]_{\Sigma 13.32}$$
$$[^{M1B}(Ca_{5.22}Sr_{0.78})_{6.00}{}^{M2A,B}(Mn^{3+}{}_{1.70}Zr_{0.49})_{2.19}{}^{M3A,B}[Si_{1.16}(Nb)_{0.27}]_{1.41}{}^{M4}(Si)_{0.55}]_{3.49}$$
$$^{Z}(Zr)_3(Si_3O_9)_2(Si_9O_{27})_2(CO_3)_{0.32}{}^{X}(OH_{2.37}H_2O_{0.88})_{3.25},$$

which, taking into account the proximity of atomic scattering factors of Na and H_2O molecules, is in good agreement with the data of microprobe analysis and IR spectroscopy. The OH/H_2O ratio in X positions in the structural formula is calculated based on the requirements of the electroneutrality of the formula.

The chemical composition and structure of the studied eudialyte has the following features. The mineral contains elements exotic for eudialyte proper (C, Pb, etc.) and, conversely, is deficient in relation to Cl and Na typical for it. The presence of clearly expressed signs of mineral change suggests that in the early stages (actually pegmatite), normal, "high-sodium" eudialyte crystallized, which then underwent hydrothermal "processing" with the removal of sodium and chlorine, hydration with the introduction of natural ion exchange of lead, barium and carbonate ion. The disordered nature of the majority of out-of-frame cationic and anionic positions indicates in favor of ion-exchange processes carried out already in the solid phase. Like ilyukhinite (Chukanov et al., 2016), aqualite (Khomyakov et al., 2007) and other hydrated varieties of minerals of the eudialite group, the cation-deficient manganoevdialite under consideration has an increased parameter c compared to typical eudialites. It is most likely that the mineral in question is an intermediate in the series of manganoevdialite → ilyukhinite, but it cannot be attributed to any of the approved minerals of this group (Johnsen et al., 2003).

Table 3.7

Hydrated CO3-bearing analog of manganoeudialyte wave electron probe microanalysis results

Wt.%	Sample number			
	Sample 1		Sample 2	
	Analysis 1	Analysis 2	Analysis 1	Analysis 2
Ta_2O_5	0.02	0.01	0.03	0.02
Nb_2O_5	1.01	1.12	1.50	1.67
SiO_2	50.99	50.66	49.63	49.23
TiO_2	0.49	0.41	0.58	0.74
ZrO_2	12.46	12.71	12.10	11.70
HfO_2	0.23	0.24	0.19	0.16
Al_2O_3	0.03	-	0.04	-
Fe_2O_3	0.09	0.08	0.09	0.08
Y_2O_3	0.75	0.68	0.46	0.36
La_2O_3	0.38	0.63	0.62	0.73
Ce_2O_3	0.79	1.16	1.05	1.33
Pr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.08
Nd_2O_3	0.28	0.40	0.31	0.40
Sm_2O_3	0.04	0.03	0.04	0.03
Gd_2O_3	0.04	0.04	-	-
Dy_2O_3	0.14	0.10	0.06	0.07
Er_2O_3	0.11	0.08	0.04	0.01
Yb_2O_3	0.09	0.06	0.01	-
MnO	3.60	3.70	3.99	4.35
MgO	0.04	0.06	0.05	0.05
SrO	2.77	2.59	3.29	3.35
CaO	9.45	9.10	9.36	9.18
BaO	0.45	0.41	0.38	0.31
PbO	2.41	2.32	2.22	2.06
Na_2O	7.18	5.17	7.80	7.83
K_2O	0.45	0.64	0.30	0.32
Cl	0.04	0.04	0.04	0.03
Sum	94.33	92.46	94.18	94.08

According to the handbook of Tomas G. Petrov and Natalia I. Krasnova (Petrov, Krasnova, 2010), this composition is also unique and falls out of the analyses of eudialyte taken into account in it by the high content of N. By the number of main elements in the formula, it falls into the

eight-ten-component systems according to Vladimir G. Krivovichev and Maria V. Charykova (Krivovichev, Charykova, 2013), which contain most of the other minerals of the eudialyte group. The rank formula of eudialyte from Aegirine-albite Conder rocks (by 10 elements): O H Si Na Ca Zr Mn Sr Pb Real. According to the main chemical elements in its composition, the mineral can formally be attributed to the Ca-Mn chemical type of eudialytes, but with significant H and Pb contents, or together with aqualite and ikranite to the H chemical type (Bulakh, Petrov, 2004).

The totality of the data obtained indicates the uniqueness of the mineral in question and allows us to raise the question of approval as a new mineral species (Osipov et al., 2017).

3.1.6. Aegirine, aegirine-augite

Clinopyroxene is one of the main minerals present in the composition of all studied alkaline rocks of the Konder massif. On average, it makes up 35-40% of the total volume of the breed. The highest contents of aegirine – 50% are found in the composition of iyolite-urtites, the smallest – less than 2-5% – in the composition of vishnevite rocks.

Aegirine $NaFe^{3+}(Si_2O_6)$ usually forms several generations. The earliest crystals (of the first generation) are represented by elongated prismatic individuals of black color. They are often formed in the contact parts of the vein body and are oriented from the marginal part to the center of the vein at angles close to 90 degrees. Such crystals, as a rule, do not contain inclusions and are strongly fractured. At the same time, larger clearly oriented crystals gravitate directly to contact with the host rock, while as they move away from it, the size of individuals and the degree of ordering of their location in the rock decreases.

The second generation of aegirine is represented by thin needle-like crystals composing tangled fibrous, radially radiant aggregates, usually grass-green, less often black. Often, such aggregates are characterized by the direction of growth – they "flow around" other, larger minerals, and are also observed in the form of inclusions in them. This can be traced both at the macro level (Fig. 2.6) and under an electron microscope (Fig. 3.11). In the samples where zonality in the structure of the vein is manifested (Fig.2.1, 2.2), the second generation of aegirine is clearly visible to the central parts of the pegmatite body. At the same time, the presence of both generations is characteristic of pegmatites of nepheline syenites, while in other varieties of rocks, as a rule, only the aegirine of the second generation is noted.

In the sample, the mineral is colored in characteristic colors (black in large crystals, green or black in fine–fiber aggregates), has perfect cleavage. Pleochroism from bright green to brownish-green is clearly manifested in the sections, high interference colors are observed. The relief and shagreen correspond to the 7th group of Lodochnikov (Fig. 3.11A). The diagnosis was

supplemented with the results of X–ray phase analysis - the data obtained correspond to those for sample No. 00-018-1222 from the International Centre for Diffraction Data database.

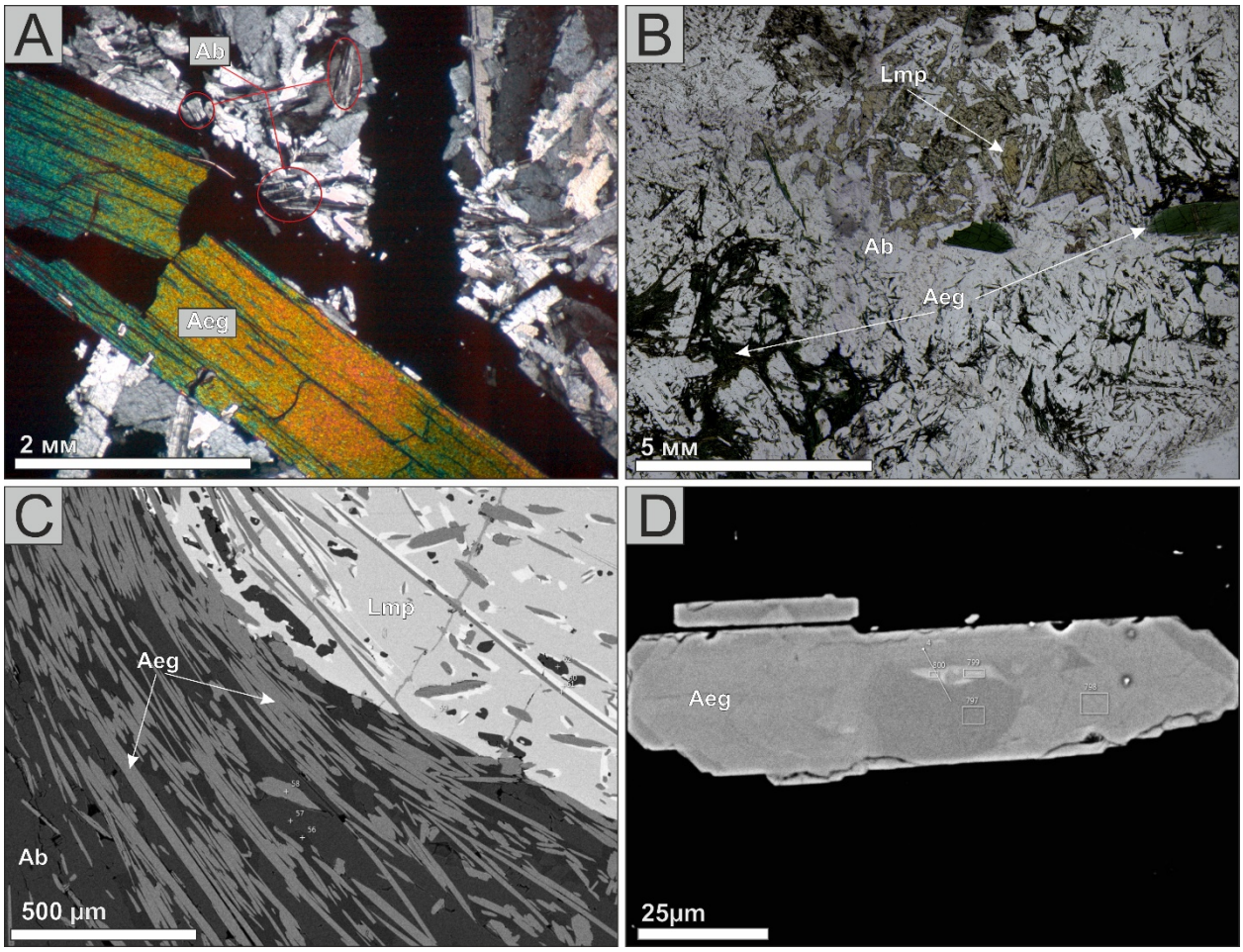


Figure 3.11. A – a crystal of aegirine (Aeg) in the mass of albite (Ab) in the slot. Polysynthetic twins of albite are highlighted by circles. The width of the field of view is 4 mm. Photography in passing light. Nichols are crossed; B – large crystals of aegirine of the 1st generation and a tangled-fibrous aggregate of the second generation in the slot (sample photo); C - Lamprophyllite crystal (Lmp) in the mass of albite (Ab) and aegirine (Aeg), there is a "flow" of lamprophyllite by a mass of needle-like crystals of aegirine. Photo in back-reflected electrons; G – Zonal aegirine crystal. The light zones correspond to an increased content of Zr, Mn, Ti. Photo in back-reflected electrons.

The chemical composition of clinopyroxenes and conversion into formula coefficients is presented in Table 3.12. Most of them are characterized by a significant admixture of Ca + Mg, the sum of which in some cases reaches 0.45 f.k. The resulting compositions were plotted on a triple diagram of Md +Ca – Al – Fe3+. (Morimoto et al. 1988) It shows that the majority of alkaline rocks are characterized by wide fields of Fe3+ ← Ca+Mg isomorphism, the Fe3+ ← Al scheme is less pronounced. Thus, in fact, in the composition of nepheline-syenites, syenites, eudialyte-aegirine-albite and vishnevite rocks, two mineral species can be distinguished – aegirine and aegirine-augite (CaNa) (FeMg) (Si2O6), and in the composition of ioilite-urtites – only aegirine-

augite. At the same time, syenites are characterized by the least variability in the composition of pyroxenes, and pegmatites of nepheline syenites and eudialyte–aegirine-albite rocks are characterized by the greatest. It is also worth noting that the manifested boundaries of isomorphism along the Mg+Ca – Fe axis in the latter are similar.

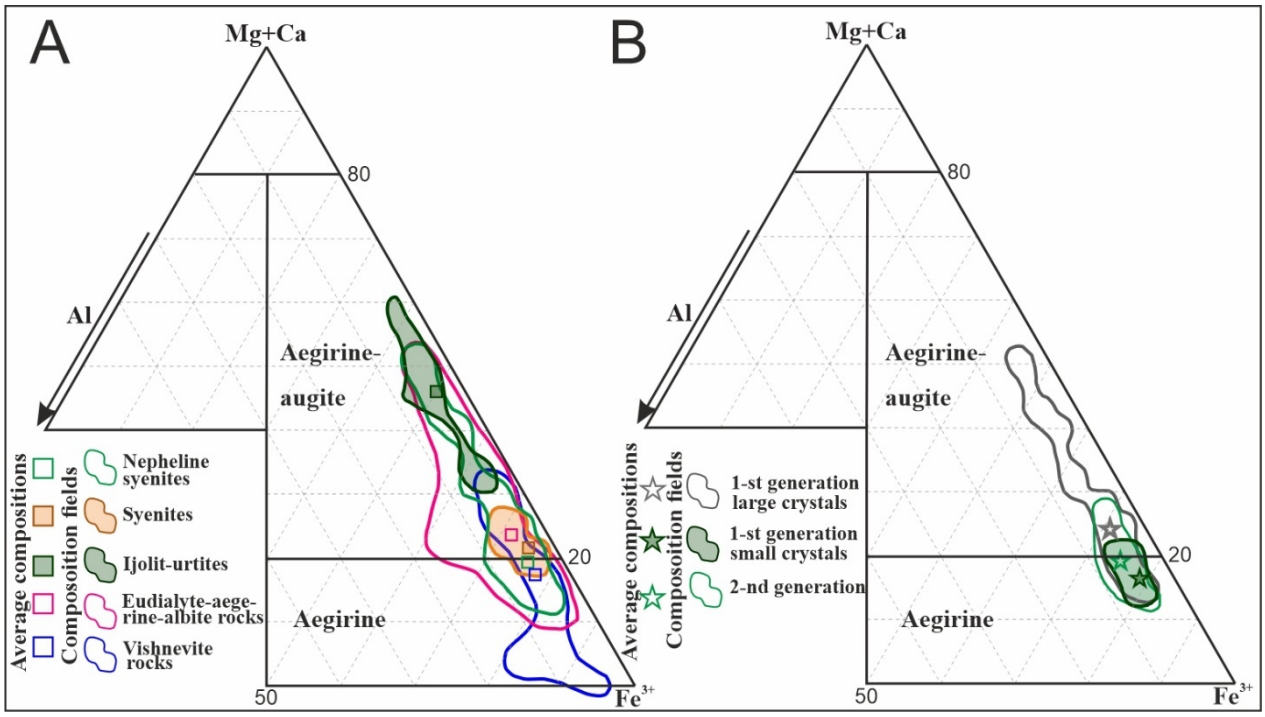


Fig. 3.12. Chemical compositions of pyroxenes on the triple diagram Md+Ca – Al – Fe^{3+}. A – compositions of various alkaline rocks; B – compositions of various pyroxene generations from nepheline syenites.

If the compositions of pyroxenes of various generations found in nepheline syenites are applied to the presented diagram, it can be seen that the first generation is the most variable – large crystals on contact, they are also characterized by the highest Ca+Mg contents. As we move away from the contact, the Fe3+ content increases, and the average compositions of small crystals of the first generation and aggregates of the second generation fall into the aegirine field.

Among other impurity elements, pyroxenes of all rocks are characterized by the presence of Ti - up to 6.69 wt.% TiO2 and Al – up to 3.11% Al2O3. Syenites are distinguished by the presence of chromium in pyroxene – up to 5.23 wt.% Cr2O3, nepheline syenites and iyolite-urtites – by the presence of vanadium in pyroxene – up to 0.59 wt.% V2O5. Eudialyte-aegirine-albite rocks are characterized by a stable admixture of manganese – up to 1.19 wt.% MnO, as well as zirconium – up to 6.41 wt.% ZrO2. At the same time, individuals containing Zr in their composition often demonstrate zonality in an electron microscope (Fig. 3.11G) – lighter zones correspond to increased values of Zr, Mn and Ti relative to darker ones.

Table 3.8.

Chemical composition (wt. %)

and coefficients in aegirine and aegirine-augite crystallochemical formulas

Rocks	Nepheline syenites			Syenites			Ijolite-urtites			Eudialyte-aegirine-albite rocks			Vishnevite rocks		
Measure	n=237			n=16			n=44			n=138			n=12		
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	50.89	54.76	**52.40**	53.40	54.55	**53.82**	52.32	54.26	**52.90**	50.13	54.68	**51.77**	52.55	53.94	**53.09**
TiO_2	-	3.90	**2.01**	2.57	4.03	**3.42**	0.85	3.28	**1.69**	0.97	6.69	**3.42**	-	1.19	**0.32**
ZrO_2	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	6.41	**0.14**	-	-	**-**
Al_2O_3	0.97	1.97	**1.40**	0.77	1.58	**1.06**	0.84	1.96	**1.17**	0.59	2.85	**1.27**	0.72	3.11	**1.21**
Cr_2O_3	-	-	**-**	-	5.23	**0.54**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
V_2O_5	-	0.53	**-**	-	-	**-**	-	0.59	**0.08**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe_2O_3	20.67	30.27	**26.72**	19.06	26.61	**24.36**	18.18	22.62	**20.23**	17.02	29.61	**25.08**	24.87	32.52	**28.97**
MnO	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	1.19	**0.22**	-	-	**-**
MgO	0.79	5.44	**1.63**	2.09	2.79	**2.41**	3.08	6.86	**5.00**	1.17	5.77	**2.66**	-	3.57	**1.86**
CaO	1.44	9.72	**2.86**	1.41	2.53	**1.93**	3.88	11.68	**7.52**	0.34	9.42	**2.81**	-	4.45	**2.42**
Na_2O	8.86	14.78	**12.45**	11.27	12.03	**11.65**	7.55	12.22	**10.07**	8.68	14.23	**12.16**	10.86	13.59	**11.86**
K_2O	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	1.01	**0.01**	-	0.50	**0.04**
Sum	97.00	100.00	**99.48**	97.10	100.00	**99.20**	97.09	100.00	**98.66**	97.07	100.00	**99.53**	97.22	100.00	**99.77**
Coefficients calculated for 12 charges															
Si	1.94	2.06	**1.99**	2.00	2.05	**2.02**	1.96	2.02	**2.00**	1.91	2.05	**1.96**	1.99	2.04	**2.01**
Ti	-	0.11	**0.06**	0.07	0.11	**0.10**	0.02	0.09	**0.05**	0.03	0.19	**0.10**	-	0.03	**0.01**
Zr	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.12	**-**	-	-	**-**
Al	0.04	0.09	**0.06**	0.03	0.07	**0.05**	0.04	0.09	**0.05**	0.03	0.13	**0.06**	0.03	0.14	**0.05**
Cr	-	-	**-**	-	0.16	**0.02**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
V	-	0.01	**-**	-	-	**-**	-	0.01	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe^{3+}	0.58	0.87	**0.76**	0.54	0.75	**0.69**	0.52	0.65	**0.58**	0.48	0.85	**0.72**	0.72	0.93	**0.83**
Mn	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.04	**0.01**	-	-	**-**
Mg	0.04	0.30	**0.09**	0.12	0.16	**0.13**	0.18	0.38	**0.28**	0.07	0.32	**0.15**	-	0.20	**0.11**
Ca	0.06	0.39	**0.12**	0.06	0.10	**0.08**	0.16	0.47	**0.30**	0.01	0.38	**0.11**	-	0.18	**0.10**
Na	0.65	1.08	**0.92**	0.82	0.89	**0.85**	0.55	0.90	**0.74**	0.63	1.03	**0.89**	0.80	1.00	**0.87**
K	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.05	**-**	-	0.02	**-**
O			**6.00**			**6.00**			**6.00**			**6.00**			**6.00**

3.1.7. Lamprophyllite, barytolamprophyllite

According to its crystal chemical properties, lamprophyllite and baritolamphyllite belong to the members of the bafertisite polysomatic series - $Ba_2Fe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F$ and can be described by the general formula $A_2\{Y_4[Z_2O_2Si_4O_{14}]X_2\}W$, where ***A*** – Sr, Ba, ***Y*** – Na, Ti, Mn, Mg, Fe, K, ***Z*** – Ti, ***X*** – O, $(OH)^-$, F, ***W*** – Na^+, PO_4^{3-}- (out - of - frame position not manifested in the minerals studied) (Ferraris, 1997; Ferraris et al., 2001b). According to the IMA handbook, the formulas of lamprophyllite and baritolamphyllite are as follows: $(SrNa)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$ and $(BaK)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH,F)_2$. Both of these minerals were found in the studied rocks. At the same time, the first occurs in the form of macroscopic crystals, and the second is detected only in the form of microscopic secretions.

Lamprophyllite is observed in most of the studied alkaline rocks. It is present as the main mineral in syenite pegmatites, and as a secondary mineral in nepheline syenite pegmatites and eudialyte-aegirine-albite rocks.

Lamprophyllite forms several morphological varieties (Fig. 3.13). The first variety is elongated large long-prismatic subidiomorphic crystals. Individual individuals reach 7-8 centimeters in length and 2-3 centimeters in width. As a rule, they are darker than other varieties, often have a weathered appearance and contain a large number of inclusions of small crystals of aegirine, albite, microcline and nepheline. Such crystals are characteristic only of syenite pegmatites.

The second type is elongated long-prismatic lamellar crystals. The elongation size is up to 5-6 cm, the width rarely exceeds 0.5–0.8 cm. Such crystals have a bright golden tint and a significantly smaller (relative to the first variety) number of mineral inclusions. This variety is found in the central parts of the veins of nepheline syenites, where, as a rule, it forms aggregates with a pronounced direction of growth. Individual crystals are also found in eudialyte-aegirine-albite rocks, where they differ in greater width and less elongation.

The third variety is represented in nepheline syenites and, especially, in eudialyte-aegirine-albite rocks. These are randomly oriented clusters of small (up to 3-5 mm) light brown (to yellowish) crystals in albite and aegirine-albite masses. Aggregates of these crystals have an isometric appearance and size from 5-7 mm to 3-4 cm .

Lamprophyllite is confidently determined by its appearance, the diagnosis is confirmed by powder radiography methods (The diagnosis was supplemented by the results of X–ray phase analysis - the data obtained correspond to those for sample No. 01-085-1136 from the International Centre for Diffraction Data database), as well as Raman spectroscopy (Fig. 3.14).

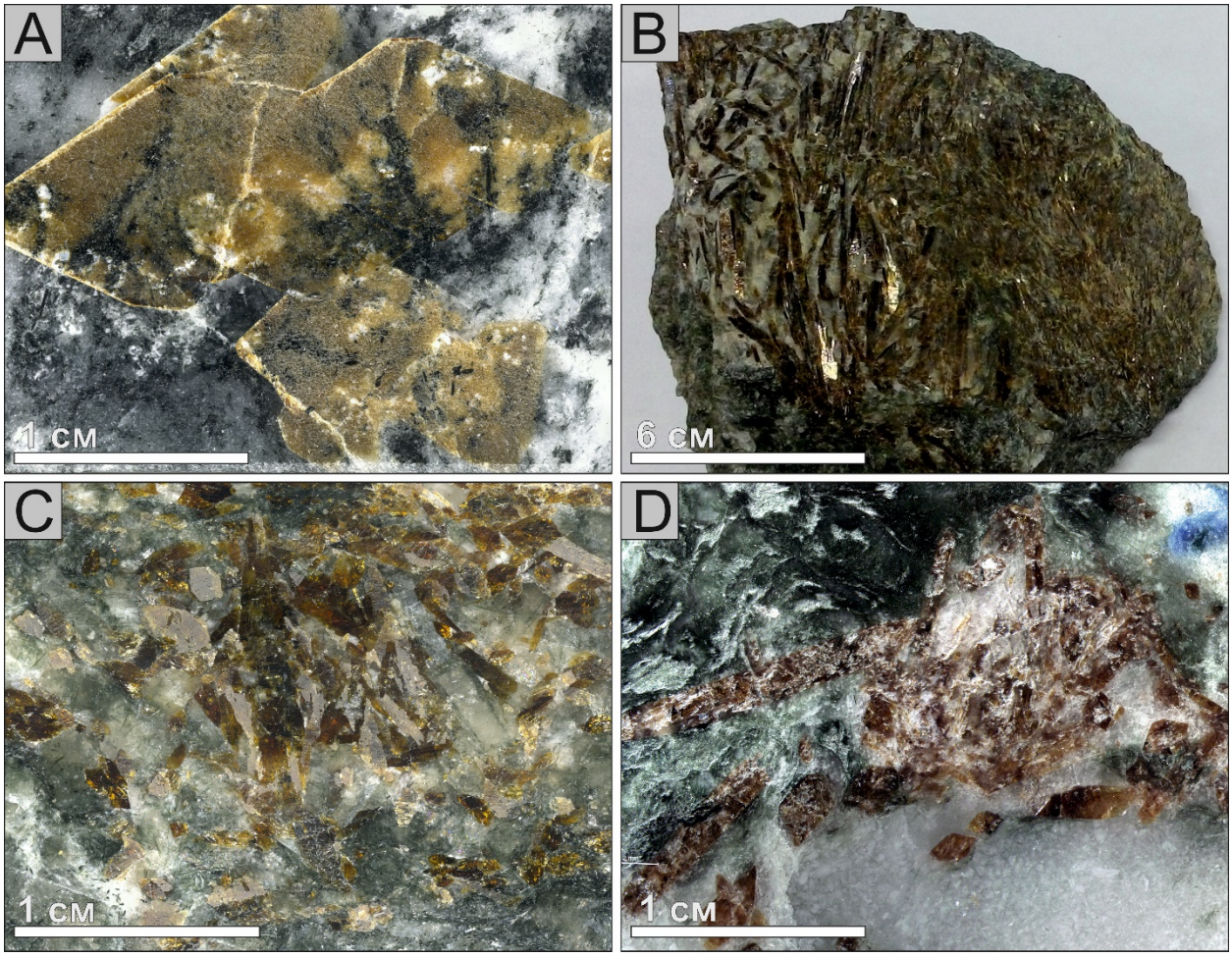


Figure 3.13. Morphological varieties of lamprophyllite. A – large crystals in syenite, cross section, anschlift; B,C – an aggregate of lamellar long-prismatic crystals in nepheline syenite. B – in the sample, C – in the anschlift, cross section; D – an aggregate of lamprophyllite crystals of the third variety in eudialyte-aegirine-albite rock, polished section.

Comparison of the Raman spectrum of the studied mineral with the spectrum from the database shows convergence (91%) at the position of the main peaks. At the same time, the intensity of the peaks of the studied phase in the region of 300-380 cm-1, 850 and 955 cm-1 is slightly lower, and in the region of 460 cm-1 is higher than the intensity of the corresponding peaks of the spectrum from the rruff database. Apparently, this is due to the isomorphism of Ba/Ca, Ti/Al and F/O/(OH)- in the studied sample, respectively.

The chemical compositions obtained in this work and conversion into formula coefficients for 4 Si atoms are presented in Table 3.9. It shows that three varieties of lamprophyllite are distinguished by composition (Fig. 3.15). The first is lamprophyllite without admixture of Ba. This variety forms the bulk of all the crystals studied. The second type is lamprophyllite with an admixture of barium, in which the Sr contents exceed the Ba contents in terms of formula coefficients. As a rule, it is found in the marginal parts of crystals.

.

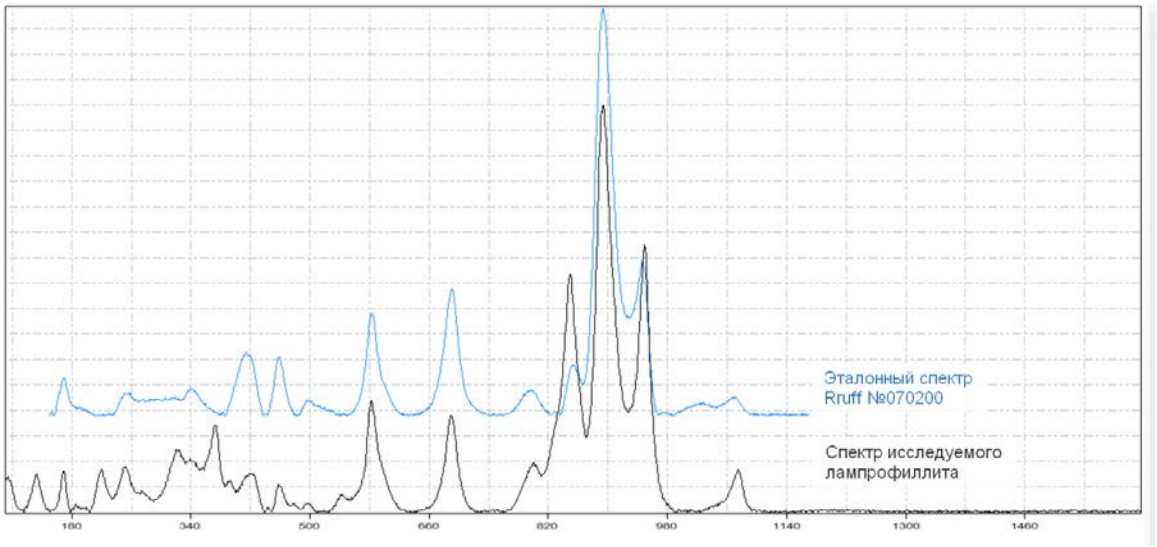


Figure 3.14. Comparison of the Raman spectrum of the lamprophyllite under study with the spectrum from the rruff info database.

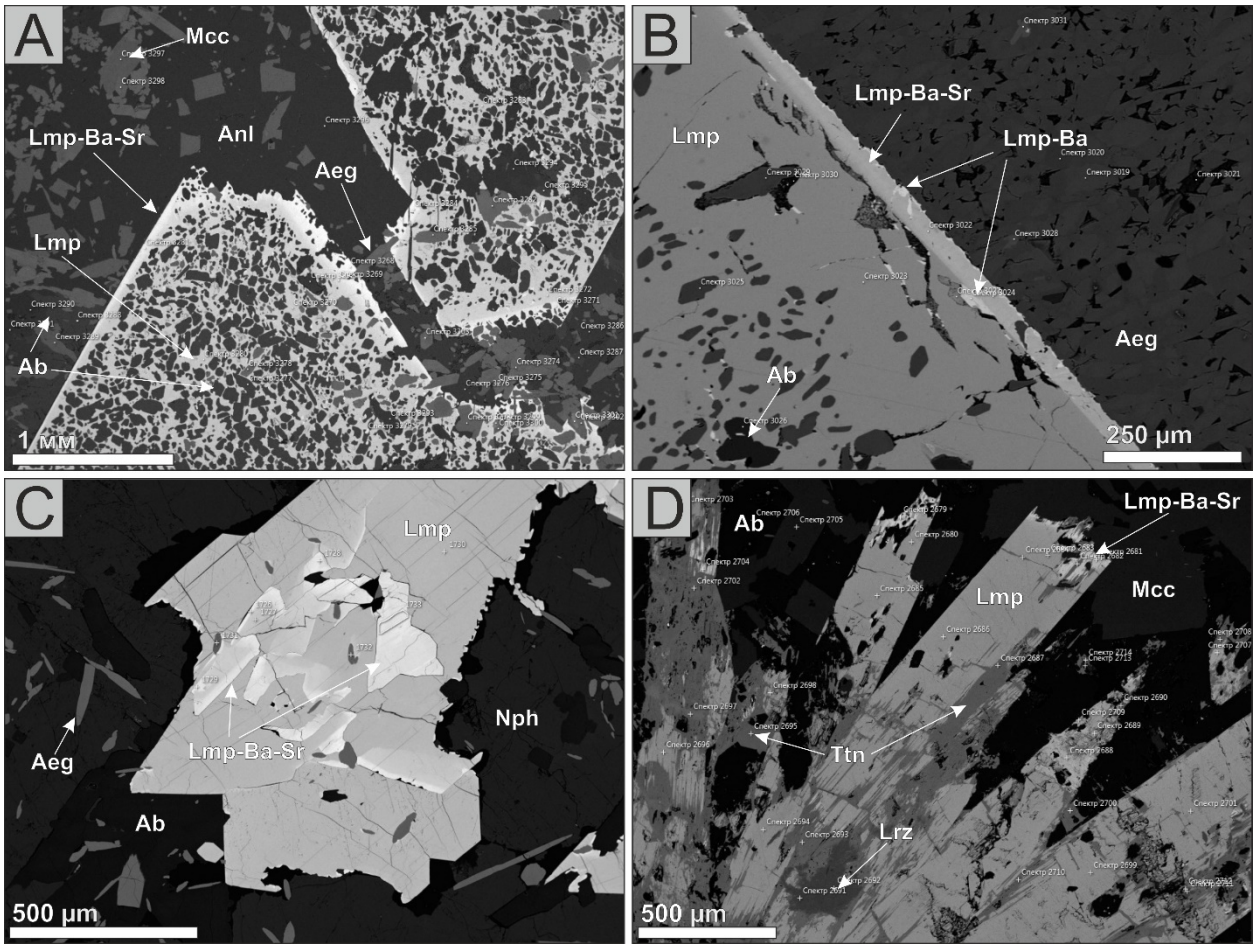


Figure 3.15. BSE–images of lamprophyllite. A – lamprophyllite crystals in syenite with an abundance of inclusions. The lighter areas on the crystal edge are enriched with Ba; B is the marginal part of the lamprophyllite crystal, there is a border enriched with Ba and separate areas where the Ba content exceeds the Sr content; C is a junction of lamprophyllite crystals (Lmp) with areas enriched with Ba (Lmp-Ba-Sr). Nepheline syenite; G – the fusion of lamprophyllite crystals with the development of titanite (Ttn) and lorentzenite (Lrz), eudialyte-aegirine-albite rock.

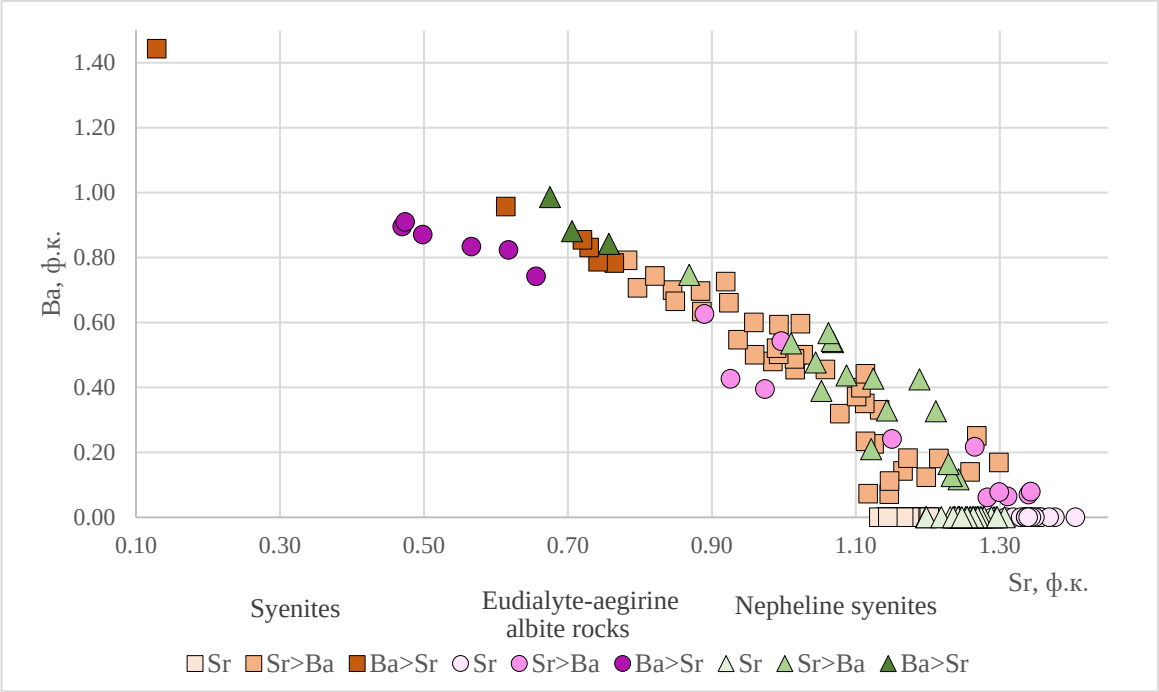


Figure 3.16. Strontium and barium contents in lamprophyllite (formula coefficients)

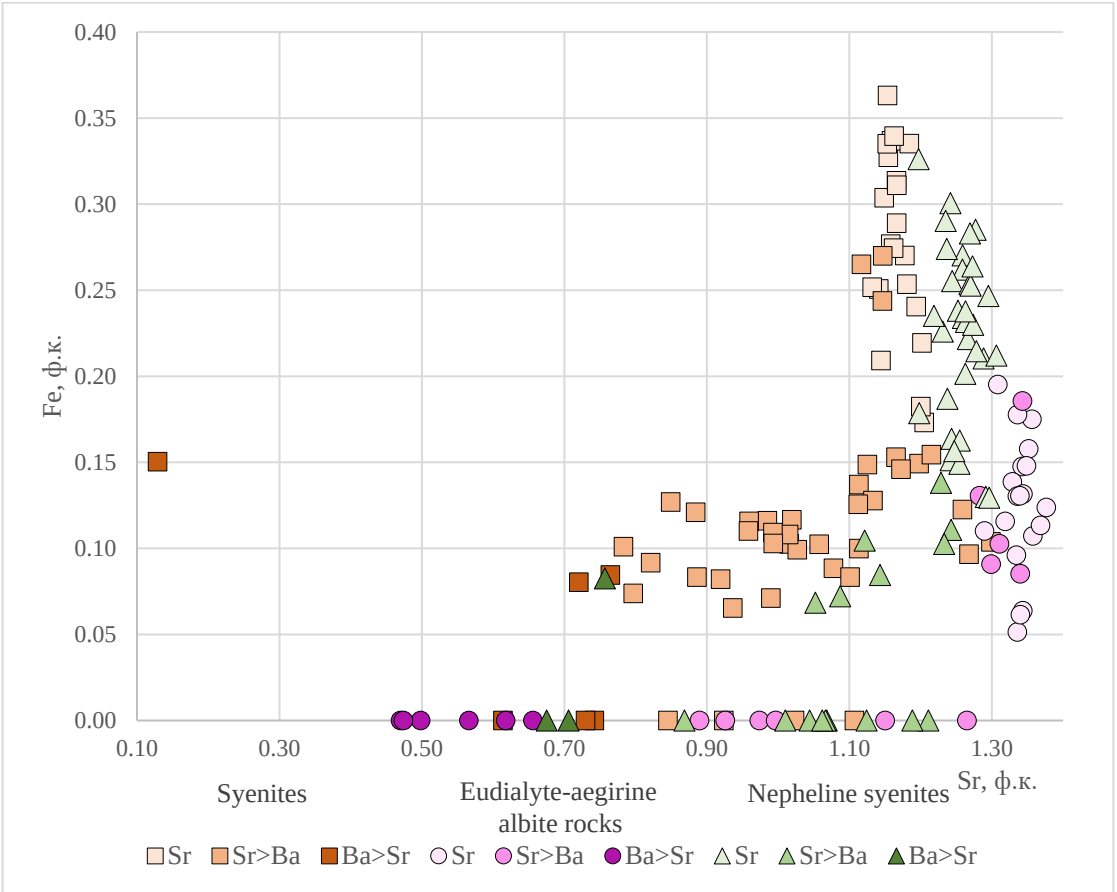


Figure 3.17. Strontium and iron contents in lamprophyllite (formula coefficients)

Table 3.9

Chemical composition (wt. %) and coefficients in lamprophyllite and barytolamprophyllite crystallochemical formulas

*Varieties of lamprophyllite are distinguished by the ratio of the formula coefficients Sr and Ba in the composition of the individual

Rocks	Nepheline syenites									Syenites									Eudialyte-aegirine-albite rocks								
Var.*	Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr		
Meas..	n=34			n=16			n=3			n=21			n=40			n=6			n=20			n=11			n=6		
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	30.34	32.50	**31.67**	29.32	31.51	**30.48**	28.89	29.60	**29.22**	30.98	32.77	**31.97**	29.16	32.66	**30.78**	27.58	29.95	**29.25**	30.53	32.14	**31.35**	28.95	31.78	**30.82**	29.05	30.06	**29.51**
TiO_2	30.04	34.62	**31.21**	29.27	31.33	**30.26**	29.19	30.03	**29.61**	30.97	33.68	**32.51**	28.65	32.26	**30.44**	28.54	29.61	**29.06**	30.22	31.20	**30.71**	29.03	30.59	**29.90**	28.62	28.97	**28.84**
Nb_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.56	**0.09**
Al_2O_3	-	1.15	**0.03**	-	1.16	**0.07**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.51	**0.05**	-	-	-	-	-	-
FeO	1.20	3.02	**2.13**	-	1.28	**0.39**	-	0.72	**0.24**	1.67	3.41	**2.66**	-	2.58	**1.02**	-	1.24	**0.45**	0.48	1.84	**1.19**	-	1.73	**0.51**	-	-	-
MnO	1.16	3.00	**1.75**	1.23	2.47	**1.79**	1.67	2.47	**1.97**	1.19	2.36	**1.64**	1.49	2.48	**1.93**	1.76	2.31	**1.89**	1.67	3.64	**2.37**	2.02	4.30	**3.14**	3.38	4.03	**3.71**
MgO	0.61	1.23	**0.92**	0.26	0.87	**0.49**	0.22	0.40	**0.31**	0.64	1.22	**0.97**	-	0.97	**0.29**	-	0.45	**0.17**	0.66	1.06	**0.85**	-	0.93	**0.55**	-	0.40	**0.11**
BaO	-	-	-	2.28	14.18	**7.69**	15.68	18.62	**16.85**	-	-	-	1.48	14.72	**8.34**	14.83	25.39	**17.47**	-	-	-	1.25	11.57	**4.94**	13.75	17.45	**15.93**
SrO	15.99	18.09	**17.17**	11.15	16.47	**14.59**	8.61	9.52	**8.97**	15.24	16.83	**16.09**	9.84	17.77	**13.82**	1.53	9.78	**7.85**	17.75	18.79	**18.15**	11.10	18.14	**15.47**	6.02	8.21	**6.95**
CaO	0.28	0.91	**0.52**	-	0.51	**0.26**	0.14	0.25	**0.20**	0.22	0.54	**0.36**	-	0.45	**0.24**	0.09	0.27	**0.19**	0.30	0.87	**0.60**	-	0.67	**0.38**	-	0.35	**0.16**
Na_2O	9.83	13.03	**10.78**	9.16	10.82	**10.07**	9.46	9.58	**9.53**	10.59	11.44	**11.03**	9.63	11.31	**10.49**	8.97	10.19	**9.76**	11.18	12.15	**11.77**	10.43	12.28	**11.42**	9.56	10.86	**10.22**
K_2O	0.23	0.52	**0.37**	0.26	0.63	**0.42**	0.53	0.70	**0.62**	0.31	0.49	**0.39**	0.29	0.73	**0.48**	0.63	0.96	**0.73**	0.29	0.48	**0.38**	0.32	0.62	**0.46**	0.87	1.06	**0.97**
F	0.64	2.45	**1.65**	1.29	2.25	**1.80**	1.58	1.89	**1.77**	0.67	1.80	**1.16**	0.86	2.20	**1.62**	1.26	1.87	**1.67**	1.31	2.21	**1.71**	1.21	1.81	**1.51**	1.26	1.58	**1.42**
Sum	94.57	99.58	**97.51**	95.07	99.46	**97.55**	98.13	99.34	**98.55**	94.57	100.80	**98.30**	94.25	101.26	**98.76**	94.77	97.37	**97.77**	95.76	99.45	**98.41**	95.40	99.49	**98.45**	95.07	99.35	**97.31**
$-O=F_2$	95.27	100.00	**0.70**			**0.76**			**0.74**	0.28	0.76	**0.49**	0.36	0.93	**0.68**	0.53	0.79	**0.70**	0.55	0.93	**0.72**	0.51	0.76	**0.64**	0.53	0.67	**0.60**

Rocks	Nepheline syenites									Syenites									Eudialyte-aegirine-albite rocks								
Var.*	Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Var.*			Sr			Sr>Ba			Ba>Sr			Var.*			Sr		
Meas..	n=34			n=16			n=3			Measure.			n=34			n=16			n=3			Measure.			n=34		
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
Coefficients calculated for 4 atoms of Si																											
Si	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**
Ti	2.81	3.30	**2.97**	2.84	3.18	**2.99**	2.97	3.13	**3.05**	2.97	3.19	**3.06**	2.87	3.07	**2.98**	2.93	3.11	**2.99**	2.86	2.98	**2.95**	2.84	3.02	**2.92**	2.89	2.99	**2.94**
Nb	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.03	**0.01**
Al	-	0.17	**0.01**	-	0.19	**0.01**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**	-	0.08	**0.01**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe	0.13	0.33	**0.23**	-	0.14	**0.04**	-	0.08	**0.03**	0.17	0.36	**0.28**	-	0.27	**0.11**	-	0.15	**0.05**	0.05	0.20	**0.13**	-	0.19	**0.05**	-	-	**-**
Mn	0.12	0.32	**0.19**	0.14	0.27	**0.20**	0.19	0.29	**0.23**	0.13	0.26	**0.17**	0.17	0.28	**0.21**	0.20	0.28	**0.22**	0.18	0.39	**0.26**	0.22	0.47	**0.34**	0.39	0.46	**0.43**
Mg	0.11	0.23	**0.17**	0.05	0.18	**0.09**	0.05	0.08	**0.06**	0.12	0.23	**0.18**	-	0.18	**0.06**	-	0.09	**0.04**	0.13	0.20	**0.16**	-	0.18	**0.11**	-	0.08	**0.02**
Ba	-	-	**-**	0.12	0.75	**0.40**	0.84	0.99	**0.90**	-	-	**-**	0.07	0.79	**0.42**	0.78	1.44	**0.94**	-	-	**-**	0.06	0.63	**0.25**	0.74	0.91	**0.85**
Sr	1.20	1.31	**1.26**	0.87	1.24	**1.11**	0.67	0.76	**0.71**	1.13	1.21	**1.17**	0.78	1.30	**1.04**	0.13	0.76	**0.62**	1.29	1.40	**1.34**	0.89	1.34	**1.16**	0.47	0.66	**0.55**
Ca	0.04	0.12	**0.07**	-	0.07	**0.04**	0.02	0.04	**0.03**	0.03	0.07	**0.05**	-	0.06	**0.03**	0.01	0.04	**0.03**	0.04	0.12	**0.08**	-	0.09	**0.05**	-	0.05	**0.02**
Na	2.45	3.15	**2.64**	2.39	2.69	**2.56**	2.48	2.57	**2.53**	2.58	2.84	**2.68**	2.55	2.82	**2.64**	2.52	2.66	**2.59**	2.79	2.99	**2.91**	2.70	3.03	**2.87**	2.49	2.80	**2.69**
K	0.04	0.08	**0.06**	0.04	0.11	**0.07**	0.09	0.12	**0.11**	0.05	0.08	**0.06**	0.05	0.12	**0.08**	0.11	0.18	**0.13**	0.05	0.08	**0.06**	0.05	0.10	**0.08**	0.15	0.19	**0.17**
F(X_2)	0.26	0.97	**0.66**	0.52	0.93	**0.75**	0.67	0.82	**0.76**	0.27	0.71	**0.46**	0.36	0.89	**0.66**	0.58	0.79	**0.72**	0.52	0.90	**0.69**	0.49	0.76	**0.62**	0.53	0.67	**0.61**
O			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**			**16.00**
O(X_2)			**0.4**			**0.37**			**0.76**			**0.68**			**0.38**			**0.45**			**0.72**			**0.57**			**0.97**
OH^- (X_2)			**0.94**			**0.88**			**0.48**			**0.86**			**0.96**			**0.83**			**0.59**			**0.81**			**1.02**

In syenites, it forms borders throughout the entire crystal area (Fig. 3.15A.B), in nepheline syenites – composes separate areas on the edge of crystals. In eudialyte-aegirine-albite rocks, this variety is observed in the form of separate zones at the boundaries, as well as along the edges of cracks and areas of crystal destruction (Fig. 3.15G). The third type is compositions in which the contents of Ba are higher than the contents of Sr. It occurs most rarely and forms separate germinations near the second variety, as well as in cracks and cavities (Fig. 3.15B). Judging by the relationship of lamprophyllite varieties isolated by the ratio of species-forming components, the enrichment of the mineral Ba occurs at later stages of crystallization

It is worth noting that crystals of the third morphological variety are the most corroded at the microlevel. Thus, in the composition of nepheline syenites, this is manifested relatively weakly in the form of medium-sized germinations of titanite up to 100 microns in size. In eudialyte-aegirine-albite rocks, the destruction of lamprophyllite is much more significant. Thus, most individuals have characteristic cavities, cracks and leaching cavities, pseudomorphoses of titanite up to 600 microns in size are widespread, which develops along cracks and cleavage planes.

In the areas of the most intense change, there are germinations of lorentzenite, which may develop along titanite. This fact indicates the greatest degree of hydrothermal processing of eudialyte-aegirine-albite rocks.

The diagram of the ratio of the formula coefficients Ba/Sr (Fig. 3.16) shows that all rocks are characterized by a continuous isomorphic series from strontium lamprophyllite (Sr) to baritolamphyllite enriched with strontium (Ba>Sr). At the same time, some gap between the fields of Sr>Ba and Ba>Sr compositions is characteristic of eudialyte-aegirine-albite rocks. A single composition with a significant excess of Ba over Sr is noted in syenite pegmatites.

In the areas of the most intense change, there are germinations of lorentzenite, which may develop along titanite. This fact indicates the greatest degree of hydrothermal processing of eudialyte-aegirine-albite rocks.

The diagram of the ratio of the formula coefficients Ba/Sr (Fig. 3.16) shows that all rocks are characterized by a continuous isomorphic series from strontium lamprophyllite (Sr) to baritolamphyllite enriched with strontium (Ba>Sr). At the same time, some gap between the fields of Sr>Ba and Ba>Sr compositions is characteristic of eudialyte-aegirine-albite rocks. A single composition with a significant excess of Ba over Sr is noted in syenite pegmatites.

Of the impurity elements, all varieties of lamprophyllite are characterized by the presence of Mn - up to 4.30 wt.% MnO, Mg – up to 1.23 wt.% MgO, Ca – up to 0.91 wt.% CaO and K – up to 1.06 wt.% K2O. At the same time, the highest Mn values are characteristic of eudialyte-aegirine-albite rocks, and K – for barium-enriched varieties. Another characteristic impurity is Fe – up to 3.41 wt.% FeO. The diagram of the ratio of the formula coefficients Sr/Fe (Fig. 3.17) shows a

tendency to decrease the Fe content with a decrease in the Sr content up to its absence in the most Ba-rich compositions. In isolated cases, an admixture of Al was also noted – up to 1.16 wt.% Al2O3 and Nb – up to 0.56 wt.% Nb2O5. In position X2, the presence of F, O and (OH)- is noted, while the sum of O+(OH)- is always higher than the contents of F.

We should note that in the calculated lamprophyllite formulas, there are some differences from the theoretical one. Firstly, all varieties of the mineral are characterized by some deficiency of sodium and potassium. This may be due to the presence of a vacancy in position A. Secondly, the ratio of cations in this position for baritolamphyllite differs from the theoretical formula by a significant excess of Na over K and increased strontium values. Formally, this fact gives reason to say that the studied mineral is a new member of the polysomatic bafertisite series. To clarify this issue, further crystal chemical study of the mineral is necessary.

3.2. Accessory minerals

Most of the mineral species found in the alkaline rocks of the Konder massif are accessory minerals. As a rule, they form microscopic secretions, the size of which rarely exceeds 300 microns. Diagnostics of minerals was carried out mainly by the method of energy dispersive microanalysis, for individual phases it was supplemented by Raman spectroscopy and electron backscattering diffraction (EBSD).

The vast majority of such minerals were found in the composition of hydrothermally transformed alkaline rocks – eudialyte-aegirine-albite and vishnevite. At the same time, such minerals are often typomorphic, and therefore it is convenient to give a description of them, grouped by mineral association (rocks).

3.2.1. Titanite

Titanite $CaTi(SiO_4)O$ was found in nepheline syenites and in eudialyte–aegirine-albite rocks, where it is represented by only one morphological variety

It forms germination in the crystals of lamprophyllite crystals, which develop along the boundaries of leaching sites, cracks and cleavage planes. At the same time, it is manifested to a much greater extent in eudialyte-aegirine-albite rocks, where its secretions reach 600 and more microns (Fig. 3.15 G).

The chemical composition of the mineral and conversion to coefficients in crystal chemical formulas (for 10 charges) is presented in Table 3.10. In addition to the species-forming

components, there is a greater number of impurity elements in the composition of titanite. The most characteristic is Al, whose contents reach 8.88 wt.% Al2O3 or 0.35 Al f.c.

Other impurities are contained in smaller quantities. Thus, the composition of titanite contains Mg – up to 1.82 wt.% MgO, Mn – 1.16 wt.% MnO, Fe – up to 2.98 wt.% FeO, Na – up to 1.05 wt.% Na2O. In isolated cases, insignificant amounts of Nb, Zr, Ce and K.

Table 3.10

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in titanite crystallochemical formulas

Rocks	Nepheline syenites			Eudialyte-aegirine-albite rocks			Nepheline syenites				Eudialyte-aegirine-albite rocks		
Measure	n=23			n=76			Coefficients calculated for 10 charges						
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Data.	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
Nb_2O_5	-	-	**-**	-	1.09	**0.13**	Nb	-	-	**-**	-	0.02	**-**
TiO_2	25.71	40.67	**34.58**	26.84	41.02	**33.58**	Ti	0.65	1.00	**0.85**	0.68	1.00	**0.83**
SiO_2	29.04	36.21	**32.43**	30.71	35.01	**32.97**	Si	0.99	1.14	**1.06**	1.01	1.15	**1.08**
ZrO_2	-	2.81	**0.23**	-	-	**-**	Zr	-	0.05	**-**	-	-	**-**
Al_2O_3	-	8.51	**2.02**	-	8.88	**3.15**	Al	-	0.32	**0.08**	-	0.35	**0.12**
Ce_2O_3	-	-	**-**	-	0.34	**-**	Ce	-	-	**-**	-	-	**-**
FeO	-	2.98	**1.41**	-	2.59	**0.51**	Fe	-	0.07	**0.03**	-	0.07	**0.01**
MgO	-	1.82	**0.43**	-	1.26	**0.19**	Mg	-	0.09	**0.02**	-	0.06	**0.01**
MnO	-	1.16	**0.11**	-	1.13	**0.43**	Mn	-	0.03	**-**	-	0.03	**0.01**
SrO	-	1.72	**0.15**	-	-	**-**	Sr	-	0.03	**-**	-	-	**-**
CaO	25.52	28.48	**27.15**	24.88	28.52	**27.35**	Ca	0.89	0.99	**0.95**	0.87	1.01	**0.96**
Na_2O	-	1.05	**0.19**	-	0.33	**-**	Na	-	0.07	**0.01**	-	0.02	**-**
K_2O	-	-	**-**	-	0.79	**0.03**	K	-	-	**-**	-	0.03	**-**
F	-	-	**-**	-	1.90	**0.27**	F	-	-	**-**	-	0.20	**0.03**
$-O=F_2$						**0.11**	O			**5.00**			**4.97**
Sum	95.41	100.00	**98.69**	95.05	100.00	**98.51**							

. The main distinguishing feature of the titanite of their eudialyte-aegirine-albite rocks is the presence of F – up to 1.9 wt.%, which is absent in the compositions of nepheline syenites. On the other hand, titanite from nepheline syenites is characterized by the presence of Sr – up to 1.72 wt.% SrO.

Judging by the morphology, titanite is a relatively late mineral. This explains the fact that it is most manifested in eudialyte-aegirine-albite rocks (as the most modified) and is absent in syenite pegmatites that are not actually subjected to late processing, despite the significant number of large lamprophyllite crystals in their composition.

3.2.2. Magnesio-arfvedsonite

Magnesio-arfvedsonite $NaNa_2(Mg_4Fe^{+3})Si_8O_{22}(OH)_2$ one of the few accessory minerals found in all five varieties of alkaline rocks of the Konder massif. It forms aggregates of short-prismatic marsh-green crystals up to the first millimeters in size. In nepheline syenites and eudialyte-aegirine-albite rocks, it occurs only in the near-contact parts of rocks, mainly on the exocontact (Fig. 3.18 A, B). In other varieties of rocks, it is distinguishable only under a microscope. Thus, in syenite pegmatites, it occurs in the form of single subidiomorphic crystals up to 200 microns in size, evenly distributed in the rock mass in association with aegirine and albite (Fig. 3.19 C). In this rock it is found most often and in terms of volume in the rock it approaches secondary minerals. In iyolite-urtites, it occurs in the form of single xenomorphic secretions up to 100 microns. In vishnevite rocks – in the form of isometric aggregates of small (up to 25-50 microns) crystals. At the same time, such aggregates are often corroded and generally look like relics of the parent rock (Fig. 3.18 G).

The chemical composition of the mineral and conversion into formula coefficients is presented in Table 3.11. In addition to the species–forming components, there is a frequent admixture of Ti – up to 1.92 wt.% TiO_2, Al - up to 5.20 wt.% Al_2O_3 and K – up to 2.74 wt.% K_2O. In isolated cases, impurities Mn – up to 1.52 wt.% MnO and Cr – up to 2.53 wt. are noted.% Cr_2O_3. Of the species-forming components, Mg and Fe^{3+} are the most variable.

The diagram in Fig. 3.19 shows that an isomorphic series is observed between Mg and Fe from magnesioarfvedsonite (Mg/Fe = 4/1), to Fe-enriched magnesioarfvedsonite with the contents of the latter up to 1.85 f.k. At the same time, the field of mineral compositions from pegmatite syenites is clearly distinguished in the diagram by higher iron contents. This fact, combined with the prevalence, may indicate that, unlike other rocks of the massif, where magnesioarfvedsonite is a contact formation, in syenite pegmatites it is its own mineral.

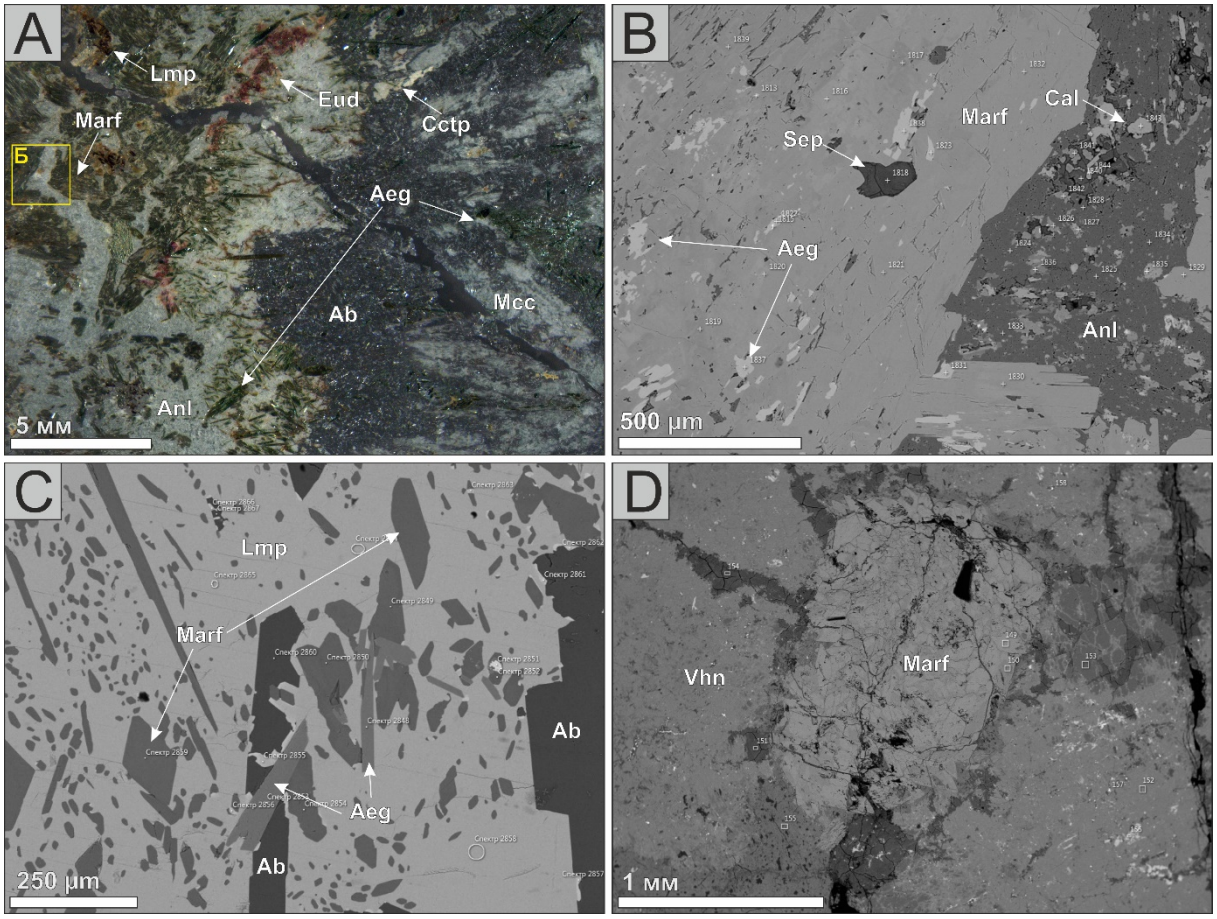


Figure 3.18. Magnesio-arfvedsonite. A is an optical image, a slot. B–G – BSE-images. A – magnesio-arfvedsonite, contact of eudialyte-aegirine-albite rock with pyroxenite; B – detail from Fig. A. Magnesio-arfvedsonite (Mg–arf) in albite mass (Ab); C – inclusions of magenzio-arfvedsonite (Mg–arf), aegirine (Aeg) and albite (Ab) in lamprophyllite (Lmp), syenite; G – the growth of magnesio-arfvedsonite (Mg–arf) in the mass of vishnevite (Vnh).

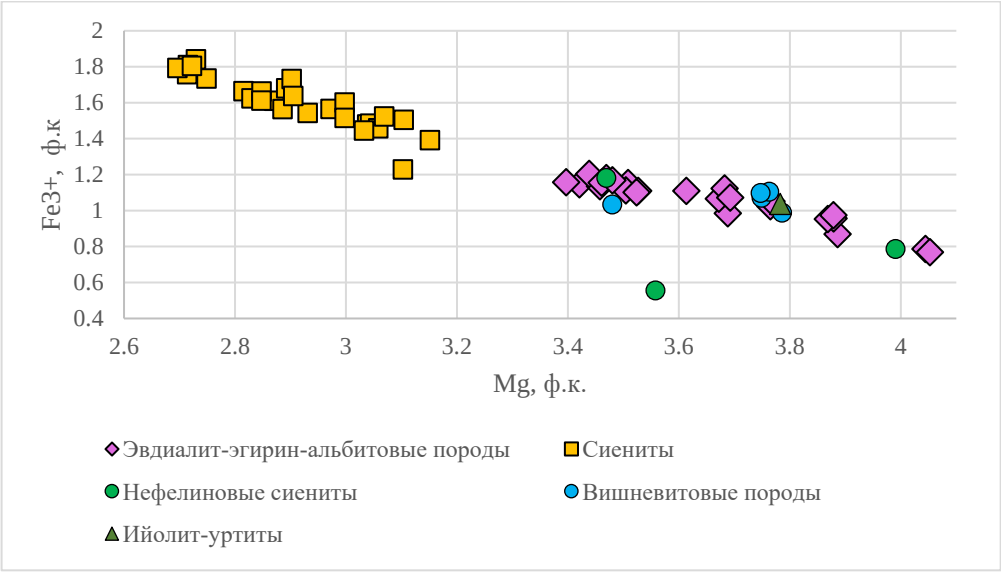


Figure 3.19. Fe^{3+} and Mg ratio in the composition of magnesio-arfvedsonite from various alkaline rocks.

Table 3.11

Chemical composition (wt. %)

and coefficients in magnesio-arfvedsonite crystallochemical formulas

Rocks	Nepheline syenites			Syenites			Ijolite-urtites	Eudialyte-aegirine-albite rocks			Vishnevite rocks		
Measure	n=3			n=27			n=1	n=24			n=5		
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	**One spec.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	54.29	55.95	**55.12**	53.15	58.85	**55.59**	**55.53**	50.56	57.95	**55.66**	54.79	57.91	**56.77**
TiO_2	-	1.14	**0.57**	-	1.92	**1.11**	**0.68**	-	0.75	**0.28**	0.50	0.92	**0.68**
Al_2O_3	1.75	2.30	**2.02**	-	2.65	**1.68**	**1.87**	0.37	5.20	**1.08**	0.98	3.63	**1.81**
Cr_2O_3	-	-	**-**	-	2.53	**0.11**	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe_2O_3	7.60	11.33	**9.46**	10.67	17.52	**14.74**	**8.88**	6.66	11.09	**9.13**	9.69	10.67	**10.30**
MnO	-	0.69	**0.34**	-	0.96	**0.10**	**-**	-	1.52	**0.96**	-	-	**-**
MgO	16.78	19.46	**18.12**	12.80	15.32	**14.02**	**18.17**	16.13	19.90	**17.55**	17.15	18.73	**18.19**
CaO	4.48	5.46	**4.97**	0.49	2.79	**1.74**	**1.10**	1.08	10.28	**2.88**	1.50	4.79	**2.69**
Na_2O	7.08	8.08	**7.58**	7.39	8.91	**8.23**	**9.06**	5.20	9.46	**8.58**	7.16	9.73	**8.49**
K_2O	1.60	2.01	**1.81**	1.22	2.74	**1.64**	**1.74**	0.57	2.53	**2.05**	0.19	1.42	**1.07**
Sum	100.00	100.00	**100.00**	96.01	100.00	**98.94**	**97.03**	96.17	100.00	**98.18**	100.00	100.00	**100.00**
Coefficients calculated for 24 charges													
Si	7.53	7.70	**7.61**	7.53	8.13	**7.94**	**7.81**	7.09	7.99	**7.82**	7.56	7.85	**7.93**
Ti	-	0.12	**0.06**	-	0.20	**0.12**	**0.07**	-	0.08	**0.03**	0.05	0.09	**0.07**
Al	0.28	0.38	**0.33**	-	0.44	**0.28**	**0.31**	0.06	0.86	**0.18**	0.16	0.58	**0.30**
Cr	-	-	**-**	-	0.28	**0.01**	**-**	-	-	**-**	-	-	**-**
Fe^{3+}	0.79	1.18	**0.98**	1.11	1.84	**1.59**	**0.94**	0.70	1.16	**0.97**	0.99	1.11	**1.08**
Mn	-	0.08	**0.04**	-	0.11	**0.01**	**-**	-	0.18	**0.11**	-	-	**-**
Mg	3.47	3.99	**3.73**	2.70	3.15	**2.99**	**3.81**	3.40	4.07	**3.68**	3.48	3.79	**3.79**
Ca	0.67	0.81	**0.74**	0.07	0.41	**0.27**	**0.17**	0.16	1.54	**0.43**	0.22	0.71	**0.40**
Na	1.89	2.17	**2.03**	2.04	2.40	**2.28**	**2.47**	1.41	2.58	**2.34**	1.91	2.56	**2.30**
K	0.28	0.35	**0.32**	0.22	0.49	**0.30**	**0.31**	0.10	0.45	**0.37**	0.03	0.25	**0.19**
O			**22.00**			**22.00**	**22.00**			**22.00**			**22.00**
$(OH)^-$			**2.00**			**2.00**	**2.00**			**2.00**			**2.00**

3.2.3. Accessory minerals of eudialyte-aegirine-albite rocks

3.2.3.1. Pyrophanite

Pyrophanite $MnTiO_3$ is rarely found in eudialyte-aegirine-albite rocks. It is usually represented by small xenomorphic secretions up to 150 microns (Fig. 3.20 G) in the mass of albite and aegirine. It should be noted that pyrophanite grains are often located near sepiolite and nchwaningite, while no direct observations on their temporal relationships have been obtained. The second, rarer variety is the germination of needle aggregates of the mineral in corroded lamprophyllite crystals (Fig. 3.20B).

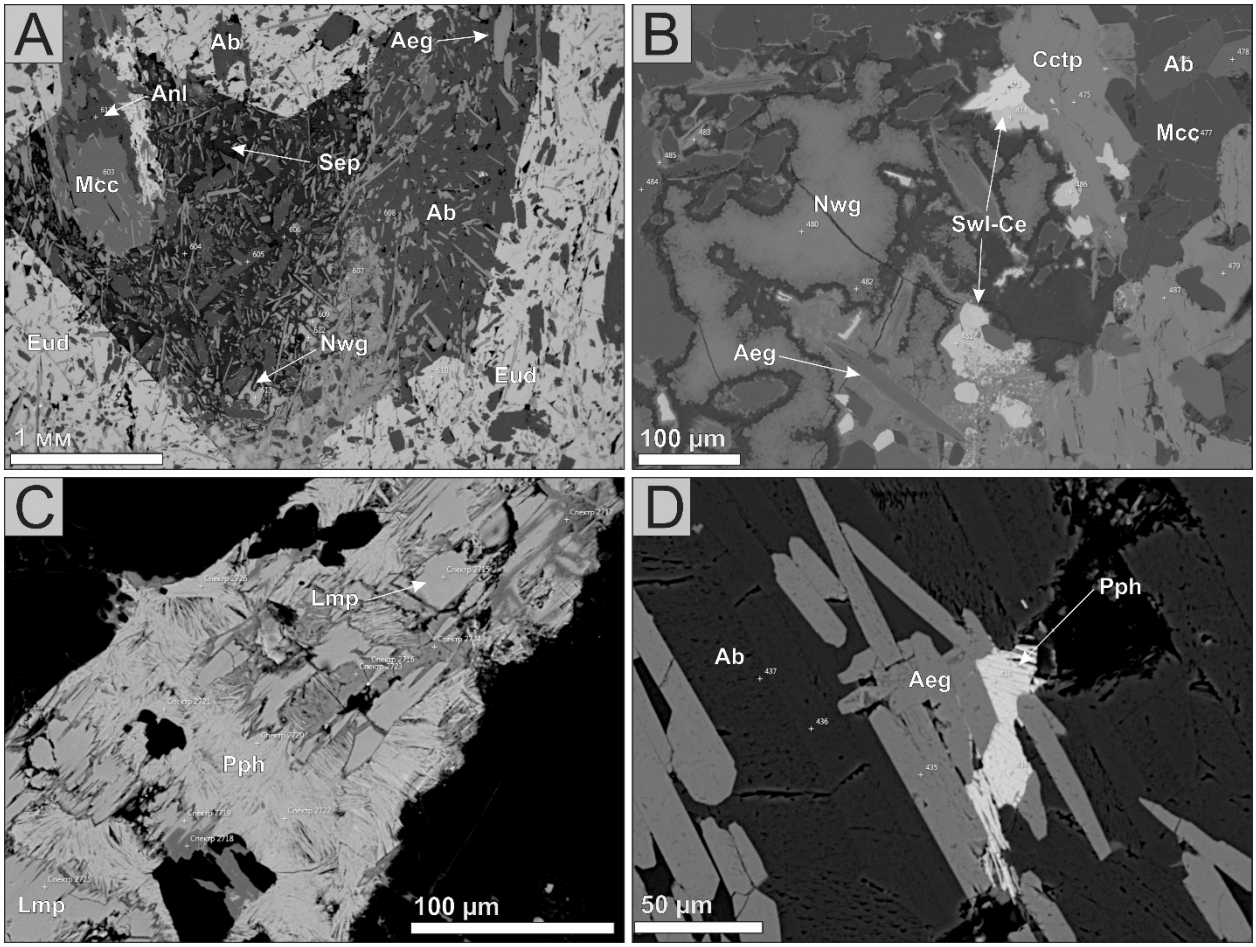


Fig. 3.20. The relationship of late silicates of eudialyte-aegirine-albite rocks. BSE images. A – in the space between the grains of eudialite (Eud), microcline (Mcc), albite (Ab), secondary minerals develop – analcime (Anl), nchvaningite (Nwg), pyrophanite (Pph) and sepiolite (Sep); B – nchvaningite forms crusts in the mass of albite (Ab), aegirine (Aeg) microcline (Mcc) in association with stillwellite-(Ce) (Swl-Ce) and monazite-(Ce) (Mnz-Ce); B – needle aggregates of pyrophanite (Pph) develop along lamprophyllite (Lmp); G – pyrophanite (Pph) fills the cavity between aegirine crystals (Aeg) and albita (Ab).

Table 3.12

Chemical composition (wt. %)

and coefficients in sepiolite, nchwaningite and pyrophanite crystallochemical formulas

Species	Sepiolite			Nchwaningite			Pyrophanite	
Measure	n=7			n=4			n=2	
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	1	2
Nb_2O_5	-	-	**-**	-	0.59	**0.15**	-	-
SiO_2	38.27	58.25	**48.41**	18.39	22.66	**20.59**	-	-
ZrO_2	-	-	**-**	-	1.33	**0.33**	-	-
TiO_2	-	-	**-**	-	-	**-**	52.83	53.43
Al_2O_3	0.68	1.56	**1.05**	1.34	3.07	**2.17**	-	-
Ce_2O_3	-	-	**-**	-	0.85	**0.49**	-	-
FeO	0.22	0.50	**0.31**	-	-	**-**	3.50	3.92
MnO	0.81	2.91	**1.80**	34.51	41.84	**37.61**	41.16	38.68
MgO	13.88	24.06	**19.06**	8.30	12.72	**10.45**	-	-
CaO	0.27	0.58	**0.45**	2.53	3.06	**2.71**	-	-
BaO	-	-	**-**	2.33	4.40	**3.27**	-	-
K_2O	0.07	0.22	**0.14**	-	0.45	**0.18**	-	-
Sum	55.51	87.10	**71.22**	75.82	79.91	**77.94**	98.51	97.19
F.c.	Coefficients calculated for							
	32 charges			8 charges			на Ti = 1	
Nb	-	-	**-**	-	0.01	**-**	-	-
Si	5.91	6.08	**5.98**	0.75	0.94	**0.84**	-	-
Zr	-	-	**-**	-	0.03	**0.01**	-	-
Ti	-	-	**-**	-	-	**-**	0.99	1.01
Al	0.12	0.19	**0.15**	0.07	0.15	**0.10**	-	-
Ce	-	-	**-**	-	0.01	**0.01**	-	-
Fe	0.02	0.07	**0.03**	-	-	**-**	0.15	0.16
Mn	0.11	0.27	**0.19**	1.21	1.45	**1.31**	0.87	0.82
Mg	3.27	3.67	**3.51**	0.53	0.74	**0.64**	-	-
Ca	0.03	0.10	**0.06**	0.11	0.14	**0.12**	-	-
Ba	-	-	**-**	0.04	0.07	**0.05**	-	-
K	0.01	0.03	**0.02**	-	0.02	**0.01**	-	-
O	-	-	**15.00**	-	-	**3.00**	3.00	3.00
(OH)	-	-	**2.00**	-	-	**2.00**	-	-

The chemical composition of the mineral is presented in Table 3.12. It corresponds to the theoretical one with the exception of Fe admixture – up to 3.92% FeO. When the composition is converted into formula coefficients per 1 atom of Ti , the mineral formula has the form:

$(Mn_{0.82}Fe_{0.17})_{0.98}Ti_{1.01}O_{3.00}$.

3.2.3.2. Analcime

Sodium zeolite analcime $Na(AlSi_2O_6)\cdot H_2O$ occurs, as a rule, in association with muscovite. It can replace both nepheline grains and albite (Fig. 3.21 B), forming xenomorphic secretions up to 250 microns in size and edges on the edge of crystals.

The chemical composition of analcime and its conversion to coefficients in the crystal chemical formula (for 12 charges) are shown in Table 3.13. An impurity is observed, K – up to 3.75 wt.% K2O, Ca – up to 2.08 wt.% CaO, rarely – Fe up to 0.36 wt.% FeO. The chemical formula of analcime is close to the theoretical one in terms of the averaged composition: $(Na_{0.76}K_{0.05}Ca_{0.02})_{\mathbf{0.83}}(Al_{\mathbf{1.02}}Si_{\mathbf{2.02}}O_{\mathbf{6.00}})$.

Table 3.13

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in muscovite and analcime crystallochemical formulas

Species	Muscovite			Analcime		
Measure	n=12			n=12		
Data	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	41.98	48.34	**44.70**	46.79	54.76	**51.20**
Al_2O_3	33.81	39.56	**37.04**	16.11	28.61	**22.07**
FeO	-	1.15	**0.35**	-	0.36	**0.05**
MgO	-	0.53	**0.08**	-	-	**-**
CaO	-	1.44	**0.27**	-	2.08	**0.54**
Na_2O	-	3.60	**1.26**	8.73	11.81	**9.90**
K_2O	8.11	12.16	**10.56**	-	3.75	**1.03**
Sum	91.73	98.41	**94.27**	80.72	92.04	**84.80**
F.c.	Coefficients calculated for					
	22 charges			12 charges		
Si	2.88	3.18	**3.01**	1.76	2.23	**2.02**
Al	2.68	3.11	**2.94**	0.77	1.27	**1.02**
Fe	-	0.06	**0.02**	-	0.01	**-**
Mg	-	0.05	**0.01**	-	-	**-**
Ca	-	0.11	**0.02**	-	0.08	**0.02**
Na	-	0.46	**0.16**	0.66	0.87	**0.76**
K	0.71	1.02	**0.91**	-	0.18	**0.05**
O			**10.00**			**6.00**
OH			**2.00**			

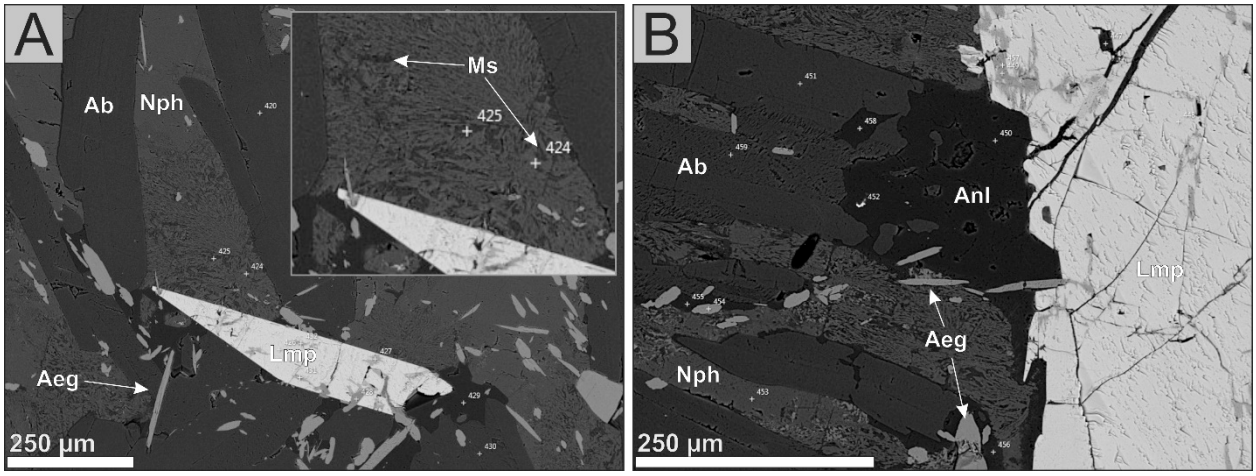


Figure 3.21. BSE Images. A – germination of muscovite (spectrum 424 (Ms)) by nepheline Nph. Grains of albite (Ab), aegirine (Aeg), lamprophyllite (Lmp) are observed; B – Analcime (Anl) replaces albite (Ab), muscovite forms dendrite-like aggregates in nepheline (Nhp) on contact with lamprophyllite grain (Lmp).

Figure 3.34 shows the relationships of the minerals presented. The earliest are aegirine and lamprophyllite, forming subidiomorphic crystals. Later, albite and nepheline were formed. Then, during low-temperature hydrothermal transformations, muscovite germinates along nepheline, while albite is partially replaced by analcime, and titanite germinations form along lamprophyllite. Thus, the silicates presented are one of the minerals completing the cycle of formation of alkaline rocks.

3.2.3.3. Calciocatapleite

Calciocatapleite $CaZr(Si_3O_9)\cdot H_2O$ is the most common among other accessory minerals is eudialyte-aegirine-albite rocks. This zircon silicate forms solid masses, less often subidiomorphic tabular crystals in cavities (Fig. 3.22 A) and cracks in the mass of eudialyte. Often the mineral completely replaces the central part of the grains of the latter.

The chemical composition of calciocatapleite is shown in Table 3.14. If the obtained values of calcium and sodium are applied to the ratio diagram (Fig. 3.23), it is clearly visible that a direct isomorphism between calcium and sodium is observed in the composition of the mineral. In most individuals, the calcium content significantly exceeds the sodium values, however, individual spectra show similar values of these elements with a small (less than 0.1 f.k.) dominance of calcium. Nevertheless, all the obtained spectra make it possible to attribute the mineral to the calcium member of the isomorphic catapleite – calciocatapleite series according to the 50% rule. Of the impurities, Ti, Ce, Nb, Fe2+, Hf, Mg, K. are present in insignificant amounts. The calculated formula of the mineral is close to the theoretical one and has the form:

$(Ca_{0.83}Na_{0.17})_{\mathbf{1.00}}Zr_{\mathbf{1.01}}Si_{\mathbf{3.00}}O_{\mathbf{8.94}}\cdot 2H_2O$.

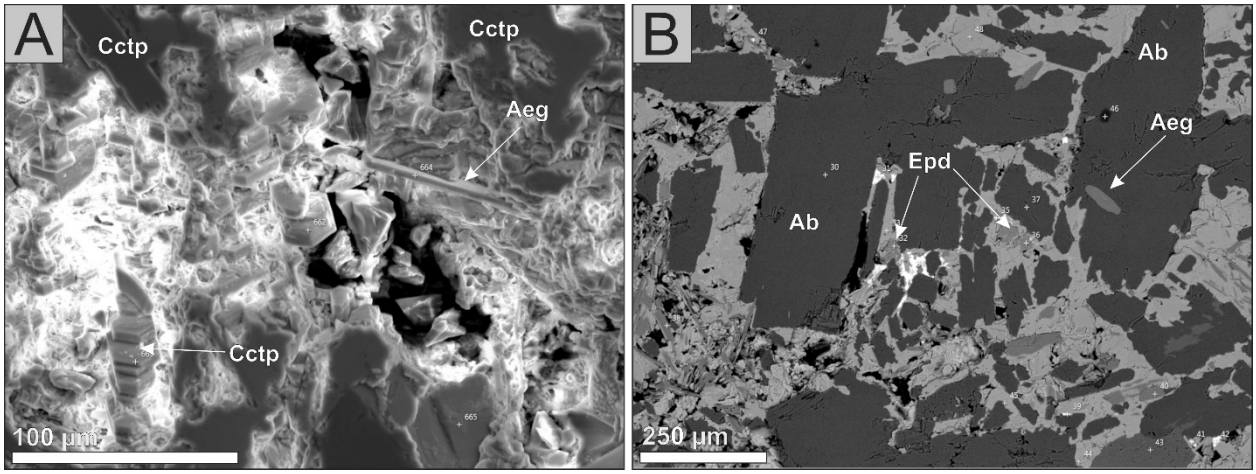


Figure 3.22. BSE images. A – separate tabular crystalline precipitates of calciocatapleite (Cctp) and aegirine (Aeg) in a solid mass of calciocatapleite; B – elpidite (Epd) in cavities between grains of albite (Ab) and aegirine (Aeg) in a mass of eudialyte.

Table 3.14

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in calciocatapleite crystallochemical formulas

Measure	n=21			Coefficients calculated for the sum of (Si+Zr) = 4			
Data	Min.	Max.	**Avg.**	F.c..	Min.	Max.	**Avg.**
SiO_2	40.51	49.77	**42.79**	Si	2.92	3.00	**3.02**
TiO_2	-	0.67	**0.05**	Ti	-	0.03	**-**
ZrO_2	24.61	32.23	**27.71**	Zr	0.83	1.01	**0.95**
HfO_2	-	0.86	**0.08**	Hf	-	0.01	**0.00**
Nb_2O_5	-	2.78	**0.70**	Nb	-	0.08	**0.02**
Ce_2O_3	-	0.59	**0.03**	Ce	-	0.02	**-**
FeO	-	2.90	**0.23**	Fe^{2+}	-	0.15	**0.01**
MgO	-	0.79	**0.04**	Mg	-	0.07	**-**
CaO	7.35	11.77	**10.28**	Ca	0.55	0.89	**0.78**
Na_2O	0.77	4.49	**2.04**	Na	0.11	0.52	**0.28**
K_2O	-	0.19	**0.02**	K	-	0.02	**-**
Sum	79.26	97.29	**83.97**	O			**8.95**

Apparently, calciocatapleite, along with other zircon silicates (elpidite and bobtraillite) is formed during the substitution of eudialyte under the influence of low-temperature hydrothermal solutions at the late stages of rock formation.

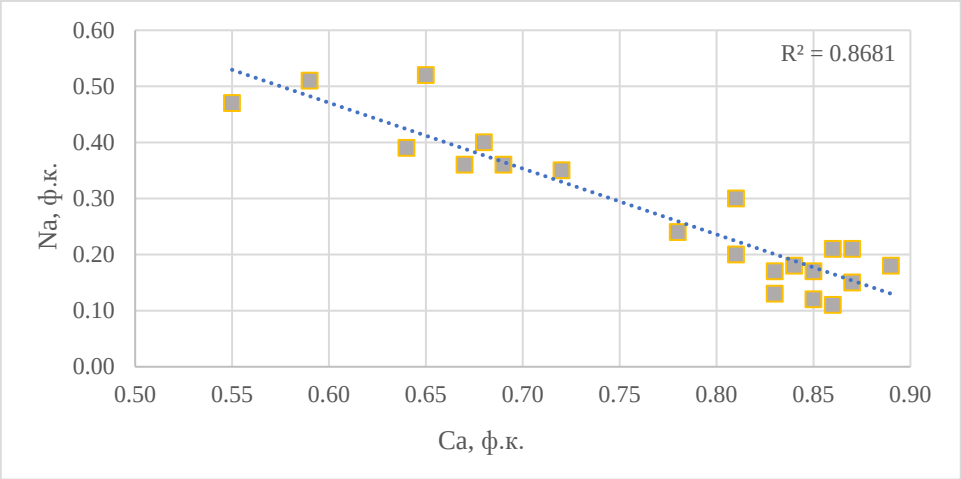


Figure 3.23. Ratio of calcium and sodium contents in the composition of calciocatapleite (formula coefficients).

3.2.3.4. Elpidite

Elpidite, $Na_2Zr(Si_6O_{15})\cdot 3H_2O$ like calciocatapleite, it is formed within the grains of eudialyte, however, it is much rarer than calcium zirconosilicate. Elpidite forms xenomorphic secretions up to 300 microns in size (Fig. 3.22 B). The chemical composition of the mineral and its conversion to coefficients in crystal chemical formulas (for 6 silicon atoms) are presented in Table 3.15.

Despite the fact that the composition of the mineral is formally dominated by sodium, the calcium content is very high, and the Na/Ca ratio is close to unity. Apparently, this fact is associated with a deficiency of alkalis in the initial mineral – eudialyte, during the destruction of which sodium was mainly part of the calcium-dominant phases in the form of impurities (calciocatapleite). In isolated cases of the formation of its own minerals, the sodium deficiency was compensated by a significant admixture of calcium, which is also seen on the example of bobtraillite. We also note minor impurities of manganese, iron and potassium in the composition of elpidite.

The calculated crystal chemical formula of elpidite has the following form: $(Na_{1.03}Ca_{0.94}K_{0.05}Mn_{0.03})_{\mathbf{2.05}}Zr_{\mathbf{0.78}}Si_{\mathbf{6.00}}O_{\mathbf{15.06}} \cdot 3H_2O$. It is approaching the theoretical one, small deviations can be associated with the burning out of sodium during the analysis and the inability to reliably determine the content and nature of the aqueous component of the mineral.

The diagnosis of the mineral was supplemented by Raman spectroscopy. Figure 3.24 shows the Raman spectrum of confectionery elpidite and its comparison with the spectrum from the rruff info database No. 060214. As can be seen, the position of the main peaks of the mineral coincides, and the coincidence coefficient is 85%, which is enough to confirm the results of chemical

analysis. The inflated background is probably related to the instability of the sample under the influence of the laser during the analysis

Table 3.15

Chemical composition (wt. %) (normalized up to 100%)
and coefficients in elpidite crystallochemical formulas

Spectrum No.	Components							
	SiO_2	ZrO_2	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Sum
32	62.94	17.85	2.33	1.02	9.39	6.04	0.43	100.00
36	66.10	17.60	-	0.33	9.65	5.85	0.47	100.00
	Coefficients calculated for the Si = 6							
	Si	Zr	Fe^{2+}	Mn	Ca	Na	K	O
32	6.00	0.83	0.19	0.08	0.96	1.12	0.05	15.47
36	6.00	0.78	-	0.03	0.94	1.03	0.05	15.06

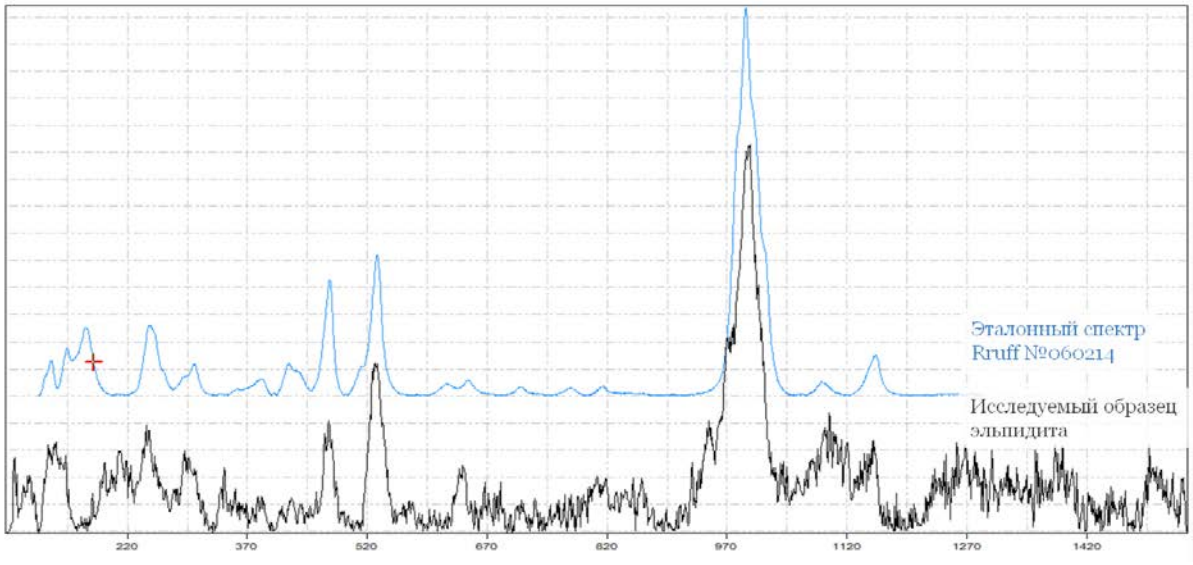


Figure 3.24. Comparison of the obtained Raman spectrum of elpidite and the reference spectrum of the mineral from the rruff info database.

3.2.3.5. Lorenzenite

Lorenzenite $Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$ – titanosilicate, quite often found in alkaline rocks. It usually forms large dark brown crystals and is one of the earliest minerals of nepheline syenites. However, in the alkaline rocks of the Konder massif, lorentzenite is found among the late minerals. It forms pseudomorphoses on titanite (Fig. 3.15G) up to 400 microns in size, which, in turn, is formed by cracks and cavities in lamprophyllite. Lorentzenite is found only in the composition of eudialyte-

aegirine-albite pegmatites and is probably a consequence of hydrothermal-metasomatic processing of the host rock.

The chemical composition of the mineral and its conversion into coefficients in the crystal chemical formula (for 18 charges) are presented in Table 3.16. In addition to species–forming components, impurities of Nb are observed – up to 1.34 wt.% Nb_2O_5, Al - up to 0.33 wt.% Al_2O_3, Fe – up to 0.44 wt.% FeO, Zn – up to 1.32 wt.% ZnO, Ca – up to 1.48 wt.% CaO and K – up to 0.21 wt. K_2O %.

The chemical formula of the mineral according to the average composition has the form: $(Na_{2.00}Ca_{0.01})_{\mathbf{2.01}}(Ti_{1.98}Nb_{0.01})_{\mathbf{1.99}}Si_{\mathbf{2.00}}O_{\mathbf{9.00}}$.

Table 3.16

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in lorenzenite crystallochemical formulas

Chemical composition				Coefficients calculated for 18 charges			
Measure	n=33						
Wt.%	Min.	Max.	**Avg.**	**F.c.**	Min.	Max.	**Avg.**
Nb_2O_5	-	1.34	**0.47**	Nb	-	0.03	**0.01**
SiO_2	34.46	35.96	**35.03**	Si	1.97	2.06	**2.00**
TiO_2	43.55	47.06	**46.16**	Ti	1.88	2.02	**1.98**
Al_2O_3	-	0.33	**0.02**	Al	-	0.02	-
FeO	-	0.44	**0.02**	Fe	-	0.02	-
ZnO	-	1.32	**0.04**	Zn	-	0.03	-
CaO	-	1.48	**0.14**	Ca	-	0.06	**0.01**
Na_2O	17.37	18.79	**18.08**	Na	1.92	2.08	**2.00**
K_2O	-	0.21	**0.01**	K	-	0.02	-
Sum	99.35	100.00	**99.98**	O			**9.00**

3.2.3.6. Nchwaningite

Other late accessory silicates are manganese and magnesium minerals – layered sepiolite and similar in structure to pyroxenes – nchvaningite.

Nchwaningite $Mn_2(SiO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$ occurs in association with sepiolite and forms xenomorphic aggregates and films on other minerals along the grain boundaries of eudialyte (Fig. 3.20 A, B). In the chemical composition of the mineral (Table 3.12), in addition to the main components, there are significant magnesium contents (up to 12.72 wt.% MgO and 0.74 f.k. Mg),

as well as an insignificant amount of Ca, Ba, K. An admixture of Al is significant. Note that Ce is found in most formulations, in a single case – Nb and Zr.

The resulting mineral formula is close to the theoretical one in terms of the averaged composition: $(Mn_{1.31}Mg_{0.64}Ca_{0.12}Ba_{0.05}Ce_{0.01}K_{0.01})_{\mathbf{2.14}}((Si_{0.84}Al_{0.10})_{\mathbf{0.94}}O_{\mathbf{3.00}})(OH)_{\mathbf{2.00}}\cdot H_2O$.

3.2.3.7. Sepiolite

Sepiolite $Mg_4(Si_6O_{15})(OH)_2\cdot 6H_2O$, as a rule, it is spatially confined to eudialyte grains, where it forms kidney-shaped, fibrous aggregates, crusts and deposits on other minerals, and also performs cavities and cavities in the rock. Figure 3.35 shows fibrous aggregates of sepiolite. In Figure 3.20A, one can observe a space surrounded by eudialyte crystals, made of both primary minerals – aegirine, albite and microcline, and late phases – sepiolite, nchwaningite and pyrophanite. At the same time, sepiolite fulfills the space between individuals of other minerals.

The chemical composition of sepiolite (Table 3.12) and its conversion into coefficients in crystal chemical formulas (for 23 charges) are presented in Table 3.25. An admixture of Al is constantly present in the composition of sepiolite – up to 1.56 wt.% Al_2O_3, Mn – 2.91 to mass.%Ca – 0.58 to wt.% CaO, Fe – 0.50 to wt.%FeO and K– up to 0.22 wt.% K2O. The resulting mineral formula is close to the theoretical one in terms of the averaged composition:

$(Mg_{3.51}Mn_{0.19}Ca_{0.06}Fe_{0.03}K_{0.02})_{\mathbf{3.81}}((Si_{5.98}Al_{0.15})_{\mathbf{6.13}}O_{\mathbf{15.00}})(OH)_{\mathbf{2.00}}\cdot 6H_2O$.

3.2.3.8. Muscovite

Muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ It is found in eudialite-aegirine-albite rocks and nepheline syenites. Firstly, it forms sprouts resembling dendritic aggregates within the boundaries of nepheline grains (Fig. 3.21A). In nepheline syenites, muscovite occurs in the near-contact part of rocks in the form of xenomorphic secretions in the mass of feldspar.

The chemical composition of muscovite and its conversion into coefficients in the crystal chemical formula (for 22 charges) is presented in Table 3.13. As can be seen, the mineral is characterized by a significant admixture of Na up to 3.60 wt.% Na2O and 0.46 f.k. respectively. Fe, Mg, and Ca were noted in insignificant amounts. The obtained muscovite formula is close to the theoretical one in terms of the averaged composition: $(K_{0.91}Na_{0.16})_{\mathbf{1.07}}(Al_{1.95}Fe_{0.02}Ca_{0.02}Mg_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(Al_{\mathbf{0.99}}Si_{\mathbf{3.01}}O_{\mathbf{10.00}})(OH)_{\mathbf{2.00}}$.

Apparently, sepiolite and nchvaningite, along with muscovite and analcime, are among the most recent formations of eudialyte–aegirine-albite rocks formed during low-temperature hydrothermal processing of the rock. This is indicated by both the morphology of the secretions

and the mineral composition. Thus, the presence of impurities of elements such as Nb, Zr, Ce, Ca, Mn and Ba in the composition of nchwaningite, as well as its close association with individuals of eudialyte, indicates that the mineral could crystallize during the hydrothermal transformation of the zircon silicate. Sepiolite, in turn, is essentially a magnesium silicate, the formation of which, as a rule, is associated with low–temperature hydrothermal transformations. At the same time, among the early minerals, magnesium's own phases are not observed, and its admixture is characteristic only of aegirine. Thus, it is possible to assume the introduction of this element into the system in the process of hydrothermal processing. At the same time, the similar impurity composition of sepiolite and nchwaningite, as well as the presence in the magnesium phase (sepiolite) Mn and, conversely, Mg impurities in manganese nchwaningite indicate that the described minerals could crystallize in a close time interval.

3.2.3.9. Percleveite-(Ce)

One of the features of the mineralogy of eudialyte-containing aegirine-albite rocks is the prevalence of silicates of rare earth elements. One of these minerals - Percleveite -(Ce) $Ce_2(Si_2O_7)$. It crystallizes in leaching cavities and cracks in eudialyte grains.

Table 3.17

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in percleveite-(Ce) crystallochemical formulas

n=9	Chemical composition			Coefficients calculated for sum of the (Si+P)=2			
Wt.%	**Avg.**	Min.	Max.	Ф.к.	**Avg.**	Min.	Max.
P_2O_5	**1.41**	0.97	2.14	P	**0.11**	0.07	0.17
SiO_2	**20.05**	15.71	25.89	Si	**1.89**	1.83	1.93
Al_2O_3	**0.92**	-	1.84	Al	**0.02**	-	0.16
Y_2O_3	**1.59**	1.16	2.02	Y	**0.02**	-	0.09
La_2O_3	**9.24**	6.47	11.27	La	**0.33**	0.22	0.41
Ce_2O_3	**23.90**	21.75	28.28	Ce	**0.79**	0.69	0.91
Pr_2O_3	**2.80**	2.19	3.19	Pr	**0.08**	-	0.11
Nd_2O_3	**11.53**	4.36	14.97	Nd	**0.40**	0.11	0.49
Sm_2O_3	**3.16**	2.41	4.32	Sm	**0.08**	-	0.14
Gd_2O_3	**2.14**	1.73	3.21	Gd	**0.05**	-	0.10
CaO	**1.07**	0.40	4.62	Ca	**0.10**	0.04	0.36
Sum	**74.04**	67.46	79.80	O	**6.93**		

Among other rare-earth minerals, percleveite-(Ce) participates in the formation of macroscopic zonality of the zircon silicate. It forms needle-like fan-shaped secretions, as well as solid xenomorphic aggregates (Fig. 3.25 B, D).

The chemical composition of the mineral and conversion into formula coefficients for 2 Si+P atoms are presented in Table 3.17. In addition to rare earth elements – Ce, Nd, La, Pr, Sm, Gd, there is a slight admixture of Ca and P up to 2.14 wt.%. It is necessary to note the low amounts of analyses, 67-78%. Given the absence of additional anionic groups in the mineral that are not determined by the method used, the amounts should be close to 100%. Such an error in measurements can probably be associated with the morphology of the secretions, or with some error in the analysis of rare earth elements. Nevertheless, the calculated formulas of percleveite-(Ce) are close to the theoretical - $(Ce_{0,88}Nd_{0,45}La_{0,38}Pr_{0,10}Sm_{0,09}Gd_{0,07}Ca_{0,07})_{2,04}(Si_{1,85}P_{0,15})_{2,00}O_{7,16}$.

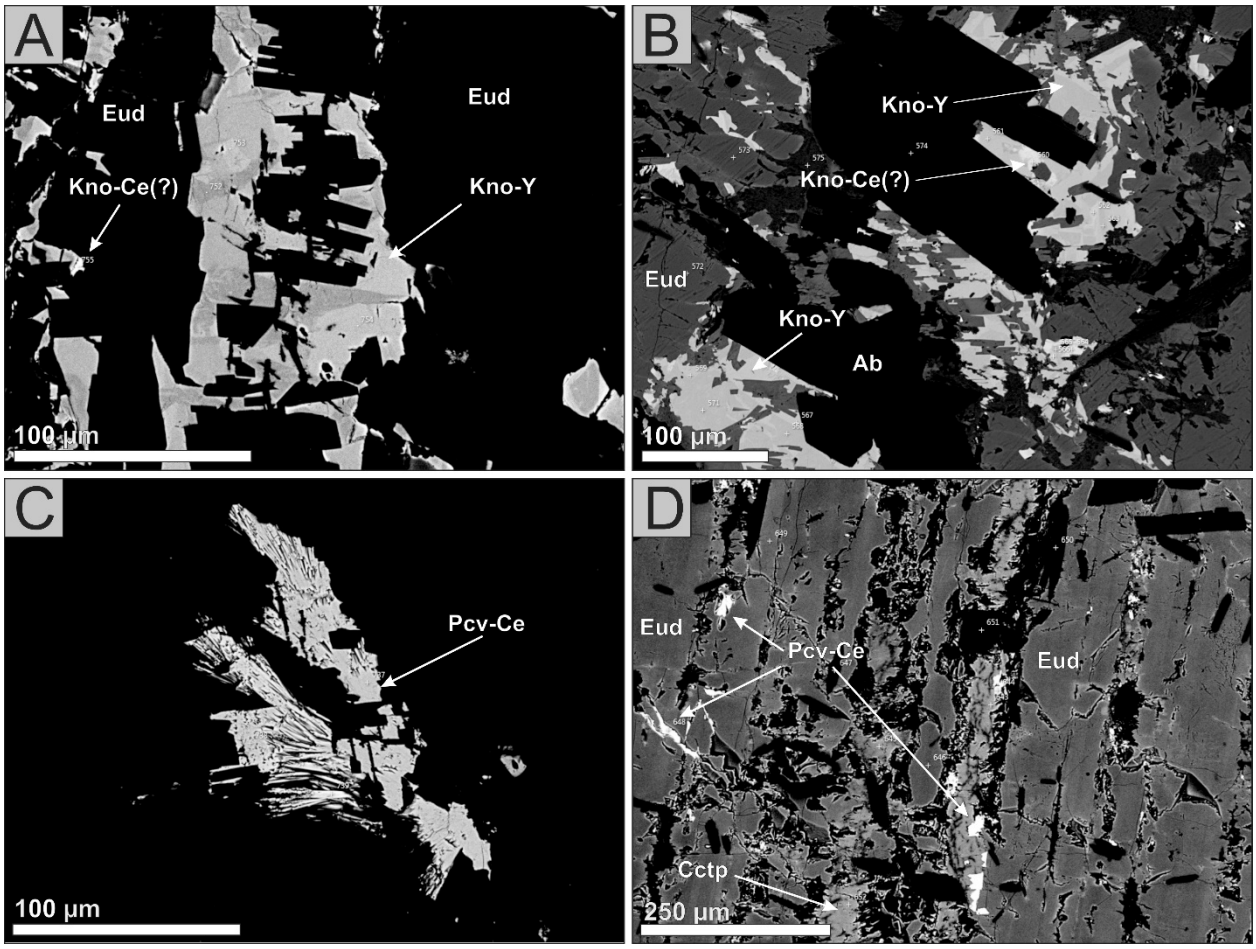


Figure 3.25. BSE images. A – Block structure in kainosite –Y (Kno–(Y)) secretions, the space surrounding the grain is composed of eudialyte; B – xenomorphic aggregates of kainosite –Y (Kno–(Y)) and albite (Ab) crystals in the eudialyte grain (Eud). Lighter areas (Kno–(Ce)(?)) are formed by the Ce–dominant phase; C – needle–shaped fan-shaped aggregate of percleveite-(Ce) in the mass of eudialite; D – percleveite–(Ce) (Pcv-Ce) secretions in the cavities of eudialite grain (Eud). Black areas – cavities in the rock and albite crystals.

3.2.3.10. Kainosite -(Y)

Kainosite-(Y) $Ca_2Y_2(Si_4O_{12})(CO_3)\cdot H_2O$ along with percleveite-(Ce) occurs in cavities within eudialyte crystals. The mineral forms block secretions (Fig. 3.25 A, B) with zones of different BSE contrast. It occupies cavities within the eudialyte grains, participating in the formation of concentric zonality of individuals of this zircon silicate. The zonality of cenosite, apparently, is associated with fluctuations in its composition of the ratio of rare earth elements and calcium.

The chemical composition of the mineral and its conversion into coefficients in the crystal chemical formula (by Si = 4) are presented in Table 3.18. Of the impurity elements, there are noticeable contents of heavy rare earths - up to 5 wt.%, as well as Na, and, in some cases, Fe and Mn. Due to the limitations of the method, the carbonate component of the mineral is calculated theoretically based on the number of charges.

Table 3.18

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in kainosite-(Y) and kainosite-(Ce)(?) crystallochemical formulas

Species	Kainosite -(Y)			Kainosite -(Ce)		
Measure	n=22			n=7		
Data	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.
SiO_2	**33.5**	32.52	34.89	**32.12**	30.88	33.08
Y_2O_3	**21.19**	17.66	23.95	**4.86**	2.23	6.76
La_2O_3	-	-	-	**2.48**	1.91	3.91
Ce_2O_3	**0.33**	-	0.94	**13.42**	11.95	16.75
Pr2O3	-	-	-	**1.05**	-	2.13
Nd_2O_3	**1.28**	0.43	2.71	**8.62**	6.19	10.61
Sm_2O_3	**1.36**	0.55	2.48	**1.13**	-	2.26
Eu_2O_3	**0.48**	-	1.5	-	-	-
Gd_2O_3	**2.99**	1.85	4.82	**1.01**	-	1.97
Tb_2O_3	**0.14**	-	1.11	-	-	-
Dy_2O_3	**4.58**	3.9	5.11	**0.11**	-	0.76
Ho_2O_3	**0.39**	-	1.32	-	-	-
Er_2O_3	**1.62**	-	2.36	-	-	-
FeO	**0.04**	-	0.48	-	-	-
MnO	**0.33**	-	0.87	**0.08**	-	0.59
CaO	**13.05**	11.54	14.5	**15.99**	15.54	16.57
Na_2O	**1.34**	0.8	2.04	-	-	-
Sum	**82.61**	78.1	86.82	**80.85**	74.36	86.22

Species	Kainosite -(Y)			Kainosite -(Ce)		
Measure	n=22			n=7		
Coefficients calculated for Si = 4						
F.c.	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.
Si	**4.00**	4.00	4.00	**4.00**	4.00	4.00
Y	**1.35**	1.13	1.49	**0.32**	0.14	0.46
La	**-**	**-**	**-**	**0.11**	0.09	0.18
Ce	**0.01**	-	0.04	**0.61**	0.56	0.74
Pr	**-**	**-**	**-**	**0.05**	-	0.09
Nd	**0.05**	0.02	0.12	**0.38**	0.28	0.46
Sm	**0.06**	0.02	0.10	**0.05**	-	0.09
Eu	**0.02**	-	0.06	**-**	**-**	**-**
Gd	**0.12**	0.07	0.19	**0.04**	-	0.08
Tb	**0.01**	-	0.04	**-**	**-**	**-**
Dy	**0.18**	0.14	0.20	**-**	-	0.03
Ho	**0.01**	-	0.05	**-**	**-**	**-**
Er	**0.06**	-	0.09	**-**	**-**	**-**
Fe	**-**	-	0.10	**-**	**-**	**-**
Mn	**0.03**	-	0.09	**0.01**	-	0.06
Ca	**1.67**	1.49	1.83	**2.13**	2.03	2.26
Na	**0.31**	0.19	0.48	-	-	-
O	**12.00**			**12.00**		
CO_3	**0.66**			**0.48**		

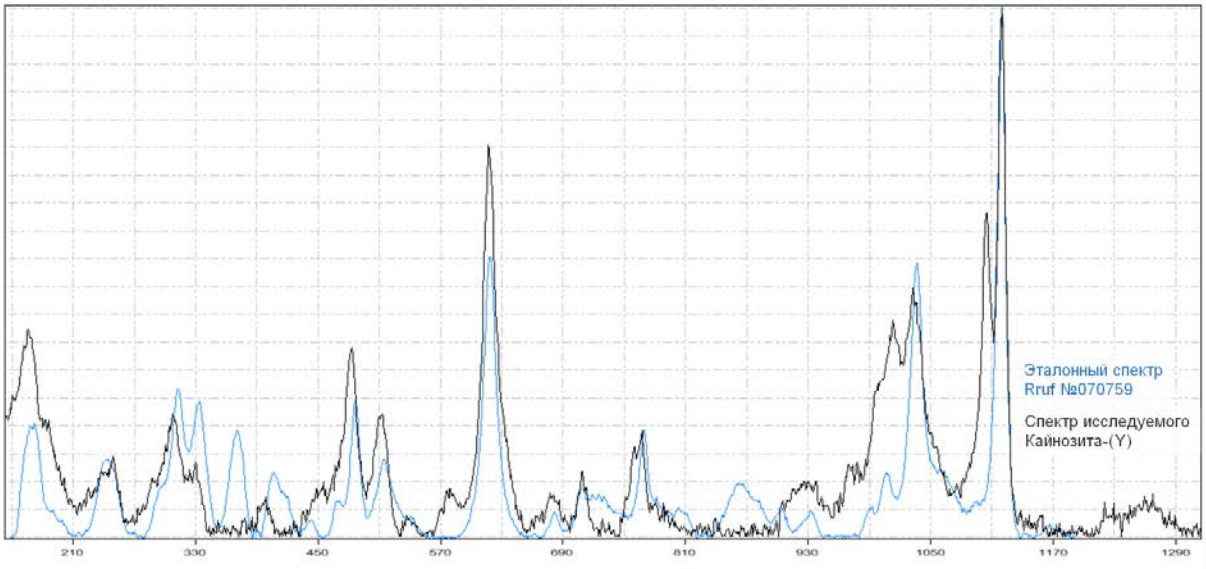


Figure 3.26. Comparison of the reference spectrum of the rruff info database with the spectrum of the studied Kainosite-(Y)

The calculated formula of kainosite-(Y) is as follows:

$(Ca_{1.34}Na_{0.35}Fe_{0.10})_{\mathbf{1.99}}(Y_{1.36}Dy_{0.18}Gd_{0.11}Sm_{0.06}Nd_{0.06}Er_{0.06}Eu_{0.04}Tb_{0.04}Ho_{0.04})_{\mathbf{1.94}}$ $(Si_{\mathbf{4.00}}O_{\mathbf{12.00}})(CO_3)_{\mathbf{0.5}}\cdot H_2O$.

Diagnosis of kainosite-(Y) was confirmed by Raman spectroscopy. Figure 3.26 shows a comparison of the obtained spectrum of kainosite-(Y) and the reference spectrum of the rruff info database. As can be seen, the positions of the main peaks coincide, while the convergence coefficient is 78%. There are differences in the intensity of individual peaks, which, apparently, are associated with the ratio of rare earth elements in the composition of the mineral.

Separately, it is worth dwelling on individual small blocks in the grain of kainosite (up to 25 microns), which differ sharply in contrast from the bulk of the mineral (Fig. 3.26 A, B). The chemical composition of such secretions and the conversion of the chemical composition into formula coefficients for 4 silicon atoms is presented in Table 3.18. As it turned out, these zones correspond to a composition similar to kainosite-(Y), but yttrium is contained in them in subordinate quantities with the dominance of cerium and high values of neodymium. Heavy rare-earth elements are presented in the form of micro-mixtures. In general, the composition of this phase is somewhat poorer in terms of the number of components with a similar amount, and the Ca-∑Ree-Si ratio corresponds to a similar ratio of kainosite -(Y).

When recalculating the chemical composition, a stoichiometry close to kainosite-(Y) is obtained. The difference is a certain lack of rare earth elements (on average about 0.35 f.k.) and an excess of calcium (about 0.1 f.k.). However, the cerium variety of kainosite is currently not known in nature. Other minerals corresponding to a similar composition could not be found in open sources. This phase requires further study.

3.2.3.11. Stilwellite-(Ce)

The following few minerals are interesting in the content of boron, the presence of which is not typical for alkaline rocks and has not been previously described within the Conder complex.

One of them is stillwellite-(Ce) $CeB(SiO_4)O$. It, like bobtraillite, is a late mineral and performs voids within the grains of eudialyte, usually associated with calciocatapleite (Fig. 3.27 B,C).

The chemical composition of stillwellite-(Ce) and its conversion to coefficients in the crystal chemical formula (for the sum of Si+P = 1 cations) is presented in Table 3.19. As can be seen, in addition to cerium, rare earth elements in the composition are also constantly represented by La (12-16 wt.% La2O3), Nd (8-13 wt.% Nd2O3) and Pr (2.7–3.3 wt.% Pr2O3). Minor impurities of Ca, Sr and P were also observed.

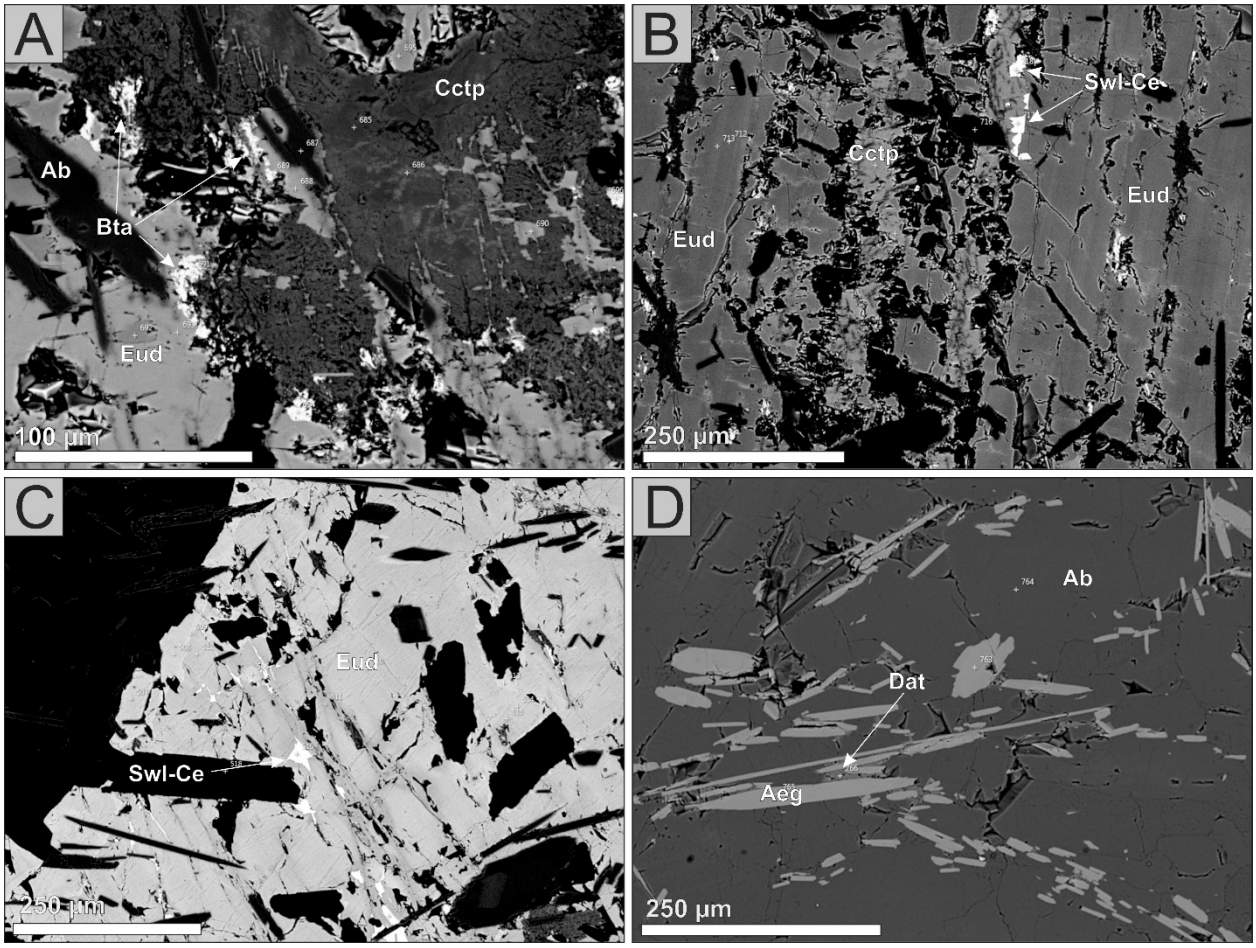


Figure 3.27. BSE images. A – Xenomorphic bobtraillite (Bta) secretions are confined to the voids between albite (Ab), eudialyte (Eud) and, presumably, catapleite (Cctp); B, C – stilwellite-(Ce) (Swl-Ce) fills the voids in close contact with calciocatapleite (Cctp) and eudialyte (Eud); D – xenomorphic isolation of datolite (Dat) between elongated aegirine (Aeg) crystals in the albite (Ab) mass.

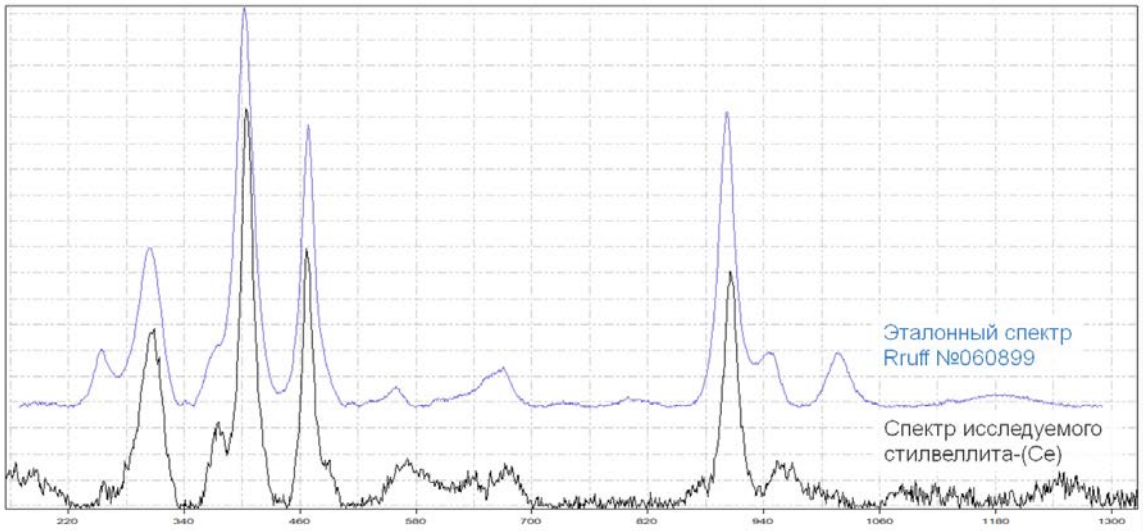


Figure 3.28. Comparison of the Raman spectrum of the studied stillwellite-(Ce) with the spectrum from the rruff info database.

In one analysis, an admixture of Pb (0.71 wt.%) was noted, which is not typical for this kind of minerals. The calculated formula is generally close to the theoretical one:

$(Ce_{0.4}Nd_{0.22}La_{0.19}Pr_{0.05}Sm_{0.05}Sr_{0.04}Gd_{0.02}Ca_{0.02})_{\mathbf{1.00}}B_{\mathbf{1.06}}((Si_{0.97}P_{0.03})_{\mathbf{1.00}}O_{\mathbf{4.00}})O_{\mathbf{1.08}}$.

The diagnosis of the mineral was confirmed by Raman spectroscopy. Figure 3.28 shows a comparison of the Raman spectra of the studied mineral and the reference from the rruff database No. 060899. As can be seen, the main peaks coincide in position and intensity with a coincidence coefficient of 91%.

Table 3.19

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in stilwellite-(Ce) crystallochemical formulas

n=13	Chemical composition			Coefficients calculated for the sum of (Si+P) = 1			
Wt.%	**Avg.**	Min.	Max.	F.c.	**Avg.**	Min.	Max.
SiO_2	**21.38**	19.74	23.36	Si	**0.96**	0.92	0.99
Y_2O_3	**0.65**	0.00	2.15	Y	**0.02**	0.00	0.05
La_2O_3	**14.33**	11.48	15.64	La	**0.24**	0.19	0.27
Ce_2O_3	**28.01**	24.05	30.82	Ce	**0.44**	0.40	0.53
Pr_2O_3	**3.03**	2.73	3.35	Pr	**0.05**	0.04	0.06
Nd_2O_3	**8.92**	7.07	13.54	Nd	**0.14**	0.10	0.22
Sm_2O_3	**0.38**	0.00	3.03	Sm	**0.01**	0.00	0.05
Gd_2O_3	**0.19**	0.00	1.54	Gd	**0.00**	0.00	0.02
SrO	**0.76**	0.00	1.47	Sr	**0.02**	0.00	0.04
CaO	**1.39**	0.46	2.74	Ca	**0.07**	0.00	0.12
PbO	**0.09**	0.00	0.71	Pb	**0.00**	0.00	0.01
B_2O_3	**15.71**	12.09	20.14	B	**1.22**	0.89	1.19
P_2O_5	**1.01**	0.34	1.89	P	**0.04**	0.01	0.08
Sum	**95.85**	91.91	100.58	O	**5.50**		

3.2.3.12. Datolite

The next boron-containing silicate found in the rocks under study is datolite $Ca(BSiO_4)(OH)$. The grain of this mineral was found in the rocks of the massif once. Datolite is confined to a micro-cavity in a massive albite aggregate and associates with aegirine (Fig. 3.27 G).

The chemical composition of the mineral is as follows (mass. %): SiO_2 – 35.21, Al_2O_3 – 0.23, $FeO^{sum.}$ – 0.47, CaO – 31.27, $B_2O_3{}^{calc.}$ – 32.82, sum – 100.00. The crystal chemical formula calculated for the sum of Si + Al = 1 has the form:

$(Ca_{0.94}Fe_{0.01})_{\mathbf{0.95}}[(B_{0.98}Si_{0.98}Al_{0.02})_{\mathbf{1.98}}O_{\mathbf{4.00}}](OH)_{\mathbf{0.85}}$

3.2.3.13. Bobtraillite

One of an unusual findings is bobtraillite $(Na,Ca)_{13}Sr_{11}(Zr,Y,Nb)_{14}Si_{42}B_6O_{132}(OH)_{12} \cdot 12H_2O$. It is a rare ring-shaped zircon silicate approved by the IMA in 2001. At the moment, only one manifestation of this mineral is known in Canada (Saint Hilary massif, Quebec) (McDonald, Chao, 2005).

Bobtraillite is found in the form of small secretions up to 100-150 microns in micro cavities within the eudialyte grains (Fig. 3.27 A). The chemical composition of the mineral and its conversion to coefficients in crystal chemical formulas (for 42 Si+Al atoms) is presented in Table 3.20. The formula of bobtrillite of the Konder massif has the form:

$(Ca_{6.38}Na_{2.84}Fe_{0.24}Mn_{0.14}K_{0.11}Mg_{0.03})_{\mathbf{9.72}}(Sr_{7.83}Ba_{1.08})_{\mathbf{8.91}}(Zr_{\mathbf{10.33}}Yb_{\mathbf{0.04}}Ti_{\mathbf{0.02}})_{10.39}$

$(Si_{41.91}Al_{0.09})_{\mathbf{42.00}}B_6O_{\mathbf{121.99}} \cdot 12H_2O.$

The formula calculated for 144 anions according to the data (McDonald, Chao, 2005) has the form: $(Na_{11.20}Ca_{1.22})_{\mathbf{12.42}}(Sr_{10.59}Ba_{0.16})_{\mathbf{10.75}}(Zr_{12.69}Y_{0.63}Nb_{0.61}Hf_{0.14})_{\mathbf{14.07}}Si_{\mathbf{41.64}}B_6O_{\mathbf{132}}(OH)_{\mathbf{12}} \cdot 12H_2O$.

As you can see, in general, the minerals are similar in the ratio of components. However, in the studied mineral, relative to the previously described, slightly lower zirconium contents are observed; reduced strontium contents, the deficiency of which is compensated by a significant admixture of barium (by analogy with baritolamphyllite); sodium deficiency, replenished by increased calcium contents, and the latter dominates in the composition. Thus, we can say that bobtrillite is characterized by a direct isomorphism between sodium and calcium, as well as strontium and barium, the ratio of which in the composition of the mineral will depend on the geochemical specificity of the protolith.

In general, 3 boron-containing silicates were found among accessory minerals in the composition of eudialyte-aegirine-albite rocks, and for bobtraillite, the Konder massif is the second known manifestation in the world. All of them form xenomorphic secretions and are among the most recent phases, apparently crystallized in the process of hydrothermal processing of the rock. Considering that boron as an element is not characteristic of alkaline rocks in general and has not been recorded as an impurity in the composition of the primary minerals of the massif, it can be assumed that it was introduced into the system at the late stages of the formation of the rock.

Table 3.20

Comparison of the chemical composition of bobtraillite from the Konder massif and Mt. Saint Hilary

Massif	Konder n=14			Mt. Saint Hilary n=7			Konder, Coefficients calculated for the sum of (Si+Al) = 42			
Wt.%	**Avg.**	Min.	Max.	**Avg.**	Min.	Max.	F.c.	**Avg.**	Min.	Max.
Nb_2O_5	-	-	-	**1.32**	1.12	1.86	Nb	-	-	-
SiO_2	38.36	36.67	41.94	**40.51**	39.84	41.17	Si	41.91	42.00	41.43
TiO_2	0.02	-	0.29	-	-	-	Ti	0.02	-	0.24
ZrO_2	19.39	17.03	21.93	**25.32**	24.95	25.80	Zr	10.33	9.19	11.66
HfO_2	-	-	-	**0.48**	0.44	0.52	Hf	-	-	-
Al_2O_3	0.07	-	0.48	-	-	-	Al	0.09	-	0.57
FeO	0.29	-	1.27	-	-	-	Fe	0.24	-	0.96
Y_2O_3	-	-	-	**1.15**	1.07	1.24	Y	-	-	-
Yb_2O_3	0.11	-	1.29	-	-	-	Yb	0.04	-	0.44
MnO	0.15	-	0.62	-	-	-	Mn	0.14	-	0.58
MgO	0.02	-	0.24	-	-	-	Mg	0.03	-	0.36
SrO	12.35	8.02	13.53	**17.76**	16.56	18.28	Sr	7.83	5.18	8.77
CaO	5.45	4.30	7.40	**1.11**	0.53	1.46	Ca	6.38	4.65	8.77
BaO	2.52	-	3.79	**0.40**	0.36	0.48	Ba	1.08	-	1.66
Na_2O	1.34	1.00	1.82	**5.62**	5.30	6.02	Na	2.84	2.17	3.93
K_2O	0.08	-	0.22	-	-	-	K	0.11	-	0.31
Sum	80.12	73.15	86.60	101.25			O*calc..	**121.99**		

*n – number of measurements.

3.2.3.14. Monazite-(Ce), Monazite-(Nd)

Another group of phosphates characteristic of eudialyte-containing rocks are phosphates of rare earth elements. They are represented by monazite-(Ce), monazite-(Nd) and xenotime-(Y).

Monazite-(Ce) $Ce(PO_4)$ is the most common of the described phases. It forms xenomorphic aggregates in the mass of eudialyte, albite and aegirine up to 200 microns in size (Fig. 329A) and, apparently, crystallizes at the stage of hydrothermal processing of the rock. Monazite-(Nd) $Nd(PO_4)$ is quite rare in the rocks of the massif. Its xenomorphic secretions were found in the form of rims around the grain of albite replaced by calcite (Fig. 3.29 B). It probably crystallized at the most recent stages of rock formation associated with low-temperature hydrothermal transformation.

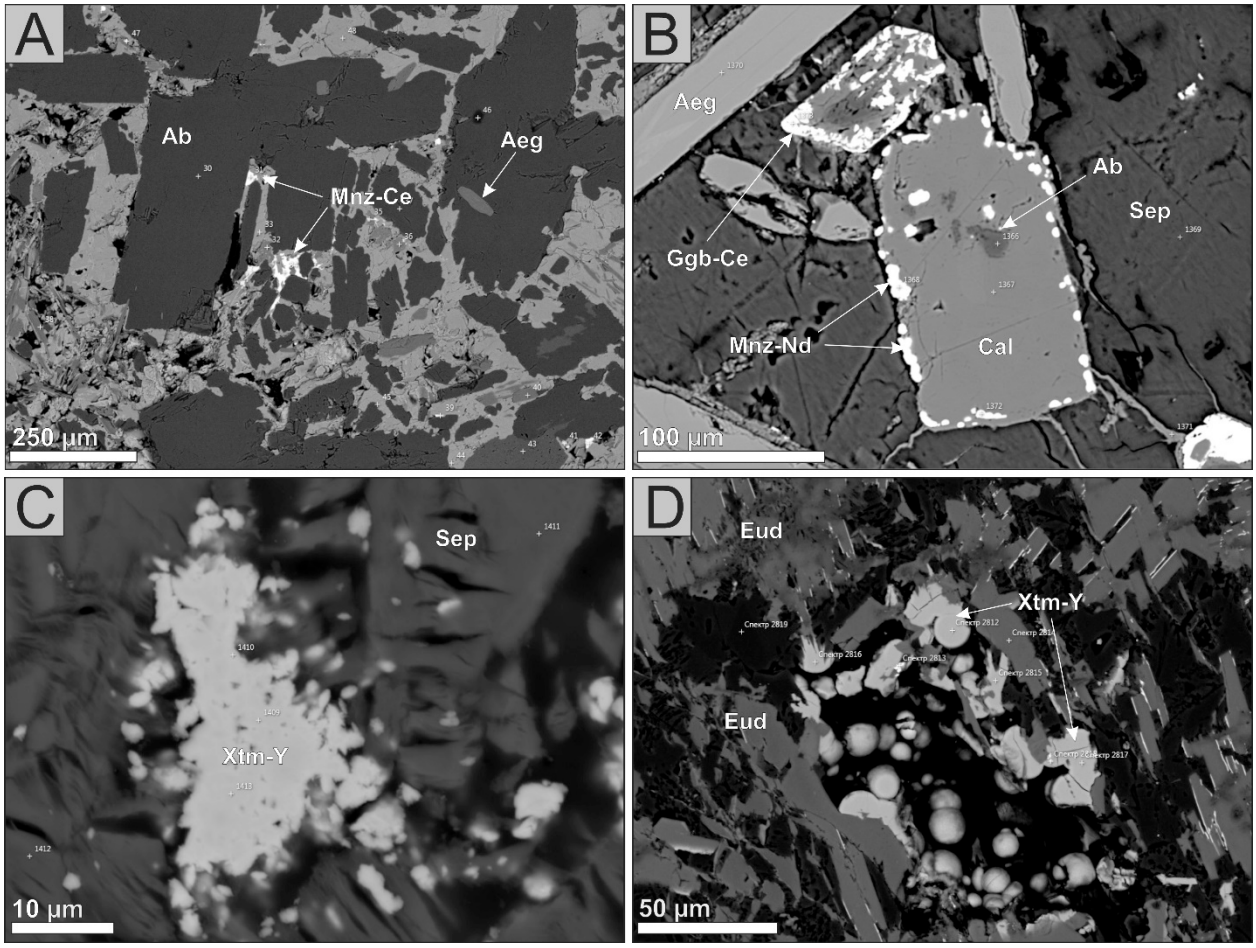


Figure 3.29. BSE images. A – monazite–(Ce) (Mnz-Ce) (spectrum 31, 34) fills the voids between the grains of albite (Ab) in the mass of eudialyte; B – The development of monazite–(Nd) (Mnz–Nd) by albite (Ab) replaced by calcite (Cal). The bulk is composed of sepiolite (Sep), aegirine crystals (Aeg) and xenomorphic galgenbergite–(Ce) (Ggb-Ce) are observed; B – reniform aggregates of xenotime–(Y) (Xtm-Y) in the mass of sepiolite (Sep); G – spherulites of xenotime–(Y) (Xtm-Y) in a cavity in eudialyte.

The chemical composition of minerals and their conversion into coefficients in the crystal chemical formula of the mineral (for 8 charges) is presented in Table 3.21. As can be seen, both phases contain silicon and calcium in small quantities. Monazite-(Ce), in addition to cerium proper, contains a significant number of Nd in its composition (up to 13.08 wt.% Nd2O3) and La (up to 12.17 wt.% La2O3). Monazite-(Nd) is characterized by high contents of Y (up to 7.09 wt.% Y2O3) and La (up to 9.68 wt.% La2O3). The contents of the trace elements for both phases are similar – these are Pr, Sm, Gd and Dy. A distinctive feature of monazite-(Nd) in this respect is the admixture of Eu, which is absent in the composition of monazite-(Ce).

The calculated formulas of minerals are close to the theoretical ones:

Monazite-(Ce): $(Ce_{0.43}Nd_{0.20}La_{0.18}Sm_{0.05}Gd_{0.05}Pr_{0.05}Ca_{0.04}Dy_{0.03})_{\mathbf{1.01}}((P_{0.95}Si_{0.06})_{\mathbf{1.01}}O_{\mathbf{4.00}})$

Monazite–(Nd):

$(Ca_{0.39}Nd_{0.28}La_{0.16}Y_{0.16}Sm_{0.07}Pr_{0.06}Gd_{0.05}Ca_{0.04}Dy_{0.03}Eu_{0.03})_{\mathbf{1.22}}((P_{0.92}Si_{0.04})_{\mathbf{0.96}}O_{\mathbf{4.00}})$.

Table 3.21

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in monazite-(Ce) and monazite-(Nd) crystallochemical formulas

Chemical composition					Coefficients calculated for 8 charges				
Species	monazite - (Ce)		monazite - (Nd)		F.c. /No.	monazite - (Ce)		monazite - (Nd)	
Wt.%/No.	698	762	1368	1372		698	762	1368	1372
P_2O_5	25.81	29.63	24.78	25.50	P	0.95	0.98	0.92	0.89
SiO_2	1.31	1.63	0.84	1.22	Si	0.06	0.06	0.04	0.05
Y_2O_3	-	2.72	7.09	6.97	Y	-	0.06	0.16	0.15
La_2O_3	10.91	12.17	9.68	9.02	La	0.18	0.18	0.16	0.14
Ce_2O_3	26.79	26.94	-	2.66	Ce	0.43	0.39	-	0.04
Pr_2O_3	2.88	2.80	3.76	3.65	Pr	0.05	0.04	0.06	0.06
Nd_2O_3	13.08	12.60	17.72	16.66	Nd	0.20	0.18	0.28	0.25
Sm_2O_3	3.56	2.81	4.80	4.68	Sm	0.05	0.04	0.07	0.07
Gd_2O_3	3.17	2.21	3.35	3.20	Gd	0.05	0.03	0.05	0.04
Dy_2O_3	1.83	-	2.12	2.31	Dy	0.03	-	0.03	0.03
Eu_2O_3	-	-	1.88	1.54	Eu	-	-	0.03	0.02
CaO	0.79	1.80	8.29	10.55	Ca	0.04	0.08	0.39	0.47
Sum	90.13	95.31	84.31	87.96	O	4.00	4.00	4.00	4.00

Separately, it is worth noting the overestimated calcium content in the composition of monazite-(Nd), which affect the calculation of the mineral formula – overestimate the total number of cations. Apparently, this is due to the fact that the mineral secretions have a small thickness and a calcite substrate is also involved in the analysis.

3.2.3.15. Xenotime-(Y)

Xenotime-(Y) $Y(PO_4)$ is not as common as monazite-(Ce), but more often monazite-(Nd). It forms characteristic kidney-shaped aggregates (Fig. 3.29C) and spherulites (Fig. 3.29 D), sprouting on other minerals and performing cavities between them.

In the chemical composition of the mineral (Table 3.22), in addition to the main components, there is a spectrum of heavy rare earth elements, as well as Ca, Mn and Nd. In part of the analyses, a rather significant content of Ce is noted (up to 11.27 wt.% Ce2O3). In addition, V – from 1.91 to 4.43 wt.% V_2O_5, as well as Si – up to 12.65 wt.% SiO_2 were noted in all compositions. It is

worth noting that the high silicon content may be associated with the morphology of the secretions and the capture of part of the substance of the mineral substrate. Apparently, the same factor is associated with a spread (from 79.13 to 90.68%) and a shortage of the amount of analyses.

Nevertheless, when the average chemical composition of the mineral is converted into formula coefficients for 8 charges, the resulting formula is close to the theoretical one: $(Y_{0.78}Dy_{0.06}Ca_{0.07}Er_{0.04}Ce_{0.05}Gd_{0.03}Yb_{0.02}Sm_{0.01})_{\mathbf{1.06}}(P_{0.67}Si_{0.31}V_{0.06})_{\mathbf{1.04}}O_{\mathbf{3.97}}$.

Table 3.22

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in xenotime-(Y) crystallochemical formulas

Chemical composition				Coefficients calculated for 8 charges			
Measures No.	n=14						
Wt.%	Min.	Max.	**Avg.**	F.c.	Min.	Max.	**Avg.**
P_2O_5	11.53	25.23	**20.07**	P	0.41	0.81	**0.67**
V_2O_5	0.89	4.43	**2.26**	V	0.02	0.12	**0.06**
SiO_2	5.11	13.18	**7.71**	Si	0.20	0.55	**0.31**
Y_2O_3	31.56	41.51	**36.94**	Y	0.66	0.84	**0.78**
Ce_2O_3	-	11.27	**3.22**	Ce	-	0.17	**0.05**
Nd_2O_3	-	1.14	**0.31**	Nd	-	0.02	-
Sm_2O_3	-	1.16	**0.40**	Sm	-	0.02	**0.01**
Gd_2O_3	1.84	3.23	**2.59**	Gd	0.02	0.04	**0.03**
Ho_2O_3	-	1.28	**0.16**	Ho	-	0.01	-
Tb_2O_3	-	0.58	**0.04**	Tb	-	0.01	-
Dy_2O_3	2.98	6.93	**4.40**	Dy	0.04	0.09	**0.06**
Eu_2O_3	-	0.92	**0.23**	Eu	-	0.01	-
Er_2O_3	2.07	4.27	**2.85**	Er	0.03	0.06	**0.04**
Yb_2O_3	-	4.15	**1.69**	Yb	-	0.05	**0.02**
MnO	-	0.26	**0.03**	Mn	-	0.01	-
CaO	1.24	2.12	**1.58**	Ca	0.05	0.09	**0.07**
Sum	79.13	90.68	**84.47**	O			**4.00**

3.2.3.16. Sr-bearing phosphates of the apatite supergroup

Minerals of the apatite group are widely distributed in the alkaline rocks of the Konder massif. Most of them are found in the composition of eudialyte-aegirine-albite rocks, one –

hydroxylapatite – in the composition of vishnevite rocks. A distinctive feature of apatite-like minerals of eudialyte-aegirine-albite rocks is an admixture of strontium.

Strontium is one of the impurity elements characteristic of apatite. Usually, it, along with sodium and light REE, is found in subordinate amounts, isomorphically replacing Ca2+ in the structure of the mineral. However, apatite-like minerals containing strontium as a species-forming component have been described in alkaline and ultra-alkaline complexes. Five of them

Belovite-(Ce) $NaCeSr_3(PO_4)_3F$,

Belovite-(La) $NaLaSr_3(PO_4)_3F$,

Deloneite $(Na_{0.5}REE_{0.25}Ca_{0.25})(Ca_{0.75}REE_{0.25})Sr_{1.5}(CaNa_{0.25}REE_{0.25})(PO_4)_3F_{0.5}(OH)_{0.5}$

Fluorstrophite $SrCaSr_3(PO_4)_3F$

Fluorcaphite $SrCaCa_3(PO_4)_3F$, according to (Pasero et al., 2010) belongs to belovite group, when stronadelphite $Sr_5(PO_4)_3F$ is a strontium analog of fluorapatite (Pekov et al., 2010). They can all be attributed to a conditional system $Ca_5(PO_4)_3X$ – $Sr_5(PO_4)_3X$ – $Na_{2.5}LREE_{2.5}(PO_4)_3X$, where LREE – light REE, *X* – F, OH.

All Sr-bearing apatite-like phosphates found in eudialyte-aegirine-albite rocks are accessory minerals. They are represented by several mineral species belonging to various mineral associations.

Stronadelphite $Sr_5(PO_4)_3F$ it occurs near large lamprophyllite crystals in association with baritolamphyllite and titanite (Fig. 3.30 b). The mineral forms xenomorphic grains up to 400 microns in length and 150 microns in width.

For the first time, a mineral with a chemical composition close to stronadelphite was found in rocks of the Lovozero alkaline massif in Karnasurt (Pekov, 2000). Later, a similar phosphate, called “strontium apatite”, was diagnosed in the same array in the city of Alluaiv (Chakhmouradian et al., 2002). Finally, in 2010, after the discovery of a mineral in the rocks of the Khibiny alkaline massif at Kukisvumchorr, stronadelphite was approved as a new mineral species (Pekov et al., 2010). Khibiny stronadelphite has been established as an accessory mineral in alkaline pegmatite veins sectioning nepheline syenite. The main minerals of such veins are potassium feldspar, nepheline, pyroxene of the aegirine-diopside series, eudialyte and lamprophyllite. Phosphate occurs in natrolite nests in association with pectolite, belovite-(Ce), belovite-(La), heydonneite, nenadkevichite, komarovite and other accessory minerals. Later, stronadelphite was observed in the Khibiny massif – in natrolite-containing urtite found within the Kitchepahk ridge (Yakovenchuk et al., 2010), as well as in Japan – in association with jadeite from the Itoigawa region (Miyajima, 2014) and Brazil – in alkaline rocks of the Posus di Caldas complex, Minas State -Jeiras (Azzi et al., 2018). However, no characteristics of stronadelphite from these objects are given in the listed publications.

The discovery of stronadelphite in the rocks of the Konder massif is the seventh discovery of this mineral in nature and the fourth in Russia (the first outside the Kola alkaline province).

Fluorstrophite $SrCaSr_3(PO_4)_3F$ was found in the leaching cavity in the central part of the corroded lamprophyllite grain (Fig. 3.30 B). Like stronadelphite, it is associated with lamprophyllite and titanite group minerals, as well as lorenzenite and high-calcium fluorapatite. The latter develops within individuals of fluorostrophitis. Fluorostrophite forms crystals close to hypidiomorphic crystals up to 250 microns in size. In the anschlift, the mineral is grayish-white in color, translucent.

Fluorapatite $(Ca)_5(PO_4)_3F$ is represented by two varieties, differing in mineral association and the content of impurity components. One of them, high-strontium fluorapatite $(Ca,Sr)_5(PO_4)_3F$ (hereinafter Sr-fluorapatite), is most widely distributed among apatite-like phosphates. In the rock, it occurs both near lamprophyllite individuals and in fusion with them (Fig. 3.30 C,D), and near eudialyte crystals (Fig. 3.30G).

In the first case, the mineral forms xenomorphic secretions up to 350 microns in size, and in the second – hypidiomorphic crystals ranging in size from 25-100 microns. As a rule, regardless of the association, the zoning of Sr-fluorapatite individuals is clearly manifested in the backscattered electrons. In the anschlift, the mineral is translucent, grayish-white, the zonality noted above is not distinguishable.

Another type of fluorapatite is characterized by increased concentrations of Na and ∑(REE+Y) will be further called "Na-REE-fluorapatite" with a simplified formula $(Ca,Na,REE,Sr)_5(PO_4)_3F$.

The mineral occurs inside concentric-zonal grains of hydrated carbonate–containing analog of manganoevdialite in association with late low-temperature minerals - cenosite-(Y), calciocatapleite and percleveite-(Ce) (Fig. 3.30E). Na-REE-fluorapatite forms hypidimorphic crystals in the mass of cenosite-(Y), and also performs cavities between calciocatapleite aggregates.

Some grains are characterized by weakly expressed zonality in backscattered electrons, while the central part of the zonal individuals is characterized by a lower electron density.

The main species-forming components of all apatite-like minerals in the Aegirine-albite rocks of the Konder massif are Ca and Sr, depending on the ratio of which minerals belong to one or another species. The contents of impurity elements, which include Ba, Na, Y, REE, Fe, As, Ti, Si, also vary widely (Table 3.23).

In the composition of stronadelphite, the contents of the main elements are within the following limits (wt. %): 59.54–62.38 SrO (on average, 60.89), 27.52–31.14 P2O5 (on average, 29.86), 2.33–3.51 F (on average, 3.03).

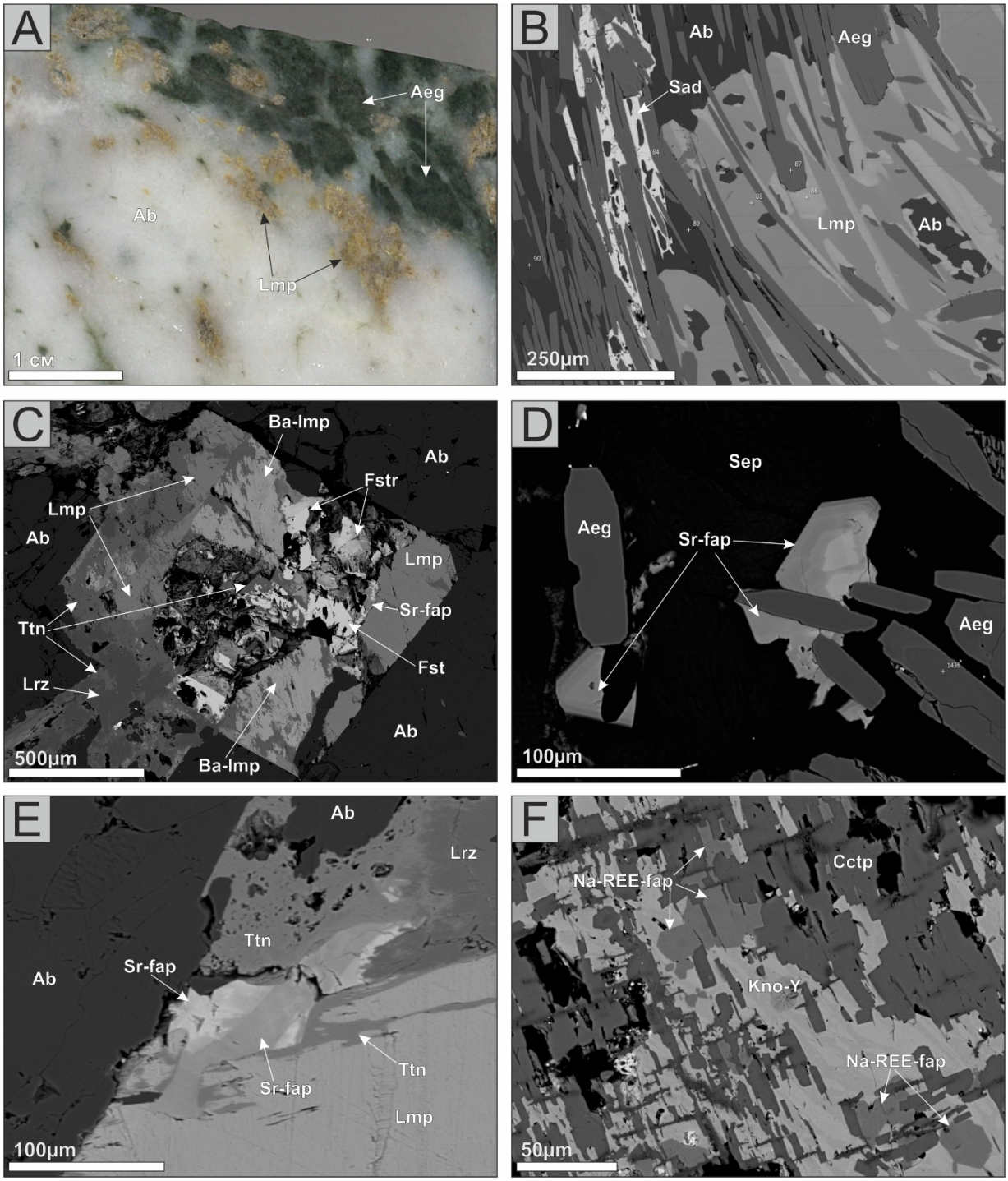


Figure 3.30. The relationship of minerals of eudialyte-aegirine-albite rocks of the Konder massif. a –contact of aegirine (Aeg) and albite (Ab) in eudialyte-aegirine-albite rock with inclusions of lamprophyllite group minerals (Lmp); b – xenomorphic stronadelphite aggregate (Std), performing the space between aegirine, albite and lamprophyllite crystals; b – corroded lamprophyllite crystal with lorentzenite (Lnz) relics, germination of baritolamphyllite (Ba–Lmp) and titanite (Ttn) in albite and a cavity with hypidiomorphic fluorostrophite crystals (Fstr) and germination of fluorapatite enriched with Sr (Sr–fap); g – zonal hypidiomorphic crystals of fluorapatite enriched with Sr on contact with aegirine crystals in sepiolite (Sep); d – grain of fluorapatite enriched with Sr at the boundary of lamprophyllite and albite crystals with titanite germination and lorentzenite relics; e – the development of Na-REE-fluorapatite (Na–REE–fap) in association with calciocatapleite (Cctp) and cenosite-(Y) (Kno-Y) in the leaching cavity within the eudialyte crystal. Fig. a – photo of the sample, b–e – BSE-photo of the polished sections.

The main impurity component is Ca, in smaller quantities are stably present Ba, Fe and Na (wt. %) were noted in part of the analyses: 3.80–5.62 CaO (on average, 4.74), 0.79–2.38 BaO (on average, 1.41), 0.00–0.52 FeO (on average, 0.24), 0.00–0.36 Na_2O (on average, 0.15). Calculated according to the average contents of elements per 25 charges, the empirical formula of the mineral has the form: $(Sr_{4.22}Ca_{0.61}Ba_{0.07}Na_{0.03}Fe_{0.02})_{4.96}(P_{3.02}O_{11.93})F_{1.15}$ (Osipov et al., 2021a).

The chemical composition of the stronadelphite of the Konder massif differs little from previous finds of this mineral (Tab 3.24). The most significant difference lies in the absence (concentration below the detection limit) of admixture of rare earth elements in the studied samples, which were established as part of the stronadelphite of the Khibinsky and Lovozersky massifs.

The diagnosis of the mineral is supplemented by the method of Raman spectroscopy. The Raman spectrum (Fig. 3.31) of the studied stronadelphite sample was obtained at a laser wavelength of 514 nm and under normal environmental conditions in the region of 70-4000 cm-1 with a resolution of 2 cm-1. The obtained spectra were processed using the Origin program.

Due to the isostructure of apatite and stronadelphite, as well as the small number of published materials on spectroscopy of the latter, data on fluoro- and hydroxylapatite were used to decipher the RAMAN spectrum obtained by us (Penel et al., 1997; Frezzotti et al., 2012; Xue et al., 2018). Further assignment of bands and comparison of spectra was performed using the work on spectroscopy of a synthesized stronadelphite sample (Zhai et al., 2015).

According to the factor group analysis, the Raman spectrum of stronadelphite contains 54 modes, of which 15 are internal oscillations $[PO_4]^{3-}$ and the remaining lattice oscillations (Zhai et al., 2015). Thus, the symmetric valence oscillation of the $[PO_4]^{3-}$ group v1 has the greatest intensity and is in the range of 960-965 cm-1 for fluorapatite (Frezzotti et al., 2012) and 953 cm-1 for stronadelphite (Zhai et al., 2015). On the spectrum obtained by us, v1 has two components – an intense line at 950 cm-1 and 5 times weaker at 970 cm-1. The asymmetric valence oscillation v3 of group $[PO_4]^{3-}$ has two bands at 1025 and 1044 cm-1. Symmetric deformation vibrations v2 of group $[PO_4]^{3-}$ are distinguished by 391, 420, 442 and 483 cm-1, asymmetric deformation vibrations v4 - by 545, 560, 572, 581 and 594 cm-1. At the same time, for the synthesized sample (Zhai et al., 2015), the fluctuations of v2 were noted at 423 and 445 cm-1, v3 - at 1029, 1042, 1055 cm-1, v4 – at 574, 582, 595 and 603 cm-1. Below 370 cm-1 there are lattice vibrations at 100, 137, 188, 215, 241, 305, 346 and 369 cm-1. Only the most intense of them – 208, 242 and 305 cm-1 - have been identified on the spectrum of synthetic stronadelphite.

Table 3.23

Chemical composition (wt. %)

and coefficients in crystallochemical formulas of the apatite supergroup minerals

Component	Stronadelphite			Fluorstrophite			Sr-fluorapatite			Na-REE- fluorapatite		
	n=4			n=12			n=22			n=21		
	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max
P_2O_5	**29.86**	27.52	31.14	**31.77**	30.43	33.05	**38.17**	36.50	40.61	**37.39**	34.78	38.58
SiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.17**	–	2.52
TiO_2	–	–	–	**0.08**	–	0.94	**0.04**	–	0.79	–	–	–
As_2O_3	–	–	–	–	–	–	**0.03**	–	0.71	–	–	–
Y_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.13**	–	2.79
La_2O_3	–	–	–	**0.34**	–	1.22	**0.22**	–	2.20	**0.93**	0.36	1.48
Ce_2O_3	–	–	–	**1.02**	–	1.71	**0.55**	–	4.57	**3.74**	2.54	4.30
Pr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.65**	–	1.01
Nd_2O_3	–	–	–	–	–	–	**0.16**	–	1.09	**4.53**	3.18	5.60
Sm_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.86**	0.49	1.22
Gd_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.09**	–	0.53
SrO	**60.89**	59.54	62.38	**53.30**	50.36	57.23	**17.57**	6.00	32.03	**3.76**	1.96	7.43
CaO	**4.74**	3.80	5.62	**10.24**	8.53	13.83	**39.72**	30.28	49.88	**40.85**	38.68	41.80
BaO	**1.41**	0.79	2.38	**0.78**	–	1.57	–	–	–	–	–	–
FeO	**0.24**	–	0.52	–	–	–	**0.09**	–	0.39	–	–	–
Na_2O	**0.15**	–	0.36	**0.33**		0.56	**0.35**	–	1.54	**2.07**	1.82	3.00
F	**3.03**	2.33	3.51	**2.46**	1.59	3.49	**2.70**	2.05	3.19	**2.41**	1.41	3.85
H_2O (Calc.)	–	–	0.18	**0.16**	–	0.55	**0.33**	0.10	0.59	**0.46**	–	0.93
$-O=F_2$	**-1.28**			**-1.03**			**-1.14**			**-1.01**		
Sum	**99.04**			**99.45**			**98.80**			**97.00**		
Coefficients calculated for 25 charges												
P	**3.02**	2.97	3.07	**3.04**	2.98	3.10	**3.00**	2.96	3.03	**2.97**	2.78	3.00
Si	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.02**	–	0.24
Ti	–	–	–	**0.01**	–	0.08	–	–	0.06	–	–	–
As	–	–	–	–	–	–	–	–	0.04	–	–	–
Y	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.01**	–	0.14
La	–	–	–	**0.01**	–	0.05	**0.01**	–	0.07	**0.03**	0.01	0.05
Ce	–	–	–	**0.04**	–	0.07	**0.02**	–	0.15	**0.13**	0.09	0.15
Pr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.02**		0.03
Nd	–	–	–	–	–	–	**0.01**		0.04	**0.15**	0.11	0.19
Sm	–	–	–	–	–	–	–	–	–	**0.03**	0.02	0.04
Gd	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.02
Sr	**4.22**	4.13	4.40	**3.49**	3.22	3.78	**0.95**	0.32	1.80	**0.20**	0.11	0.41
Ca	**0.61**	0.52	0.71	**1.24**	1.04	1.63	**3.95**	3.14	4.63	**4.10**	3.91	4.21
Ba	**0.07**	0.04	0.12	**0.03**	–	0.07	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	**0.02**	–	0.05	–	–	–	**0.01**	–	0.03	–	–	–
Na	**0.03**	–	0.09	**0.07**	–	0.13	**0.06**	–	0.27	**0.38**	0.33	0.55
F	**1.15**	0.86	1.31	**0.88**	0.58	1.26	**0.79**	0.62	0.93	**0.71**	0.42	1.17
$(OH)^-$	–	–	0.14	**0.12**	–	0.42	**0.21**	0.07	0.38	**0.29**	–	0.58
O	**11.93**	11.85	12.00	**12.00**	11.87	12.00	**12.00**	12.00	12.00	**12.00**	11.92	12.00

Notes: “n” – the number of analyses used in the calculation; «–» – the contents of the element below the detection threshold; empty cells – no data; $\bar{X}$, Min, Max – average, minimum and maximum values for the analysis group.

Table 3.24

Comparison of chemical composition (mass. %) stronadelfit from various arrays

Component	Theoretical composition	Massif										
		Konder[1]					Khibiny (Mt. Kukisvumchorr)[2]			Lovozero		
										(Mt. Karnasurt)[3]		(Mt. Alluaiv)[4]
		n=4					n=6			n=2		n=1
		1	2	3	4	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	Min	Max	
P_2O_5	28.69	30.43	30.34	27.52	31.14	29.86	29.02	28.70	29.60	28.10	29.50	27.86
SiO_2												0.39
ThO_2							0.28	0.20	0.60			
La_2O_3							0.34	0.20	0.40			0.74
Ce_2O_3							0.22		0.30			0.71
Nd_2O_3												0.23
SrO	69.83	61.20	60.43	59.54	62.38	60.89	62.72	62.40	62.90	61.30	63.90	62.86
CaO		5.33	5.62	3.80	4.22	4.74	2.49	2.40	2.60	4.80	7.20	2.59
BaO		0.79	1.15	2.38	1.32	1.41	2.40	1.90	2.60	0.50	1.60	
FeO		0.43	0.52			0.48						
PbO										0.00	0.40	
Na_2O				0.36	0.22	0.29	0.10	0.06	0.12			0.21
F	2.56	3.33	3.51	2.96	2.33	3.03	1.45	1.30	1.50	3.32		2.42
H_2O (расч.)					0.18		0.54					0.05
$-O=F_2$	-1.08	-1.40	-1.48	-1.25	-0.98	-1.28	-0.61			-1.40		-1.02
Total	100.00	100.11	100.09	95.32	100.82	99.04	98.95			100.00	100.80	97.04

Notes: 1 – our data (1, 2, 3, 4 – initial analyses), 2,3 – data (Pekov et al, 2010); 4 – data (Kazakhmouradian et al, 2002); empty cells – element contents below the detection threshold; n – number of analyses for each source; $\bar{X}$, Min, Max – average, minimum and maximum values for the analysis group

Unidentified broad low-intensity bands with maxima at 675, 860 and 1115 cm-1, as well as a band at 3552 cm-1 corresponding to valence OH oscillations are present on the spectrum of the Konder stronadelphite. This corresponds to the obtained data on the chemical composition of the mineral under study, where a deficiency of fluorine, compensated by the (OH) component, was noted in part of the analyses.

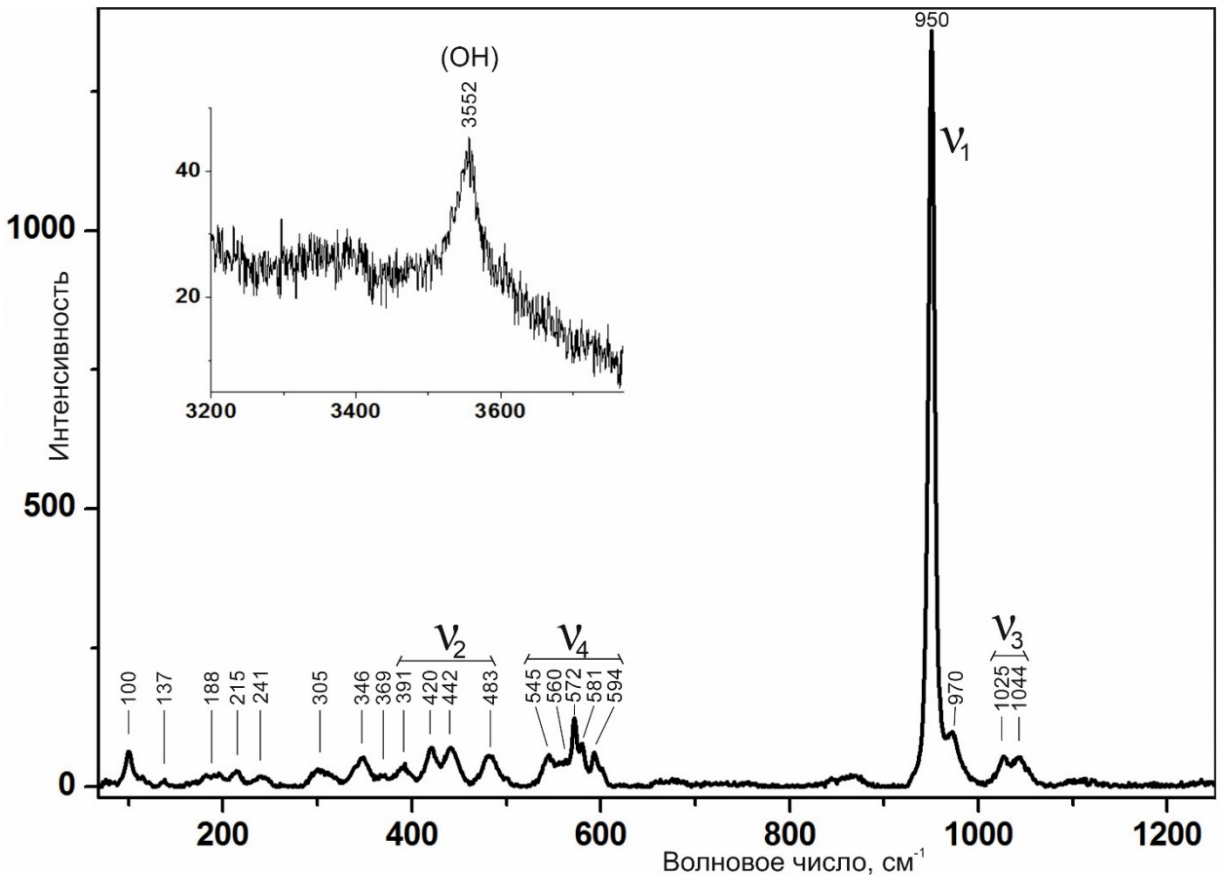


Figure 3.31. Raman spectrum of stronadelphite in the regions 75-1250 cm-1 and 3200-3775 cm^{-1}.

In the composition of fluorostrophite, Ca is already species-forming. The contents of the main elements in the mineral are (wt. %):50.63–57.23 SrO (average, 53.30), 30.43–33.05 P_2O_5 (average, 31.77), 8.53–13.83 CaO (average, 10.24), 1.59–3.49 F (average, 2.46). Of the impurities, Ba, Na are almost always present, Ce, less often – La, Ti (wt. %) was noted once: 0.00–1.57 BaO (average, 0.78), 0.00–0.56 Na_2O (average, 0.33), Ce2O3 0.00–1.72 (average, 1.02), La_2O_3 0.00–1.22 (average, 0.34), TiO_2 – 0.94. The simplified mineral formula calculated from the average contents of elements per 25 charges has the form: $(Sr_{3.49}Ca_{1.24}Na_{0.07}Ce_{0.04}Ba_{0.03}La_{0.01})_{4.90}(P_{3.04}Ti_{0.01}O_{12.00})F_{0.88}(OH)_{0.12.}$

Fluorostrophite was first described in 1962 in rocks of the Inagli alkaline massif, Republic of Sakha (Yakutia) (Efimov et al., 1962). In contrast to fluorapatite (as well as stronadelphite, discovered later), the structure of fluorostrophite divides 4 positions *M1* into two pairs *M1* and *M1'* with a transition from the spatial group $P6_3/m$ to $P6_3$ (Klevtsova, 1964). Crystallochemical formula of a typical mineral sample – $^{M1}[(Sr,Ba)]^{M1'}[Ca]^{M2}[Sr_{2.05}Ca_{0.30}A_{0.15}](PO_4)_3(F,OH)$, where A is REE, Na (Klevtsova, 1964). Later, a phase similar in composition and structure was discovered within the city of Rasvumchorr of the Khibiny massif (Kola Peninsula). Its crystal chemical formula – $^{M1}[Sr_{0.75}Ca_{0.25}]^{M1'}[Ca_{0.7}Sr_{0.3}]^{M2}[Sr_{2.6}Ca_{0.4}](PO_4)_3F$ (Pushcharovsky et al.,

1987). Based on the above, the crystal chemical formula of the mineral we discovered can be written as follows:

$^{M1}[Sr_{0.97}Ba_{0.03}]^{M1'}[Ca_{1.00}]^{M2}[Sr_{2.52}Ca_{0.24}Na_{0.07}Ce_{0.04}La_{0.01}](P_{3.04}Ti_{0.01}O_{12.00})[F_{0.88}(OH)_{0.12}]$.

In terms of the Sr/Ca ratio and the composition of impurity elements, the fluorostrophite of the Konder massif is close to the mineral from the Inagli massif.

Ca-dominant Sr-fluorapatite contains (wt. %) 30.28–49.88 CaO (average, 39.72), 36.50–40.61 P_2O_5 (average, 31.77), 2.05–3.19 F (average, 2.70). At the same time, the SrO contents vary greatly from 6.00 to 32.03 wt.% (on average, 17.57 wt.%). The most common impurities are sodium and iron, cerium, lanthanum and neodymium (wt. %) are less characteristic: 0.00–0.39 FeO (average, 0.09), 0.00–4.57 Ce_2O_3 (average, 0.55), 0.00–2.22 La_2O_3 (average, 0.22), 0.00–1.09 Nd_2O_3 (average, 0.16). One analysis also noted 0.79 wt. %TiO2 and 0.71 wt. % As_2O_3. Calculated from the average contents of elements for 25 charges , the simplified mineral formula has the form: $(Ca_{3.95}Sr_{0.95}Na_{0.06}Ce_{0.04}La_{0.01}Nd_{0.01}Fe_{0.01})_{5.01}(P_{3.00}O_{12.00})F_{0.79}(OH)_{0.21}$.

The zonality of the mineral was analyzed using the example of an individual found near a corroded eudialyte crystal. The EBSD analysis showed that the individual of Sr-fluorapatite is represented by a block single crystal (Fig. 3.30 b, d). The BSE image shows that the central zones of the crystal have a higher electron density than the edge zones (Fig. 3a). This is a consequence of the higher content of Sr^{2+} in the center – from 1.07 to 1.20 f.k., while the intermediate zones contain from 0.56 to 0.88 f.k., and the marginal ones – from 0.34 to 0.47 f.k.. Apparently, the zoning of the crystals is of an oscillatory nature, while as the mineral crystallized, the Sr contents decreased.

It is also worth noting that in the central part of the individual, the Sr^{2+} contents exceed 1 f.k., and in some zones of other crystals they amount to 1.51–1.80 f.k.. This indicates that according to the formal relation of the species-forming components, at least part of the individuals of Sr–fluorapatite can be attributed to fluorocaphite - another member of the isomorphic series $(Ca)_5(PO_4)_3F – Sr_5(PO_4)_3F$.

Structurally, this mineral is a Ca -dominant analog of fluorostrophite, and the crystal chemical formula of a typical sample from the city of Koashva of the Khibiny alkaline massif looks as follows: $^{M1}[Sr_{0.5}Na_{0.3}Ca_{0.2}]^{M1'}[Ca]^{M2}[Ca_{2.1}Sr_{0.6}REE_{0.3}]$ $(PO_4)_3[F_{0.7}(OH)_{0.3}]$ (Khomyakov et al., 1997). Later, several new fluorocaphite finds were made in the Khibiny and Lovozersk massifs on the Kola Peninsula (Yakovenchuk et al., 1997; Chackmouradian et al., 2005) and in the Ticha region (Western Carpathians, Czech Republic) (Kropáč et al., 2017).

To verify this assumption, the EBSD method was used (Fig. 3.32). The correctness of the structural identification of the mineral is determined by the value of the average angular deviation

between the Kikuchi pattern calculated from the model crystal structure and the electron backscattering pattern obtained from the studied phase.

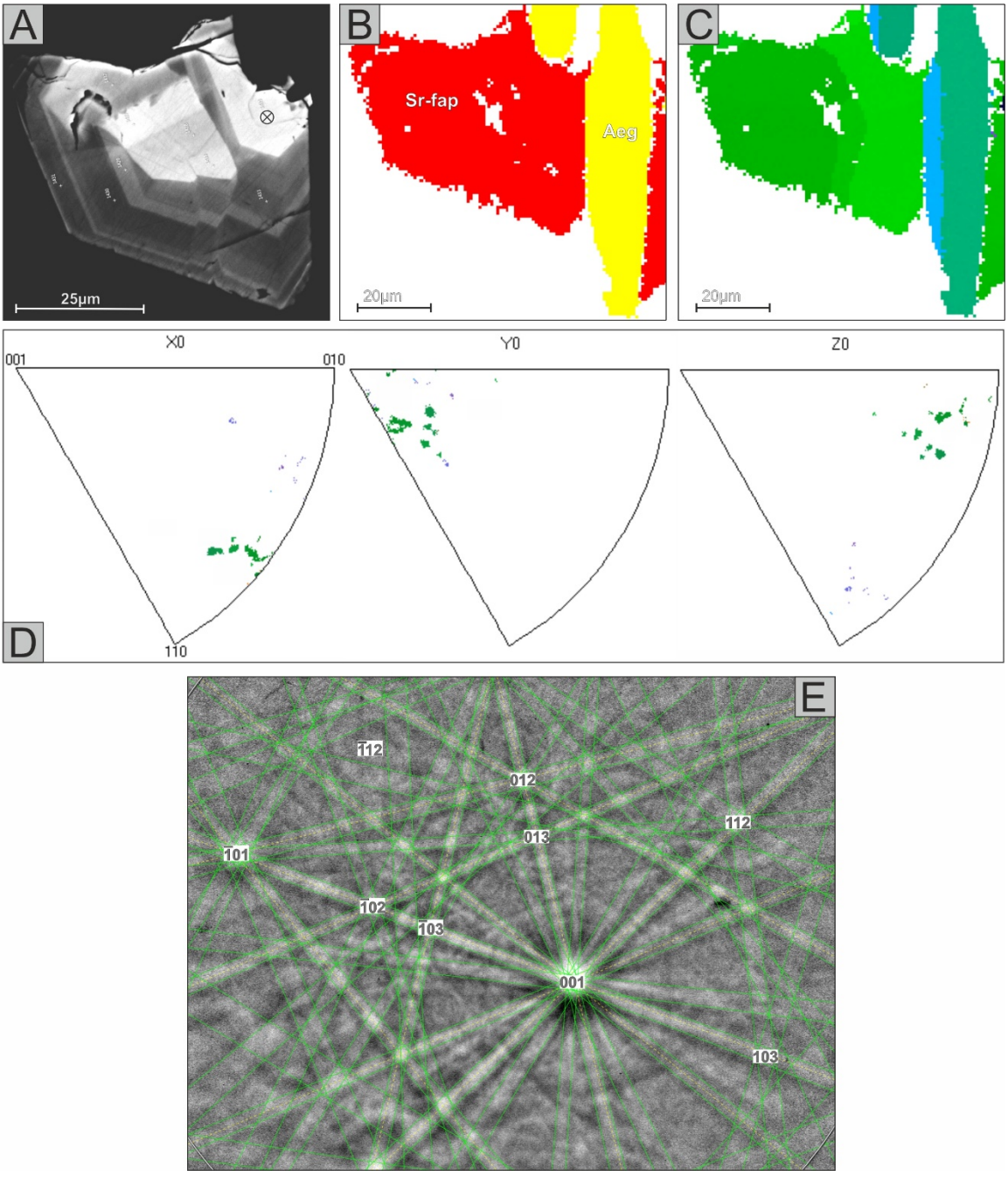


Figure 3.32. Results of the EBSD analysis. a – BSE image of a block zonal crystal of Sr-fluorapatite. A circle with a crosshair marks the shooting point of the Kikuchi picture; b – the EBSD map of the phase diagnostics of the Sr-fluorapatite and aegirine crystal; c – the orientation map of the crystal blocks (Euler angles); d – reverse pole figures (projection of orientations to the Euler angles, Fig. 3b); d –the Kikuchi picture taken from the central part of the zonal crystal of Sr-fluorapatite (Fig. 3a). The bands of coincidence with the reference card of fluorapatite ICSD: 80121 are shown.

When comparing the Kikuchi patterns obtained from the central part of the zonal grain of Sr-fluorapatite (Fig. 3.30d) with the reference structures of fluorapatite (ICSD:80121) and fluorocaphite (Chackmouradian et al., 2005), an average angular deviation of 0.21° and 0.23°, respectively, was obtained for 10 coincidence bands. Its low value allows us to confidently attribute the mineral to the structural type of apatite. At the same time, the accuracy of the EBSD method is insufficient for the separation of phases with such close structural parameters, at the same time, it is difficult to use more accurate X-ray diffraction studies in our case due to the inability to isolate the monofraction of fluorocaph from zonal crystals of Sr-fluorapatite.

In the composition of Na-REE-fluorapatite, the main elements are Ca and P (wt.%): 38.68–41.80 CaO (average, 40.85), 34.78–38.58 P_2O_5 (average, 37.39), 1.41–3.85 F (average, 2.41). It differs from other minerals of the apatite supergroup found in eudialyte-aegirine-albite rocks by higher Na_2O contents (1.82–3.00 wt. %, average 2.07), as well as a smaller impurity of SrO (1.96–7.43 wt.%, average, 3.76). In addition, there is a greater number of REE in its composition, there is an admixture of Si and in a single case Y (wt. %): 3.18–5.60 Nd_2O_3 (average, 4.53), 2.54–4.30 Ce_2O_3 (average, 3.74), 0.36–1.48 La_2O_3 (average, 0.93), 0.49–1.22 Sm_2O_3 (average, 0.86), 0.00–1.01 Pr_2O_3 (average, 0.65), 0.00–0.53 Gd_2O_3 (average, 0.09), 0.00–1.09 Nd_2O_3 (average, 0.16), 0.00–2.52 SiO_2 (average, 0.17), Y_2O_3 – 2.79.

The simplified mineral formula calculated from the average contents of elements for 25 charges has the form:

$(Ca_{4.10}Na_{0.38}Sr_{0.20}Nd_{0.15}Ce_{0.13}La_{0.03}Sm_{0.03}Pr_{0.02}Y_{0.01})_{5.05}(P_{2.97}Si_{0.02}O_{12.00})F_{0.71}(OH)_{0.29}$.

It is worth noting a significant impurity (OH)– (calculated) – up to 0.58 f.k., (average, 0.29). In one of the obtained compositions, its content exceeds the content of F, which formally allows the mineral to be diagnosed as hydroxylapatite.

On the triple diagram of the compositions of minerals of the system fluorapatite $Ca_5(PO_4)_3F$ – stronadelphite $Sr_5(PO_4)_3F$ – hypothetical final member of the composition $Na_{2.5}LREE_{2.5}(PO_4)_3F$ the compositions of stronadelphite and fluorostrophite form separate fields (Fig. 3.33). A group of analyses of Sr-fluorapatite with elevated Sr contents is also distinguished, while the remaining compositions of Sr-fluorapatite and Na–REE-fluorapatite form a common field and are confidently separated only by mineral association.

On the Sr^{2+} to ∑(Na+РЗЭ) and Sr^{2+} to $(OH)^-$ ratio diagrams can be seen that with a decrease in the Sr content in the composition of minerals, the contents of Na and REE, as well as the water content (in the form of OH^-), increase (Fig. 3.34 a, b). In general, the chemical compositions of Sr–dominant stronadelphite and fluorostrophite are close to the known finds of these minerals and differ insignificantly from them in micro-admixtures.

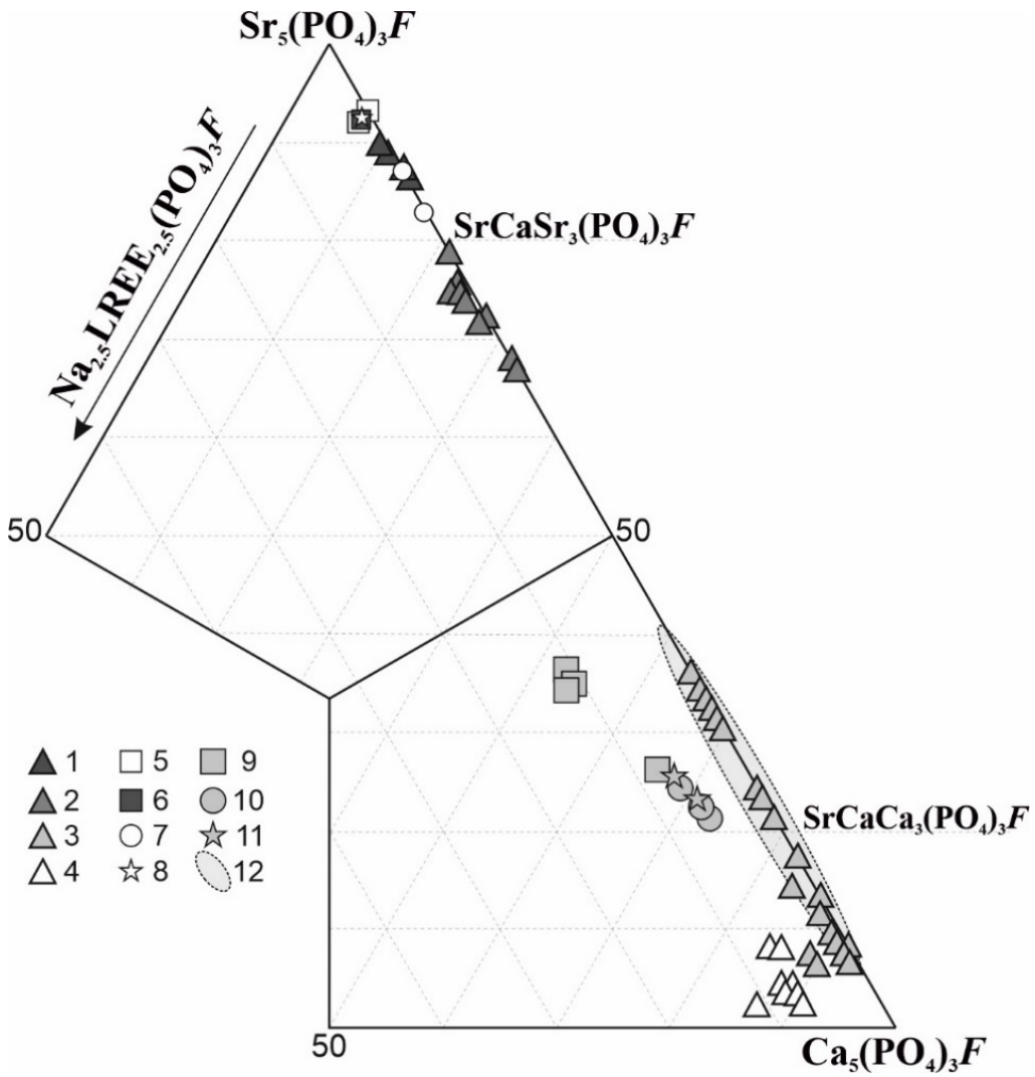
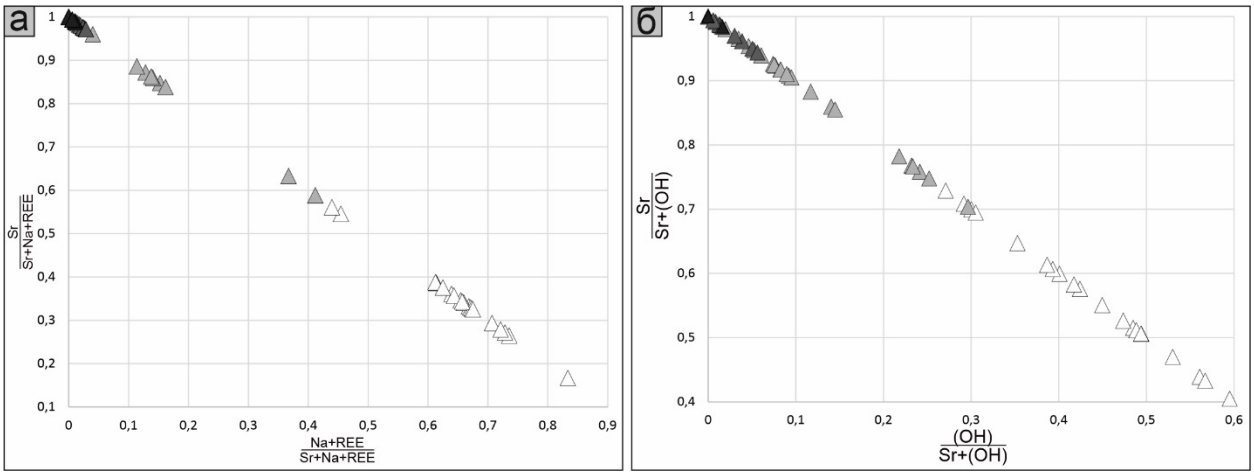


Figure 3.33. Compositions of minerals of the fluorapatite system Ca5(PO4)3F – stronadelphite Sr5(PO4)3F – hypothetical final member of the composition Na2.5LREE2.5(PO4)3F. 1 – 4 – Conder massif: 1 – stronadelphite, 2 – fluorostrophite, 3 – Sr-fluorapatite, 4 – Na-REE-fluorapatite; 5 – stronadelphite (Kukisvumchorr, Khibiny) (Pekov et al., 2010); 6 – stronadelphite (Kukisvumchorr, Khibiny) average value for 6 analyses (Pekov et al., 2010); 7 – stronadelphite (Karnasurt, Lovozero) (Pekov et al., 2010); 8 – stronadelphite (Alluaiv, Lovozero) (Chakhmouradian et al., 2002); 9 – fluorocafite (Lovozero) (Chakhmouradian et al., 2005); 10 – fluorocafite (Khibiny) (Chakhmouradian et al., 2005); 11 – fluorocafite (Khibiny) (Khomyakov et al., 1997, Yakovenchuk et al., 1999); 12 – fluorocafite (Tisha) (Kropac et al., 2017).

At the same time, the analyses of Sr-fluorapatite with stoichiometry close to fluorocaphite are similar to the samples from the Ticha region and differ from the compositions of minerals from the Khibinsky and Lovozersky massifs by significantly lower Na and REE contents.

Despite the wide variations in chemical composition, the detected Sr-containing phosphates belong to two mineral associations. Stronadelphite and fluorostrophite occur together with lamprophyllite group minerals, lorenzenite and titanite. Na-REE-fluorapatite is formed in corroded

eudialyte grains in association with calciocatapleite, cenosite-(Y) and percleveite-(Ce). At the same time, Sr-fluorapatite is noted in both associations, while in the first case the mineral forms xenomorphic individuals, and in the second – hypidiomorphic crystals in the mass of sepiolite.



Drawing. 3.34. The ratio of component contents in the composition of strontium-containing minerals of the supergroup apatite eudialyte-aegirine-albite rocks of the Konder massif.
a – the dependence of the contents of ∑(Na+REE) on the content of Sr^{2+}; b – the dependence of the contents $(OH)^{-}$ on the content of Sr^{2+}. The symbols are shown in Fig. 3.31.

Sr-bearing minerals of the apatite supergroup found in the eudialyte-aegirine-albite rocks of the Konder massif are represented by four varieties belonging to three mineral species. Two varieties are characterized by the predominance of Sr in the chemical composition (stronadelphite and fluorostrophite), the other two are characterized by the predominance of Ca (Sr-fluorapatite and Na-REE-fluorapatite). In the central parts of the zonal crystals of Sr-fluorapatite, elevated Sr contents (>1 f.c.) were noted, which formally gives reason to attribute the phase to another mineral species – fluorocaphite.

Thus, in eudialyte-aegirine-albite rocks, an almost complete isomorphic series of fluorapatite – stronadelphite is observed, corresponding to the isomorphic scheme Ca^{2+}<—>Sr^{2+}. The absence of intermediate compounds with a Ca/Sr ratio close to 1 may indicate a break in the formation of Sr phosphates. To a lesser extent, minerals are characterized by isomorphic schemes Ca2+<—>Ba^{2+}, 2Ca^{2+}<—>Na+REE^{+} and F^{-}<—> $(OH)^{-}$, the degree of manifestation of which varies depending on the Ca/Sr ratio: as the Sr content decreases, the Ba content decreases and the Na content increases+REE and (OH)–. Thus, stronadelphite practically does not contain Na, REE and (OH)–, while in some fluorapatite compositions the amount of Na+ REE exceeds the Sr2+ content, and the amount of (OH) is close to the F– content. The Ba impurity is characteristic only for compositions with contents Sr^{2+}> Ca^{2+} (Osipov et al., 2021b).

3.2.3.17. Carbonates of the eudialyte-aegirine-albite rocks

The most recent formations of eudialyte-aegirine-albite rocks are carbonates. They are represented by two minerals – calcite $Ca(CO^3)$ and rare earth carbonate – galgenbergite-(Ce)$CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$. Calcite forms rims and cracks in the mass of late minerals (Fig. 3.36A) and is quite common for the presented association. Galgenbergite-(Ce), on the contrary, is extremely rare.

Galgenbergite-(Ce) was first discovered in 1998 in Austria (province of Styria) during the passage of the Galgenberg railway tunnel (Hollerer, 1998). The mineral was found in small cavities in metamorphosed albite-chlorite shales in association with siderite, ankylite-(Ce), pyrite and calcite.

In addition, galgenbergite-(Ce) was found in Sweden (Dalarna province) in the I-type granites of the Servic massif (Lindh, 2012), in Paraguay (Alto Paraguay province, Cerro Boggiani alkaline complex) as part of nepheline syenite (Somin-Chiaramonti et al., 2016) and in Australia (Aileron Province) at the Nolans-Bor deposit as part of fluorapatite vein bodies sectioning the host granitogneisses (Huston et al., 2016). In Russia, galgenbergite-(Ce) was found on the Kola Peninsula (the northwestern flank of the Litsko-Araguba complex) in pegmatoid granites of the REE-Th-U-Dikoe manifestation (Kaulina et al., 2018) and in the Southern Urals as part of sulfide ores of the Talgan Cu–Zn deposit (Ayupova et. al., 2019).

The mineral presented in this work is the seventh discovery of this mineral in nature and the third in Russia. At the same time, we discovered galgenbregite-(Ce) in 2017, so formally the Conder array is the first known manifestation of it in Russia (Osipov, Antonov, 2017).

In eudialyte-aegirine-albite rocks, Galgenbergite-(Ce) was found in the central part of the corroded grain of eudialyte. It forms xenomorphic secretions, usually forming rims in the marginal part of albite grains (Fig. 3.35 B,C). At the same time, the primary morphology of plagioclase crystals is preserved. The sizes of the fringes vary from 10 to 50 microns in width and up to 200 microns in elongation. In some cases, calcite is also involved in the formation of pseudomorphoses according to albite, while silicate relics are observed only in the central part of such aggregates (Fig. 3.35B). At the same time, the replacement of albite with calcite, apparently, occurs somewhat later than the crystallization of galnebergite-(Ce). In isolated cases, galgenbergite-(Ce) also performs small (up to 5-10 microns) cavities in the mass of sepiolite at the border with albite and aegirine crystals. In the polished section, galgenbergite-(Ce) is transparent, almost colorless.

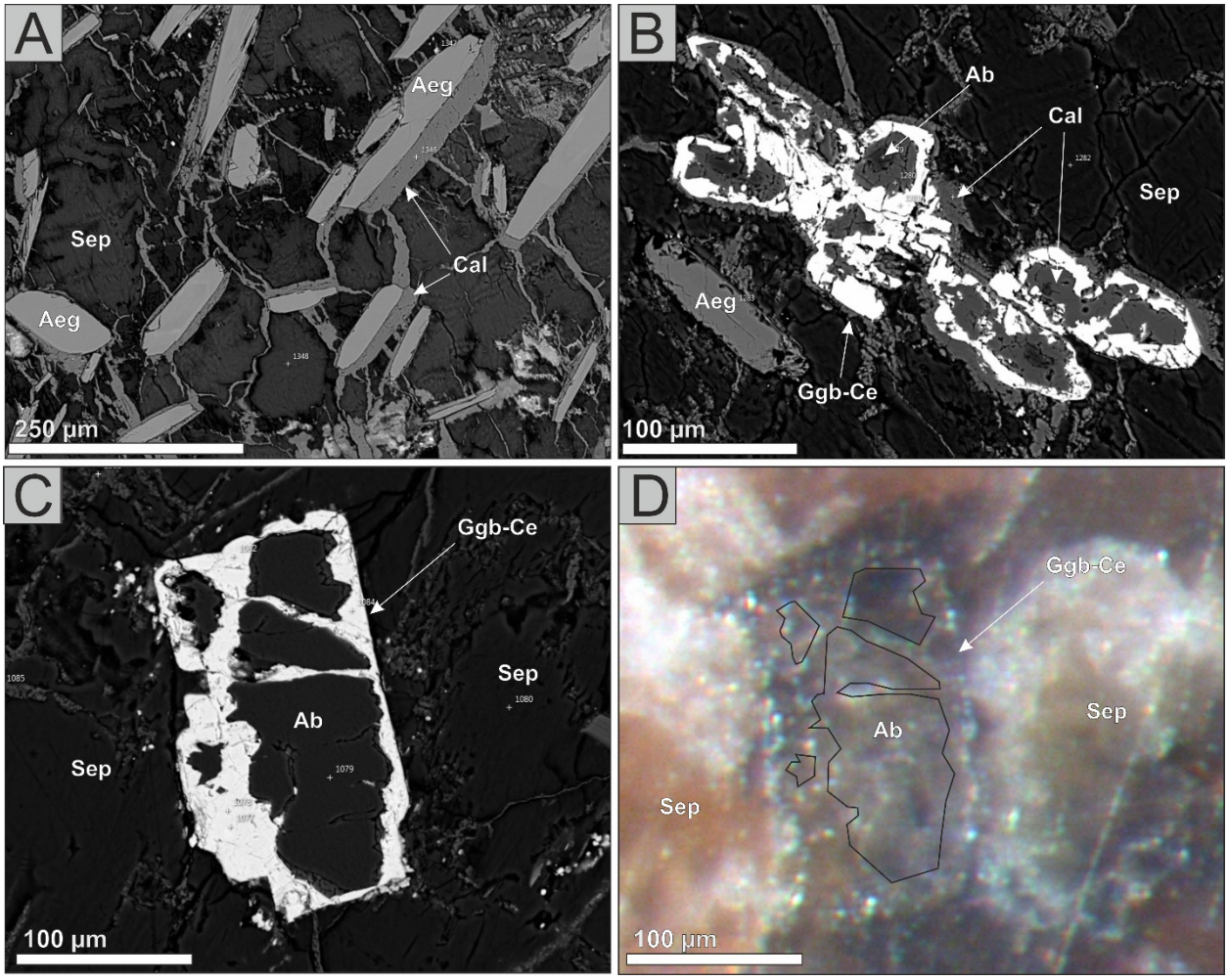


Figure 3.35 The relationship of carbonates of eudialyte-aegirine-albite rocks. A-B – BSE-images. A is a group of aegirine crystals (Aeg) with calcite (Cal) deposits in the sepiolite mass (Sep); B is a group of albite grains (Ab) partially replaced by galgenbergite-(Ce) (Ggb-Ce) (fringes) and calcite (Cal) (central part) in the sepiolite mass (Sep). Aegirine (Aeg) is observed. B,G – albite (Ab) crystal with galgenbergite-(Ce) (Ggb-Ce) edging in sepiolite (Sep) mass.

The chemical composition of Galgenberg and to-(Ce) is quite constant (Table 3.25). The contents of the main elements vary within the following limits (mass. %): CaO 7.56–8.59 (average 8.14), Ce_2O_3 24.13–28.53 (average 26.69). The main impurity components (mass. %) – Nd_2O_3 12.11–15.01 (average 13.60), La_2O_3 4.67–6.28 (average 5.62), Pr_2O_3 2.77–3.38 (average 3.04), Sm2O3 1.36–2.31 (average 1.79), SrO 0.67–1.30 (average 0.91). In isolated cases, Y_2O_3 – up to 1.11 mass. % and Gd_2O_3 – up to 0.74 wt. %. The calculated carbon and water contents are (wt. %): CO2 calc* 26.88–27.40 (average 27.19), H_2O^{calc*} 2.78–2.86 (average 2.81). The calculated ratio $\sum(REE+Y)/\sum(Ca+Ba)$, which made it possible to diagnose the mineral precisely as galgnebergite-(Ce), is always close to or equal to 2. The empirical formula of the mineral calculated from the average contents of elements per 3 units of cations has view:

$(Ca_{0.94}Sr_{0.06})_{\mathbf{1.00}}(Ce_{1.05}Nd_{0.52}La_{0.22}Pr_{0.12}Sm_{0.07}Gd_{0.01}Y_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(CO_3)_{\mathbf{4.00}} \cdot H_2O$. The obtained data are in good agreement with the stoichiometry of the theoretical formula of galgenbergite-(Ce).

The data obtained by us are close to the theoretical composition, as well as the composition of the mineral from Austria. The main difference lies in the insignificant admixture of strontium in the composition of the sample from the Conder array. At the same time, the compositions of galgnebregite-(Ce) from Paraguay differ in a significant admixture of strontium – up to 0.38 formula coefficients.

In terms of REE content, the studied mineral is similar to the sample from the Galgenberg tunnel.

Table 3.25

Chemical composition (wt.%)
and coefficients in the crystallochemical formula of galgenbergite-(Ce)

Component	Theor. Comp.	Place of selection											
		Konder massif[1] (Russia)						Galgenberg tunnel (Austria)[2]			массив Sierro-Boggiani massif (Paraguai)[3]		
		n=5						n=6			n=2		
		1	2	3	4	5	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	1	2	$\bar{X}$
Al_2O_3		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.48	1.20	0.84
Y_2O_3		–	–	–	–	1.11	0.22	–	–	–	0.05	0.01	0.03
La_2O_3		6.06	5.54	5.57	6.28	4.67	5.62	11.70	11.07	12.36	24.82	26.88	25.85
Ce_2O_3	56.74	28.53	28.76	25.40	26.62	24.13	26.69	28.95	28.46	29.54	22.53	23.86	23.20
Pr_2O_3		2.77	2.88	3.10	3.38	3.07	3.04	3.48	3.12	3.76	1.19	1.17	1.18
Nd_2O_3		12.41	12.11	14.21	14.25	15.01	13.60	11.86	11.04	12.73	3.05	2.88	2.97
Sm_2O_3		1.36	1.50	1.90	1.88	2.31	1.79	–	–	–	0.37	0.27	0.32
Gd_2O_3		–	0.74	–	–	–	0.15	–	–	–	–	–	–
ThO2		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.10	0.45	0.28
UO2		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.06	0.02	0.04
Fe_2O_3		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.67	0.93	0.80
MnO		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.07	–	0.04
SrO		0.84	0.67	0.81	1.30	0.93	0.91	–	–	–	6.75	2.44	4.60
CaO	9.7	8.45	7.76	8.33	7.56	8.59	8.14	9.49	8.86	10.20	6.10	6.28	6.19
Na_2O		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.22	0.69	0.46
K_2O		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.03
F		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.93	0.92	0.93
Cl		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	0.01
-O=F.Cl		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.39	0.39	0.39
CO_2 calc*	30.44	27.40	26.92	26.88	27.39	27.37	27.19	30.00			28.96	30.07	29.52
H_2O calc*	3.12	2.83	2.80	2.78	2.86	2.81	2.81	3.07			3.07	3.13	3.10
Total	100.00	90.65	89.68	88.98	91.51	90.00	90.16	98.55			99.42	101.26	100.34

Component	Theor. Comp.	Place of selection											
		Konder massif[1] (Russia)						Galgenberg tunnel (Austria)[2]			массив Sierro-Boggiani massif (Paraguai)[3]		
		n=5						n=6			n=2		
		1	2	3	4	5	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	1	2	$\bar{X}$
Coefficients calculated for sum of kations = 3													
Al		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.13	0.09
Y		–	–	–	–	0.06	0.01	–	–	–	<0.01	<0.01	<0.01
La		0.24	0.22	0.22	0.25	0.18	0.22	0.42	–	–	0.88	0.93	0.91
Ce	2.00	1.11	1.15	1.01	1.05	0.94	1.05	1.04	–	–	0.80	0.82	0.81
Pr		0.11	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	–	–	0.04	0.04	0.04
Nd		0.47	0.47	0.55	0.55	0.57	0.52	0.42	–	–	0.10	0.10	0.10
Sm		0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	–	–	–	0.01	0.01	0.01
Gd		–	0.03	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–
Th		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.00	0.01	0.01
U		–	–	–	–	–	–	–	–	–	<0.01	<0.01	<0.01
Fe		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.07	0.06
Mn		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–	<0.01
Sr		0.05	0.04	0.05	0.08	0.06	0.06	–	–	–	0.38	0.13	0.25
Ca	1.00	0.97	0.91	0.97	0.87	0.98	0.94	1.00	–	–	0.63	0.63	0.63
Na		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.04	0.13	0.08
K		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	<0.01
F		–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.28	0.27	0.28
Cl		–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<0.01	<0.01
C	4.00	3.99	4.02	3.99	4.02	3.98	4.00	4.00			3.81	3.85	3.83
O	12.00	11.97	12.07	11.97	12.07	11.94	12.01	12.00			11.44	11.56	11.50

Notes: 1 – our data (1, 2, 3, 4, 5 – initial analyses), 2 – Walter et al data, 2013; 3 – data (Comin-Chiaramonti et al, 2016); empty cells – no data; "–" element contents below the detection threshold; n – number of analyses for each source; $\bar{X}$, Min, Max – average, minimum and maximum values for the analysis group.

Their main difference lies in the Nd/La ratio, which is higher in the sample from the Konder massif (2.34 vs. 1), as well as the insignificant admixture of samarium, gadolinium and yttrium present in it. At the same time, the sample from Cerro Boggiani differs in a fundamentally different REE ratio – the lanthanum content is slightly higher than the cerium content, the remaining elements are present in insignificant amounts.

This gives a formal reason to attribute this mineral to the La-dominant variety of galgenbergite-(Ce). At the same time, the composition obtained by the authors (Comin-Chiaramonti et al., 2016) differs in a large number of other impurities, such as Al, Th, U, Fe, Mn, Na, K, as well as F and Cl, which may indicate some error of analysis. This assumption explains the underestimated carbon content in the calculated formula of the mineral - 3.83 f.c.

The chemical composition of calcite is not diverse, the only distinguishing feature of the mineral is a stable admixture of magnesium – up to 3.17 wt.% MgO. It should be noted that the capabilities of the method used do not allow us to determine the exact amount of carbon in the mineral composition, therefore, diagnostics and calculation of formulas were carried out based on the deficit of the sum of elements, taking into account the number of charges in the theoretical formula. k. The mineral formula, recalculated by 1 atom Ca + Mg according to 6 obtained spectra, has the form $(Ca_{0.96}Mg_{0.04})_{1.00}(CO_3)_2$.

The morphology and mineral association of Galgenberg-(Ce) indicate that it belongs to the late stages of rock formation (Osipov and Antonov, 2021). This confirms the conclusions obtained in our previous studies (Hollerer, 1998; Lindh, 2012; Fomin-Chiaramonti et al., 2016; Kaulina et al., 2018). At the same time, the source of the substance for the formation of the studied carbonate was probably the destruction of a hydrated carbonate-containing analogue of manganoevdialite under the influence of low-temperature hydrothermal solutions.

The crystallization process of the described carbonates could proceed according to two scenarios. The first is calcite crystallization by albite, then galgenbergite by calcite. This option is suitable for the relationship of minerals in Figure 3.35B. However, there is no calcite in Figure 3.35, as a consequence galgenbergite-(Ce) crystallizes directly by albite. At the same time, if calcite forms at least two morphological differences – pseudomorphoses in albite and xenomorphic aggregates that perform cracks, then galgenbregite-(Ce) is observed exclusively in the form of borders replacing the marginal part of albite individuals, which indicates a one-act process of formation of the latter. Thus, the reverse option is most likely, in which galgenbergite-(Ce) crystallizes first, and then calcite. Moreover, the processes of their formation are somewhat spaced in time due to the impurity composition of minerals, more specifically, the admixture of magnesium, characteristic of all morphological differences of calcite and absent in the composition of galgenbergite–(Ce). Most likely, calcite was formed by the last of the phases completing the crystallization processes of rocks – sepiolite and nchwaningite

3.2.4. Accessory minerals of vishnevite rocks

Among the accessory minerals of vishnevite rocks, there are not so many varieties were distinguished as in eudialyte-aegirine-albite rocks. These are relics of protolith – aegirine, arfvedsonite-(Mg), albite and hydroxylapatite, various zeolites, as well as sulfides – pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite. Barite and kaolinite are also marked.

3.2.4.1. Pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite

Sulfides are evenly distributed in the mass of cherry rocks and make up less than 1% of the volume. They are represented by pyrrhotite $Fe_{1-x}S$, chalcopyrite $CuFeS_2$ and pyrite $Fe(S_2)$. Most of them are replaced by vishnevite, zeolites, and also oxidized to iron oxides (Fig. 3.36B).

A zeolite border surrounding sulfide grains is often observed. In Figure 3.36 A, a slightly modified pyrite crystal of a subidiomorphic appearance is observed. Figure 3.36 B shows pyrite partially replaced by vishnevite, bordered by a massive aggregate of zeolites. The chemical composition of sulfides is presented in Table 3.26. It was recalculated into two sulfur atoms for chalcopyrite and pyrite, and one sulfur atom for pyrrhotite. The compositions obtained correspond to the theoretical ones and do not contain impurities.

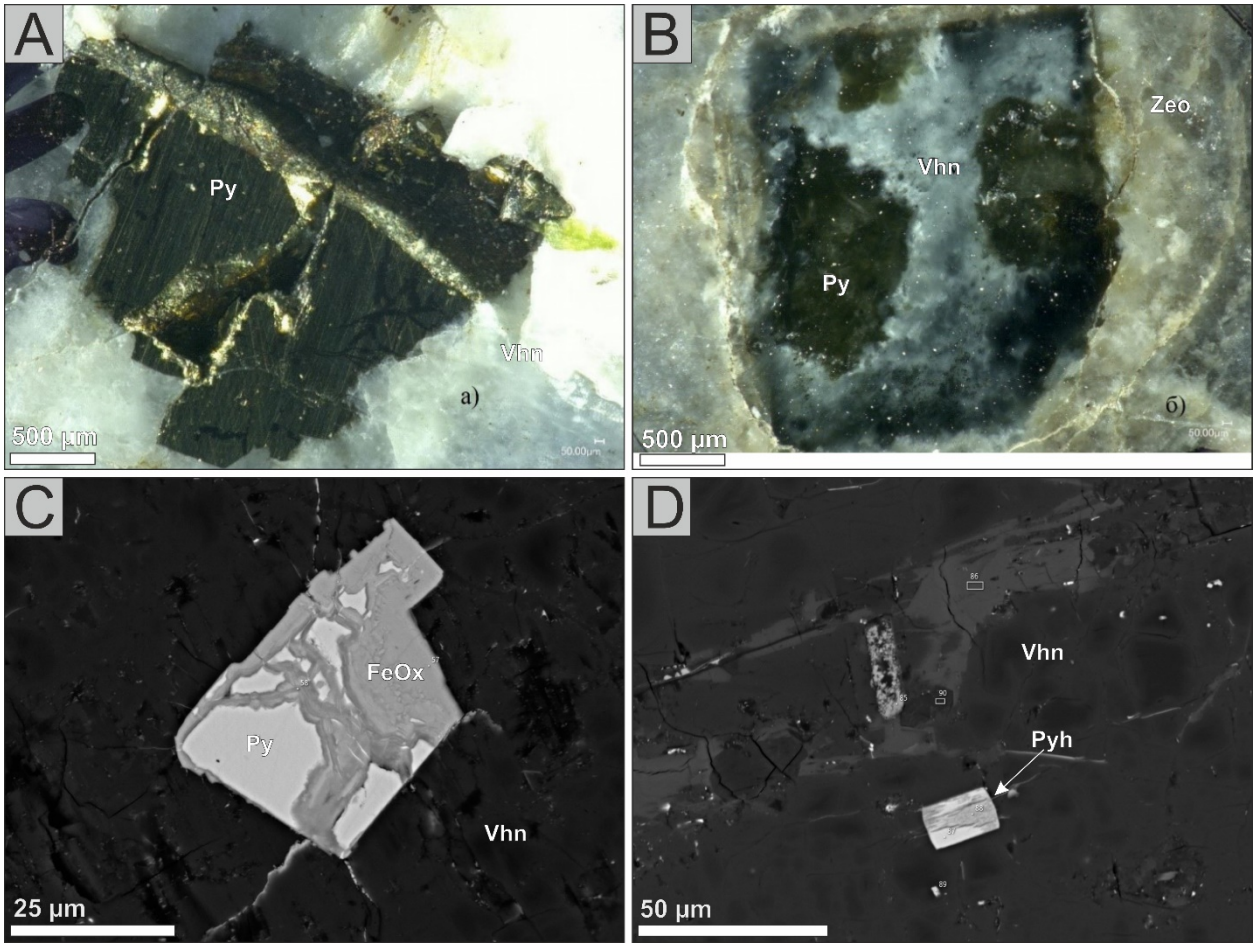


Figure 3.36. A – slightly modified pyrite crystal in the mass of vishnevite; B – pyrite crystal (Py) replaced by vishnevite (Vnh), bordered by zeolites (Zeo); C – Oxidation of pyrite (Py) to iron hydroxides (FeOx) in the mass of vishnevite (Vnh); D – pyrrhotite crystal in the mass of vishnevite. A, B – optical image, C, D – BSE-image.

Table 3.26

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in sulfides crystallochemical formulas

Species	Chalcopyrite				Pyrite	Pyrrhotite	
Wt.%/№	*7*	*12*	*81*	*126*	*56*	*87*	*88*
Cu	29.36	33.28	32.24	31.57	-	-	-
Fe	26.42	29.66	28.34	28.52	46.07	58.46	58.23
S	29.92	34.44	33.07	32.88	52.30	38.36	38.22
Sum	85.70	97.36	93.64	92.98	98.37	96.81	96.45
Coefficients in crystallochemical formulas							
F.c./№	*7*	*12*	*81*	*126*	*56*	*87*	*88*
Cu	1.06	1.05	1.06	1.04	-	-	-
Fe	1.10	1.07	1.06	1.08	1.04	0.91	0.91
S	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00	1.00

Note: the coefficients for pyrite and chalcopyrite are calculated for 2 sulfur atoms, for pyrrhotite – for 1 sulfur atom.

3.2.4.2. Zeolites of the vishnevite rocks

Minerals belonging to the zeolite group are widely distributed in vishnevite rocks and, together, make up up to 10% of the rock volume. They are observed as white spindle-shaped aggregates in the mass of vishnevite (Fig. 3.4 B), and also form borders around sulfides (Fig. 3.36 B).

According to X-ray phase analysis (Kruk, 2018), two mineral species were identified - scolecite and mesolite. Five more mineral species belonging to the zeolite group were diagnosed according to energy dispersion analysis. The results and conversion into formula coefficients for 10 Si+Al atoms are presented in Table 3.27.

The obtained data were displayed on a triangular diagram of the ratios of extracarc cations in the composition of minerals (Na-Ca-(Ba+K)) (Fig.3.37). As can be seen in the diagram, there is an isomorphic series of Na-Ca-zeolites, where thomsonite-(Ca), mesolite, gonnardite and natrolite are distinguished, as well as a Ca – (K+Ba) isomorphic series, where gismondine-Ca-K-Ba and edingtonite-K-Ba are distinguished (according to the 50% rule).

At the microlevel, zeolite secretions are often represented as germination along cracks in the mass of vishnevite, which indicates their later (relative to the latter) formation.

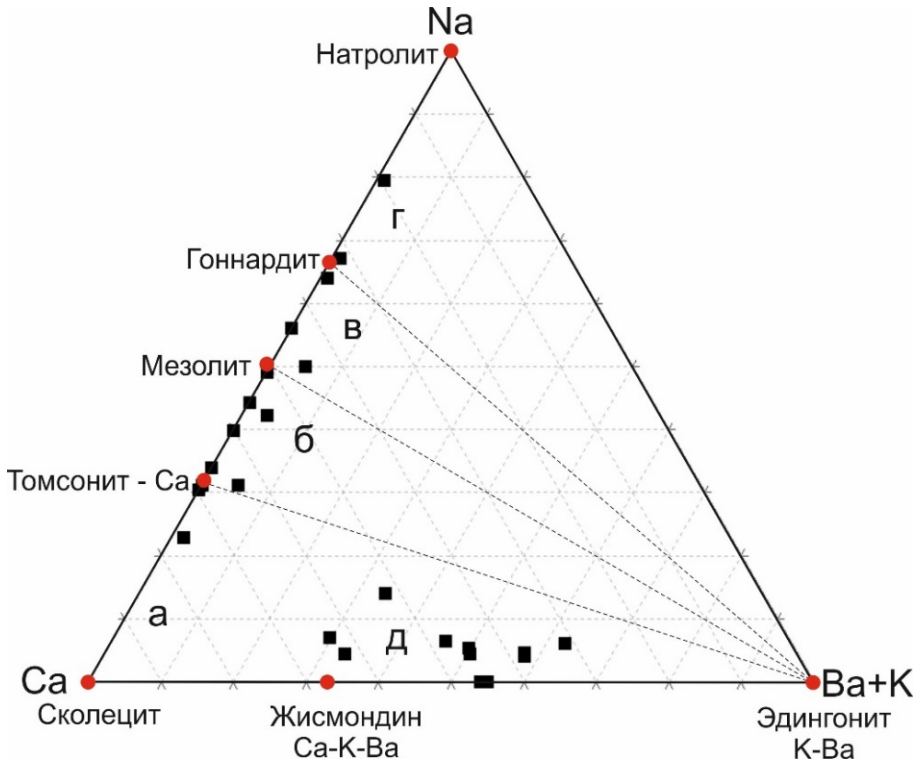


Figure 3.37. Ratios of Na, Ca and K+Ba in minerals of the zeolite group (based on the materials of M. Kruk, 2018).

Table 3.27

Chemical composition (wt. %)

and coefficients in zeolites crystallochemical formulas

№	*16*	*97*	*155*	*165*	*30*	*41*	*75*	*147*	*209*	*205*	*33*	*90*	*42*	*122*
SiO_2	42.87	39.5	37.85	40.62	42.17	44	42.19	41.04	41.36	42.12	43.48	36.22	42.18	38.15
Al_2O_3	25.82	26	25.36	26.17	27.94	27.44	27.76	26.39	27.12	27.29	28.38	25.81	29.41	28.6
CaO	11.51	10.51	9.25	11.15	10.25	11.16	9.98	10.08	9.79	8.57	7.46	9.19	4.77	7.12
MgO	–	0.83	0.96	–	–	–	–	–	–	–	–	0.57	–	0.26
BaO	–	–	–	–	0.54	–	–	–	–	–	–	0.82	–	–
Na_2O	1.91	2.8	2.59	2.67	4.36	2.77	5.25	3.64	4.24	5.96	7.4	0.56	10.6	8.22
K_2O	0.3	1.03	–	–	0.58	–	–	–	–	–	0.24	5.45	0.29	0.29
Сумма	82.41	80.67	76.01	54.44	85.84	85.37	85.18	81.15	82.51	83.94	86.96	78.62	87.25	82.64
Coefficients calculated for sum of the (Si+Al) = 10														
F.c./№	*16*	*97*	*155*	*165*	*30*	*41*	*75*	*147*	*209*	*205*	*33*	*90*	*42*	*122*
Si	5.85	5.63	5.59	5.68	5.61	5.76	5.63	5.69	5.64	5.67	5.65	5.43	5.49	5.31
Al	4.15	4.37	4.41	4.32	4.39	4.24	4.37	4.31	4.36	4.33	4.35	4.57	4.51	4.69
Ca	1.66	1.59	1.44	1.65	1.44	1.55	1.41	1.48	1.41	1.22	1.03	1.46	0.66	1.05
Mg	–	0.18	0.21	–	–	–	–	–	–	–	–	0.13	–	0.05
Ba	–	–	–	–	0.03	–	–	–	–	–	–	0.05	–	–
Na	0.51	0.77	0.74	0.72	1.13	0.7	1.36	0.98	1.12	1.56	1.87	0.16	2.68	2.22
K	0.03	0.12	–	–	0.06	–	–	–	–	–	0.03	0.69	0.03	0.03

In addition, it is noted that the composition of zeolites directly depends on the composition of the variety of vishnevite, according to which they are formed. Thus, Na-Ca zeolites are formed by Na-vishnevite, Ca-K-Ba-zeolites – by Na-K-vishnevite. The source of barium is unclear, however, its presence correlates with the enrichment of other late minerals with barium, for example, the third (late) variety of lamprophyllite. The noted finds of barite in microcracks, which indicates its crystallization among the late minerals, thus the introduction of Ba into the mineral-forming system in the process of hydrothermal transformation of rocks is likely.

3.2.4.3. Kaolinite

Kaolinite $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$ – the most recent mineral is vishnevite of new rocks. It forms small secretions confined to cracks, as well as along the edges of rock fragments already in the process of weathering (Fig. 2.7). Apparently, kaolinite develops from the minerals of the zeolite group and vishnevite and is a hypergenic mineral. In general, the chemical composition of the mineral (Table 3.28) corresponds to the empirical formula. It is worth noting the admixture of manganese (up to 4 wt. %MnO) characteristic of other late minerals. Ca, Mg, Ba, K (up to 1.36 wt. %) are also noted in the composition of impurities.

The typical formula of kaolinite for vishnevite rocks:

$(Al_{1.76}Mn_{0.14}Mg_{0.09}Ca_{0.06}K_{0.03}Ba_{0.02})_{2,10}(Si_2O_5)(OH)_{3.91.}$

Table 3.28

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in kaolinite crystallochemical formulas

Chemical composition (wt. %)					Coefficients calculated for Si = 2				
Spectrum	21	35	36	146	F.c.	21	35	36	146
SiO_2	42.06	42.21	38.92	45.19	Si	2.00	2.00	2.00	2.00
Al_2O_3	32.02	31.53	33.17	37.58	Al	1.79	1.76	1.85	1.96
CaO	1.00	1.11	0.91	0.89	Ca	0.05	0.06	0.05	0.04
MgO	1.36	1.21	0.86	0.63	Mg	0.10	0.09	0.07	0.04
MnO	-	3.58	3.94	-	Mn	-	0.14	0.17	-
BaO	1.01	0.84	1.33	-	Ba	0.02	0.02	0.03	-
K_2O	0.71	0.75	0.87	0.73	K	0.03	0.03	0.04	0.03
Sum	78.17	81.22	80.01	85.02	O	5.00	5.00	5.00	5.00
					(OH)	3.74	3.91	4.21	4.07

Note: the contents of (OH)-groups are calculated theoretically.

3.2.4.4. Hydroxylapatite

Hydroxylapatite $Ca_5(PO_4)_3(OH)$ it is found in rocks quite rarely. It is most characteristic of vishnevite rocks, where it forms small subidiomorphic crystals, more often corroded and partially replaced by other minerals, for example, vishnevite (Fig. 3.4 E). The chemical composition of the mineral (Table 3.29) is constant and corresponds to the theoretical one. Note that in the position (OH) - there is a constant admixture of fluorine, which, although not dominant, can reach values of 0.46 f.k. Thus, the attribution of the mineral to hydroxylapatite is very conditional. The formula written on the basis of recalculation by 8 atoms of Σ cations has the form $Ca_{\mathbf{5.06}}(P_{\mathbf{0.98}}O_{\mathbf{4.00}})_3((OH)_{0.54}F_{0.46})_{\mathbf{1.00}}$.

Formally, the individual compositions of Na-Ree-fluorapatite in eudialyte-aegirine-albite rocks also correspond to hydroxylapatite by the ratio F/(OH) (according to the 50% rule), in connection with which hydroxylapatite is marked in the composition of these rocks in the summary table of mineral species. At the same time, the chemical composition, morphology of secretions and mineral association of hydroxylapatite from vishnevite rocks differ significantly. Apparently, in vishnevite rocks hydroxylapatite is a relic of protolith, while in eudialyte-aegirine-albite rocks this mineral is newly formed as a result of active transformation of the rock.

Table 3.29

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in hydroxylapatite crystallochemical formulas

Spectrum	Component				
Wt.%	P_2O_5	CaO	F	- $O=F_2$	Su,
1609	42.33	57.65	1.77	0.75	99.24
1624	42.22	56.73	1.26	0.53	98.41
Coefficients calculated for the sum of (Ca+P) = 8					
F.c.	P	Ca	O	(OH)	F
1609	2.94	5.06	12.00	0.54	0.46
1624	2.96	5.04	12.00	0.67	0.33

Note: the contents of (OH)-groups are calculated theoretically.

3.2.4.5. Barite

In vishnevite rocks, barite $Ba(SO_4)$ is found widely in the form of small inclusions in cracks and cavities in the mass of vishnevite and zeolites. Relatively large (up to 5 mm) subidiomorphic

translucent yellow grains are observed less often. It is diagnosed visually and according to the results of EMF analysis. It is represented by subidiomorphic rhombic translucent grains up to 0.5 cm yellow.

The chemical composition of barite (Table 3.30) corresponds to the empirical formula. A characteristic admixture of Sr is observed (up to 7.25 wt.% SrO), typical for late barium minerals (for example, baritolamphyllite) and a slight admixture of Ca (up to 0.94 wt. % CaO).

Summarizing the data obtained on accessory minerals of vishnevite rocks, the following conclusions can be drawn. Morphology and relationships of sulfides indicate that they were formed before the impact of metasomatosis processes on the rock, which entailed a complete change in the mineral composition with the formation of vishnevite. The primary minerals – aegirine and albite are observed only in the form of relics. Note barite, which by its morphology is most likely one of the most recent minerals – it fills cracks and cavities in the mass of other minerals. At the same time, strontium in its composition indicates the activity of this element in the process of hydrothermal processing of the rock.

Apparently, the protolith for vishnevite metasomatites could be nepheline syenite. At the same time, sulfides are not minerals characteristic of this type of rocks and their presence is probably due to the introduction of substances in the process of rock transformation. This is indirectly confirmed by the fact that for the further formation of a massive vishnevite aggregate, larger amounts of sulfur are needed than those in ordinary nepheline syenite.

Table 3.30

Chemical composition (wt. %)
and coefficients in barite crystallochemical formulas

Spectrum	15	53	55	109	134	176	177
SO_3	33.7	29.78	26.07	31.93	28.03	33.56	31.51
SrO	1.09	7.25	-	1.5	2.17	1.56	2.28
BaO	63.91	43.63	47.97	58.57	52.65	56.46	53.64
CaO	-	0.88	0.76	0.94	1.00	0.61	0.64
Sum	98.7	81.54	74.8	92.94	83.85	92.19	88.07
Coefficients calculated for O = 4							
S	1.01	1.00	0.99	0.01	0.96	1.01	1.00
Sr	0.04	0.04	-	0.03	0.06	0.04	0.06
Ba	0.89	0.77	0.95	0.91	0.96	0.89	0.88
Ca	0.05	0.19	0.08	0.08	0.09	0.05	0.06
O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

4. DISCUSSION AND GENETIC INTERPRETATION OF THE RESULTS

There are 5 varieties among the alkaline rocks of the Konder massif: 1) pegmatites of nepheline-syenite composition, 2) pegmatites of syenite composition, 3) pegmatites of ijolite-urtite composition, 4) eudialyte-aegirine-albite rocks, 5) vishnevite rocks. 46 minerals were diagnosed in the composition of alkaline rocks. Generalization and analysis of the data obtained allows us to establish the specific features of the mineralogy of the studied alkaline rocks.

First of all, it is worth noting the absence of zircon proper with an abundance of other zirconium minerals – eudialyte, calciocatapleite, elpidite, bobtraillite, as well as an admixture of zirconium in the composition of aegirine. This indicates a high degree of agpaity of the described formations and allows them to be attributed to ultra-alkaline rocks.

Boron mineralization looks very exotic against the background of "ordinary" minerals for alkaline rocks. It is represented by several minerals: bobtraillite, stilwellite-(Ce) and datolite. Moreover, if datolite, in general, is relatively common, then stillwellite (Ce) and bobtraillite are rare minerals. We also note a significant number of manganese and magnesium silicates and the admixture of these elements in the composition of other minerals of alkaline rocks.

Vishnevite rocks are isolated from other studied alkaline formations of the massif. Their main difference is the sharp dominance of sulfate–containing phases, primarily vishnevite, in the mineral composition, as well as a significant number of interspersed sulfides - pyrrhotite, pyrite and chalcopyrite in the form of relatively large individuals. Such a wide distribution of such minerals, as a rule, is not characteristic of alkaline rocks and is probably a consequence of the introduction of substances in the process of hydrothermal-metasomatic processing.

In each of the five studied varieties of alkaline rocks, spatial-age relationships between minerals and the sequence of their formation have been established. The results of the studies of each of the breeds are given in Tables 4.2 – 4.6. The generalized data are summarized in Table 4.1.

The analysis of the obtained materials makes it possible to distinguish three main stages of mineral formation: magmatic (formation of primary rocks) and two hydrothermal-metasomatic (transformation of primary rocks) – early and late. Each of these stages in the studied rocks is manifested with different intensity. The least altered by hydrothermal-metasomatic processes are the pegmatites of nepheline syenites, syenites and ijolite-urtites.

Table 4.1

Stages of mineral formation of the alkaline rocks of the Konder massif

Rock	Stages of mineral formation		
	1	2	3
	Magmatic	Hydrothermal-metasomatic	
		Early	Late
Nepheline syenites	Microcline, albite, nepheline, aegirine, aegirine-augite, lamprophyllite, magnesio-arfvedsonite	Albite, aegirine, aegirine-augite, barium-enriched lamprophyllite, titanite, fluorocaphite	Analcim and other zeolites
Syenites	Microcline, albite, nepheline, aegirine, aegirine-augite, lamprophyllite, magnesio-arfvedsonite	Albite, aegirine, aegirine-augite, barium-enriched lamprophyllite, baritolamphyllite, titanite	Analcim and other zeolites
Ijolite-urtites	Nepheline (relict crystals), aegirine-augite, magnesio-arfvedsonite	Aegirine-augite	Zeolites
Eudialyte-aegirine-albite rocks	***Nepheline syenite (?) with "protoeudialyte". Nepheline and magnesio-arfvedsonite relics are observed in the contact parts of pegmatite***	Albite, aegirine, aegirine-augite, **hydrated CO_3-bearing analog of manganoevdialite**, barium-enriched lamprophyllite, baritolamphyllite, titanite, *pyrophanite, analcime, * calciocatapleite, *elpidite, *lorenzenite, *nchwaningite, *sepiolite, muscovite, *percleveite-(Ce), *kainosite-(Y), * stilwellite-(Ce), *datolite, *bobtraillite, *monazite-(Ce), *monazite-(Nd), *xenotime-(Y), *stronadelphite, *fluorostrophite, *fluorocaphite, fluorapatite, calcite, *galgenbergite-(Ce)	
Vishnevite rocks	***Nepheline syenite (?) There are relics of albite, aegirine, magnesioarfvedsonite, hydroxylapatite observed***	Pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, albite (relics) **vishnevite**, aegirine, barite	Potassium-enriched vishnevite, skolecite, thomsonite-Sa, mesolite, gonnardite, natrolite, gismondine, edingtonite, kaolinite

*Note to the table: for many minerals of the hydrothermal-metasomatic association of eudialyte-aegirine-albite rocks, the attribution to the early and late stage is conditional, and therefore all such minerals are placed in a single column.

At the same time, eudialyte-aegirine-albite and vishnevite rocks have been significantly changed, up to the almost complete absence of relics of primary magmatic minerals.

Before describing the stages noted above, let's focus on some interesting features of the mineralogy of the studied rocks.

Sodium clinopyroxene is represented by several morphological varieties belonging to at least two generations. The first is individual large crystals in the contact parts of pegmatites (the zone of geometric selection). Such crystals are formed among the early rock-forming minerals. The second is solid fine–fiber, needle-like aggregates, probably resulting from recrystallization during hydrothermal transformations. At the same time, the chemical composition of pyroxenes is also represented by two types – aegirine and aegirine-augite. They form a continuous isomorphic series and are found in most of the studied rocks. The exception is iyolite–urtites, where only aegirine-augite is represented.

A comparison of the composition of pyroxenes of various morphological varieties from nepheline syenites suggests that the first generation is the most variable – large crystals on contact, they are also characterized by the highest calcium and magnesium contents. At the same time, the boundaries of the pyroxene compositions from nepheline syenites and eudialyte-aegirine-albite rocks are the closest. This serves as a mineralogical criterion for the genetic relationship of these species of rocks.

Nepheline is present in all types of rocks, but in hydrothermally altered differences it is represented only in the form of relics. Albite is also present in most varieties of pegmatites, while it is most widely developed in eudialyte-aegirine-albite rocks, and vishnevite rocks are observed only as relict secretions.

Lamprophyllite forms several morphological varieties – these are elongated large individual long-prismatic subidiomorphic crystals characteristic of syenite pegmatites, more elongated lamellar long-prismatic crystals forming aggregates in nepheline syenite pegmatites and randomly oriented clusters of small (up to 3-5 mm) crystals in albite and aegirine-albite masses. The latter are found in pegmatites of nepheline syenites and eudialyte-aegirine-albite rocks. The most modified are lamprophyllite crystals of the third morphological variety in the composition of eudialyte-aegirine-albite rocks, where pseudomorphoses of titanite are formed along cleavage planes, cracks and caverns, along which, in turn, lorentzenite is formed.

According to the chemical composition, three varieties are distinguished – lamprophyllite proper (there is Sr, there is no Ba), composing the bulk of crystals of all varieties, barium-enriched lamprophyllite (Sr > Ba), forming thin borders around lamprophyllite crystals, and baritolamphyllite (Sr < Ba), occurring in the form of small secretions at the contact of enriched

barium lamprophyllite (Sr > Ba). Judging by the relationship of lamprophyllite varieties, the mineral is enriched with barium at later stages of crystallization.

Hydrated carbonate-containing analogue of manganoevdialite, although it has morphology, chemical composition and structure characteristic of eudialites in general, some of its features are quite individual and typomorphic for this deposit. The studied mineral contains elements exotic for eudialyte proper (C, Pb, etc.) and, conversely, is deficient in relation to its typical Cl and Na. It is most likely that the mineral in question is an intermediate in the series of manganoevdialite → ilyukhinite, but it cannot be attributed to any of the approved minerals of this group (Johnsen et al., 2003). The totality of the data obtained testifies to the uniqueness of the mineral in question and allows us to raise the question of approval as a new mineral species.

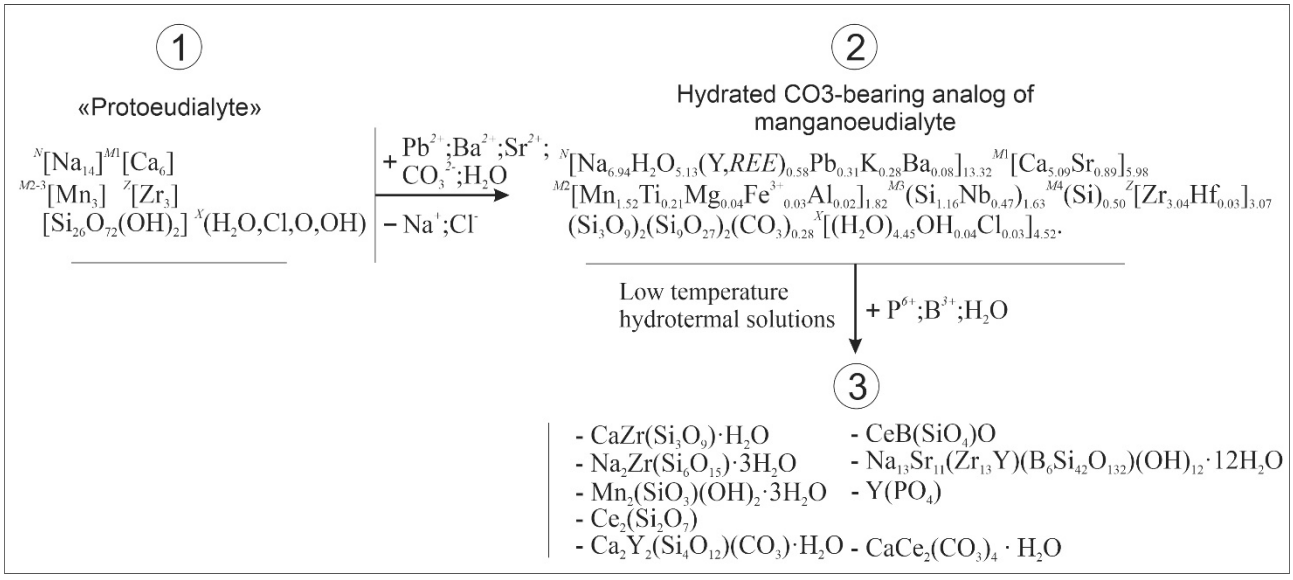


Figure 4.1. The scheme of transformation of minerals of the eudialyte group in the process of formation of eudialyte-aegirine-albite rocks of the Konder massif. 1, 2, 3 – stages of mineral formation (Table 4.1).

The presence of clearly expressed signs of a secondary mineral change suggests that at the first stage of mineral formation (see Tables 4.1 – 4.6), "normal", high-sodium eudialyte crystallized. Then it underwent a hydrothermal change, which was accompanied by the removal of sodium and chlorine, hydration with the introduction of lead, barium and carbonate ion by natural ion exchange. The disordered nature of filling most of the out-of-frame cationic and anionic positions indicate in favor of ion-exchange processes carried out already in the solid phase. At the same time, a wide range of elements originally included in the composition of eudialyte and its instability under the influence of hydrothermal processes determines the variety of accessory minerals found in the composition of aegirine-albite rocks (Fig. 4.1). The complexity of the chemical composition of the initial mineral, its zeolite-like structure, a tendency to active ion

exchange, and instability under the influence of hydrothermal solutions together allow use eudialyte as a marker of mineral-forming processes.

A series of strontium-containing phosphates of the apatite supergroup deserves special attention. They occur in close association with lamprophyllite and eudialyte in the composition of eudialyte-aegirine-albite rocks. At the same time, the most strontium-rich stronadelphite and fluorostrophite are found exclusively near lamprophyllite, intermediate strontium fluorapatite (fluorocaphite) It is noted in association with both minerals, and the most strontium-poor sodium and rare-earth fluorapatite is found within the corroded crystals of eudialyte.

Based on the data obtained, it is possible to characterize the probable sequence of crystallization of the phosphates presented. All of them are formed at the stages of hydrothermal-metasomatic transformation of alkaline pegmatites. According to the crystallization time, stronadelphite, fluorostrophite and strontium fluorapatite (fluorocaphite) are close to each other. We have not obtained direct observations of the relationship between stronadelphite and fluorostrophite. At the same time, strontium fluorapatite occurs both in the form of germination in the mass of fluorostrophite, and in the form of separate zonal subidiomophoric crystals. The zonality of its individuals indicates a decrease in Sr contents during the crystallization of the mineral. The most recent is sodium and rare-earth fluorapatite. It is formed after calciocatapleite replacing eudialyte, but earlier than cenosite-(Y). This indicates its formation during the destruction of eudialyte at the final low-temperature stages of the formation of the rock (Pekov, 1998; Osipov et al., 2017).

The established sequence of phosphate formation (fluorostrophite → strontium fluorapatite → sodium and rare earth fluorapatite) reflects the tendency to decrease the strontium content during crystallization (Fig. 4.2). This suggests that strontium-rich stronadelphite is formed earlier than fluorostrophite.

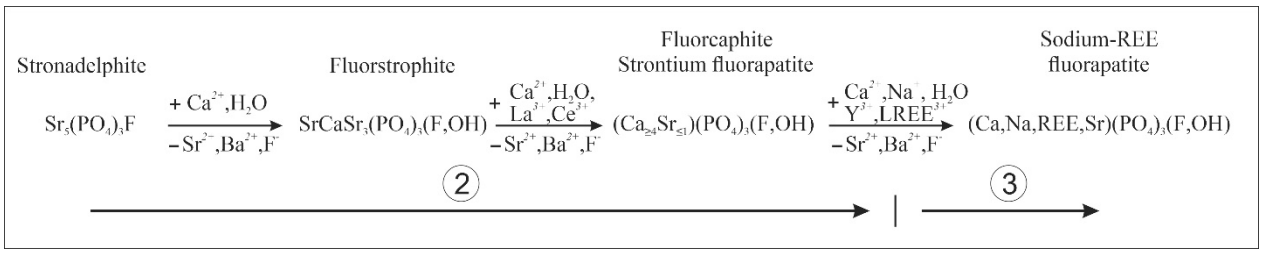


Figure 4.2. Scheme of crystallization of strontium-containing phosphates of the apatite supergroup during the formation of alkaline rocks of the Konder massif. 2, 3 – stages of mineral formation (Table 4.1).

At the same time, in the work (Liferovich, Mitchell, 2006) devoted to the minerals of the apatite group from nepheline syenites of the Pilansberg alkaline complex, it was shown that the

most strontium-rich phases are formed at the stage of maximum alkalinity of the medium, while enrichment with sodium and REE occurs at the stage of its decrease. Thus, it can be assumed that the process of crystallization of apatite group minerals in eudialyte-aegirine-albite rocks corresponds to the tendency to decrease strontium concentrations in solution and/or decrease the alkalinity of the mineral-forming medium.

Found in the composition of vishnevite rocks, vishnevite is an endemic mineral. It makes up the absolute majority of the rock volume and is represented by two varieties – Na- and K-Na-vishnevite. Judging by the relationship of mineral aggregates, the formation of these varieties occurred sequentially. Thus, Na-vishnevite forms a massive aggregate of isometric grains, while K-Na-vishnevite forms borders around its secretions and crystallizes later. In the mass of vishnevite there are relics of aegirine, aegirine-augite, magnesioarfvedsonite and albite. The relationship of these minerals suggests that vishnevite was formed in the process of a powerful hydrothermal-metasomatic processing of the parent rock, the protolith for which syenite or nepheline syenite could serve.

In general, based on mineralogical observations, the following scenario of the formation of the studied rocks can be presented.

At the first magmatic stage, aegirine, albite, nepheline, microcline, lamprophyllite and "protoevdialite" were formed. According to the rule of geometric selection, crystals grew in the marginal parts of the veins. Then there was a change in the conditions of crystallization, the central part of the pegmatite bodies, different from the marginal one in composition and morphology, was formed. Lamprophyllite was enriched with barium, transitional, high-barium lamprophyllite and barium-dominant baritolamphyllite were formed, as well as stronadelphite, fluorocaphite, high-calcium fluorapatite. Probably, this process took place with the participation of hydrothermal solutions. The findings of strontium-enriched minerals of the apatite supergroup confirm this thesis (Khomyakov et al., 1997; Pekov et al., 1995, 1996, 2010; Chakhmouradian et al., 2002; Liferovich and Mitchell, 2006).

At the same time, the impact on the protolith in some rocks is insignificant, in others it is quite noticeable. Thus, in eudialyte-aegirine-albite and vishnevite rocks, recrystallization of feldspar and feldspar, albitization and vishnevitization could occur. Eudialyte was subjected to active cation exchange with the removal of sodium, chlorine, partially, iron, and the introduction of lead, barium, carbonate ion and hydration of the mineral. Nepheline almost completely disappears, only at the microlevel are the relics of this aluminosilicate observed. As a result of changes in the textural and structural properties of the rocks acquire a real appearance.

The third process that affected the rocks is the late low-temperature (?) hydrothermal processing.

Table 4.2

The pegmatite of nepheline-syenite composition minerals sequence of crystallization

Mineral species	Stages of mineral formation		
	1	2	3
	Magmatic	Hydrothermal-metasomatic	
		Early	Late
Major and minor minerals			
Microcline			
Albite			
Nepheline			
Aegirin			
Aegirin-augite			
Lamprophyllite			
Accessory minerals			
Titanite			
Magnesio-arfvedsonite			
Analcime			
*Fluorocafite			
Fluorapatite			

Table 4.3

The pegmatite of syenite composition minerals sequence of crystallization

Mineral species	Stages of mineral formation		
	1	2	3
	Magmatic	Hydrothermal-metasomatic	
		Early	Late
Major and minor minerals			
Microcline			
Albite			
Nepheline			
Aegirin			
Aegirin-augite			
Lamprophyllite			
Accessory minerals			
Baritolamprophyllite			
Titanite			
Magnesio-arfvedsonite			
Analcime			

Table 4.4

The pegmatite of ijolite-urtite composition minerals sequence of crystallization

Mineral species	Stages of mineral formation		
	1	2	3
	Magmatic	Hydrothermal-metasomatic	
		Early	Late
Major and minor minerals			
Nepheline	▬▬		
Aegirin-augite	▬▬▬	– – –	
Accessory minerals			
Magnesio-arfvedsonite	—		
Zeolites		----------	----------

Table 4.5

The eudialyte-aegirine-albite rocks minerals sequence of crystallization

Mineral species	Stages of mineral formation		
	1	2	3
	Magmatic	Hydrothermal-metasomatic	
		Early	Late
Major and minor minerals			
Microcline	▬▬▬		
Albite	▬▬▬	▬▬▬	
Nepheline	--------		
Eudialyte	--------	▬▬▬	
Aegirin	▬▬▬	▬▬▬	
Aegirin-augite	▬▬▬	▬▬▬	
Lamprophyllite	▬▬▬	– –	
Accessory minerals			
Baritolamprophyllite		——	
Titanite		– ——	
Magnesio-arfvedsonite	—		
Analcime		-------	-------
*Pyrophanite			----------
*Calciocatapleit			——
*Elpidite			——
*Lorencenite		—— – –	——
*Nchvaningitis			——
*Sepiolite			——
Muscovite		-------	-------
*Percleveite-(Ce)			——
*Kainosite-(Y)			——
*Stillwellite-(Ce)		——	——
*Datolite			——
*Bobtrillite			——
*Monazite-(Ce)		-------	-------
*Monazite-(Nd)		-------	-------
*Xenotime-(Y)			——
*Stronadelphite		—	
*Fluorostrophite		—	
*Fluorocaphite		——	
Fluorapatite		——	
Hydroxylapatite		—	
Calcite			– ——
*Galgenbergite-(Ce)			——

Table 4.6

The vishnevite rocks minerals sequence of crystallization

Mineral species	Stages of mineral formation		
	1	2	3
	Magmatic	Hydrothermal-metasomatic	
		Early	Late
Major and minor minerals			
Albite	– – – – – – – – – – – – – – – –	– – – –	
Vishnevit		▬▬▬▬	———
Aegirin	– – – – – – – – – – – – – – – –	– – – –	
Aegirin-augite	– – – – – – – – – – – – – – – –	– – – –	
Accessory minerals			
Magnesio-arfvedsonite	– – – – – – – – – – – – – – – –		
Pyrrhotite		——	
Chalcopyrite		——	
Pyrite		——	
Skolecite			——— – –
Thomsonite-Ca			——— – –
Mesolite			——— – –
Gonnardite			——— – –
Natrolite			——— – –
Gismondin			——— – –
Edingtonite			——— – –
Kaolinite			——
Hydroxylapatite	– – – – – – – – – – – – – – – –	– – – –	
Barit			– ——— – –

Under the influence of solutions, eudialyte was replaced with the crystallization of calciocatapleite, elpidite and other minerals. Significant amounts of silica, rare earths, yttrium, strontium, as well as manganese and carbonate ion were released. Most of them are part of phosphates, silicates and carbonates crystallized in the immediate vicinity of eudialyte individuals, which formed microscopic secretions in leaching cavities, cavities, cracks. The effect of such solutions is probably associated with the introduction of boron and magnesium into the rock. In vishnevite rocks, the K-Na variety of vishnevite crystallizes, zeolization occurs. One of the minerals confirming this thesis is galgenbergite-(Ce) – the morphology and mineral association of the mineral indicate that it belongs to the late, low-temperature stages of rock formation, which is consistent with the conclusions obtained in our previous studies (Hollerer, 1998; Lindh, 2012; Comin-Chiaramonti et al., 2016; Kaulina et al., 2018).

The source of the introduction of the substance into alkaline rocks remains open. Moreover, this is of interest not only from the point of view of fundamental science, but also from the practical side.

One of the varieties of rocks of the Konder massif are kosvites - a kind of clinopyroxenite with sideronite structure containing titanomagnetite or ilmenite. It is known that within the massif there is a specific variety of kosvites enriched with sulfides (chalcopyrite, pyrrhotite, etc.), and bearing Cu-Pt-Pd mineralization in its composition.

Their mineral composition differs sharply from the usual associations of kosvites (pyroxene-apatite-titanomagnetite-phlogopite rocks) of the massif. The main ore minerals here are chalcosine, bornite, chalcopyrite; minerals of bismuth, vanadium, lead, palladium, silver and gold are common, platinum-lead and platinum-palladium phases are found. It is possible that these "ore deposits" are one of the sources of gold, which is constantly present in the final platinum concentrates during the processing of placers of the Konder deposit.

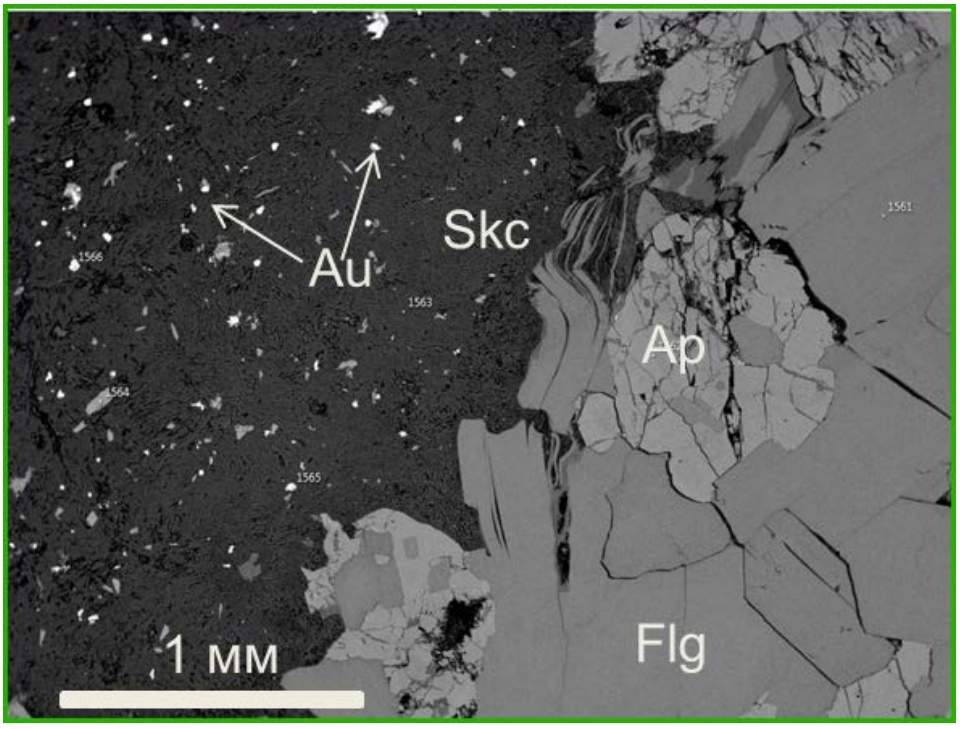


Figure 4.3. Native gold (Au) in scolecite (Skc) veins on contact with phlogopite (Phl) and apatite (Ap). Image in backscattered electrons.

It should be noted that at least some precious metal minerals are confined to relatively late hydrothermal formations of kosvites. Thus, native gold is concentrated in scolecite veins (Fig. 4.3).

On the other hand, according to the data obtained in this work:

- alkaline rocks to one degree or another bear traces of hydrothermal-metasomatic transformation;

- some bodies of highly modified alkaline pegmatites are composed of a mineral of the cancrinite group, which is represented by its sulfate type – vishnevite, iron and copper sulfides (pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite) are observed here in macroscopic quantities;

- lead, uncharacteristic for this mineral, is constantly present in the modified, hydrated eudialyte;

- late phosphates in alkaline pegmatites contain up to 7 wt.% V2O5;

- late magnesian mineralization is observed (magnesium is characteristic of host basite-hyperbasites);

- interspersed micromineralization was found in the composition of pegmatites of iyolite-urtites, which contains phases containing Pb, Ag, Fe, Bi, As, S.

At the same time, contacts of alkaline pegmatites with kosvites are accompanied by collective recrystallization of the latter (Fig. 4.4)

Figure 4.4. The recrystallization site of kosvite with giant phlogopite crystals (left) on contact with the intrusion of alkaline rocks (right).

Thus, all of the above suggests a connection between the processes of formation of alkaline rocks and the mobilization of ore matter (in particular, gold-palladium mineralization) in older

pyroxene rocks. This fact was also noted by other studies (Petrov et al., 2016; Gurevich et al., 2020), where it was shown that the final event in the formation of Cu-Pt-Pd mineralization in the kosvites of the Konder massif was the introduction of alkaline rocks. It entailed an active redistribution of metals and the movement of enriched Na, Ca, Ba, La and Sr alkaline solutions, which provided metasomatic transformation of rocks.

This thesis also corresponds to the data on the enrichment of sulfidized alkaline rocks of the Konder massif with platinoids (Mochalov, Galankina, 2015).

In this regard, the data obtained in the work may be relevant for identifying criteria for metasomatites enriched with noble metal mineralization. For example, the difference between strontium-enriched apatites of the alkaline association from apatites found in unchanged kosvites is a clear example of hydrothermal-metasomatic effects, which can later be used in the search and contouring of ore-bearing metasomatites.

Taking into account the data obtained, it seems promising and may be of practical importance to further mineralogical study of Conder alkaline rocks in combination with host rocks of the basite-hyperbasite series. Particular attention should be paid to late hydrothermal-metasomatic associations.

CONCLUSION

Based on the results of the conducted research, the following conclusions can be drawn:

1. Mineralogical and petrographic characteristics of alkaline rocks of the Konder massif are given.

2. Minerals of alkaline rocks (46 species) were diagnosed and characterized with varying detail, 18 of them were installed at the deposit for the first time.

3. A detailed mineralogical characteristic of the hydrated CO_3-bearing analog of manganoeudialyte has been obtained.

4. It is shown that the diversity of accessory minerals in the composition of eudialyte-aegirine-albite rocks is associated with the processes of hydrothermal processing and replacement of the original "proto-eudialyte".

5. It has been established that strontium-containing minerals of the apatite supergroup are a consequence of the postmagmatic transformation of alkaline pegmatites.

6. The sequence of mineral-forming processes that took place during the formation of alkaline rocks is determined.

7. An assumption is made about the connection of late hydrothermal-metasomatic transformations in alkaline rocks with the mobilization of ore matter and the formation of gold-palladium mineralization in the kosvites of the Konder deposit.

Nevertheless, some issues require further, more detailed study. Thus, a promising area of work is to study the mechanism of the appearance of silicates containing sulfur and sulfides in the composition of alkaline rocks of the complex, as well as the relationship of alkaline magmatism with the formation of gold-palladium mineralization of "ore kosvites". In addition, the question of the source of hydrothermal solutions, which carried out the introduction of volatile elements, in particular boron into alkaline rocks, remains open.

These, as well as other issues raised in the work, form a wide range of topics for further studies of the alkaline magmatism of the Konder alkaline-ultrabasic zonal intrusive.

Reference list

Published

1. Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Filippova K.A. REE Geochemistry and Mineralogy in Ores of the Talgan Cu–Zn Massive Sulfide Deposit, Southern Urals // Doklady Earth Sciences, 2019 Vol. 487/2, P. 973-975.
2. Azarova Yu.V. Genesis and typochemism of lamprophyllite-barytolamprophyllite seriesminerals from lujavrite-malignite complex of khibiny massif // New Data on Minerals. M., 2004. Vol. 39, P. 65-70.
3. Azzi A., Atencio D., Andrade M., Contreira R. Crystal-chemistry of Y-poor hainite-(Y) from Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. In: abstracts of the 22nd IMA Meeting Melbourne. 2018. p. 226.
4. Belov N.V. Essays on structural mineralogy. M.: Nedra, 1976, 344 c.
5. Bulakh A.G. Guidelines and tables for calculating mineral formulas. M.: Nedra, 1967, c. 142.
6. Bulakh A. G., Zolotarev A. A., Krivovichev V. G. Structure, isomorphism, formulas, classification of minerals. Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2014. c. 133.
7. Bulakh A.G., Petrov T.G. Chemical diversity of minerals of the eudialyte group, their rank formulas and chemical-structural varieties of mineral species // Proceedings of the Russian Mineralogical Society Vol. CXXXII, №4, 2003.
8. Bulakh A.G., Petrov T. G. Chemical variability of eudyalite-group minerals and their sorting» // Neues Jahrbuch fur Mineralogie – Abhandlungen. 2004. Vol. 3. P. 127–144.
9. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. Strontium-apatite: new occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals // Can. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 121–136.
10. Chakhmouradian A.R., Huges J.M., Rakovan J. Fluorcaphite, a second occurrence and detailed structural analysis: simultaneous accommodation of Ca, Sr, Na, and LRee in the apatite atomic arrangement // Can. Mineral. 2005. Vol. 43. P. 735-746.
11. Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Rosenberg K.A., Aksenov S.M., Pekov I.V., Belakovsky D.I., Christiansen R., Van K.V. Ilyukhin and t $(H_3O,Na)_{14}Ca_6Mn_2Zr_3Si_{26}O_{72}(OH)_2 \cdot 3H_2O$ – a new mineral of the eudialyte group // Proceedings of the Russian Mineralogical Society. 2016. Vol. 145 № 2. c. 44–57.
12. Comin-Chiaramonti P., Renzulli A., Ridolfi F., Gaston E.R. Enrich G. E.R., Gomes C.B., De Min A., Azzone R.G., Ruberti E. Late-stage magmatic to deuteric/metasomatic accessory

minerals from the Cerro Boggiani agpaitic complex (Alto Paraguay Alkaline Province) // Journal of South American Earth Sciences. 2016. Vol. 71. P. 248-261.

13. Della Ventura, G., Bellatreccia F., Parodi G.C., Cámara F.,3 Piccinini1 M. Single-crystal FTIR and X-ray study of vishnevite, ideally$[Na_6(SO_4)][Na_2(H_2O)_2](Si_6Al_6O_{24})$ // American Mineralogist, 2007.Vol. 92, P. 713–721.
14. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 112, P. 1-20.
15. Golyshev V.M., Simonov V.I., Belov N.V. On the crystal structure of eudialyte // Crystallography, 1971. Vol. 16. № 1. c. 93-98.
16. Golyshev V.M., Simonov V.I., Belov N.V. Crystal structure of eudialyte // Crystallography, 1972 Vol. 17. № 6. c. 1119-1123.
17. Gurevich D.V., Belogub E.V., Petrov S.V., Polonyankin A.A., Zabotina M.V. Model of Cu-Pt-Pd mineralization formation in a platinum-bearing massif of the Ural-Alaskan type: Konder massif, Khabarovsk Krai, Russia // «Rock, mineral and ore formation: achievements and research prospects». Proceedings for the 90th anniversary of IGEM RAS. Moscow.: IGEM RAS, 2020, c. 87-90.
18. Gurevich D.V., Polonyankin A.A. Sulfide polymineral ores of the Konder massif, Khabarovsk Krai: Geological position // «Problems of geology and exploitation of platinum metal deposits», Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2016, c. 27-46.
19. Gurovich V.G., Emelianenko E.P., Zemlyanukhin V.N., Karetnikov A.S., Kvasov A.I., Lazarenkov V.G., Malich K.N., Mochalov A.G., Prikhodko V.S., Stepashko A.A. Geology, petrology and ore bearing of the Konder massif. Moscow.: Nauka, 1994, c. 176.
20. Hollerer, C.E. $Ca(REE)_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$, a new mineral from Steiermark, Austria // Mitteilungen der Österreichschen Mineralogischen Gesellschaft. 1998. Vol. 143. P. 200-201.
21. Huston D.L., Maas R., Cross A.J., Hussey K.J., Mernagh T.P., Fraser G., Champion D.C. The Nolans Bore rare-earth element-phosphorus-uranium mineral system: geology, origin and post-depositional modifications // Miner Deposita. 2016. Vol. 51. P. 797-822.
22. Johnsen O., Gault R.A. Chemical variation in eudialyte // Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1997. Vol. 171. P. 215-237.
23. Johnsen O., Grice J.D., Gault R.A. 17th IMA General Meeting. Abstracts. 1998a. Canada, Toronto.
24. Johnsen O., Grice J.D., Gault A. Kentbrooksite from the Kangerdlugssuaq intrusion, East Greenland, a new Mn-REE-Nb-F end-member in a series within the eudiaiyte group: Description and crystal structure // Eur. J. Mineral. 1998b. Vol. 10. P. 207-219.

25. Johnsen O., Grice J.D., Gault A. Oneillite: A new Ca-deficient and REE-rich member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada» // Can. Mineral. 1999a. Vol .37. P. 1111-1117.
26. Johnsen O., Gault R.A., Grice J.D., Ercit T.S. Khomyakovite and mangan khomyakovite, two new members of eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada» // Can. Mineral. 1999b. Vol. 37. No 4. P. 893- 899.,
27. Johnsen O., Grice J.D. The crystal chemistry of the eudialyte group» // Can. Mineral. 1999c. Vol. 37. №4. P. 865-891.
28. Johnsen O., Ferraris G., Gault R.A., Grice J.D., Kampf A.R., Pekov I.V. The nomenclature of eudialyte-group minerals // Can. Mineral. Vol. 41. P. 785-794., 2003a.
29. Johnsen O., Gault R.A., Grice J.D. Ferrokentbrooksite, a new member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec // Can. Mineral. Vol. 41. P. 785 – 794, 2003b.
30. Karetnikov A.S. On the problem of determining the age of the Konder massif // Pacific Geology, 2005 Vol. 24, №4 c. 76 – 83.
31. Karetnikov A.S. Age and genesis of platinoid mineralization of the Konder massif: paleomagnetic and radioisotope data // Litosphere, 2006 №3, c. 96-107.
32. Kaulina T.V., Kalinin A.A., Il'chenko V.L., Gannibal M.A., Avedisyan A.A., Elizarov D.V., Nerovich L.I., Nitkina E.A. Age and Formation Conditions of U Mineralization in the Litsa Area and the Salla-Kuolajarvi Zone (Kola Region, Russia) // Minerals. 2018. Vol. 563. N. 8.
33. Khomyakov A.P. Crystallochemical systematics of minerals of the eudialyte group // Proceedings of the Third International Symposium "Mineral diversity, research and conservation" October 7-10, 2005 National. The Earth and People Museum., 2005, P, 257-264.
34. Khomyakov A.P. Endemic minerals as product of geoCctpalysis and indiCctpors of highly productive ore-generating processes // IMA Gen. Meetm Kobe, Japan. 2006. P. 305.
35. Khomyakov A. P., Nechelyustov G. N., Rasvetaeva R. K. Aqualite $(H_3O)_8(Na,K,Sr)_5Ca_6Zr_3Si_{26}O_{66}(OH)_9Cl$ - a new mineral of the eudialyte group from the Inagli alkaline massif, Sakha-Yakutia, Russia, and the problem of oxonium in hydrated eudialytes // Proceedings of the Russian Mineralogical Society. 2007. Vol. 136. №2.P, 39–55.
36. Khomyakov A. P., Dusmatov V. D., Ferraris J., Gula A., Vivaldi G., Nechelyustov G. N. Circilite-(Ce) $(Na,□)_{12}(Ce,Na)_3Ca_6Mn_3Zr_3Nb(Si_{25}O_{73})(OH)_3(CO)_3·H_2O$ and carbokentbrooksite $(Na,□)_{12}(Na,Ce)_3Ca_6Mn_3Zr_3Nb(Si_{25}O_{73})(OH)_3(CO_3)·H_2O$ - new minerals of the eudialyte group from the Dara-i-Pioz alkaline massif, Tajikistan // Proceedings of the Russian Mineralogical Society. 2003. Vol. 132. № 5.P, 40–51.

37. Khomyakov A.P., Kulikova I.M., Rasvetaeva R.K. Fluorocaphite Ca(Sr,Na,Ca)(Ca,Sr,Ce)$_3$ (PO_4)$_3$F – a new mineral with a structural motif of apatite // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 1997, Vol. 126, № 3. P. 87–97.
38. Klevtsova R.F. On the crystal structure of strontium–apatite // Journal. Struct. Chemistry, 1964, Vol. 5. № 2. P. 318–320.
39. Kretz R. «Symbols for rock-forming minerals» // American mineralogist, Vol. 68, P. 277-279, 1983.
40. Krivovichev V.G. Mineralogical dictionary. Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2009.P, 556.
41. Krivovichev V.G., Charykova M.V. Classification of mineral systems. Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2013. P. 196.
42. Krivovichev S.V., Armbruster T., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Y.A., Men'shikov Y.P. Crystal structures of lamprophyllite-2M and lamprophyllite-2O from the Lovozero alkaline massif, Kola peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2003. Vol. 15, P. 711-718.
43. Kropáč K., Dolníček Z., Uher P., Urubek T. Fluorcaphite from hydrothermally altered teschenite at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic: compositional variations and origin // Mineralogical Magazine, 2017. Vol. 81(6), P. 1485–1501.
44. Kruk M.N. Minerals of the cancrinite group from alkaline rocks of the Konder massif // Graduation qualifying work in the direction of 13.5018.1 «Geology». St. Petersburg University, 2018.P, 57.
45. Kvasov A.I., Prikhodko V.S., Stepashko A.A. Geochemistry of platinoids and iron group elements in the dunites of the Konder massif // Pacific Geology, 1988 №6,P, 108.
46. Lazarenkov V.G., Malich K.N. Geochemistry of ultrabasites of the platinum-bearing Konder massif // Geochemistry, 1991, № 10.P, 1406-1418.
47. Lazarenkov V.G., Malich K.N., Sakhyanov L.O. Platinum-metal mineralization of zonal ultrabasic and komatiite massifs. Saint-Petersburg; Nedra, 1992.P, 217.
48. Liferovich R.P., Mitchell R.H. Apatite–group minerals from nepheline syenite, Pilansberg alkaline complex, South Africa // Mineralogical Magazine, 2006, 70(5), P. 463–484.
49. Lindh A., Minute-sized crystals of HFSE minerals in evolved, fluorite-bearing granite, an example from the Sorvik granite, central Sweden // A Scandinavian Journal of Earth Sciences, 2012. Vol. 134, P. 283-294.
50. Malich K.N. Platinum-bearing titanomagnetite in rocks of the Konder ultrabasic massif. Saint-Petersburg; Nedra, 1988.
51. Malich K.N. Platinoids of clinopyroxenite-dunite massifs of Eastern Siberia (geochemistry, mineralogy, genesis). Saint-Petersburg; VSEGEI, 1999. P. 296.

52. Mochalov A.G. Remarkable platinum minerals of the Konder massif (Khabarovsk Krai) // Mineralogical Almanac, 2019. Vol. 23. №. 3.P, 128.
53. Mochalov A.G., Galankina O.L. Ontogeny of crystalline individuals of platinum group metals of the Conder Aldan shield massif // Abstracts of the XII Congress of the Russian Mineralogical Society "Mineralogy in the whole space of this word", St. Petersburg, 2015. P, 131-133.
54. Mc.Donald A.M., Chao G.Y. Bobtraillite, $(Na,Ca)_{13}Sr_{11}(Zr,Y,Nb)_{14}Si_{42}B_6O_{132}(OH)_{12}{*}12H_2O$, a new mineral species from mont saint-hilaire, quebec: description, structure determination and relationship to benitoite and wadeite // Can. Mineral. 2005. Vol. 43. P. 747-758.
55. Miyajima H. Jadeitite from Itoigawa, Niigata Prefecture, central Japan. In: abstracts of the 21nd IMA Meeting Johannesburg. 2014. p. 200.
56. Nikolaev A. Artel of prospectors "Amur" develops the platinum reserve of the Konder and Wargalan deposits // Far Eastern capital, 2013, №6.
57. Orlova M.P. Geological structure and genesis of the Konder ultramafic massif //Pacific Geology, 1991, №1. P, 80-88.
58. Osipov A.S., Antonov A.A. Galgenbergite–(Ce) from the alkaline rocks of the Konder massif (Khabarovsk Krai) // Proceedings of the FSS GI KSC RAS, 2021, № 18, P. 326–331.
59. Osipov A.S., Antonov A.A., Vlasenko N.S. Sr-bearing phosphates of the apatite supergroup from the alkaline rocks of the Konder massif, Khabarovsk Krai // Mineralogy, 2021b, Vol. 7, № 4, P. 48–61.
60. Osipov A.S., Antonov A.A., Bocharov V.N., Vlasenko N.S. Stronadelphite from alkaline rocks of the Konder massif (Khabarovsk Krai) // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 2021a, Vol. 150, No. 3, P. 67-78. English translation: Geol. Ore Deposits., 2022 (in print).
61. Osipov A.S., Antonov A.A., Panikorovsky T.L., Zolotarev Jr. A.A. Hydrated CO_3–bearing analog of manganoeudialyte from the alkaline rocks of the Konder massif, Khabarovsk Krai // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 2017, Vol. 146, № 4, c. 78–93. English translation: Geol. Ore Deposits.,. 2018. Vol. 60. N.8. P. 1-10.
62. Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // Eur. J. Mineral. 2010. Vol. 22. P. 163–179.
63. Pekov I. V. Yttrium mineralization in the Khibino-Lovozersk alkaline complex (Kola Peninsula) // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 1998. Vol. 127 № 5. P, 66–85.
64. Pekov I.V. Lovozersky massif: history of research, pegmatites, minerals. M.: Creative association Earth, 2000, 464 P,

65. Pekov I.V., Kulikova I.M., Kabalov Yu.K., Yeletskaya O.V., Chukanov N.V., Menshikov Yu.P., Khomyakov A.P. Belovite–(La) Sr3Na(La,Ce)[PO4]3(F,OH) – a new rare earth mineral of the apatite group // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 1996, Vol. 125, № 3, P, 101–109.
66. Pekov I.V., Chukanov N.V., Yeletskaya O.V., Khomyakov A.P., Menshikov Yu.P. Belovite–(Ce): new data, refined formula and ratio with other minerals of the apatite group // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 1995, Vol. 124, № 2, P, 98–100.
67. Pekov I.V., Britvin S.N., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu., Pasero M., Merlino S., Stronadelphite, $Sr_5(PO_4)_3F$, a new apatite-group mineral // Eur. J. Mineral. 2010. Vol. 22. P. 869-874.
68. Penel G., Leroy G., Rey C., Sombret B., Huvenne J.P., Bres E. Infrared and Raman microspectrometry study of fluor-fluor-hydroxy and hydroxy-apatire powders // Journal of materials science: materials in medicine. 1997. Vol. 8. P. 271-276.
69. Perkhurova V.A. Mineralogical features of ore pyroxenites of the kondersky platinum deposit (Khabarovsk Krai) // Graduation qualification work in the direction 05.04.01 "Geology". St. Petersburg State University, 2019. P, 104.
70. Petrov S.V., Borozdin A.P., Polekhovsky Yu.S., Tarasova I.P. The sequence of mineral formation in sulfide-platinum-metal ores in the kosvites of the Konder massif // "Problems of geology and exploitation of platinum metal deposits", Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2016, P. 16-21.
71. Petrov T. G., Krasnova N. I. R-dictionary-catalog of chemical compositions of minerals. Saint-Petersburg.: Nauka, 2010. P. 150.
72. Petrology and platinum-bearing ring alkaline-ultrabasic complexes // Ed. I.Ya. Nekrasov and N.P. Laverov. Moscow: Nauka, 1994. P. 381.
73. Pilyugin A.G., Bugaev I.A. General issues of geology of copper-platinum-palladium mineralization of the Konder massif, Far East of Russia. "Problems of geology and exploitation of platinum metal deposits», Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2016, P, 22-26.
74. Pfaff K., Wenzel T., Schilling J., Marks M.A.W., Markl G. A fast and easy-to-use approach to Cctpion site assignment for eudialyte-group minerals // N. Jb. Miner. Abh. 2010. Vol. 187/1, P. 69–81.
75. Pushcharovsky D.Yu., Nadezhina T.N., Khomyakov A.P. Crystal structure of strontium–apatite from Khibiny // Crystallography, 1987, № 2, P, 891–895.
76. Rastsvetaeva R.K., Andrianov V.I. New data on the crystal structure of eudialyte // Dokl. USSR Academy OF Sciences. 1987a. Vol. 293 №5. P, 1122-1126.

77. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V. Principles of crystal chemical classification of minerals of the eudialyte group // Proceedings of the Russian Mineralogical Society, 2011, Vol. 140. №3. P, 25–40.
78. Rasvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. Minerals of the eudialyte group: crystal chemistry, properties, genesis. Nizhny Novgorod: Publishing House of Nizhny Novgorod State University named after N.I. Lobachevsky, 2012. P, 229.
79. Rasvetaeva R.K., Borutsky B.E. Crystallochemical features of eudialyte in the light of new data // Mineralogical Journal, 1988a Vol. 10, № 1, P. 48-57.
80. Rasvetaeva R.K., Borutsky B.E., Gusev A.I. Crystal structure of eucolite // Crystallography, 1988b Vol. 33, № 2. P, 353-359.
81. Rastsvetaeva R.K., Sokolova M.N., Borutsky B.E. Crystal structure of potassium-oxonium eudialyte // Crystallography, 1990a, Vol. 35, № 6, P, 1381-1387.
82. Rastsvetaeva R.K., Ramzanova Z.P., Borutsky B.E., Dorfman M.D. Features of the crystal structure of barsanovite – varieties of eudialyte // Proceedings of the Russian Mineralogical Society., 1990 Vol. 119, № 3, P, 65 – 72.
83. Rasvetaeva R.K., Borutsky B.E. Structural features of TR-Fe and TR-Mn eucolites // Mineralogical Journal., 1990d. Vol. 12. № 4. C. 81 – 88.
84. Saranchina G.M. Rock-forming minerals (method of determination of crystal-optical constants, characteristics of minerals). Saint-Petersburg.: publishing house of St. Petersburg University, 2000. P. 156.
85. Shnai G.P., Kuranova V.N. New data on the age of dunites in complex arrays of ultrabasic – alkaline composition. //Docl. USSR Academy OF Sciences, 1981. Vol. 261, № 4. P, 950-952.
86. Shpak N.S. State geological map of the USSR. Scale 1:200,000. Sheet O-53-XXI, Aldanskaya series. (Aerogeology, LDC VSEGEI), Moscow:VSEGEI, 1982.
87. Schlüter J., Malcherek T., Husdal T. A. The new mineral stetindite, CeSiO4, a cerium end-member of the zircon group // Neues Jahrbuch fur Mineralogie - Abhandlungen, 2009, Vol. 186 (2), 195-200.
88. Schilling J., Wu F.Y., MccCammon C., Wenzel T., Marks M.A.W., Pfaff K., Jacob D.E., Markl G. The compositional variability of eudialyte-group minerals // Mineralogical Magazine, February 2011, Vol. 75(1), P. 87–115.
89. Sheldrick G. M. A short history of SHELX // Acta Cryst. 2008. Vol. A64. P. 112-122.
90. Walter F., Bojar H.-P., Hollerer C.E., Mereiter K. The crystal structure of galgenbergite-(Ce), $CaCe_2(CO_3)_4$ H2O // Miner. Petrol., 2013. Vol. 107, P. 189–199.
91. Warr, L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine, 2022, Vol. 85(3), P. 291-320.

92. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American mineralogist, 2010. Vol. 95, P. 185-187.
93. Xue W., Zhai K., Lin C., Zhai S. Effect of temperature on the Raman spectra of $Ca_5(PO_4)_3F$ fluorapatite // Eur. J. Mineral. 2018. Vol. 30. P. 951-956.
94. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Menshikov Yu.P. Minerals of the Khibiny massif. Mocow.: Earth, 1999, P. 326.
95. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Selivanova E.A., Korchak Ju.A., Nikolaev A.P. Strontiofluorite, SrF_2, a new mineral species from the Khibiny massif, Kola Peninsula, Russia // Can. Mineral. 2010. Vol. 48. P. 1487-1492.
96. Zhai S., Shieh S.R., Xue W., Xie T. Raman spectra of stronadelphite $Sr_5(PO_4)_3F$ at high pressures // Phys. Chem. Minerals. 2015. Vol. 24. P. 579-585.

Production reports

97. Antipenko V.G. (Resp. exec.) Report on the results of evaluation work on promising manifestations of ore platinum within the Konder intrusive massif in 2010-2012, CJSC "Artel of Prospectors "Amur". Khabarovsk, 2012.
98. Arkhangelsk V.V. (Resp. exec.). Report on the results of the geological survey scale 1:50 000 and the searches conducted in the upper reaches of the Konder River in 1956. VAGT. M., 1957.
99. Gribanov A.P. (Resp. exec.) Information report on incomplete prospecting and prospecting and evaluation works for ore platinum within the Kondersky intrusive massif and its framing in 2004-2008, CJSC "Artel of Prospectors "Amur". Khabarovsk, 2008.
100. Guryanov V.A. (Resp. exec.). Legend of the Uchuro-May series of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200 000. Report. Khabarovsk, 2000.
101. Emelianenko E.P. (Resp. exec.). Geological structure and minerals of the upper reaches of the stream. Conder. The report of the Ring Party on the results of the geological survey on a scale of 1:25 000 and prospecting works in the upper reaches of the stream. Konder for 1985-1991.
102. Laptev M.M. (Resp. exec.). Report on the results of exploratory geological and geophysical studies of scale 1:10 000 within the Conder ring structure and its flanks for 1986-1988 (Conder batch). PGO "Dalgeology". Khabarovsk, 1988.
103. Milto A.N. (Resp. exec.). Geology and minerals of the Konder site. The report of the party No. 12 of the Aldan expedition VAGT for1957 Scale 1:25 000. M., 1958.

104. Ostapchuk V.I. (Resp. exec.). The results of experimental and methodical search work at the Konder site. Report of the Central Geochemical Party for 1979-1983 of the PGO "Dalgeologiya". Khabarovsk, 1983.

105. Potocki Yu.P. (Resp. exec.). Report on the results of 1:10 000 scale exploratory aerogeophysical work at the Ingiliysky and Kondersky sites and 1:50 000 scale in the vicinity of Mount Konder for 1984-1988 (Goltsovaya batch). PGO "Dalgeology". Khabarovsk, 1988.

106. Sakhyanov L.O. (Resp. exec.). Geological structure and industrial assessment of the placer deposit of platinoids of the Konder river. Report on the results of detailed exploration of the deposit for 1984-1988 of the PGO "Dalgeologiya". Khabarovsk, 1988.

107. Cherubimova E.G., Larionov V.A. Report on aeromagnetic work carried out in the eastern part of the Aldan shield. DVSU. Khabarovsk, 1958.

108. Shashkin V.M. (Resp. exec.). To develop the direction of geological exploration for platinum group metals in the Kondersky, Inaglinsky and Maymecha-Kotuysky ore districts. Report on the topic 0.50.01.04.02.12. N: B.P.4/502 (1) for 1985-1988, TsNIGRI. M., 1988.

109. Shevchenko B.V. (Resp. exec.). Geological structure and minerals of the basins of the middle reaches of the Omnya River, the Wargalan River, the upper reaches of the Ichash River. The report of the Wargalan party on the results of a group geological survey on a scale of 1:50 000 and general searches for 1986-90 within sheets 0-53-77-B; 0-53-78-B; 0-53-89-A; 0-53-90-A-A-1, 3; b-1, 3, 4; 0-53-90-B. PGO "Dalgeology". Khabarovsk, 1990.

110. Shpak N.S. (Resp. exec.). Materials for the state geological map of the USSR scale 1:200 000. Sheet O-53-XXI, Aldanskaya series. Geology and minerals. Report VAGT. M., 1967.

111. Yaroslavtseva N.I. (Resp. exec.). Report of the specialized gravimetric batch No. 7 on the results of the gravimetric survey of the scale 1:200 000 in the basins of the rivers May, Omnya, Ingili, in 1985-1988, PGO "Dalgeologiya". Khabarovsk, 1988.