

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Овсянников Георгий Николаевич

Геология, минералогия и петрология островодужного базитового
первомайско-аюдагского интрузивного комплекса Горного Крыма

1.6.3. Петрология, вулканология

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

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических
наук, профессор

Спиридонов Эрнст Максович

доктор геолого-минералогических
наук, доцент

Перчук Алексей Леонидович

МОСКВА -2026

Оглавление

Введение	3
Глава 1. История изучения магматизма Горного Крыма.....	11
Глава 2. Фактический материал и методы исследования	16
Глава 3. Геология Горного Крыма. Литературный обзор	18
3.1. Физико-географическая характеристика.....	18
3.2. Геологическое строение.....	18
Глава 4. Первомайско-аюдагский интрузивный комплекс Горного Крыма.....	22
4.1. Геология и петрография интрузивов первомайско-аюдагского комплекса	24
4.2. Механизмы внедрения интрузивов первомайско-аюдагского комплекса.....	54
4.3. Дайки глубинного происхождения и гидротермальные образования первомайско-аюдагского интрузивного комплекса	61
4.4. Химический состав магматических пород первомайско-аюдагского комплекса... ..	65
4.5. Минералы и минеральные ассоциации магматических пород первомайско-аюдагского комплекса.....	70
4.5.1. Первая минеральная ассоциация	72
4.5.2. Вторая минеральная ассоциация	76
4.5.3. Третья минеральная ассоциация	80
4.5.4. Четвертая минеральная ассоциация	84
4.5.5. Пятая минеральная ассоциация	92
4.5.6. Шестая минеральная ассоциация	112
4.5.7. Седьмая минеральная ассоциация.....	119
4.5.8. Ксеногенные минералы в магматических породах первомайско-аюдагского комплекса	120
4.5.9. Эволюция состава и типохимизм минералов магматических пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса	124
4.6. Моделирование процессов кристаллизации магматических пород	137
4.7. Продукты субсолидусных превращений высокотемпературных твердых растворов силикатов и оксидов.....	143
4.8. Минералы и минеральные ассоциации послемагматических гидротермальных образований первомайско-аюдагского интрузивного комплекса	145
Глава 5. Продукты регионального низкоградного метаморфизма пород первомайско-аюдагского интрузивного комплекса	149
5.1. Продукты метаморфизма 1 стадии в условиях цеолитовой фации	150
5.2. Продукты метаморфизма 2 стадии в условиях пренит-пумпеллиитовой фации ..	152
5.3. Продукты метаморфизма 3 стадии в условиях цеолитовой фации	170
5.4. Влияние низкоградного метаморфизма на магнитные свойства горных пород ..	185
5.5. Заключение по региональному низкоградному метаморфизму	188
Итоги исследования	189
Заключение.....	190
Литература	192

Введение

В диссертации рассмотрены геология, петрография, минералогия и геохимия горных пород ведущего в Горном Крыму островодужного первомайско-аюдагского интрузивного комплекса среднеюрского раннебайосского возраста. Интрузивы комплекса слагают превалирующие габбронорит-долериты и габбронорит-диориты, ранние кумулятивные плагиолерцолиты и оливиновые габбронорит-долериты и поздние кварцевые диориты и плагиограниты.

Актуальность темы исследования

Несмотря на три века исследований и более чем 80-летний период проведения учебных практик студентов-геологов, до сих пор дискусионны геологическое положение, морфология, механизмы формирования, минеральный состав, номенклатура и возраст многих интрузивных тел Горного Крыма, а также критерии их отличия от развитых там же многочисленных субвулканических образований, нередко весьма сходных с интрузивными. Основная сложность заключается в том, что магматические породы в процессе эпигенетического метаморфизма приобрели зеленокаменный облик, существенно затрудняющий их полевую и лабораторную диагностики. Оливин и ромбический пироксен полностью замещены тальком, хлоритом, глинистыми минералами, карбонатами и кварцем, плагиоклаз часто сильно альбитизирован... Кроме того, эндоконтактные зоны интрузивов габброидов и плагиогранитоидов Горного Крыма сложены тонкозернистыми и резко порфирированными породами, которые напоминают эффузивные. Этим обусловлена актуальность данной работы, в ходе которой удалось изучить практически все первичные магматические минералы пород первомайско-аюдагского комплекса, за исключением оливина, состав которого был реконструирован при помощи петрологического моделирования. Восстановление первоначального состава пород и минералов возможно благодаря крайней неоднородности проявлений низкоградного метаморфизма. Детальный поиск позволил обнаружить реликты большинства первичных магматических минералов.

Первомайско-аюдагский интрузивный комплекс представляет существенный интерес как объект изучения габброидных интрузивов гипабиссальной фации, процессов магматической дифференциации и коровой контаминации, низкоградного метаморфизма.

Цели исследования

- На современном уровне охарактеризовать геологию, петрографию и минералогия образований первомайско-аюдагского комплекса как эталонного островодужного базитового интрузивного комплекса гипабиссальной фации глубинности.

- Реконструировать процессы и параметры кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации расплавов первомайско-аюдагского комплекса.
- Охарактеризовать эпигенетический низкоградный метаморфизм для реконструкции первичного состава магматических пород, а также параметров послеинтрузивной истории геологического развития Горного Крыма.

Конкретные задачи исследования

- Проанализировать тектоническую позицию, геологическое строение, петрографию, минералогию и геохимию представительных интрузивов габброидов и плагиогранитоидов островодужного первомайско-аюдагского комплекса мезозойд Горного Крыма. Установить порядок кристаллизации и типоморфизм, в т. ч. типохимизм породообразующих и акцессорных минералов магматических пород с выделением минеральных ассоциаций, используя подходы генетической минералогии и петрологического моделирования.
- Изучить послемагматические гидротермальные образования и дайки глубинного происхождения, завершающие формирование первомайско-аюдагского комплекса.
- Исследовать проявления эпигенетического низкоградного метаморфизма и их влияние на минеральный и химический состав магматических пород первомайско-аюдагского комплекса и их физические характеристики.

Фактический материал и методы исследований, личный вклад автора

Автором в ходе полевых работ 2017-2021 гг. в районах полигона МГУ, Симферопольского поднятия и Южнобережного Крыма изучены тектоническое положение и геологическое строение представительных интрузивов первомайско-аюдагского комплекса: это Аю-Даг и его сателлиты, Лебединский, Кушнарёвский (Первомайский), Донузоран, Уртапай, Лозовской (Ферсмановский), Чамны-Бурун, Джидайрский, Мендерский; отобрано более 100 штучных образцов, выполнены фотографии, зарисовки, замеры магнитной восприимчивости пород (каппаметрия) и квадрокоптерные полеты с целью картирования отдельных магматических тел и пород рамы интрузивов. Первичная пробоподготовка образцов (распиловка, шлифовка, дробление и истирание проб) выполнена автором.

Фотографирование образцов горных пород производилось при помощи фотобокса с двусторонней светодиодной подсветкой. Сканирование полированных каменных образцов производилось при помощи сканера Epson Perfection V370 Photo. Фотографирование и описание шлифов выполнены автором при помощи поляризационного микроскопа Zeiss AxioPlan 2 кафедры минералогии и поляризационного микроскопа Nikon LV100N Pol

кафедры петрологии и вулканологии МГУ. Содержания главных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в интрузивных породах определялись методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия Axios mAX (PANalytical) в ЦКП "ИГЕМ-аналитика" ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Полуколичественный и количественный химический состав минералов интрузивных пород изучен с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-IT500 (Лаборатория локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева). Петрологическое моделирование процессов кристаллизации производилось по программе Comagmat 5 (Ariskin et al., 2012). Более подробное описание методик инструментальных исследований дано в главе 2.

Научная новизна

1. Изучение силлообразных интрузивов в верховьях р. Бодрак, пологозалегающих интрузивных тел Лозовского массива и многочисленных апофиз интрузива Аю-Даг в бухте Панаир позволили связать внедрение расплавов островодужного габброидного первомайско-аюдагского комплекса мезозойд Горного Крыма с донузоранским эпизодом складчатости в раннем байосе, когда произошла дополнительная деформация сложноскладчатых флишевых толщ таврической и эскиордынской серий. Согласно принципу Эйлера, при смятии слоистых сред в них появляются полости, «работающие» как помпы, возникает эффект всасывания. В результате первые порции расплава далеко опередили основной магматический «фронт», в эндоконтактах всех интрузивов комплекса возникли эффузивоподобные резко порфировидные тонко-, мелкокристаллические и миндалекаменные породы. Это ярко фиксирует гипабиссальные условия становления интрузивов первомайско-аюдагского комплекса.
2. Установлено, что состав горных пород островодужного базитового первомайско-аюдагского интрузивного комплекса мезозойд Горного Крыма варьирует от плагиолерцолитов до плагиогранитов. Минеральные ассоциации (МА) кумулятивных плагиолерцолитов, преобладающих известково-щелочных анортит-битовнитовых габбронорит-долеритов, габбронорит-диоритов, плагиогранитоидов близко отвечают реакционному ряду Н.Л. Боуэна, пополненному нами акцессорными минералами Cr, Ti, V, REE, Y, Zr, Th, закономерно сопряжёнными с порообразующими минералами.
3. Выявлено своеобразие эволюции хромшпинелидов. Включения высокоглиноземистого бронзита свидетельствуют, что кристаллизация ранней хромшпинели началась при $P > 9$ -

10 кбар. Тренд эволюции хромшпинелидов первой генерации: хромшпинель → алюмомагнезиохромит вероятно отвечал кристаллизации на фоне снижения давления при всплывании расплава; он проявлен во всех интрузивах комплекса. Тренд хромшпинелидов второй генерации: алюмохромит → Ti-Al феррихромит → хромтитаномагнетит: тренд снижения температуры кристаллизации и роста f_{O_2} типичен для островодужных базитов. В более крупных интрузивах (Аю-Даг, Чамны-Бурун и др.), где интенсивно проявлена дифференциация с накоплением кремнезёма, хромшпинелиды почти полностью растворены, возник хромсодержащий титаномагнетит.

4. Данные по плагиоклазу пород первомайско-аюдагского комплекса, состав которого варьирует от анортита An94-91 со следами калия и содержащего до 1 масс. % Fe, до альбит-олигоклаза An9-12 с 1.4 масс. % K_2O со следами железа, вероятно, могут быть одним из эталонов для островодужных известково-щелочных магматитов. В оливинсодержащих породах комплекса установлено широкое развитие армоколита и продуктов его трансформации, это – Mg-ильменит, Zr-содержащий ильменит, бадделеит. Плагиоцерциты с армоколитом не имеют отношения к офиолитам. В известково-щелочных габброидах мелких интрузивов обнаружены кристаллы низкощелочного авгита, отдельные зоны которых - крайне высокоглинозёмистые, содержат до 9 масс. % Al_2O_3 .
5. В горных породах первомайско-аюдагского комплекса обнаружен ряд минералов лантаноидов: цирконолит-(Ca), цирконолит-(Y), чевкинит-(Ce), перрьерит-(Ce); наиболее распространены, разнообразны и информативны редкоземельные минералы группы эпидота: от ранних Ti ферриалланита-(Ce), Ti и Ti-V алланита-(Ce) до позднего алланита-(Y) и от REE-эпидота до Y-эпидота. Установлено, что основной хромофор густо окрашенного алланита – титан. Наличие алланита, REE-эпидота, Y-эпидота в ассоциации с биотитом, паргаситом и эденитом - один из критериев отличия островодужных плагиогранитов Крыма (габброидных) от крымских послеостроводужных плагиогранитов (гранитоидных) с монацитом и ксенотимом в ассоциации с фаялитом и феррогортонитом.
6. Показано, что для габброидов гипабиссальных интрузивов Горного Крыма, включая наиболее крупные из них, характерна сильная изменчивость субсолидусных превращений титаномагнетита. Нередко кристаллы титаномагнетита целиком сложены субмикронными сростаниями магнетита и ульвошпинели. Чаще частично или полностью эти образования замещены зернистыми пластинчатыми сростаниями магнетита и ильменита, т.е. прошёл частичный или полный окислительный отжиг магматического титаномагнетита.

7. Выявлено, что послеинтрузивные пирит-пирротин-рутил-кварц-кальцит-хлорит-альбитовые гидротермальные метасоматиты и кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом и галенитом нередки только в более крупном интрузиве Аю-Даг. Эти метасоматиты содержат монацит и ксенотим – продукты замещения магматических алланита и редкоземельного эпидота, а также ярко-зелёные в шлифе высокоглинозёмистые и высокожелезистые хлориты – псевдотюрингит, дафнит, рипидолит.
8. Установлено, что в низкоградно метаморфизованных тектонизированных габброидах и плагиогранитоидах с пренитом, пумпелиитом-(Fe), пумпеллиитом-(Al) ассоциируют альбит, кальцит, апофиллит, датолит, гиролит, бабингтонит и Fe-Al-Mg хлориты, значительно менее глинозёмистые и железистые, чем хлориты послеинтрузивных гидротермалитов (в основном это брунсвит). В низкоградно метаморфизованных тектонизированных оливинных габброидах и плагиолецолитах с лизардитом и антигоритом ассоциируют диабантит, псевдобрукит и псевдорутил (это новый – метаморфогенно-гидротермальный генетический тип псевдобрукита и псевдорутила, которые заместили магматические армоколлит, титаномagnetит и ильменит), а также метаморфогенный богатый цинком Cr-Al титаномagnetит, заместивший магматический Ti-Al феррихромит. Метаморфизованные зеленокаменные габброиды первомайско-аюдагского комплекса пересечены дайками кайнотипных керсутитовых лампрофиров раннемелового возраста.
9. Установлено, что эпигенетичный низкоградный метаморфизм позднеюрского возраста привёл к крайне неоднородному снижению магнитной восприимчивости допозднеюрских горных пород всех типов в мезозоидах Горного Крыма.

Теоретическая и практическая значимость работы

Полученные результаты значимо уточнили представления по тектонической позиции, геологическому строению, петрографии и минералогии, номенклатуре наиболее распространённых магматических образований Горного Крыма – габброидов и плагиогранитоидов первомайско-аюдагского комплекса – постоянного объекта студенческих геологических практик Московского университета и множества других ВУЗов. Установлены принципиальные отличия условий внедрения интрузивов гипабиссальной фации от более глубинных, предложен новый механизм внедрения на ранней стадии формирования гипабиссальных интрузивов. Реакционная схема Н.Л. Боуэна из эволюционирующих порообразующих минералов дополнена закономерно связанными с ними акцессорными минералами хрома, титана, циркония, лантаноидов, иттрия, тория. Создана достаточно полная картина островодужной известково-щелочной

габброидной формации гипабиссального уровня глубинности. Изучен полный «жизненный» цикл редкоземельных минералов группы эпидота: зарождение путём замещения магматических чевкинита-(Ce) и перрьерита-(Ce), эволюция в ходе магматической дифференциации с истощением лантана, затем – церия, накоплением неодима, затем иттрия и иттриевых редких земель; полное замещение монацитом-(Ce) и ксенотимом-(Y) при формировании послеинтрузивных гидротермальных рутил-кварц-кальцит-хлорит-альбитовых метасоматитов. Установлен новый – метаморфогенно-гидротермальный генетический тип псевдобрукита и псевдорутила. Существенно пополнен минеральный кадастр Крыма.

Полученные результаты уже используются при проведении учебных крымских геологических практик Московского университета. Каменный материал, собранный автором, пополнил коллекцию музея Крымского учебно-научного центра МГУ имени проф. А. А. Богданова. Часть полученных результатов включена в учебный курс «Генетическая минералогия» для студентов кафедры минералогии геологического факультета МГУ.

Защищаемые положения

1. Ведущий процесс образования горных пород гипабиссального островодужного первомайско-аюдагского плагиоперидотит-габбронорит-габброноритдиорит-кварцдиорит-плагиогранитного комплекса в мезозоидах Горного Крыма – кристаллизационная дифференциация. Минеральные ассоциации интрузивных пород близко отвечают реакционному ряду Н.Л. Боуэна. В составе интрузивных пород выделяются семь ассоциаций породообразующих минералов, дополненных совокупностью акцессорных минералов Cr, Ti, Zr, REE, Y, Th.
2. Главным носителем REE и Th в породах первомайско-аюдагского комплекса является алланит, который в габброидах заместил чевкинит-(Ce) и перрьерит-(Ce). В биотит-кварцевых габброидах это Ti-ферриалланит-(Ce), Ti-алланит-(Ce), алланит-(Ce), алланит-(Y), REE-эпидот, Y-эпидот; в плагиогранитоидах – Ti-алланит-(Ce), алланит-(Ce), REE-эпидот. В послеинтрузивных гидротермальных метасоматитах редкоземельные минералы группы эпидота преобразованы в монацит и ксенотим.
3. Минеральный и химический состав интрузивных и дайковых пород первомайско-аюдагского комплекса был существенно преобразован в ходе эпигенетического регионального низкоградного метаморфизма погружения первого этапа в условиях цеолитовой фации, второго этапа в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, третьего этапа в условиях цеолитовой фации.

Достоверность результатов и апробация работы

Достоверность результатов инструментальных исследований минералов достигалась применением стандартных образцов и сопоставлением результатов с известными по базам данных. Определение элементного состава минералов сопровождалось комплексом мер по обеспечению достоверности результатов, включающих

- регулярное измерение стандартных образцов, близких по составу к исследуемым. В качестве образцов сравнения при микрозондовом анализе использовались стандартные образцы Национального института стандартов США (Jarosewich et al., 1980), стандарты фирмы Jeol, синтетические соединения с устойчивой стехиометрией
- проведение регулярной калибровки ЭДС по энергии линий и разрешению на внутренних стандартах (кобальт);
- проверка однородности участка анализа путем наблюдения в режимах SE, BSE

По теме работы опубликованы 5 статей в журналах Вестник Московского университета (серия 4, геология), Геохимия, Новые данные о минералах, Инженерная геология, а также тезисы 15 докладов.

Результаты исследований по теме диссертации докладывались и обсуждались на Ломоносовских чтениях Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова 2019-2024 гг., Международных конференциях «В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики» (Черноголовка, 2018, 2023); XXVI Международной конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» (Москва, 2019); Международной конференции «Петрология и геодинамика геологических процессов» (Иркутск, 2021); X Российской молодежной научно-практической школе «Новое в процессах рудообразования» (Москва, 2021); Международной конференции «Современные проблемы развития геохимии» (Иркутск, 2022); XIV Всероссийском петрографическом совещании с международным участием «Петрология и геодинамика геологических процессов в изучении недр и геологическом картографировании» (Санкт-Петербург, 2025).

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, пяти глав, итогов исследования, заключения и списка литературы. Общий объем работы – 204 страницы. Текст сопровождается 191 иллюстрацией (карты, рисунки, графики, диаграммы, фотографии) и 48 таблицами. Список использованной литературы включает 222 наименования.

Связь исследования с программами (проектами), научной тематикой

Исследования в 2016-2018 и в 2019-2021 гг. проведены в рамках научных проектов Российского фонда фундаментальных исследований, соответственно, проект № 16-05-00241 «Островодужные магматические и метаморфические образования киммерид Горного Крыма» и проект № 19-05-00490 «Послеостроводужные магматические и метаморфические образования киммерид Горного Крыма», в дальнейшем - по тематике научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ; результаты отражены в публикациях и научных отчетах. Исследования выполнены с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Благодарности

Автор особо благодарен Эрнсту Максовичу Спиридонову за обучение приёмам и методам полевых и камеральных геологических работ и многолетнее научное руководство на всех этапах моих исследований, Алексею Леонидовичу Перчуку за научное руководство диссертацией. Автор признателен Российскому фонду фундаментальных исследований РФФИ за многолетнюю финансовую поддержку. Автор благодарен М.Ю. Никитину за обучение кропотливой работе с геологическими картами; С.В. Филимонову за организацию и проведение полевых работ в Горном Крыму; Е.С. Койбагаровой за соучастие в полевых работах и корректировку английских версий публикаций; Н.Н. Коротаяевой за высокое качество микрозондовых анализов минералов и фотографий в режиме отраженных электронов; А.А. Арискину, Г.С. Николаеву, Е.В. Путинцевой, Ю.Д. Гриценко и Цымбалюку В.О. за ценные замечания и поддержку, А.Д. Бабанскому и И.Т. Расс (ИГЕМ РАН) за предоставленные литературные источники и аналитические возможности. Автор благодарит сотрудников кафедр минералогии, петрологии и вулканологии за поддержку и помощь в работе над диссертацией.

Глава 1. История изучения магматизма Горного Крыма

История геологического изучения Крымского полуострова насчитывает более двух столетий и связана с именами выдающихся исследователей. Первые систематические сведения о геологии Крыма принадлежат В.Ф. Зуеву (1754-1794), ученику П.С. Палласа. В апреле 1782 года 28-летний адъютант Академии наук возглавил первую научную экспедицию в Крым, только что вошедший в состав Российской Империи. Результаты этого путешествия изложены в «Путешественных записках от С.-Петербурга до Херсона в 1781-1782 гг.» (Зуев, 1787), где подробно описан маршрут от Перекопа через Карасубазар (современный Белогорск) до Феодосии и Еникале под Керчью, выделил основные геоморфологические единицы полуострова - "горный и плоский Крым", преодолев за время экспедиции по нему более 700 км. Зуев первым высказал предположение о возможном геологическом единстве Крымских, Балканских и Кавказских гор. Как отметил А.А. Штукенберг в фундаментальном труде "Геологический очерк Крыма" (1873), В.Ф. Зуев подготовил методические указания для К.И. Габлица (1752-1821), чье исследование "Физическое описание Таврической области" (Габлиц, 1785) содержит важнейшие для того времени геологические наблюдения. Габлиц впервые разделил горную систему Крыма на три параллельные гряды: "передовые горы глинисты и едва заметны, средние - известковые", а южные сложены "из шифера, конгломерата и известняка, не содержащего фауны". В известняках средних гор он описал многочисленные остатки нуммулитов, устриц и других ископаемых организмов.

Новый этап исследований связан с экспедицией П.С. Палласа 1793-1794 гг. В путевых записках, опубликованных на немецком языке в 1801 году и полностью переизданных только в XXI веке, Паллас подтвердил основные выводы Габлица и сделал ряд принципиально новых наблюдений: детально описал Кучук-Койский оползень на южном склоне Ай-Петри, отметил находки шерла на Аю-Даге, обнаружил халцедон и агат на пляже Коктебеля, что позволило предположить наличие в этом районе выходов древних магматических пород. Особое значение имеют его описания демерджийских конгломератов и указание на "ручей Бадрак, приток Альмы" (Pallas, 1801); впоследствии этот район станет классическим для изучения крымских интрузивов. П.С. Паллас заложил основу для исследования «кристаллических» пород Горного Крыма. Творчество Палласа оказало огромное влияние на последующие поколения. Как писал Осип Мандельштам в 1930-х годах: "Я читаю Палласа с одышкой, не торопясь. Медленно перелистываю акварельные вёрсты... Чтение этого натуралиста прекрасно влияет на расположение чувств, выпрямляет глаз и сообщает душе минеральное кварцевое спокойствие" (Мандельштам, 1990).

Следующий важный этап изучения геологии Крыма связан с работами французских исследователей середины XIX века. В 1837 году Дюбуа и Вернель опубликовали первые стратиграфические построения для осадочных формаций Крыма, а их соотечественник А. Гюо предложил разделение «кристаллических» пород на «старейшие» (диориты, мелафиры, эвриты) и «новейшие» (базальты, диабазы). Эти исследователи выделили в Крыму отложения нижней, средней и верхней юры, меловые и третичные образования.

Особое место в истории геологического изучения Крыма занимает Г.Д. Романовский (1831-1906). В работах 1860-х годов он подверг сомнению существование «новейших» кристаллических пород, переопределив их как диоритовые порфириды, и впервые описал силлообразный интрузив в верховьях реки Бодрак (Романовский, 1867). Эти наблюдения были использованы А.А. Штукенбергом в его диссертации «Геологический очерк Крыма» (1873) - первом комплексном обобщении по геологии полуострова. Штукенберг особо подчеркивал трудности определения крымских пород: «Определение кристаллических породъ на глазъ, возможное только въ исключительныхъ случаяхъ, совершенно не приложимо къ породамъ Крыма. Мнѣ казалось невѣроятнымъ, чтобы на такой небольшой площади было развито столько разнообразныхъ породъ... Тождество породъ, обнажающихся въ разныхъ мѣстахъ, можно было доказать только многими анализами и сличениемъ микроскопическихъ препаратовъ. Мелкозернистое сложение породъ также представляло много неудобствъ» (Штукенберг, 1873). Особый интерес представляет его характеристика "кварцевого трахита" из района Ай-Йори, где он отмечает присутствие характерных минералов кальцита в контактовых зонах интрузива. При исследовании андезитов Карадага и Саблы автор не ограничился макроскопическим описанием, а привёл подробные петрографические характеристики, дополненные результатами химических анализов, особо подчеркнув признаки метаморфизма, проявленного в этих породах; точно идентифицирует плагиоклаз (включая олигоклаз), амфиболы, пироксены и эпидот. Особого внимания заслуживает его описание расплавных включений в олигоклазе, которые были верно зафиксированы как важный петрологический признак. Характерен пример научной осторожности Романовского при описании балаклавских пород. Обнаружив в них "зеленый минерал лучистого строения", который он не смог достоверно определить, автор воздерживается от однозначного отнесения этих пород к андезитам.

В конце XIX в. А.В. Яковлев описал силлообразные интрузивы базитов в верховьях рек Бодрак, Качи и Альмы как пласты базальтов нептунического происхождения, которые переслаиваются с глинистыми сланцами (Яковлев, 1881, 1882). Магматическую плутоническую природу этих и многих других тел Горного Крыма доказал известный

исследователь геологии региона, один из первых петрографов России – А.Е. Лагорио (Лагорио, 1887; Lagorio, 1897). Он же отметил специфику микроструктур многих магматических пород Крыма и значительную степень изменения в них магматических минералов. Этот период также отмечен работами Р.А. Пренделя (1886) и А.А. Прозоровского-Голицына (1891).

Важнейшую роль в систематизации геологических знаний о Крыме сыграл К.К. Фохт, который по заданию Геологического комитета с 1898 года совместно с Н.И. Андрусовым и А.А. Борисяком приступил к созданию геологической карты полуострова в масштабе 1:420 000 (в 1 см 10 верст). По свидетельству современников, Фохт работал с исключительной скрупулёзностью, прорисовывая карту буквально "под лупой". Первый вариант карты издан в 1910 г., окончательная версия - в 1926 году, после смерти учёного.

XX век принёс новые методы и концепции в изучении крымской геологии. Фундаментальное значение имели работы А.М. Зайцева (1908, 1910), А. К. Мейстера (1908), А. И. Воскресенского (1915), Д. И. Щербакова (1915), Н. Н. Торсуева (1915). Н. И. Андрусов описывает морфологию интрузивных тел Крыма (1916). Масштабные минералогические исследования предприняли А. Е. Ферсман (1911) и П. А. Двойченко (1914); в них особое внимание уделено цеолитам. Академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выполнил классическое исследование Карадагского вулканического массива (1926, 1933) с детальным описанием геологии, петрографии, петрохимии и петрологии вулканитов, которые были разделены на палеотипные (спилиты, кератофиры...) и кайнотипные (базальты, андезиты, дациты, риолиты, трахиты).

К середине XX века магматические тела Крыма были уже довольно хорошо изучены морфологически и петрографически (Попов, 1938; Лучицкий, 1939; Павлинов, 1946; Кравченко, 1958; Лебединский, 1962; Лебединский и др., 1962 а, б, в; Кочурова, 1963, 1968; Лебединский и др., 1988 а, б). В сводной работе по петрографии Крыма И.В. Лучицкого (1939) интрузивные образования Горного Крыма рассмотрены как в различной степени гибридизированные или контаминированные гранитоидные образования. В работах С. М. Кравченко (1958 а, б) показано наличие миндалинов в зонах закалки крымских интрузивов, обилие анортита в габброидах Аю-Дага, что доказывало его базитовую, а не гранитоидную природу, как считалось ранее. Разработки С.М. Кравченко учтены в работах М.В. Муратова. В это же время появляются первые определения абсолютного возраста магматических пород Крыма (Багдасарян, Лебединский, 1967, Добровольская и др., 1970).

Основы региональной геологии и тектоники Крыма, в том числе Горного Крыма, заложены работами М.В. Муратова (1939, 1960, 1973) с позиции фиксизма; мезозойды

Горного Крыма рассматриваются как часть грандиозного Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Стоит отметить работы П.Н. Чирвинского (1907, 1913, 1915, 1916), А.М. А.Ф. Слудского (1911, 1917), В.Ф. Пчелинцева (1927, 1966), Д.В. Соколова (1930, 1936, 1948), М.Н. Шкабара (1939, 1949, 1951).

На основе разработок Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и С.М. Кравченко, М.В. Муратов, В.И. Лебединский и другие геологи выделили раннегеосинклинальные спилит-кератофировую и габбро-плагиогранитную формации и, соответственно, интерпретировали историю геологического развития Горного Крыма как полно развитую геосинклинальную. В ряде работ В.И. Лебединского утверждалось наличие в Горном Крыму трех поколений спилит-кератофировой формации и комагматичной габбро-плагиогранитной формации. Выходят важные для геологии Крыма работы Л.В. Фирсова (1963), Е.Е. Милановского (1973, 1996), М.И. Никитина (1979), В.А. Сёмки (1976а, б, 1979).

Качественно новый этап начался в конце 1980-х – начале 1990-х годов с работ Э.М. Спиридонова и Т.О. Фёдорова с коллегами, которые разработали современную схему магматизма Горного Крыма (Спиридонов и др., 1989, 1990а,б). Они выделили среднеюрский раннебайосский первомайско-аюдагский базитовый интрузивный комплекс; геологически более молодую среднеюрскую позднебайосскую карадагскую вулканическую серию с сопряжёнными карадагским и бодракским субвулканическими комплексами; геологически более молодой и петрологически чуждый средне-позднеюрский кастельский гранитоидный уомплекс. Э.М. Спиридонов впервые изучил продукты и процессы низкоградного регионального метаморфизма, доказал эпигенетическую, метаморфогенную природу спилитов и кератофиров Карадага, их островодужную природу, выделил среднеюрскую вулканическую островную дугу от Балаклавы- Севастополя до Карадага с характерной петрохимической зональностью (Спиридонов, 1989; Спиридонов и др., 1989,1990а, б). Существенный вклад внесли работы В.В. Плошко (1979, 1982, 1986), И.Н. Ремизова (1980), В.С. Заика-Новацкого (1981, 1983, 1989), С.В. Мудренко (1983), И.В. Соловьёва (1988), Ю.М. Довгаля (1991), Н.Н. Шаталова (1990), Н.В. Котова (1992).

К концу XX – началу XXI века тектоника Крыма рассматривается с позиции мобилизма. Предпринимаются попытки объяснить кинематику сложных домеловых структур горного Крыма (Милеев и др., 1994, 1995, 2006; Барабошкин, 1997; Вознесенский и др., 1998; Никишин и др., 2006; Бискэ, 2007, Тевелев и др., 2013), используются методы изотопной геохимии, подтверждающей островодужную природу первомайско-аюдагского комплекса (Meijers, 2010, Шнюкова, 2005, 2019), U-Pb датирования с использованием SIMS SHRIMP (Морозова, 2014, 2017, Романюк и др., 2024). Особое внимание уделяется

процессам регионального низкоградного метаморфизма (Спиридонов, 2018, 2021б), минералогии с использованием локальных методов исследования вещества (Спиридонов, 2019а, б), впервые проводится трековое датирование по циркону (Соловьев, Рогов, 2010). В работах (Плечов, Попов, 2017, Попов и др., 2019, Popov et al., 2019) приведены современные данные по петрохимии, исследованию расплавных включений, Ar/Ar датированию вулканитов и субвулканических образований средней юры. Современную сводку по минералогии Крыма составил А.И. Тищенко (2015, 2020).

Проведение геологических практик с элементами детального геологического картирования и составление современных геологических карт Крыма среднего и детального масштаба потребовало дополнительных исследований интрузивных тел и даек в пределах Полигона МГУ и на территории Южного берега Крыма. Этим обусловлена актуальность данной диссертационной работы. Её автор с 2017 года участвовал в детальном картировании вулканического массива Карадаг (2017-2018 гг.), затем – в изучении интрузивов на Полигоне МГУ, в районе Симферопольского поднятия и на Южном берегу Крыма в составе коллектива геологов МГУ (Э.М. Спиридонов, С.В. Филимонов, М.Ю. Никитин, Арк.В. Тевелев, И.В. Шалимов) и СПбГУ (Е.С. Койбагарова, Е.В. Путинцева).

Глава 2. Фактический материал и методы исследования

Полевые работы

Полевые работы проведены в 2017-2021 гг. совместно с профессором Э.М. Спиридоновым, доцентом С.В. Филимоновым, профессором Арк.В. Тевелевым, А.А. Борисенко, М.Ю. Никитиным, Е.С. Семиколенных и Е.В. Путинцевой (СПбГУ) и самостоятельно. Геологическое картирование интрузивов проведено на полигоне МГУ (Лебединский, Донузоран, Джидаир, Уртапай, Кушнарёвский-Первомайский), на Южном берегу Крыма (Аю-Даг, г. Кастель, Партенит, Балаклава), на Симферопольском поднятия (Лозовской-Ферсмановский, Курцы) с использованием космоснимков, фотографий с квадрокоптера, топографических карт, с привязкой точек отбора образцов по GPS, с отбором образцов для петрофизических исследований, полевыми замерами капшаметром для исследования равномерности размагничивания пород по методике (Коснырева, 2018).

Камеральные работы

Для исследования минерального и химического состава пород были подготовлены полированные образцы, петрографические, прозрачно-полированные шлифы и аншлифы для микронзондового анализа. Фотографирование образцов проведено при помощи фотокуба с двусторонней светодиодной подсветкой; сканирование полированных образцов - при помощи сканера Epson Perfection V370 Photo; фотографирование шлифов - при помощи поляризационных микроскопов Zeiss Axioplan 2 кафедры минералогии и Nikon LV100N Pol кафедры петрологии и вулканологии МГУ.

Содержание петрогенных и ряда микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb) в интрузивных породах определено методом рентгенфлюоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical в ЦКП "ИГЕМ-аналитика" ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Пробоподготовка выполнена в ИГЕМ РАН. Состав минералов горных пород изучен с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-IT500 (Лаборатория локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ). Выполнены фотографии в режиме отражённых электронов и зондовые EDS-микроанализы минералов (аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева). Анализ безводных силикатов выполнен в режиме сфокусированного зонда, ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 0,7 нА, время экспозиции 100 с. Используются стандарты USNM-133868, USNM-143966, USNM-746, USNM-164905 и др.

Национального института стандартов США (Jarosewich et al., 1980). Произведены пересчеты химических анализов минералов на формульные единицы и миналы. На фото и в тексте данной работы используются индексы минералов по (Warr, 2021).

Таблица 2.1. Статистика полевых и камеральных работ автора

Год	2017	2019	2020	2021	2022	2023	2024	Итого
Объекты	Карадаг, полигон МГУ	Карадаг, полигон МГУ	Полигон МГУ	ЮБК, полигон МГУ	-	-	-	
Маршруты	7	10	3	15	-	-	-	35
Маршрутные точки	44	50	6	42	-	-	-	142
Образцы	32	49	12	35	-	-	-	128
Фото	305	84	77	63	-	-	-	529
Полеты квадрокоптера/ фото	-	-	-	4/60	-	-	-	4/60
Измерения магнитной восприим.	-	10	-	312	-	-	-	322
Петрограф. препараты	9	4	-	-	-	-	-	13
Аншлифы	3	2	3	4	5	3	-	20
	-	-	-	1	-	-	-	1
Микрофото BSE image	49	42	39	55	20	-	-	205
	-	56	53	87	30	32	-	258
Спектры XRF	-	-	-	-	-	10	-	10
Число смен на электронном микронзонде	-	3	2	4	2	2	1	12
Микроанализы EDS	-	93	101	156	50	54	30	484
Фото образцов	10	12	-	30	-	-	10	62

Глава 3. Геология Горного Крыма. Литературный обзор

3.1. Физико-географическая характеристика

Крымский полуостров – это уникальный регион с разнообразным геологическим строением и живописными ландшафтами, площадью ~26 000 км². На севере Перекопский перешеек шириной 8 км соединяет Крым с материком, что делает его практически островом. Географическая изолированность создала особые природные условия, включая неповторимый микроклимат, богатую флору и фауну с множеством эндемичных видов. Северная территория – это равнинный Степной Крым с высотами менее 150 метров. Южная часть занята Горным Крымом с тремя параллельными грядами, протянувшиеся на 150 км вдоль черноморского побережья (Короновский, 1974). Наиболее впечатляющей является Главная гряда с высочайшими вершинами полуострова – Роман-Кош (1543 м), Чатырдаг (1525 м), Ай-Петри (1234 м). Вторая гряда с высотами до 700 метров отличается куэстовым рельефом с крутым южным и пологим северным склонами. Здесь встречаются причудливые эрозионные останцы, на которых в средние века построены пещерные города-крепости Чуфут-Кале и Тепе-Кермен. Севернее простирается Третья гряда высотой до 350 метров. Особый интерес представляет Южный берег Крыма - узкая полоса между морем и горами, где благодаря уникальному сочетанию рельефа и климата сформировались особые ландшафты с многочисленными амфитеатрами, эоловыми формами рельефа и интрузивными массивами вроде знаменитой Медведь горы (Аю-Даг).

Климат степных районов – умеренно-континентальный, для горных территорий характерны более влажные и прохладные условия с элементами морского климата. Среднегодовые температуры около +10°C, годовое количество осадков – 500-600 мм. Главная гряда служит водоразделом: короткие бурные реки южного склона (Учан-Су, Дерекойка) стремительно несут воды к Черному морю, более полноводные реки северного склона (Салгир, Бельбек, Кача, Альма) питают равнинные территории. Такое разнообразие природных условий обусловило богатство растительности: в степной зоне преобладают ковыльные и полынно-злаковые степи, в предгорьях встречаются лесостепные участки с островными дубовыми и грабовыми лесами. В горных районах Крыма у подножий развиты дубово-можжевеловые редколесия, на склонах - буковые леса, на яйлах - горные луга.

3.2. Геологическое строение

Мезозойды Горного Крыма – составная часть грандиозного альпийско-гималайского покровно-складчатого пояса (Хаин, 1984). По данным М.Г. Ломизе и Д.И. Панова (2001), Горный Крым в мезозое – окраина океана Тетис; в триасе и ранней юре – это пассивная

окраина Русской платформы. В средней юре это - активная окраина Русской платформы с островной андезитовой вулканической дугой и немалым количеством мелких интрузивов габброидов, реже плагиоперидотитов и плагиогранитоидов первомайско-аюдагского комплекса (Спиридонов и др., 1990). На карте аномалий гравитационного поля территории Горного Крыма отвечает мощная положительная аномалия, которую многие геофизики интерпретируют как очень крупное не выходящее на поверхность тело (или серия сближенных тел) базитового или гипербазит-базитового состава. Если это - так, то множество мелких тел габбрового и перидотит-габбрового состава первомайско-аюдагского комплекса, возможно, являются выступами этого крупного тела. Интрузивы комплекса внедрились в положительные тектонические структуры - Южнобережное, Качинское и Симферопольское поднятия.

Современные представления о тектонике мезозойд Горного Крыма разработали В.С. Милеев с сотрудниками (1995, 1996, 2006, 2009) и А.М. Никишин с сотрудниками (2006, 2013, 2016; Окау, Nikishin, 2015) с учётом результатов детальной аэрофотосъёмки Горного Крыма, которую организовал и провёл М.Ю. Никитин.

Мезозойды Горного Крыма состоят из Лозовской и Горно-Крымской тектонических зон, которые слагают сложноскладчатые толщи флиша среднего триаса–ранней юры, несогласно перекрытые более молодыми терригенно-карбонатными и угленосными отложениями средней юры, смятыми в более простые складки (Милеев и др., 2009). Флиш таврической и эскиордынской серий прорван и метаморфизован интрузивами раннебайосского первомайско-аюдагского интрузивного комплекса, прорван и перекрыт вулканитами позднебайосской бодракско-карадагской вулканической серии (Павлинов, 1946; Лебединский, 1962; Фирсов, 1963; Багдасарян, Лебединский, 1967; Лебединский, Соловьев, 1988; Спиридонов и др., 1990; Никитин, Болотов, 2007; Латышев, Панов, 2008; Морозова и др., 2012, 2017). Арк.В. Тевелев выделил Донузоранский складчатый комплекс, который представлен дополнительно смятыми сложно складчатыми толщами флиша таврической серии (Арк.В.Тевелев и др., 2013). Ниже будет показано, что внедрение базитовых расплавов первомайско-аюдагского комплекса вероятно связано с донузоранским эпизодом складчатых деформаций на границе аалена и байоса или в раннем байосе. Первомайско-аюдагский комплекс, включающий преобладающие габброиды, а также – плагиоперидотиты и плагиогранитоиды, - базитовый, поскольку его становление завершилось внедрением даек долеритов.

Более молодое образование Горного Крыма это – послеостроводужный кагельский интрузивный комплекс феррогортонолит-фаялитовых плагиогранитов (Спиридонов, 2021;

Спиридонов, Путинцева, 2021), возраст которого, вероятно, отвечает границе между средней и поздней юрой. Это гранитоидный комплекс, поскольку его становление завершилось внедрением даек гранитоид-порфиров.

Допозднеюрские образования Горного Крыма перекрыты толщами полимиктовых конгломератов, известняковых осадочных брекчий, рифовых известняков, песчаных и глинистых известняков оксфорда и кимериджа, мощностью до 4-5 км (Муратов, 1973). Позднеюрские толщи повсеместно шарьированы. Произошло тектоническое сжатие, в результате чего их реальная суммарная мощность достигла 7 км и более. По этой причине, нижние горизонты рифовых коралловых известняков оксфорда, погруженные на глубину 5-7 км, были превращены в мраморизованные. Этими породами облицован ряд станций Московского метрополитена.

При накоплении многокилометровых карбонатных и терригенных толщ позднеюрского возраста и их тектонического сжатия более древние - допозднеюрские образования Горного Крыма были погружены на глубину не менее 5-7 км и захвачены процессами регионального низкоградного метаморфизма погружения (Spiridonov, 1998; Спиридонов, 1989; Спиридонов и др., 2014, 2018, 2021, 2023; Спиридонов, **Овсянников**, 2024). С этими данными согласуются позднеюрские Ar/Ar датировки многих среднеюрских магматических пород Горного Крыма (Meijers et al., 2010; Popov et al., 2022). Процессы низкоградного метаморфизма примерно однотипны на всей территории Горного Крыма, наложены на толщи флиша среднего триаса – ранней юры, угленосные толщи средней юры, тектонизированные островодужные интрузивные породы раннего байоса, вулканиты и субвулканические образования позднего байоса.

Первая стадия низкоградного метаморфизма – погружение, нагрев, метаморфизм в условиях цеолитовой фации, от ее низкотемпературной анальцимовой субфации до ее высокотемпературной ломонтитовой субфации по (Miyashiro, Shida, 1970). Вторая стадия – дальнейшее погружение, нагрев и метаморфизм в условиях начала пренит-пумпеллиитовой фации, образование псевдоморфоз пренита по ломонтиту и анальциму, альбита, пренита, пумпеллиита, клиноцоизита – по плагиоклазу, стильномелана – по биотиту, титанита, псевдобрукита и рутила – по титаномagnetиту, ильмениту и армоколиту (Спиридонов, 1989; Спиридонов, **Овсянников**, 2024). В метапесчаниках таврической серии на всей территории Горного Крыма развиты трещины гидроразрыва, выполненные жильным кварцем (\pm хлорит, кальцит, рутил). Температура гомогенизации газо-жидких включений в жильном кварце 330–310–290–260 °С, что отвечает глубинам погружения не менее 7–10 км. В полостях выщелачивания среди метабазитов выросли корки сферокристаллов пренита и

пумпеллиита, среди метапесчаников – кристаллы дымчатого горного хрусталя. Третья стадия – воздымание и метаморфизм в условиях от высокотемпературных до самых низкотемпературных субфаций цеолитовой фации с образованием знаменитых агатов и яшмо-агатов, цеолитов Карадага и Альмы (Ферсман, 1911, 1925; Двойченко, 1914; Чирвинский, 1916, 1919; Мурзаев, 1929; Попов, 1938; Шкабара, 1949, 1951; Логвиненко, 1961; Супрычѐв, 1968, 1971; Шитовкин, 1975; Tschernich, 1992; Матросова и др., 1997; Spiridonov, 1998; Спиридонов и др., 2014; Тищенко, 2015). Кристаллы цеолитов выросли на тектонизированные метавулканы, т.е. возникли на поздней стадии регионального низкоградного метаморфизма.

Окатанные обломки зеленокаменных метавулкаников входят в состав конгломератов терминальной юры (титон) - раннего мела (берриас) (Муратов, 1973).

Низкоградно метаморфизованные габброиды силлообразного Лебединского интрузива пересечены дайками кайнотипных керсутитовых лампрофиров раннемелового возраста (Спиридонов, **Овсянников** и др., 2021). Метаморфизованные кварцевые габброиды и кварцевые диориты Кушнарѐвского (Первомайского) интрузива и гнёзда пренита и пумпеллиита в них пересечены дайками кайнотипных арфведсонит-флогопитовых минетт и эгириновых карбонатитов (Спиридонов, 2017, 2021). Эти дайки сопряжены с неоальпийским взламыванием мезозоид Горного Крыма, с которыми связаны и распространѐнные в Горном Крыму проявления низкотемпературных диккитовых аргиллизитов с сидеритом, анкеритом, минерализацией сульфидов сурьмы (антимонит, сульфоантимониды свинца) и сульфида ртути (киноварь) (Спиридонов, 2017). Сидеритовая и сурьяно-ртутная минерализация наложены в том числе на метаморфизованные габброиды Кушнарѐвского и Лозовского (Ферсмановского) интрузивов первомайско-аюдагского комплекса.

На западе Горного Крыма локально развита балаклавская серия кайнотипных вулкаников раннемелового-альбского возраста. Это - базальты, роговообманковые андезиты, дациты, риолиты, трахириолиты и их туфы. Э.М. Спиридонов (1989) рассматривал балаклавскую серию как субсеквентные вулканы мезозоид Горного Крыма в понимании Г. Штилле, т.е. образования, близкие к поздне- или послеорогенным. А.М. Никишин интерпретирует их как часть трансбалканского вулканического пояса раннемелового возраста (Никишин и др., 2013). С субвулканическими телами трахириолитов балаклавской серии связана эпитегрмальная жильная золото-сурьяно-кварцевая минерализация (Ященко и др., 1997, 2001; Артѐменко и др., 2001, 2003).

Глава 4. Первомайско-аюдагский интрузивный комплекс Горного Крыма

Первомайско-аюдагский габброидный комплекс включает интрузивы оливиновых, безоливиновых, кварцевых габбронорит-долеритов, кварцевых габбронорит-диоритов, реже – плагиолерцолитов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и сопровождающие их дайки. Породы всех интрузивов в той или другой степени подверглись зеленокаменному метаморфизму. Это - преобладающая часть интрузивов Южнобережного поднятия: Аю-Даг, Партенит, Чамны-Бурун, интрузивы близ городов Алушта, Ялта, Балаклава, горы Хыр и другие; Симферопольского поднятия: Ферсмановский (Лозовской), Северные Курцы и другие; многочисленны дайко-, силло- и штокообразные тела Качинского поднятия (рис. 4.1). В бассейне р. Бодрак на полигоне МГУ ряд дайко- и штокообразных интрузивов размещены в зоне субширотного Бодракского разлома: с юго-запада на северо-восток – Шаринский, Мендерский, Джидайрский, Кушнарёвский (Первомайский), остальные - неподалеку (рис. 4.2.).

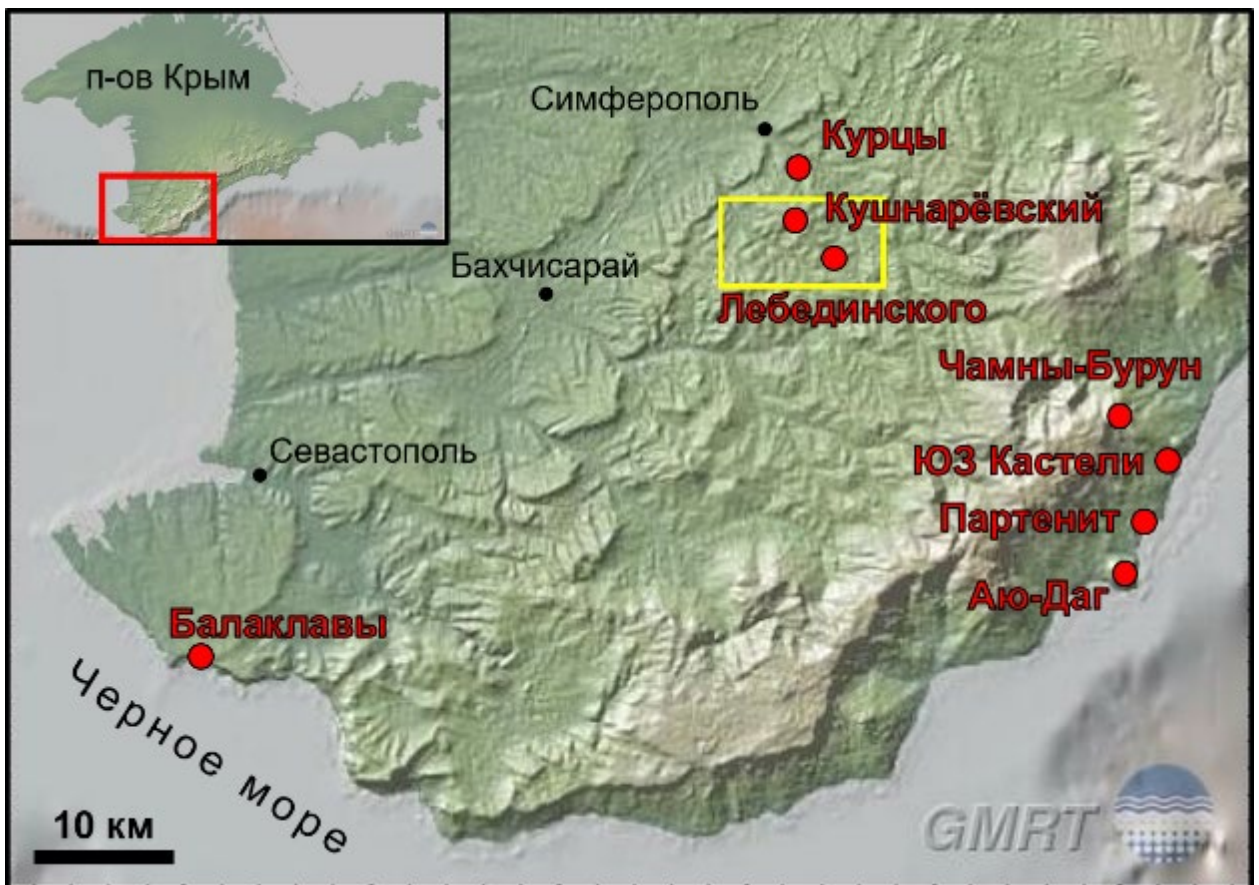


Рисунок 4.1. Расположение изученных интрузивов первомайско-аюдагского комплекса. Желтым прямоугольником отмечен участок Качинского поднятия (долина р. Бодрак), где также размещена серия интрузивов комплекса (рис. 4.2.). Топооснова создана в <https://www.gmrt.org/>

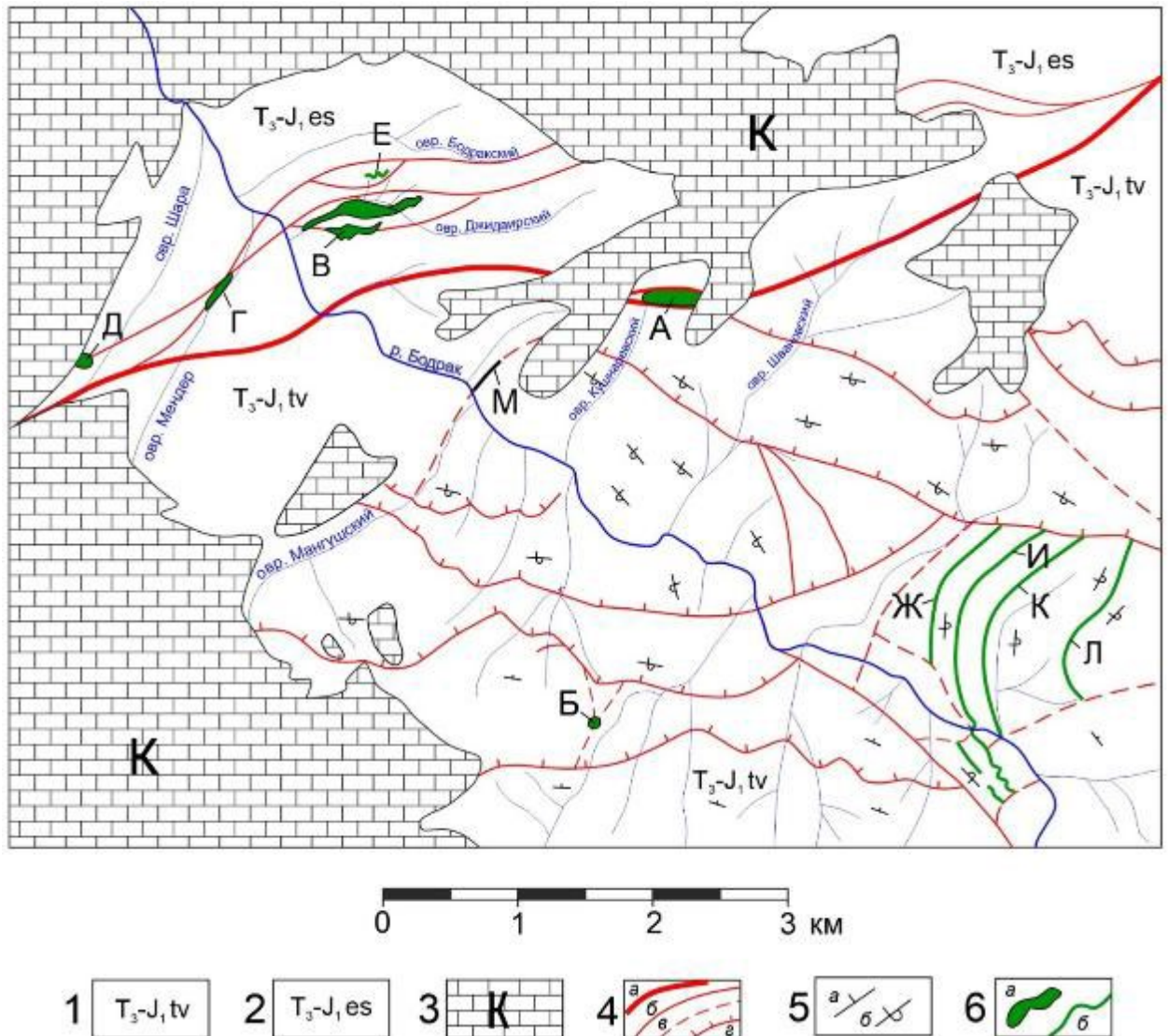


Рисунок 4.2. Схема размещения интрузивов первомайско-аюдагского комплекса в долине реки Бодрак. Участок Качинского поднятия, мезозойды Горного Крыма.

Составили Э.М. Спиридонов, М.Ю. Никитин, С.В. Филимонов, **Г.Н. Овсянников**, Арк.В. Тевелев, И.В. Шалимов. Геологическая основа по Д.И. Панову (1983) и М.Ю. Никитину (2018). Условные обозначения: 1 – таврическая серия, флиш (Горнокрымская зона), 2 – эскиординская серия, флиш (Лозовская зона), 3 – осадочные отложения мелового возраста, 4 – разрывные нарушения: а – региональный Бодракский разлом, б – взбросы и сбросы, в – надвиги, 5 – элементы залегания осадочных пород: а – нормальное, б – опрокинутое. 6 – первомайско-аюдагский интрузивный комплекс: а – штоки и линзообразные интрузивы (А – Первомайский-Кушнарёвский, Б – Донузоран, В – Джидаирский, Г – Мендерский, Д – Шаринский), б – дайко- и силлообразные интрузивы (Е – Уртапай, Ж – Лебединский, И, К, Л – соседние тела, М – дайка у р. Бодрак). Б, Е, Ж, И, К, Л, М – оливиновые габбронорит-долериты. В, Г, Д – оливин-содержащие, безоливиновые, кварцевые габбронорит-долериты. А – кварцевые габбронорит-долериты, кварцевые габбронорит-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты. Мощности интрузивных тел показаны внемасштабно.

4.1. Геология и петрография интрузивов первомайско-аюдагского комплекса

Судя по карте гравитационного поля Крыма, мезозоиды Горного Крыма подстилаются мощным телом высокоплотных пород. Геофизики предполагают, что это габброиды типа Аю-Дага, а множество мелких габброидных интрузивов, обнаженных в Горном Крыму, возможно, являются мелкими выступами этого очень крупного тела.

Балаклава. Серия дайко- и линзообразных интрузивных тел СВ простирания с поперечником до первых сотен метров сложены плагиолерцолитами и оливиновыми меланогаббронорит-долеритами, восточные тела – преимущественно безоливиновыми габбронорит-долеритами (рис. 4.1.1). В обнажениях наблюдаются постепенные переходы от плагиолерцолитов к меланократовым оливиновым габбронорит-долеритам, содержащим заметное количество идиоморфных призматических кристаллов анортита и битовнита.



Рисунок 4.1.1. Спутниковый снимок обрывов Балаклавы – мыс Фиолент, окрестности Севастополя. Ф-3 и Ф-4 – интрузивы плагиолерцолитов и меланократовых оливиновых габбронорит-долеритов. Ф-1 и Ф-2 – интрузивы габбронорит-долеритов. Схему составила Е.С. Семиколенных.

В центре интрузивов развиты среднезернистые, изредка средне-крупнозернистые породы. Эндоконтактные зоны обычно слагают мелкозернистые оливиновые габбронорит-долериты с шлирами плагиолерцолитов и габброидов, бедных оливином. Контакты интрузивов часто сорваны. Интрузивные породы обычно сильно тектонизированы, породы брекчированы и интенсивно серпентинизированы (рис. 4.1.2)



Рисунок 4.1.2. Плагиоцелиты центральной части интрузива Ф-3 Балаклавы. Породы тектонизированы и интенсивно серпентинизированы. Фото Е.С. Семиколенных.

Породы центральных частей исследованных интрузивов обычно массивные, среднезернистые, состоят из преобладающих идиоморфных кристаллов кумулятивного оливина (0,5-4 мм, обычно ~2 мм) и интеркумулусных моноклинного и ромбического пироксенов (4–5 мм, чаще 1,5–3 мм), анортита и битовнита (до 3 мм) (рис. 4.1.3).

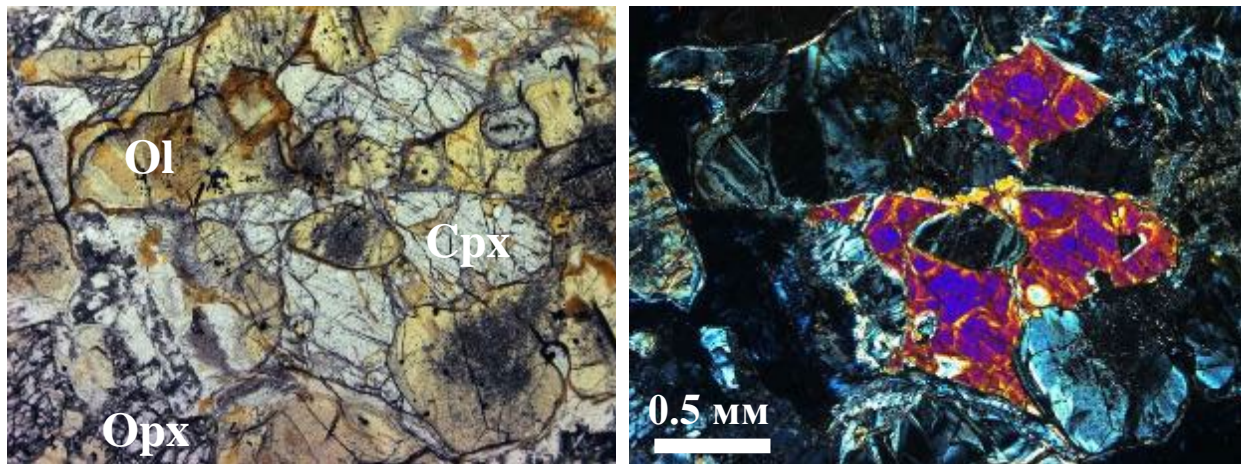


Рисунок 4.1.3. Плагиоцелиты центральной части интрузива Ф-3. Кумулятивный оливин (замещён серпентином), интеркумулусные пироксены. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Здесь и далее индексы минералов по (Warr, 2021).

Уртапай (рис. 4.1.) - небольшой ~70×15 м дайкообразный интрузив пилообразной формы (наблюдения Арк.В. Тевелева). Центральная его часть выглядит как монолитный холм размером около 35×7-10 м и высотой до 7 м, большая его часть представлена изолированными коренными выходами (рис. 4.1.5). В редких участках, где наблюдается

контакт интрузива и флиша эскиордынской серии, осадочные породы заметно ороговикованы в полосе шириной около 1 м.



Рисунок 4.1.4. Дайкообразный интрузив Уртапай – отдельные коренные выходы. Фото А. Б. Альтермана

Интрузив сложен оливинowymi меланогаббронорит-долеритами с крупными шпирями плагиолерцолитов с обильными хромшпинелидами. Породы интенсивно изменены, местами содержат мелкие гнезда кальцита с вкраплениями пирита.

Шток **Донузоран** размером $\sim 30 \times 30$ м внедрился в терригенный флиш таврической серии в узле пересечения разломов (рис. 4.1.). Выходы мелко- и среднезернистых габброидов образуют скальный рельеф (рис. 4.1.5).



Рисунок 4.1.5. Скальные выходы оливинowych меланогаббронорит-долеритов штока **Донузоран** в верховьях одноименного оврага. Фото А. Борисенко.

Порфирированные мелко- и мелкосреднезернистые оливиновые меланогаббронорит-долериты Донузорана с шлирами плагиоцерцолитов слагают зональный плагиоклаз с ядрами анортита, обильные псевдоморфозы серпентина по оливину с массой включений хромшпинелидов, реликты авгита и ромбопироксена, масса армоколита, в отдельных участках не мало биотита и кварца, титаномагнетита, ильменита, апатита, алланита, других акцессорных минералов. Сохранность пород средняя.

Силлообразный интрузив **Лебединского** (так называемый силл Лебединского). Пластовые тела мелко- и мелкосреднезернистых габброидов с оторочками тонкозернистых пород в «верховьях ручья Бадрак» описал еще Г.Д. Романовский (1867). Позже, в 1880-х вокруг силлообразных интрузивов развернулась дискуссия между непутистом А.В. Яковлевым и плутономистом А.Е. Лагорио (подробнее см. гл. 1). Один из силлообразных интрузивов - тот, который обнажен в русле реки Бодрак, детально описал В.И. Лебединский (1962), в частности были отмечены многочисленные апофизы базитовых пород в ороговикоманный флиш. Позже этот интрузив получил его имя. Силлообразный интрузив Лебединского и сходные с ним соседние тела расположены в 5 км выше по течению р. Бодрак от пос. Трудолюбовка, залегают субсогласно напластованию на крыле крупной круто залегающей складки флиша таврической серии (рис. 4.1.6). Мощность тел оливиновых габбронорит-долеритов составляет 4-7 м, длина выходов 1500-2000 м, мощность зон закалки до 1 м. В том месте, где река Бодрак течёт поперёк интрузива Лебединского, интрузив пересёк ороговикоманный флиш таврической серии перпендикулярно слоистости (врезка на рис. 4.1.6), контакт осложнён апофизами габброидов мощностью до 20 см. На продолжении интрузива к югу от реки местами его морфология более сложная – пилообразная.

Центральные части тел слагают в основном среднезернистые массивные оливиновые мелано- и мезократовые габбронорит-долериты (рис. 4.1.7-4.1.9). Среди них находятся небольшие шлиры плагиоцерцолитов и габброидов, которые лишены оливина, но содержат биотит и кварц, акцессорный алланит. Тонко- и мелкозернистые оливиновые меланогаббронорит-долериты эндоконтакта обогащены мелкими вкрапленниками оливина с обильными включениями хромшпинелидов, а также содержат многочисленные мелкие миндалины. Около силлообразных интрузивов габброидов аргиллиты таврической серии контактово метаморфизованы в полосе шириной более 1 м (Латышев, Панов, 2007).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст плагиоклаза габброидов интрузива Лебединский – $171,3 \pm 2,6$ Ма (Meijers et al. 2010b), что точно отвечает раннему байосу. Близкие результаты – 170-175 Ма получены K/Ar методом по валовой пробе габброидов (Багдасарян, Лебединский, 1967).

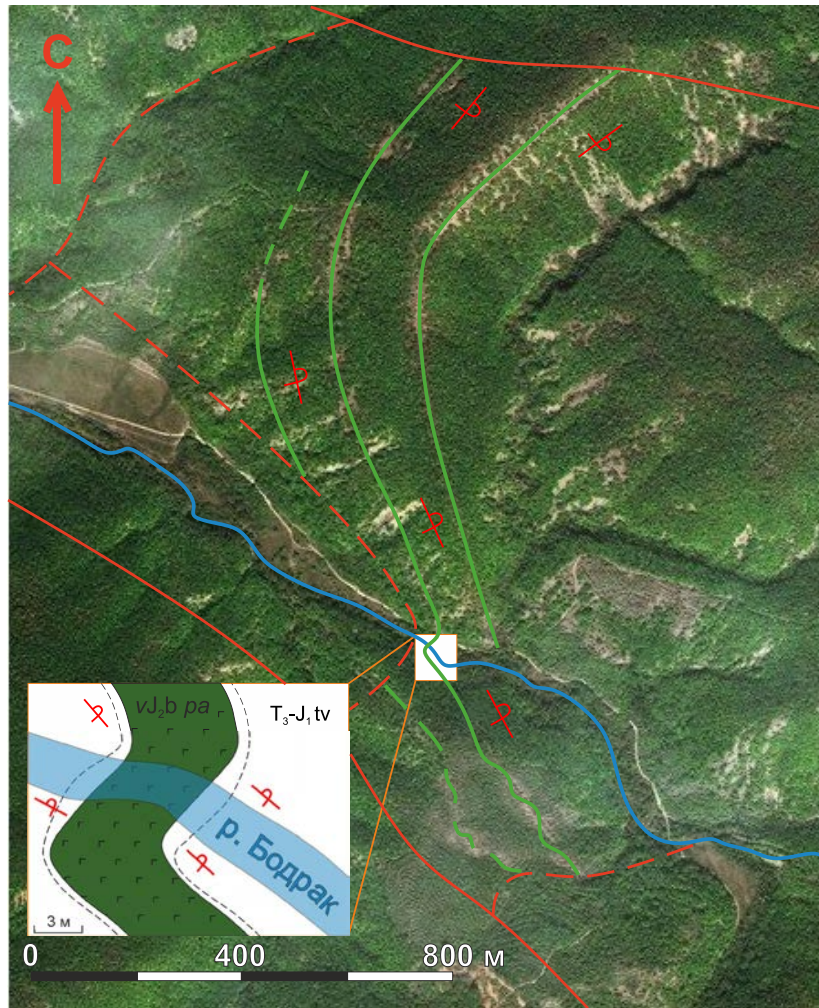


Рисунок 4.1.6. Силлообразные интрузивы оливиновых габбронорит-долеритов в верховьях р. Бодрак, средний из них –Лебединский; участок «Пережат» показан на врезке; Составил Г.Н. Овсянников в 2021 г.

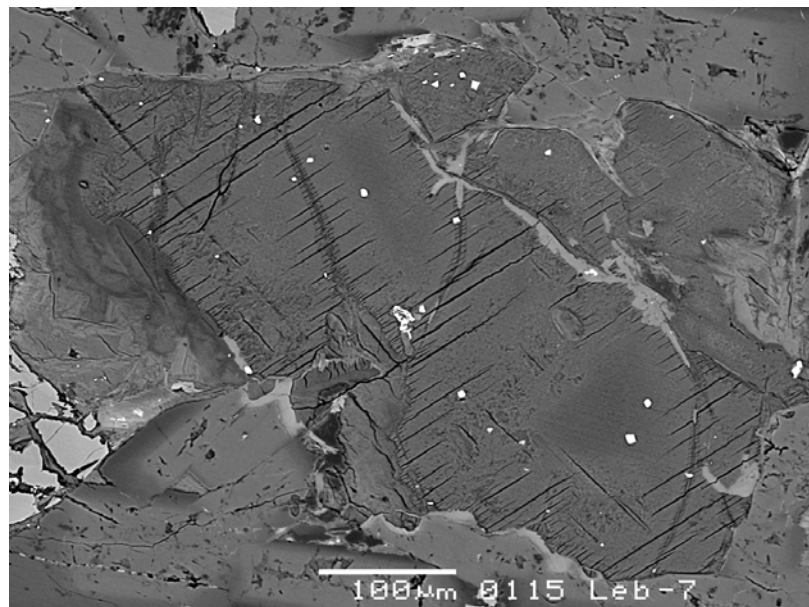


Рисунок 4.1.7. Вкрапленник оливина с включениями кристалликов зромшпинелида (белые). Меланократовые оливиновые габбронорит-долериты центральной части интрузива Лебединский (участок Пережат). Оливин замещен иддингситом, затем – лизардитом. В отраженных электронах.

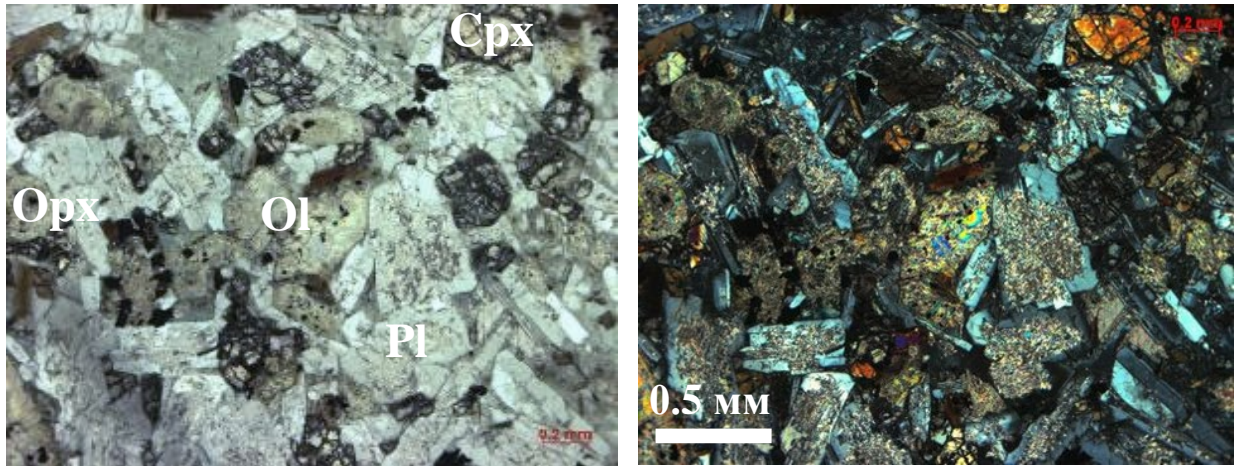


Рисунок 4.1.8. Оливиновые габбронорит-долериты центральной части интрузива Лебединского. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.



Рисунок 4.1.9. Количественный минеральный состав габброидов центральной части интрузива Лебединский. Подсчёты автора.

Джидаирский интрузив представляет собой удлинённый шток размером 2.3×0.05-0.4 км (рис. 4.2.). По данным Морозовой с соавторами (2017) это серия из трёх сближенных удлинённых штоков (рис. 4.1.10). Интрузив сложен оливин-содержащими, кварцсодержащими и кварцевыми габбронорит-долеритами (рис. 4.1.11). В центре интрузива породы средне-крупнозернистые. Породы эндоконтактных зон, мощность которых до 15 м, - порфировидные мелкозернистые, у контактов – миндалекаменные (Бровченко и др., 2018). На рис. 4.1.10 породы эндоконтакта выделены как диорит-порфириты (составлена по данным Морозова и др., 2017).

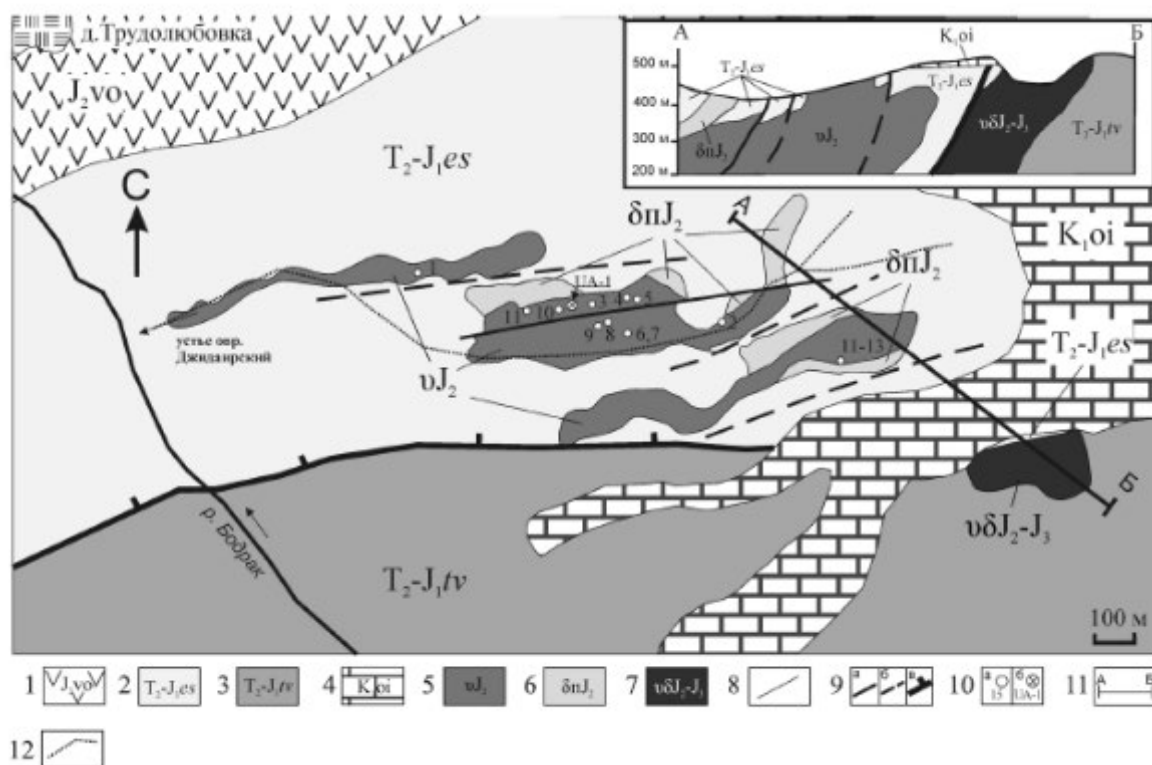


Рисунок 4.1.10. Геологическая схема строения Джидайрского интрузива. Геологический разрез по линии АБ построен с учетом данных магнитной съемки. По (Морозова и др., 2017)

1 — вулканогенно-осадочная толща; 2 — флишеидный комплекс с олистолитами (T_2-J_1es); 3 — флишевый комплекс (T_2-J_1tv); 4 — органогенные известняки, песчаники; 5 — габбро-долериты; 6 — диоритовые порфириты; 7 — габбро-диориты; 8 — геологические границы; 9 — разрывные нарушения: прослеженные (а), предполагаемые (б), в том числе зона надвига (в); 10 — место отбора проб на химический анализ (а), место отбора пробы на абсолютный возраст (б); 11 — линия разреза; 12 — русло Джидайрского оврага

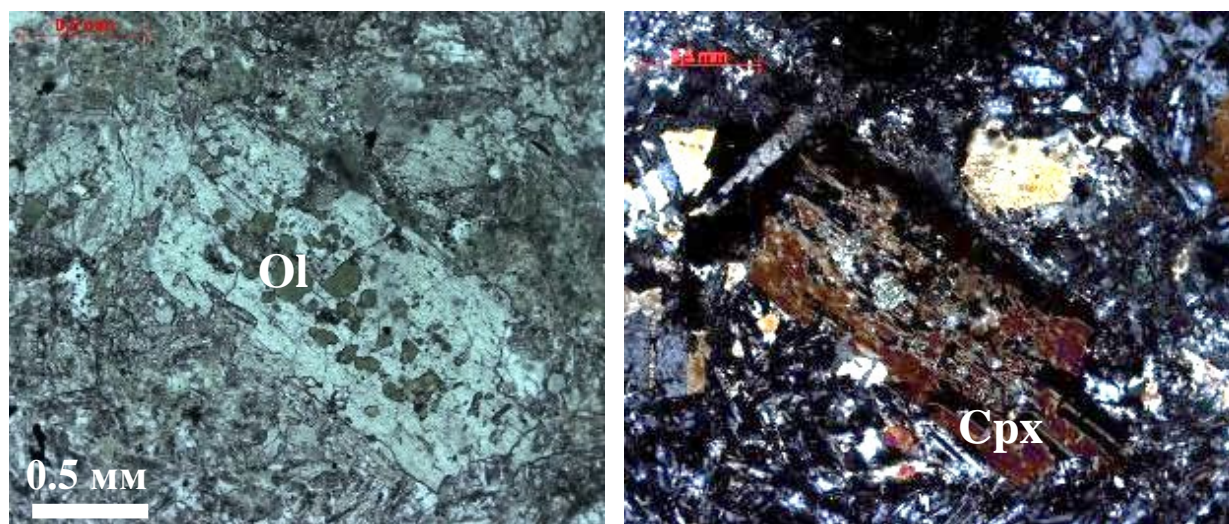


Рисунок 4.1.11. Порфировидные оливиновые габбронорит-долериты краевой части Джидайрского интрузива. В кристалле авгита масса включений оливина (замещён серпентином). В проходящем свете, слева при 1 никеле, справа - николи скрещены

Габброиды слагают зональный плагиоклаз с ядрами битовнита, авгит, псевдоморфозы серпентина по оливину и ромбопироксену, кварц, титаномагнетит, ильменит, апатит, алланит и другие акцессорные минералы. Таблицы битовнита, лабрадора и андезина нередко образуют текстуры течения.

U/Pb возраст габброидов Джижаирского интрузива по циркону - $169,7 \pm 1,5$ млн лет (Морозова и др., 2017), что отвечает байосу.

Интрузив **ЮЗ г. Капель** вытянут вдоль западного склона горы Капель, местами соприкасаясь с более молодым интрузивом феррогортонит-фаялитовых плагиогранитов, который пересекает габброиды (рис.4.1.12). В центре интрузив сложен массивными и однородными, нередко такситовыми и неясно полосчатыми среднезернистыми кварцсодержащими габбронорит-долеритами, краевые зоны – мелко- и тонкозернистыми габброидами с массой миндалин с поперечником до 7-9 см (рис. 4.1.13). Интрузив прорвал и контактово метаморфизовал сложно дислоцированный флиш таврической серии. В составе интрузивных пород – зональный плагиоклаз с ядрами анортита и битовнита, авгит, бронзит, гиперстен, реликтовый хромшпинелид (рис. 4.1.14), кварц, биотит, армоколлит титаномагнетит, ильменит, апатит и типичные акцессорные бадделеит, цирконолит, чевкинит.



Рисунок 4.1.12. Среднезернистые габбронорит-долериты (сверху) пересечены светлоокрашенными порфировидными фаялитовыми плагиогранитами Капельского интрузива. Верхи западного склона горы Капель. Фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок 4.1.13. Тонко-мелкозернистые резко порфировидные габброиды с массой крупных миндалин. Середина западного склона горы Кастель. Фото Э.М. Спиридонова.

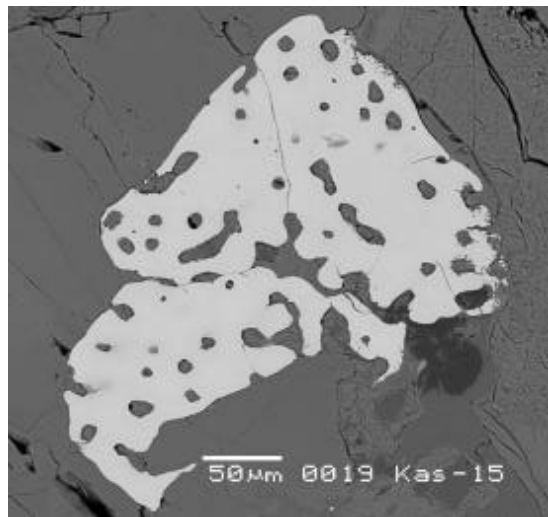


Рисунок 4.1.14. Кристалл алюмохромита с массой лакун растворения. Кварцсодержащие габбронорит-долериты интрузива ЮЗ склона г. Кастель. В отраженных электронах.

Интрузив **Аю-Даг** – наиболее крупный интрузив первомайско-аюдагского комплекса, с поперечником 3×2 км (рис. 4.1., 4.1.15). Имеет многокупольную вытянутую форму, сложное строение.



Рисунок 4.1.15. Интрузив Аю-Даг. Вид из поселка Партенит с отпрепарированным контактом габбронорит-долеритов и роговиков (светлое незалесенное пятно). Фото автора.

Интрузив слагают среднезернистые, средне-крупнозернистые, реже – пегматоидные и порфиroidные средне-мелкозернистые кварцевые и кварцсодержащие габбронорит-долериты, кварцевые габбронорит-диориты и кварцевые диориты с шлирами и жилами плагиогранитов и гранофировых плагиогранитов (Кравченко, 1958; Спиридонов и др., 1990-2023). Для габброидов Аю-Дага характерны как массивные, так и полосчатые текстуры (рис. 4.1.16) и складки магматического течения (рис. 4.1.17), где светлые полосы обогащены анортитом и битовнитом, тёмные – авгитом, ферроавгитом, бронзитом, гиперстеном и титаномагнетитом. Широко распространены габброиды с такситовой текстурой (рис. 4.1.18).



Рисунок 4.1.16. Интрузив Аю-Даг. Береговые обнажения в юго-западной части интрузива. Полосчатые кварцевые габбронорит-долериты – от мезократовых до лейкократовых, местами близких к анортозитовым. Фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок 4.1.17. Юго-восточная часть интрузива Аю-Даг. Береговые скалы. Высота 1.5 м. Складки магматического течения габбронорит-долеритов, с чередованием прослоев мелано-, мезо- и лейкратового состава. Фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок 4.1.18. Юго-западная часть интрузива Аю-Даг. Береговые обнажения. Такситовые габбронорит-долериты с чередованием участков мелано-, мезо- и лейкратового состава.

Габброиды слагают кристаллы плагиоклаза с ядрами анортита, авгит, бронзит, пижонит, гиперстен, ферроавгит, феррогиперстен, титаномагнетит, кварц, ильменит, биотит, ильменит, более редкие – армоколлит, паргасит и эденит, апатит, бадделеит, цирконолит, чевкинит, перрьерит, алланит, циркон, халькопирит, пирротин, торит (Спиридонов и др., 2018, 2019в, 2022; **Овсянников** и др., 2024). Для них типична офитовая структура (рис. 4.1.19, 4.1.20).

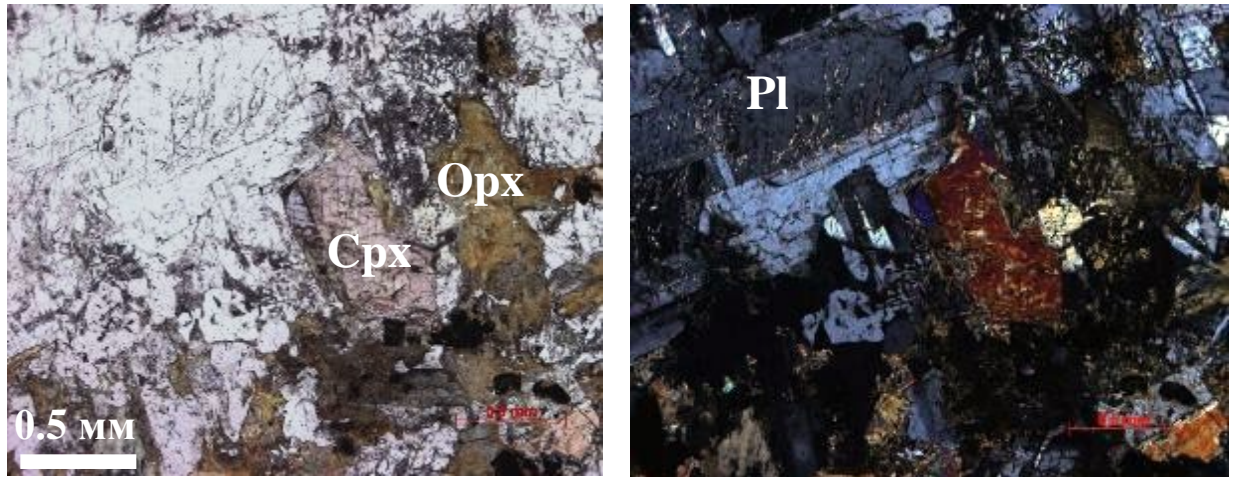


Рисунок 4.1.19. Среднезернистые габбронорит-долериты интрузива Аю-Даг с офитовой структурой. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

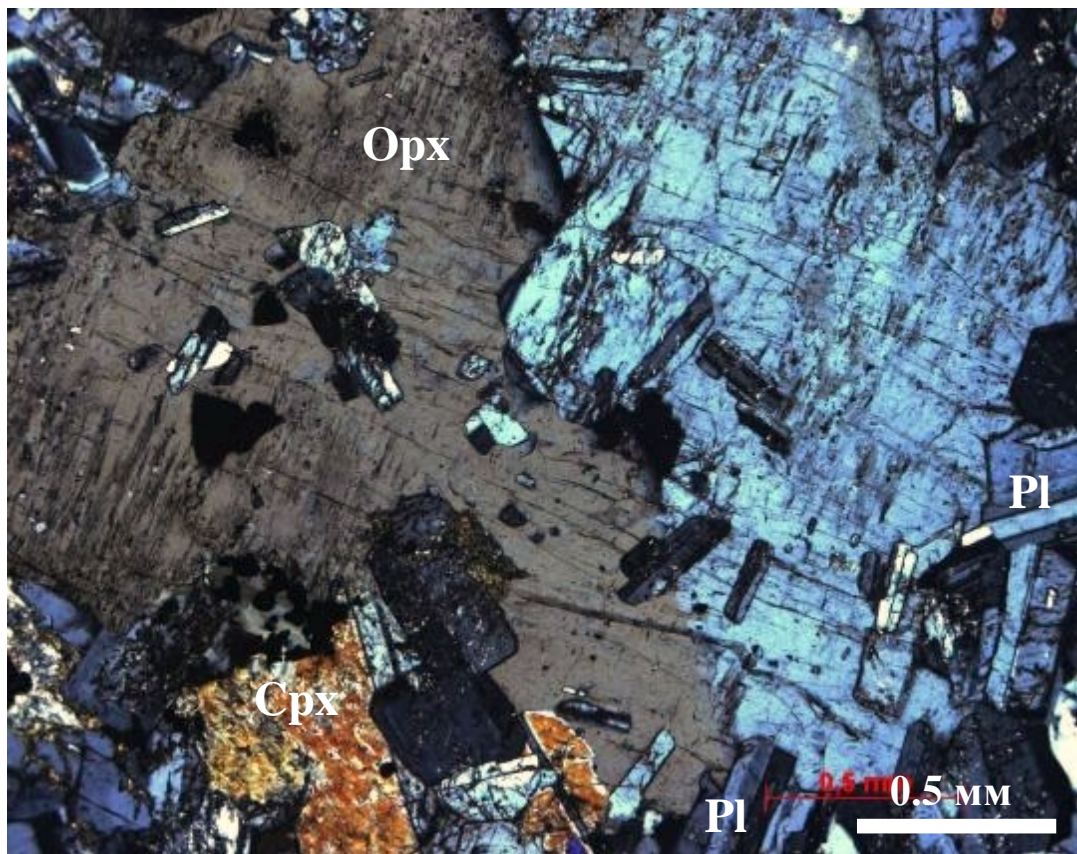


Рисунок 4.1.20. Средне-крупнозернистые габбронорит-долериты интрузива Аю-Даг с офитовой структурой. В проходящем свете, николи X. Фото автора.

Для габбронорит-долеритов Аю-Дага характерно обилие титаномагнетита – до 5-7 об. %, который обычно выполняет промежутки между таблицами анорита-битовнита, кристаллами авгита и бронзита. Размер кристаллов титаномагнетита достигает 3-5 мм (рис. 4.1.21).

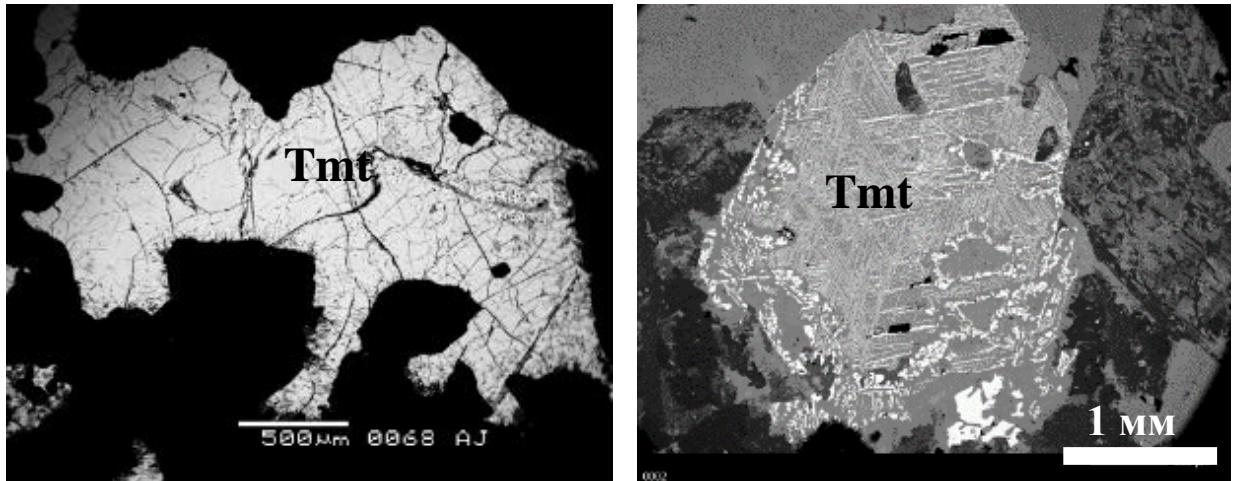


Рисунок 4.1.21. Ксеноморфные выделения титаномагнетита в средне-крупнозернистых габбронорит-долеритах интрузива Аю-Даг. В отраженных электронах.

Для кварцсодержащих и кварцевых габброидов Аю-Дага характерно постоянное наличие гнезд гранофировых кварц-олигоклазовых сростаний различной формы и размеров. Среди габброидов нередко ветвящиеся жилы кварцевых диоритов (рис. 4.1.22) и чаще плагиогранитов мощностью 1-3 см (рис 1.4.23-1.4.25), изредка до 15 см.

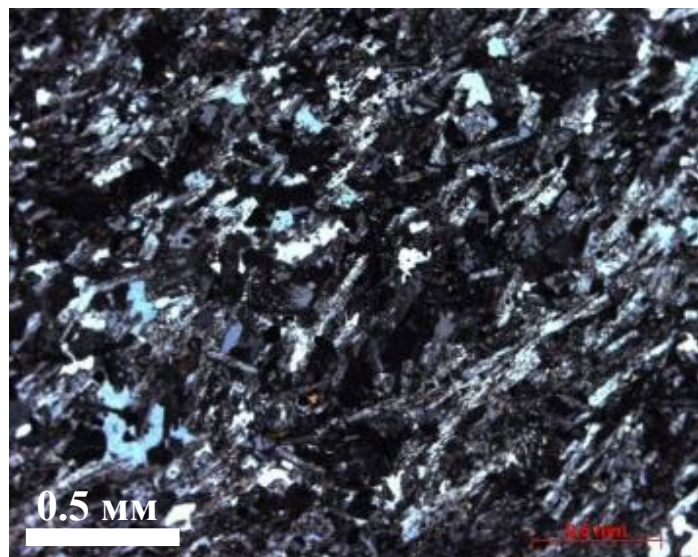


Рисунок 4.1.22. Жильные кварцевые диориты с текстурами течения. Юго-запад Аю-Дага, Породы несколько пропилитизированы. В проходящем свете, николи X. Олигоклаз интенсивно пелитизирован. Фото автора.



Рисунок 4.1.23. Береговые обнажения на юго-западе интрузива Аю-Даг. Такситовые габброиды пересечены ветвящимися жилами плагиогранитов.

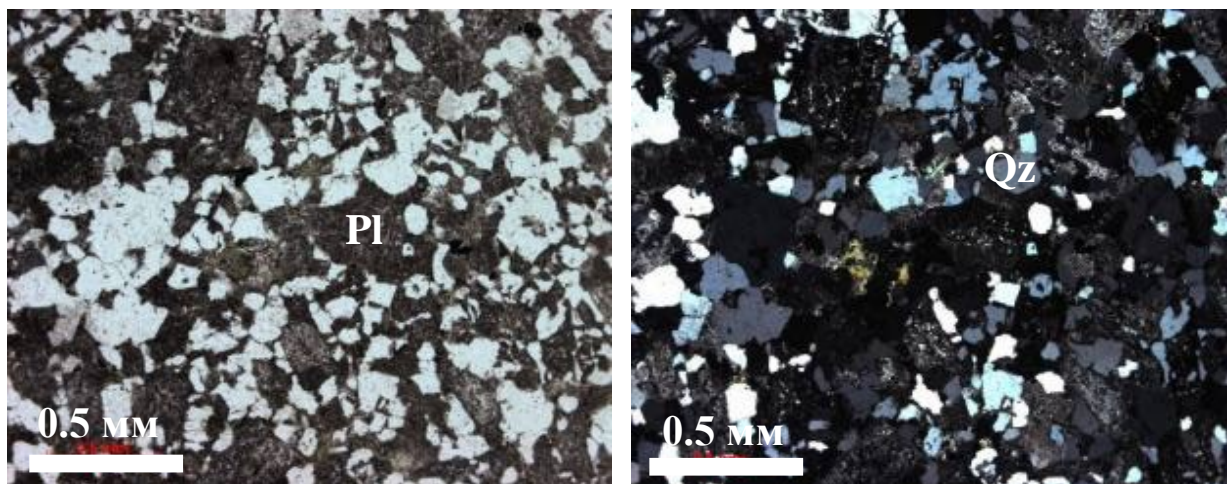


Рисунок 4.1.24. Жильные плагиограниты Аю-Дага (рис 4.1.23) в проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Олигоклаз (Pl) пелитизирован.

Нередко жильные плагиограниты содержат обильные овальной формы тонкозернистые гранофировые кварц-альбит-олигоклазовые срастания (рис. 4.1.25).

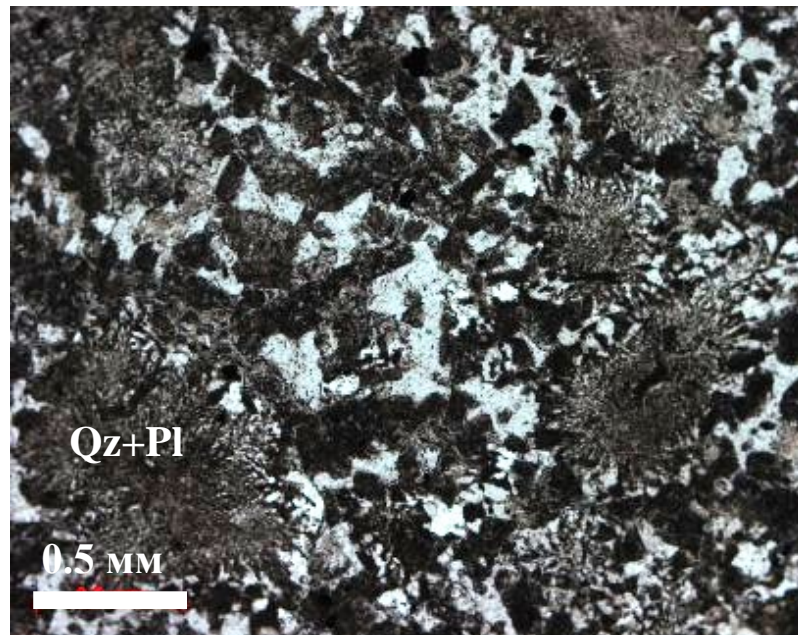


Рисунок 4.1.25. Жильные плагиограниты Аю-Дага (рис 4.1.23) в проходящем свете при 1 никеле. В кварц-олигоклазовой матрице множество овальных микрозернистых кварц-альбит-олигоклазовых гранофировых сростаний. Олигоклаз интенсивно пелитизирован. Фото автора.

Интрузив Аю-Даг окружен ореолом контактового метаморфизма шириной до 10-15 м. Его образуют узловатые сланцы и роговики актинолит-роговиковой фации; роговики с биотитом, андалузитом, турмалином амфибол-роговиковой фации; роговики с кордиеритом (рис. 4.1.26), силлиманитом, феррогортонитом – пироксен-роговиковой фации (Куплетский, 1939; Ерёмченко, Ерёмченко, 1972; Ананьев, Ревердатто, 1997; Тищенко, 2015).

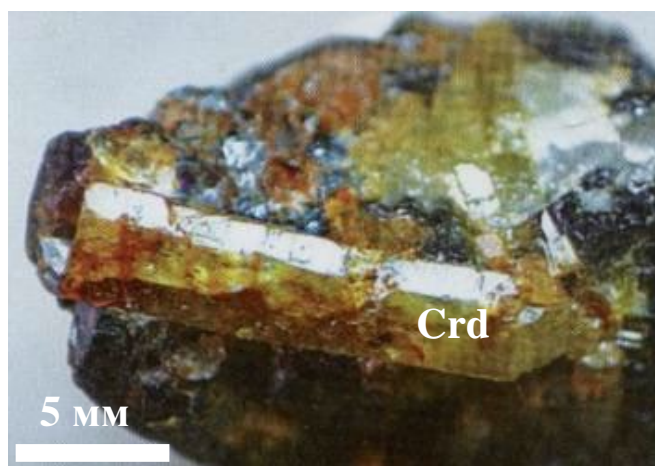


Рисунок 4.1.26. Кристалл кордиерита длиной 9 мм в роговиках пироксеновой фации. Ксенолит метапелитов таврической серии в габброидах Аю-Дага (Тищенко, 2015).

В книге В.И. Луцицкого (1939) описано включение гранофировых кварц-калишпатовых пород среди тонко-мелкозернистых габброидов апофизы интрузива Партенит, известного как Медвежонок. Вероятно, данные гранофиры – продукт палингенеза аркозов, которые изредка встречаются среди флиша таврической серии;

поскольку нигде в детально изученном интрузиве Аю-Даг не установлено кварц-калишпатовых сростаний.

Интрузивные тела массива **Курцы** южные (Лозовской, Ферсмановский) – серия субгоризонтальных интрузивных тел с поперечным сечением до 120×30 м, вытянутые в долготном направлении, их длина – до 300 м (рис. 4.1.27). Поразительная особенность этих интрузивов – правильная субвертикальная столбчатая отдельность, напоминающая характерную для субвулканических тел, поперечник столбов – до 1.2 м (рис. 4.1.28), столбы ориентированы перпендикулярно верхнему и нижнему контактам интрузивов.



Рисунок 4.1.27. Субгоризонтальные интрузивы габбронорит-долеритов в ороговикованных углеродистых глинистых сланцах эскиордынской серии. Близкая к вертикальной правильная столбчатая отдельность. Лозовской-Ферсмановский карьер. Фото М.Ю. Никитина 2018 г.



Рисунок 4.1.28. Вертикально залегающая столбчатая отдельность в пологом Лозовском - Ферсмановском интрузиве габбронорит-долеритов. Профессора МГУ - Арк.В. Тевелев и Э.М. Спиридонов. Ракурс наклонный. Фото М.Ю. Никитина 2020 г.

В центре интрузивы слагают массивные средне-крупнозернистые оливинсодержащие и безоливиновые, реже кварцсодержащие габбронорит-долериты (рис. 4.1.29, 4.1.30), которые далее от центра сменяются менее зернистыми (рис. 4.1.31, 4.1.32).



Рисунок 4.1.29. Центр Лозовского-Ферсмановского интрузива. Средне-крупнозернистые габбронорит-долериты. 64×39 мм. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

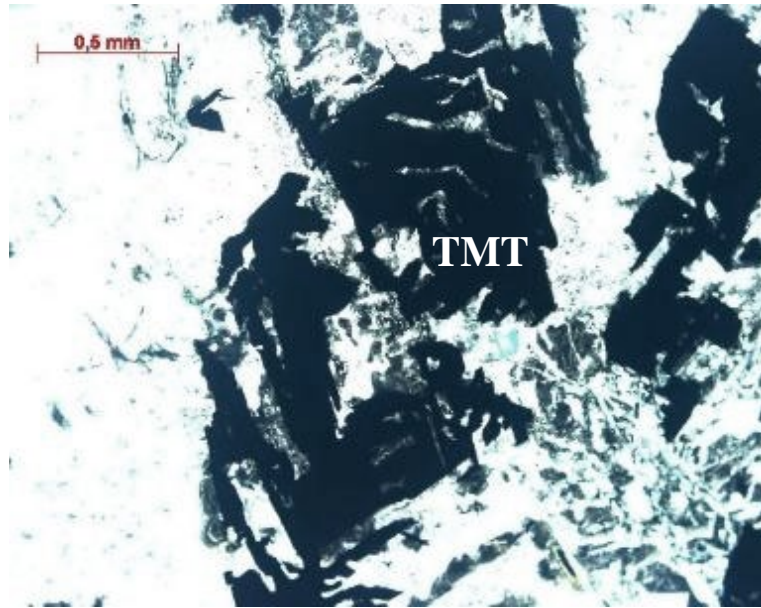


Рисунок 4.1.30. Центр Лозовского-Ферсмановского интрузива – средне-крупнозернистые габбронорит-долериты. Скелетный титаномагнетит. В проходящем свете при 1 никеле.
Фото автора.



Рисунок 4.1.31. В нескольких метрах ниже центра Лозовского-Ферсмановского интрузива. Крупно-среднезернистые габбронорит-долериты с резко выраженным идиоморфизмом лабрадора-битовнита. 116×89 мм. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок 4.1.32. Промежуточная часть Лозовского-Ферсмановского интрузива. Среднезернистые габбронорит-долериты с реликтами вкрапленников оливина и небольшими идиоморфными табличками битовнита. 122×73 мм. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

Там, где вскрыт нижний контакт интрузива, видно, что интрузив срезал слоистость ороговикованных углеродистых глинистых сланцев и образует заливы в них (рис.1.4.33).



Рисунок 4.1.33. Нижний контакт Лозовского-Ферсмановского интрузива срезает слоистость ороговикованных углеродистых глинистых сланцев. На контакте токие примазки графита.

Приконтактные зоны мощностью до 3-5 см слагают резко порфировидные мелко- и тонкозернистые оливиновые микродолериты с редкими мелкими миндалинами, местами с

вариолитовой текстурой. На рисунке 1.4.34 представлен фрагмент нижнего эндоконтакта интрузива – это левый нижний залив базитов в сланцы на рисунке 4.1.33. Среди роговиков экзоконтакта изредка развиты гранатовые скарны (Тищенко, 2015).



Рисунок 4.1.34. Приконтактовые тонкозернистые резко порфировидные породы Лозовского-Ферсмановского интрузива (фрагмент рис. 4.1.32). Зона закалки сложена породами более светлой окраски, её ширина больше в нижней и правой части образца. 62×49 мм.

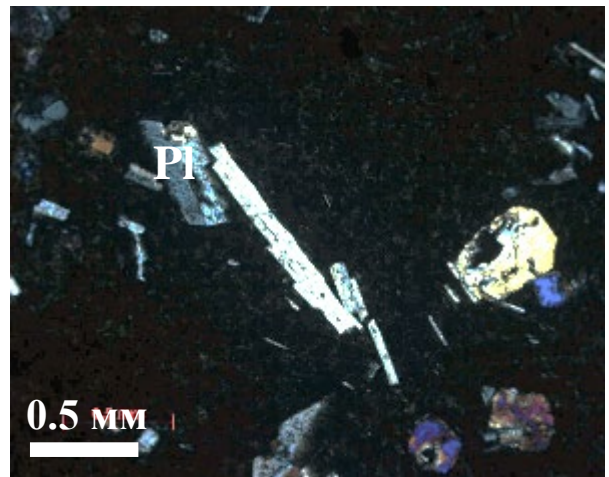


Рисунок 4.1.35. Фрагмент образца рис. 4.1.34. Эффузивоподобные базиты эндоконтакта Лозовского-Ферсмановского интрузива. В тонкозернистой матрице – вкрапленники Са плагиоклаза, округлого оливина (в левой и нижней части шлифа) (замещен серпентином) и авгита (Срх). В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X.

Первомайский (Кушнаревский) – вертикально залегающий шток с поперечником $\sim 800 \times 100$ м ограничен ветвями Бодракского разлома (рис. 4.2). Интрузив вскрыт карьером (рис. 4.1.36).



Рисунок 4.1.36. Кушнаревский-Первомайский интрузив в карьере строительного камня. Красное – жилы плагиогранитов в мелкозернистых габбронорит-диоритах. Зеленое – дайка оливиновых базальтов бодракского субвулканического комплекса. Синее – перекрывающий коралловый риф раннего мела, залегающий на выветрелых плагиогранитах. Фото автора.

Интрузив имеет сложное зональное строение (рис. 4.1.37).

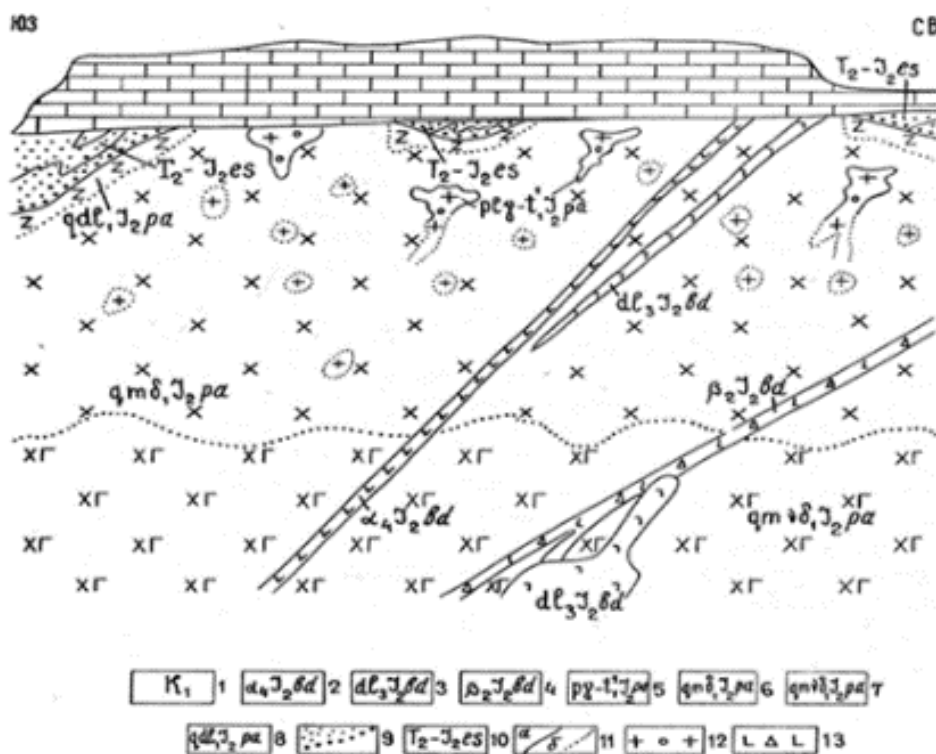


Рисунок 4.1.37. Схематический геологический разрез Кушнаревского-Первомайского интрузива. По вертикали около 60 м. 1 — коралловые известняки раннего мела (K_1); 2—4 — бодракский субвулканический комплекс: 2 — роговообманковые андезиты IV фазы ($a_4 J_2 bd$), 3 — гиперстен-оливин-авгитовые долеритовые порфириды III фазы ($dl_3 J_2 bd$), 4 —

J₂bd), 4 — лавовые брекчии оливиновых базальтов II фазы (β_2 J₂bd), 5—8 — первомайско-аюдагский интрузивный комплекс: 5 — плагиограниты {plγ J₂pa), 6 — кварцевые микродиориты (qmd J₂pa), 7 — кварцевые микрогаббро-диориты (qmvδ J₂pa), 8 — кварцевые микрогаббронорит-долериты (qdl J₂pa) 9 — ороговикованные породы; 10 — терригенные отложения эскиординской серии (T₂—J₂es); 11 — границы интрузивные (а) и фациальные (б); 12 — интрузивные брекчии По (Спиридонов и др., 1989).

Интрузив в нижней части сложен преимущественно мелко- и мелко-среднезернистыми бескварцевыми с редким оливином габбронорит-долеритами (рис. 4.1.38- 4.1.41).

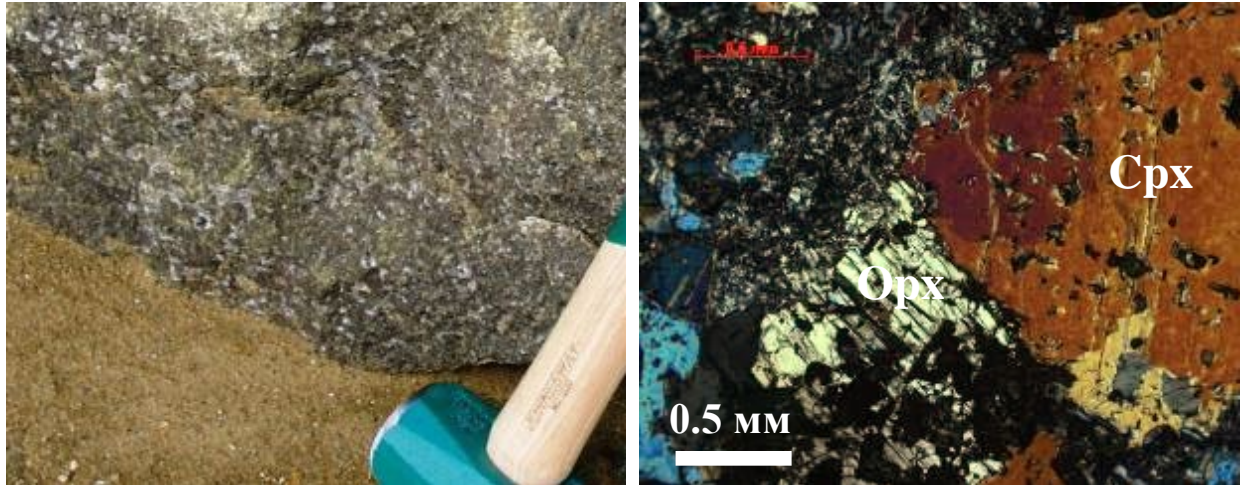


Рисунок 4.1.38. Нижняя обнаженная часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Порфиroidные мелко-среднезернистые габбронорит-долериты. Справа — срастание кристаллов бронзита и авгита в мелкозернистой матрице; в проходящем свете, николи X.

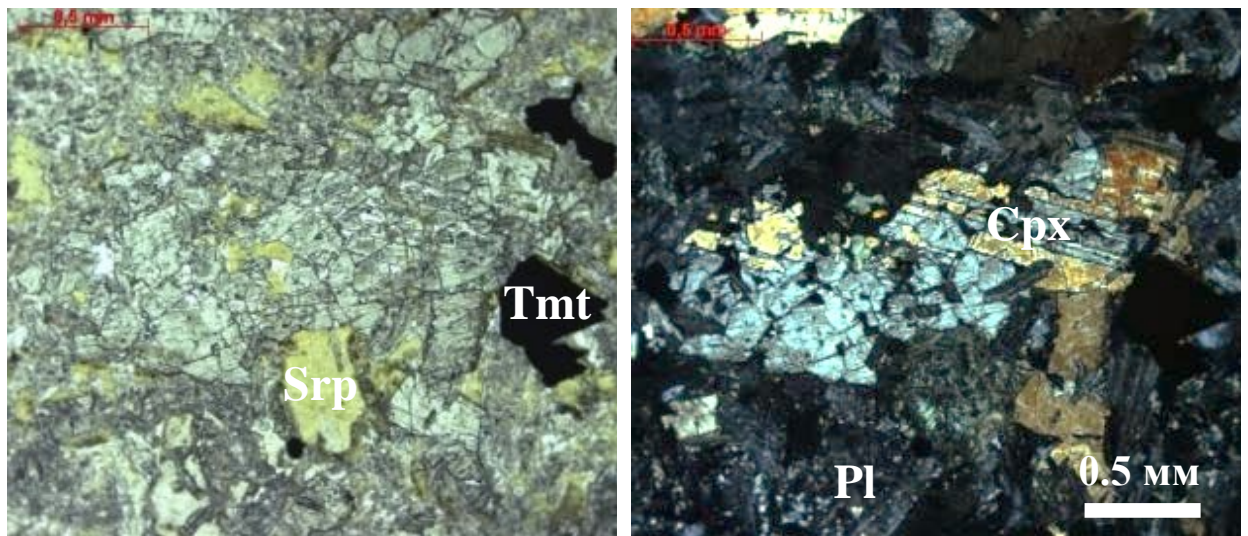


Рисунок 4.1.39. Нижняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Мелко-среднезернистые габбронорит-долериты с офиолитовой структурой. Бронзит замещён серпентином. Ксеноморфный авгит сдвойникован. Немало ксеноморфного титаномагнетита. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X.

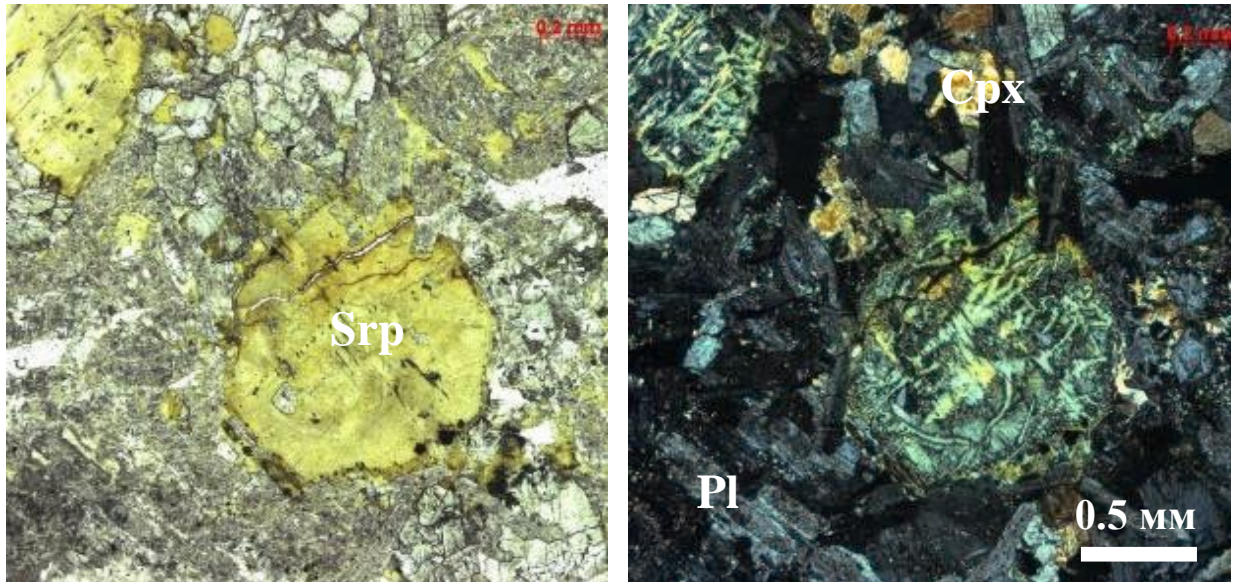


Рисунок 4.1.40. Нижняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Мелко-среднезернистые габбронорит-долериты. Участок богатый бронзитом, который замещен серпентином. В проходящем свете, слева при 1 никеле, справа - николи X.

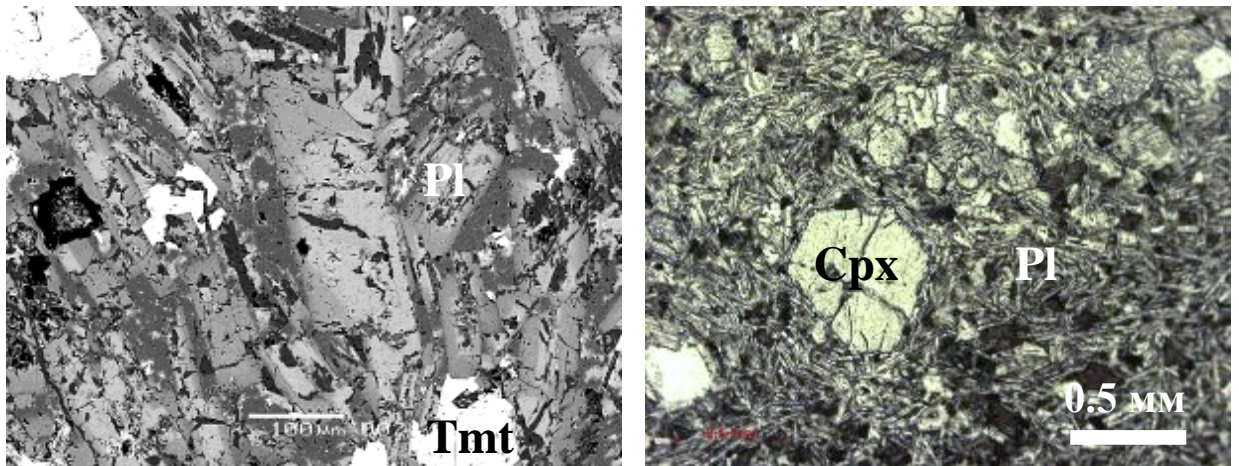


Рисунок 4.1.41. Эндоконтант нижней части Кушнаревского-Первомайского интрузива. Порфирировидные мелкозернистые оливин-содержащие габбронорит-долериты с флюидальной текстурой. Оливин и бронзит замещены серпентином. Слева – в отраженных электронах (черное – дефекты полировки). Справа - в проходящем свете при 1 никеле.

В средней части интрузива преобладают мелкозернистые кварцсодержащие габбронорит-диориты (рис. 4.1.42-4.1.43). Нередко породы содержат более крупные кристаллы зонального битовнита-лабрадора (рис. 4.1.44) и резко зонального авгита (рис. 4.1.45). В этих габброидах нередки мелкие гнезда, обогащенные кварцем (рис. 4.1.46), или с гранофиром кварц-олигоклазового состава (рис. 4.1.47).



Рисунок 4.1.42. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Мелкозернистые кварцсодержащие габбронорит-диориты с массивной текстурой.

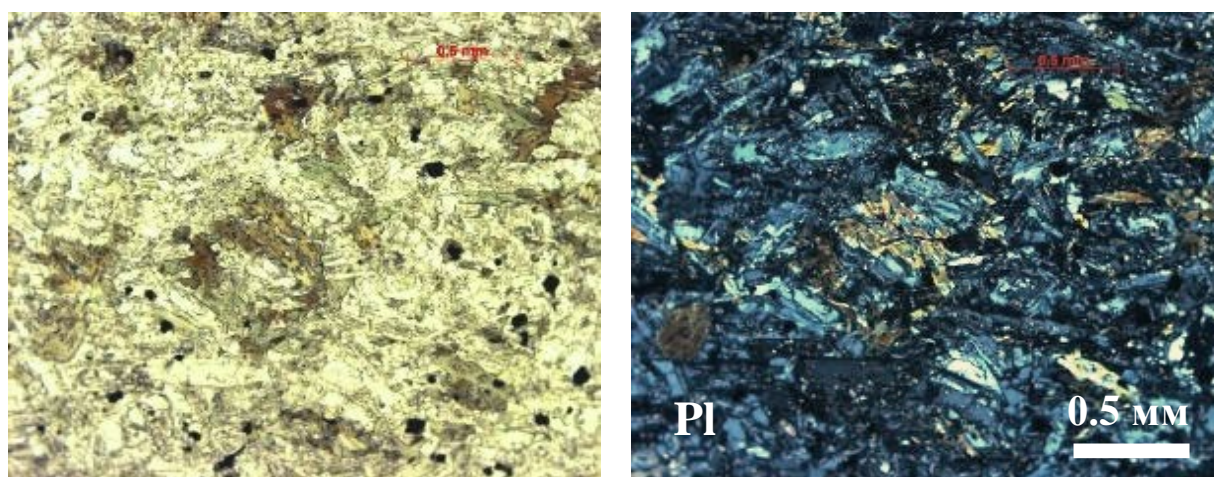


Рисунок 4.1.43. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Мелкозернистые кварц-содержащие габбронорит-диориты. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Фото автора.

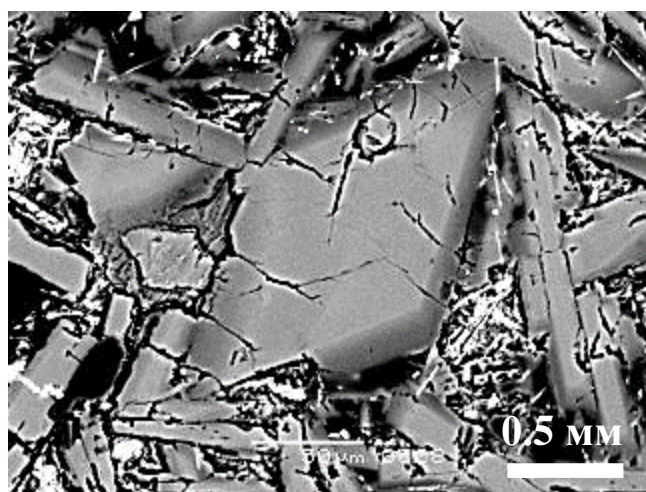


Рисунок 4.1.44. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Более крупный кристалл зонального битовнита-лабрадора в мелкозернистых кварцсодержащих габбронорит-диоритах. В отраженных электронах.

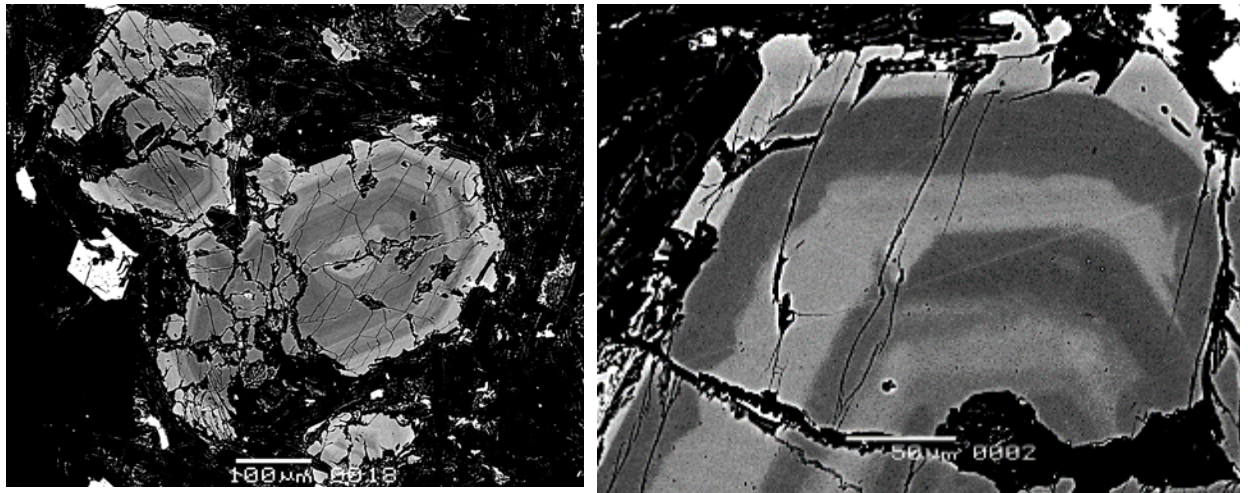


Рисунок 4.1.45. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Более крупные кристаллы сложно зонального авгита в мелкозернистых кварцсодержащих габбронорит-диоритах. В отраженных электронах.

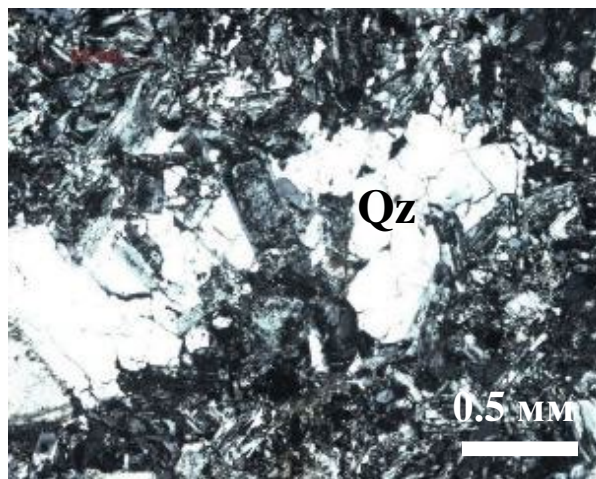


Рисунок 4.1.46. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Обогащенный кварцем шпир в мелкозернистых габбронорит-диоритах. В проходящем свете, николи X. Фото автора.

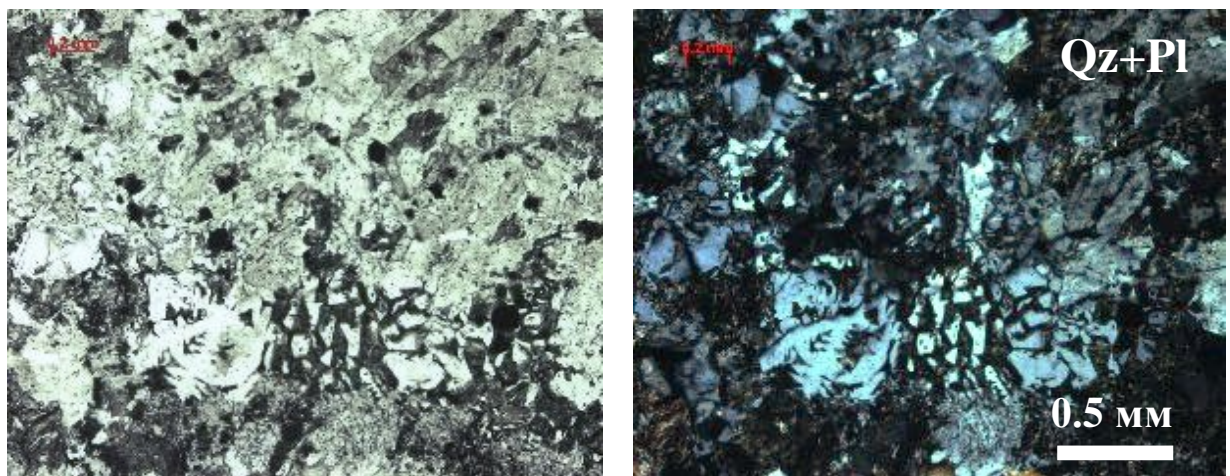


Рисунок 4.1.47. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Гнезда гранофира кварц-олигоклазового состава в мелкозернистых габбронорит-диоритах. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

Несколько выше преобладают двупироксеновые кварцевые диориты, как массивные (рис. 4.1.48), так и с флюидалной текстурой (рис. 4.1.49), иногда с биотитом (рис. 4.1.50).

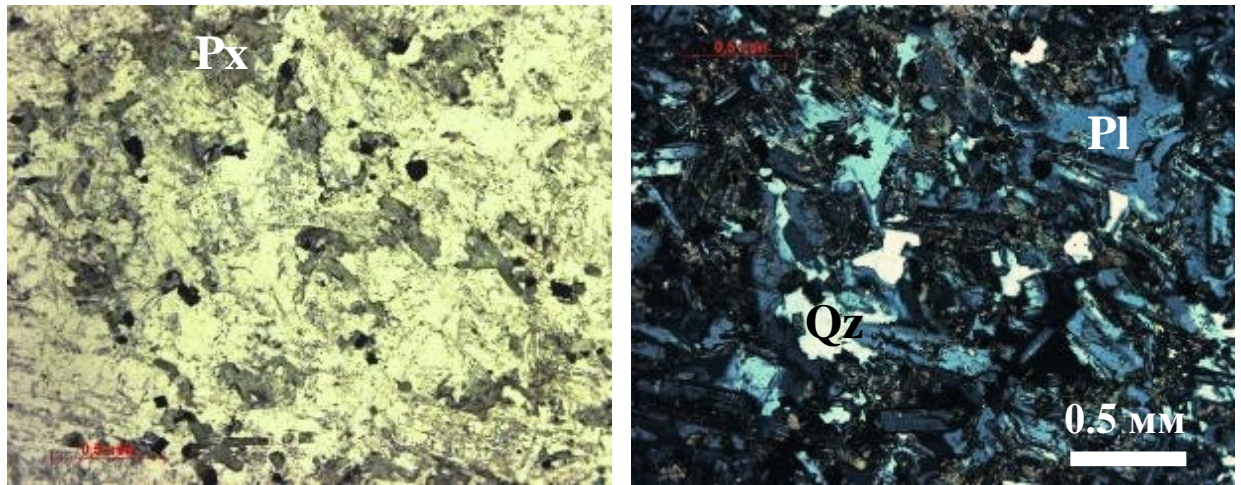


Рисунок 4.1.48. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Двупироксеновые кварцевые диориты. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

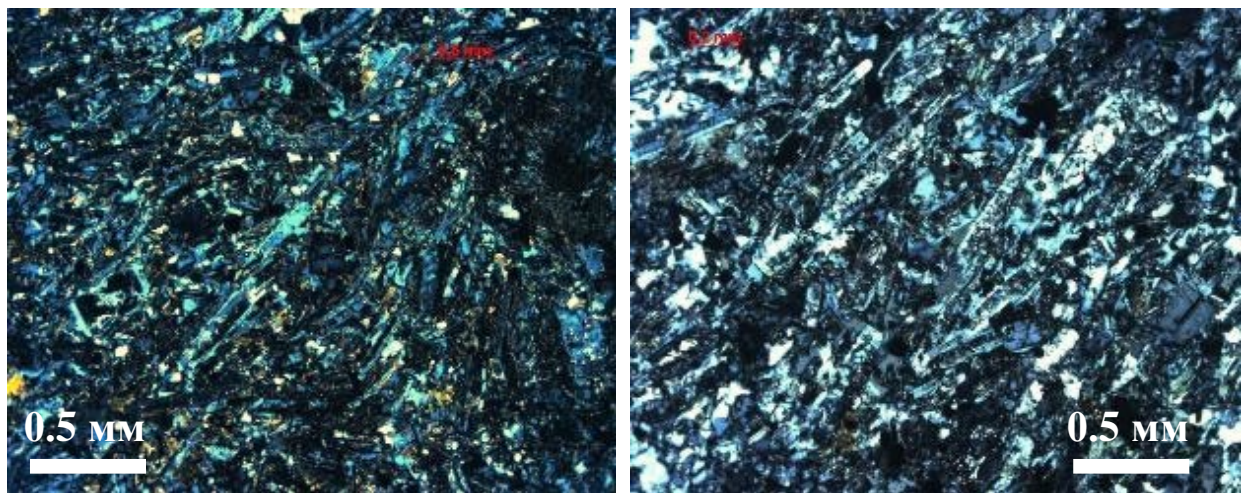


Рисунок 4.1.49. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Двупироксеновые кварцевые диориты с флюидалной текстурой. В проходящем свете, николи X. Фото автора.

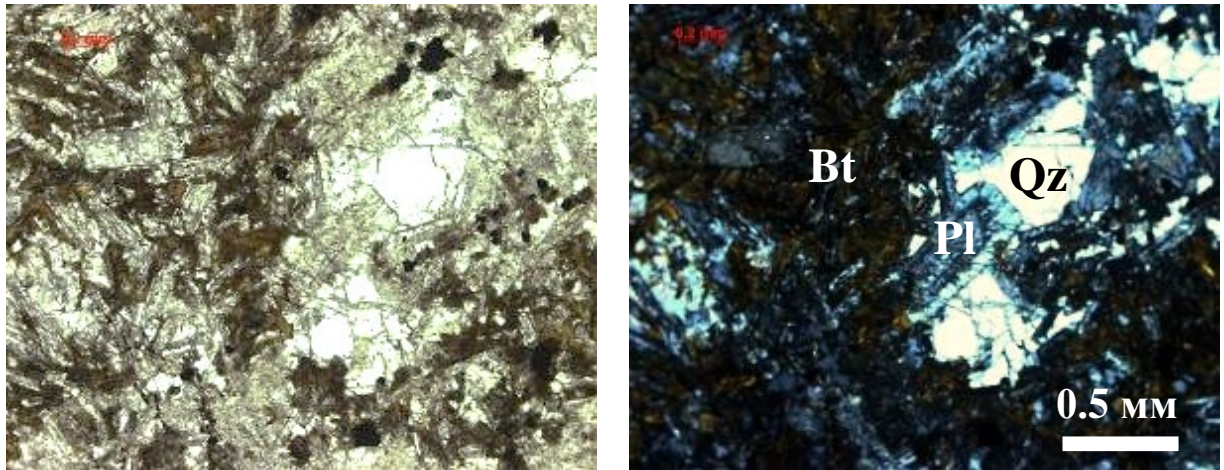


Рисунок 4.1.50. Верхи средней части Кушнаревского-Первомайского интрузива. Бiotит-двупироксеновые кварцевые диориты. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X.

Среди кварцевых габбронорит-диоритов и двупироксеновых кварцевых диоритов достаточно широко развиты шлиры плагиогранитного состава, ориентированные то круто, то полого или наклонно; их длина составляет от первых до 45 см, обычно – до 25 см, ширина в нижней части обычно не более 3-5 см, в верхней до 15 см; они схематично - внемасштабно показаны на рисунке. 4.1.37. Контакты плагиогранитов шлиров с окружающими кварцевыми габбронорит-диоритами отчетливые, но не резкие (рис. 4.1.51-52).

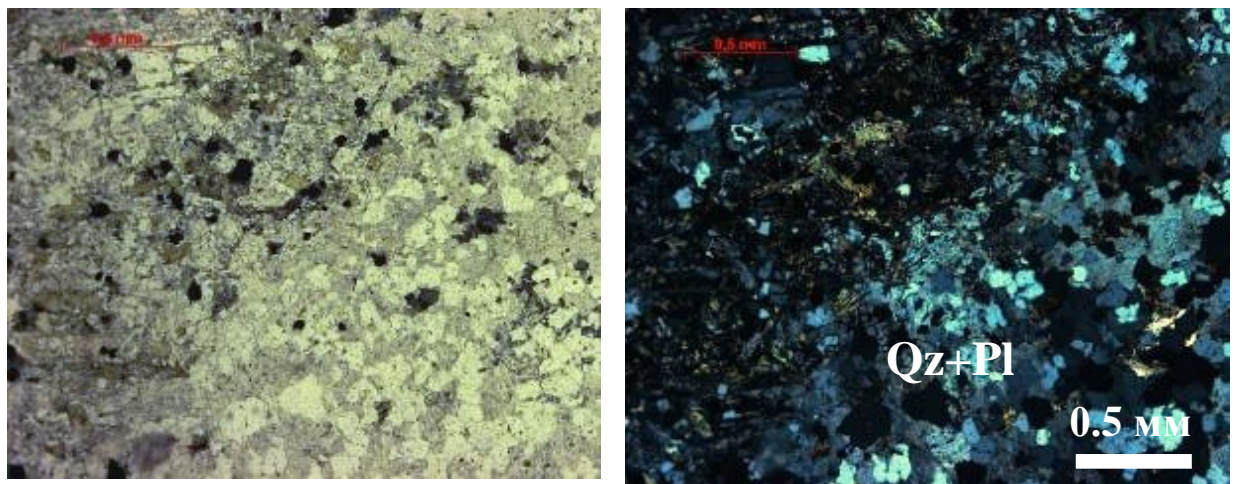


Рисунок 4.1.51. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Краевая часть шлира плагиогранитов среди кварцевых габбронорит-диоритов. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

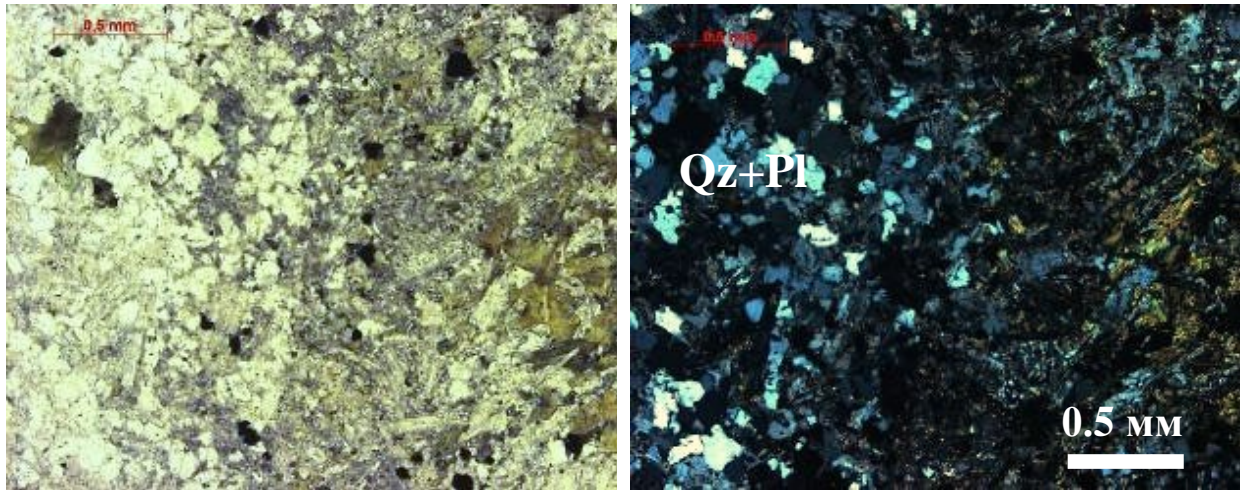


Рисунок 4.1.52. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Краевая часть шлира плагиогранитов среди кварцевых габбронорит-диоритов. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

Габброиды и кварцевые диориты нижней и средней части Кушнаревского-Первомайского интрузива пересечены единичными вертикальными жилами мелкозернистых плагиогранитов с «горячими» контактами (рис. 4.1.53), их мощность менее 25 см.



Рисунок 4.1.53. Средняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Двупироксеновые кварцевые диориты пересечены вертикальной жилой мелкозернистых плагиогранитов розоватого цвета. Фото Т.Ю. Тверитиновой.

Верхнюю часть интрузива слагают светло окрашенные мелко- и среднезернистые роговообманково-биотитовые, биотитовые кварцевые диориты (рис. 4.1.54) и преобладающие плагиограниты (рис. 4.1.55-4.1.57), реже существенно титаномагнетитовые плагиограниты (рис. 4.1.58), участками - плагиограниты с гранофировой структурой (рис. 4.1.59).



Рисунок 4.1.54. Верхняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Порфировидные кварцевые диориты пересечены вертикальной дайкой оливиновых базальтов бодракского субвулканического комплекса. 75x58 мм. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

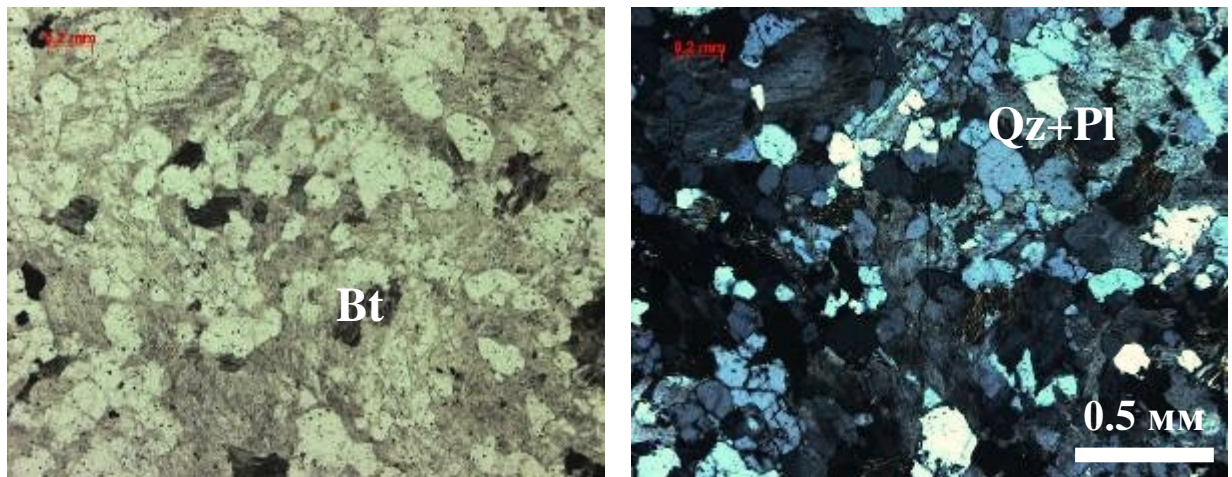


Рисунок 4.1.55. Верхняя часть Кушнаревского-Первомайского интрузива. Биотитовые плагиограниты. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

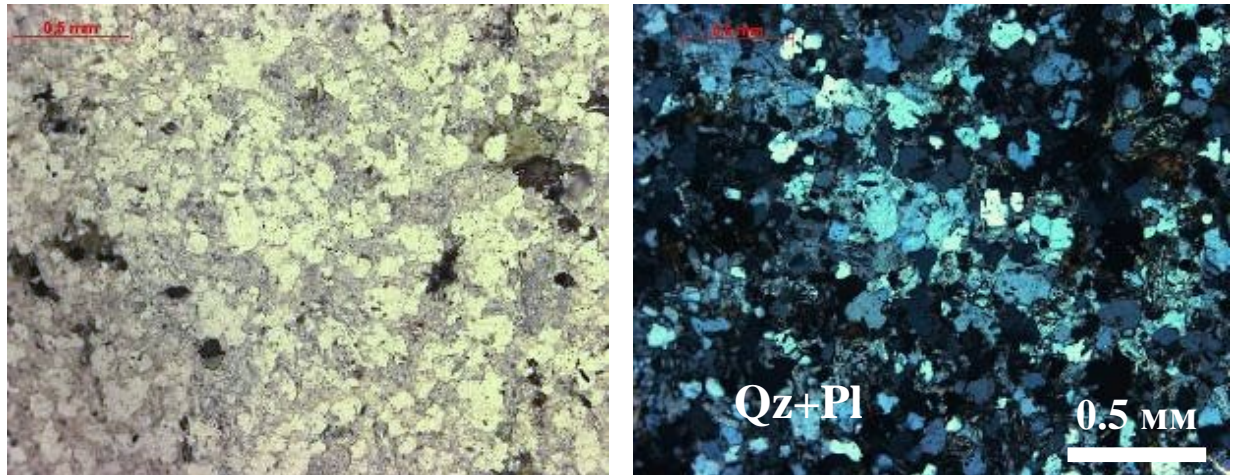


Рисунок 4.1.56. Верхи Кушнаревского-Первомайского интрузива. Бiotит-роговообманковые плагиограниты. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

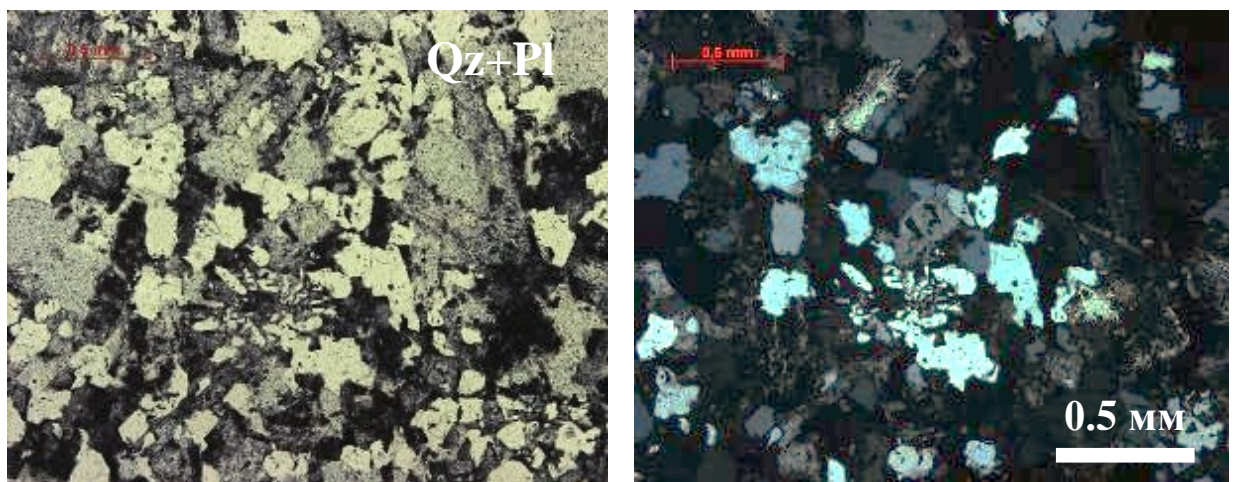


Рисунок 4.1.57. Верхи Кушнаревского-Первомайского интрузива. Бiotит-роговообманковые плагиограниты. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа - николи X. Фото автора.

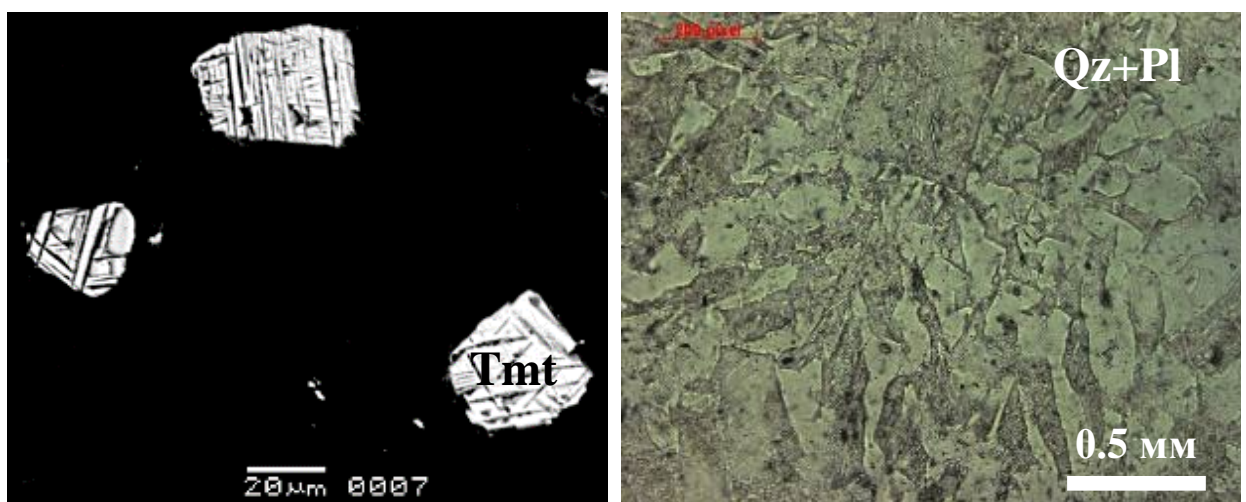


Рисунок 4.1.58. Верхи Кушнаревского-Первомайского интрузива. Слева. Титаномagnetитовые плагиограниты. Титаномagnetит превращен в решетчатые ильменит-

магнетитовые сростания. В отраженных электронах. Справа – плагиограниты с гранофировой структурой. В отраженном свете при 1 николе.

Мощность ороговикованных пород эскиординской серии у западного контакта интрузива до 10 м.

U-Pb SIMS SHRIMP возраст циркона магматических пород Кушнаревского-Первомайского интрузива $174,2 \pm 1,2$ Ма (Морозова и др., 2017), что отвечает средней юре, аалену, близ границы аален-байос.

4.2. Механизмы внедрения интрузивов первомайско-аюдагского комплекса

Изучение эндоконтактных зон силлообразных интрузивов долины реки Бодрак и пологозалегающих интрузивов Лозовского-Ферсмановского массива, многочисленных ранних внедрений (не апофиз!) Аю-Дага в бухте Панаир позволило связать проникновение расплавов первомайско-аннихюдагского комплекса мезозойд Горного Крыма в интрузивные камеры с донузоранским эпизодом складчатости в раннем байосе или на границе аален-байос при дополнительной деформации флишевых толщ (рис. 4.2.1-4.2.8).



Рисунок 4.2.1. Интрузив Аю-Даг. Бухта Панаир с прямой береговой линией и широкая падь над ней это крупный блок ороговикованного флиша таврической серии с множеством внедрений габброидов. Аэрофотоснимок М. Ю. Никитина, 1989 г.



Рисунок 4.2.2. Аю-Даг. Центр бухты Панаир. Светлые скалы слева - крупносреднезернистые габбронорит-долериты. Черного цвета - ороговикованные углеродистые аргиллиты и алевролиты таврической серии с множеством внедрений резко порфиroidных мелкозернистых габброидов с оторочками эффузивоподобных пород. Фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок. 4.2.3. Аю-Даг. Бухта Панаир. Слева - фрагмент рис. 4.2.2. Дополнительно смятый, затем ороговикованный флиш таврической серии с внедрениями габброидов. Справа – центр бухты: ороговикованные углеродисто-глинистые сланцы пересечены жилой резко порфиroidных мелкозернистых габброидов с оторочками эффузивоподобных пород; Фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок. 4.2.4. Аю-Даг. Центр бухты Панаир. Дополнительно смятый, затем ороговикованный флиш таврической серии пересечен извилистыми и прямолинейными внедрениями мелкозернистых габброидов с оторочками эффузивоподобных пород. Мощность внедрений от 0.2 до 3 м. Фото Э.М. Спиридонова 2018 г.



Рисунок. 4.2.5. Аю-Даг. Центр бухты Панаир. Нижний интрузивный контакт одного из внедрений резко порфировидных мелкозернистых габброидов с оторочкой эффузивоподобных пород в дополнительно смятый, затем ороговикованный флиш таврической серии. Фото Э.М. Спиридонова 2018 г.



Рисунок 4.2.6. Аю-Даг. Центр бухты Панаир. Внедрение трубообразной формы резко порфировидных мелкозернистых габброидов с оторочкой эффузивоподобных паород в дополнительно смятый, затем ороговикованный флиш таврической серии. Фото Э.М. Спиридонова 2018 г.



Рисунок 4.2.7. Аю-Даг. Бухта Панаир. Эффузивоподобные резко порфировидные оливин-анортитовые микрогаббронорит-долериты эндоконтакта двух соседних внедрений. Их разделяет прослой ороговикованных алевролитов таврической серии, породы зеленого цвета. 150×75 мм. Колл. Э.М. Спиридонова, фото Г.Н. Овсянникова.

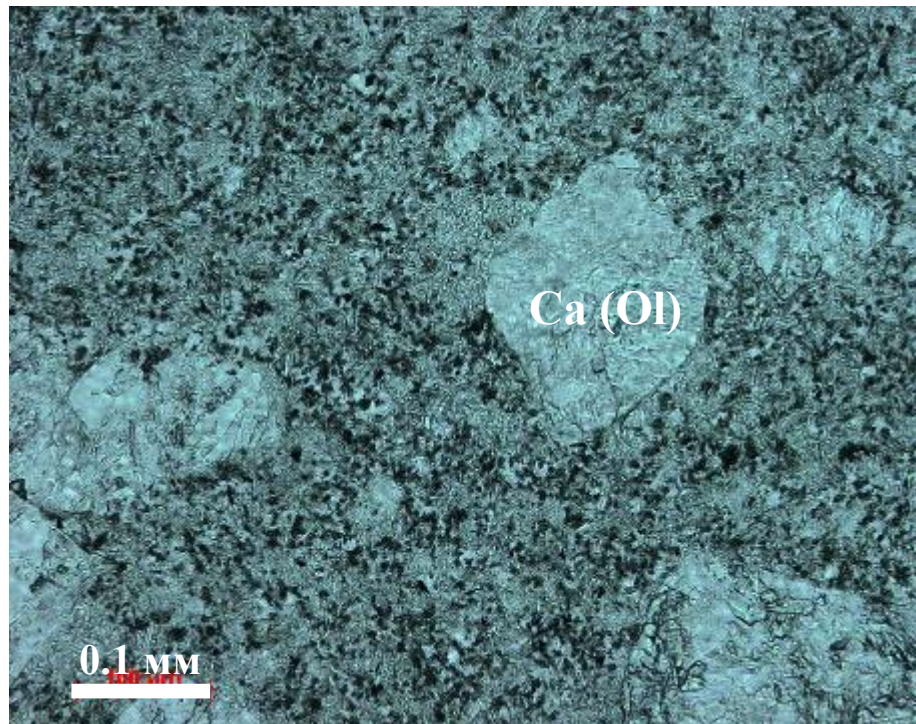


Рисунок 4.2.8. Аю-Даг. Бухта Панаир. Фрагмент рис. 4.2.7. Эффузивоподобные резко порфирированные оливин-анортитовые микрогабронорит-долериты эндоконтакта (внедрений в ороговикованные породы таврической серии). Породы гидротермально изменены – карбонатизированы. Фото автора.

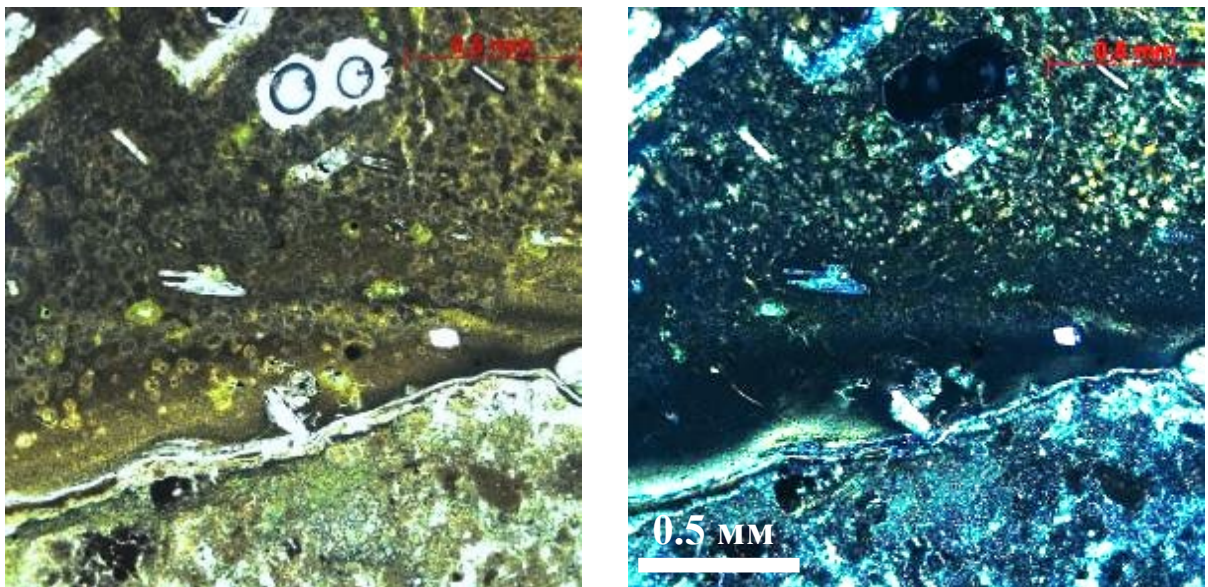


Рисунок 4.2.9. Интрузив Лозовской-Ферсмановский. Фрагмент образца рис. 4.1.34. Эффузивоподобные породы эндоконтакта с мелкими миндалинами. Внизу – роговики по песчаникам таврической серии. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа- николи X.

Стоит пояснить, почему тела микрогаббро-долеритов рисунков 4.2.2-4.2.7 являются ранними внедрениями, а не апофизами интрузива Аю-Даг. В крупном блоке флиша в центре крупного (для Крыма) интрузива осадочные породы только ороговикованы, а не

превращены в роговики. Все внедрения от самых мелких до тел мощностью несколько метров сложены крайне мелкозернистыми габброидами, которые окружены эффузивоподобными породами, нередко миндалекаменными. Это можно понять приняв, что это не апофизы крупного интрузива, а ранние внедрения, которые возникли до того, как был сформирован основной объем интрузива, сопровождаемый мощным тепловым фронтом. Очевидно, что таким же образом были сформированы эффузивоподобные породы эндоконтактных зон большинства интрузивов первомайско-аюдагского комплекса – Лозовского-Ферсмановского (рис. 4.1.35, 4.2.9), Лебединского и ЮЗ Кастели с массой миндалин (рис. 4.1.13) и другие, которые залегают среди дополнительно смятых осадочных толщ.

В.К. Степанов для рудоносных габброидных интрузивов Норильского рудного поля, эндоконтактные зоны которых напоминают крымские, предположил механизм внедрения согласно принципу Эйлера (Степанов, 1981; Степанов, Туровцев, 1988). Согласно этому принципу, при смятии слоистых сред в них возникают полости, «работающие» как помпы, возникает эффект всасывания. В результате, первые порции расплава далеко опережают основной магматический «фронт», в эндоконтактах интрузивов возникают эффузивоподобные резко порфиroidные тонко- и мелкокристаллические и миндалекаменные породы. Очевидно, что этот механизм внедрения приложим и к крымским интрузивам, кроме Кушнаревского-Первомайского и Донузорана, которые внедрились в зону разлома и на пересечении разломов и у которых отсутствуют оторочки эффузивоподобных пород. При этом, в случае субгоризонтального залегания зеркала складчатости осадочных толщ возникают полости, близкие к горизонтальным, и, соответственно, пологозалегающие интрузивы – таковы Лозовские-Ферсмановские и ранние внедрения Аю-Дага в бухте Панаир. При субвертикальном залегании зеркала складчатости осадочных толщ возникают полости, близкие к вертикальным, и формируются силлообразные интрузивы Лебединский и иные.

Эти данные ярко выявляют гипабиссальные условия становления интрузивов первомайско-аюдагского комплекса. Поэтому преобладающие габброиды именуем габбронорит-долеритами, а не габброноритами. По С.М. Кравченко (1958), это габбро-диабазы. В результате образования массы миндалин, нередко крупного размера расплав потерял существенное количество водяного пара. Вероятно, это - одна из причин развития узких ореолов контактового метаморфизма и небольшого количества магматических биотита и амфиболов в породах первомайско-аюдагского комплекса.

В дальнейшем, вероятно, на максимуме сжимающих тектонических усилий в магматические камеры выжималась преобладающая часть базитовых расплавов, внедрение стало механически активным с раздвиганием и взламыванием пород рамы. Взламывание и раздвигание пород рамы отчётливо выражены пилообразной формой интрузива Уртапая и южного окончания интрузива Лебединский. Ксенолиты местных и более глубинных пород обильны в западной части Аю-Дага (рис. 4.2.10, 4.2.11) и нередко в наклонно залегающих телах габброидов Лозовского-Ферсмановского массива (рис. 4.2.12).



Рисунок 4.2.10. Аю-Даг, юго-западная часть, черноморский берег. Интрузивные брекчии – обломки роговиков различной формы и состава сцементированы крупно-среднезернистыми габбронорит-долеритами. Фото Э.М Спиридонова.



Рисунок 4.2.11. Аю-Даг, юго-западная часть, черноморский берег. Ксенолиты роговиков различной формы и состава в крупно-среднезернистых габбронорит-долеритах.



Рисунок 4.2.12. Лозовской-Ферсмановский массив. Наклонный интрузив габброидов в западной части карьера строительного камня. Ксенолиты графитсодержащих роговиков по углеродистым аргиллитам таврической серии в среднезернистых габбронорит-долеритах. Ксенолиты местные, остроугольной формы. Фото Э.М. Спиридонова.

4.3. Дайки глубинного происхождения и гидротермальные образования первомайско-аюдагского интрузивного комплекса

Интрузивы сопровождают дайки глубинного происхождения с закалёнными контактами – двупироксеновые долериты (рис. 4.3.1), роговообманково-двупироксеновые долериты, микрогаббро-долериты, микродиориты. Их внедрение завершает магматическую историю и подчеркивает базитовую природу первомайско-аюдагского комплекса.

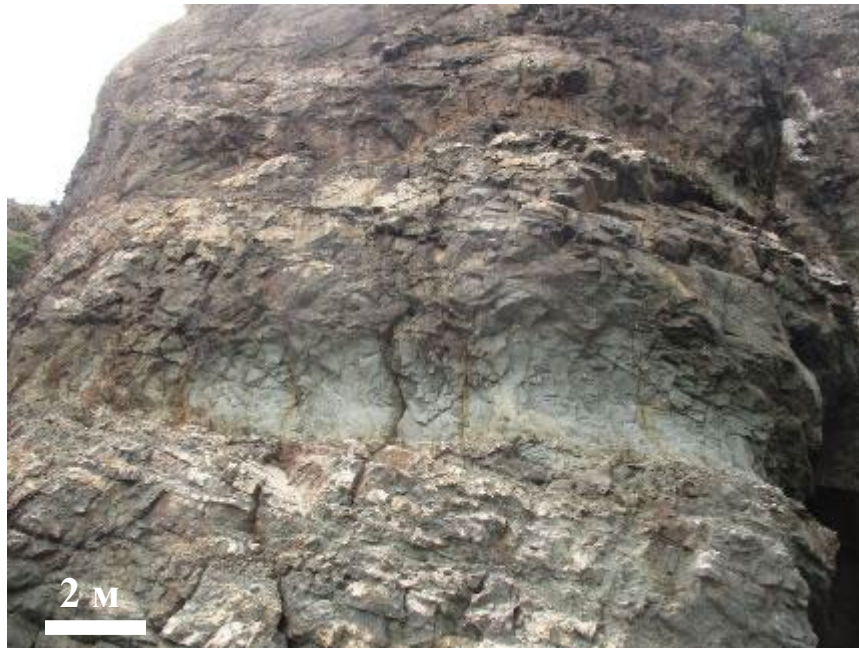


Рисунок 4.3.1. Интрузив Аю-Даг, восточная часть, береговые скалы. Пологая дайка двупироксеновых долеритов с закаленными контактами (зеленоватая) сечет расслоенные габбронорит-долериты. Фото Э.М. Спиридонова.

Послеинтрузивные гидротермальные образования редки. Это апогабброидные пирротин-рутил-кварц-кальцит-хлорит-альбитовые метасоматиты с отдельными кристаллами и гнездами кристаллов пирита, с монацитом и ксенотимом (продукты замещения магматических редкоземельных минералов группы эпидота) (рис. 4.3.2-4.3.4); пропилиты малоглубинной эпидот-хлоритовой фации, нередко с гнездами зонального клиноцоизита (рис. 4.3.5), кварц-карбонатные и кварцевые жилы и прожилки с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Около гидротермальных жил в габброидах найдена редкая вкрапленность перечисленных сульфидов, единичные мелкие выделения кобальтистого арсенопирита и редчайшего гессита.



Рисунок 4.3.2. Интрузив Аю-Даг, юго-западная оконечность. Апогабброидные пирротин-рутил-кварц-кальцит-хлорит-альбитовые метасоматиты с полосчатой текстурой и

метакристаллами пирита. Светлые полосы обогащены альбитом, кальцитом и кварцем.
111x68 мм. Колл. И.Е. Руденко.

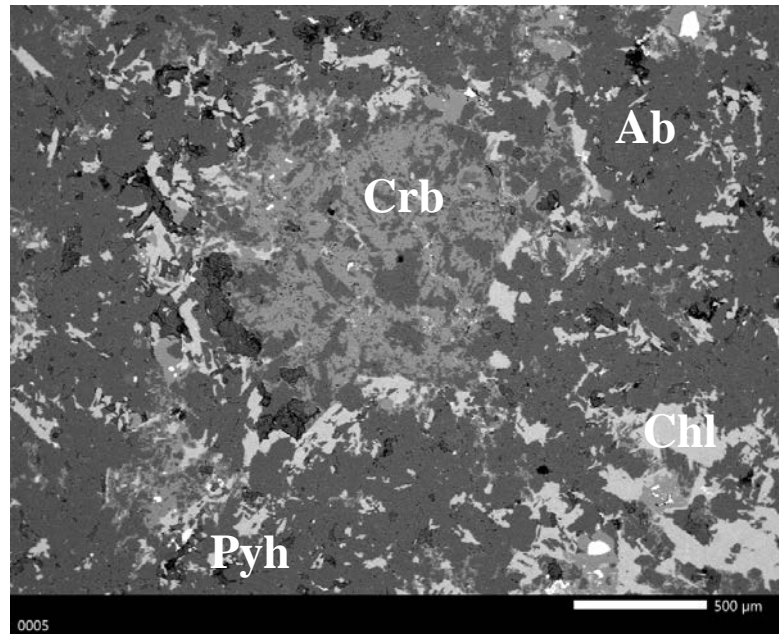


Рисунок 4.3.3. Фрагмент образца рис. 4.3.2. Матрица – альбит. В центре - гнездо кальцита (серый). Хлорит – псевдотюрингт и дафнит (светло-серый). Светлый – пирротин. Апогабброидные метасоматиты Аю-Дага. В отраженных электронах.

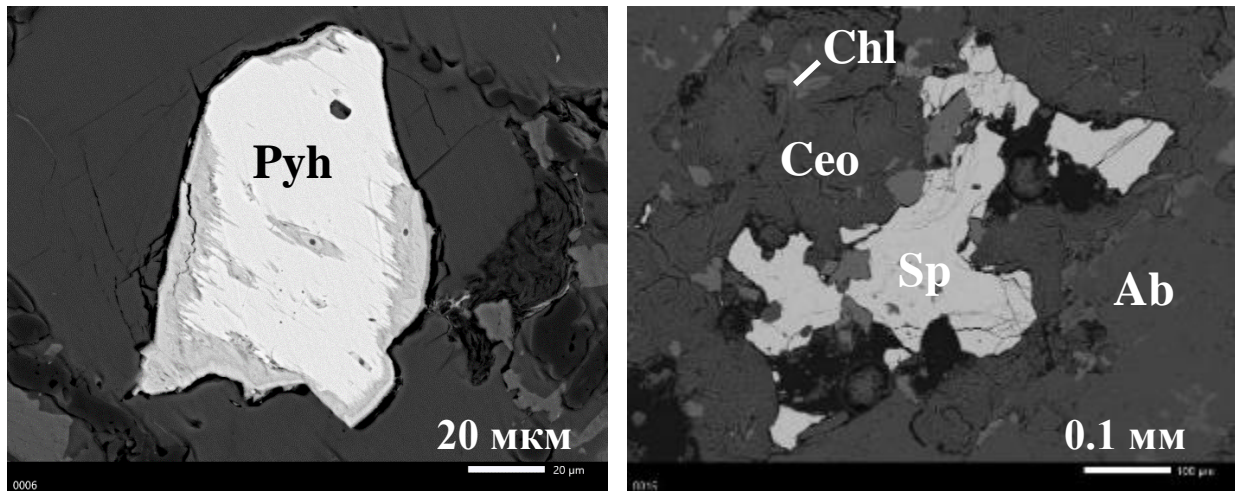


Рисунок 4.3.4. Фрагмент образца рис. 4.3.2. Слева – кристалл пирротина с каймой окисления гётита. Справа - гнездо железистого сфалерита, крайне бедного кадмием (светло-серый). Апогабброидные метасоматиты Аю-Дага. В отраженных электронах.

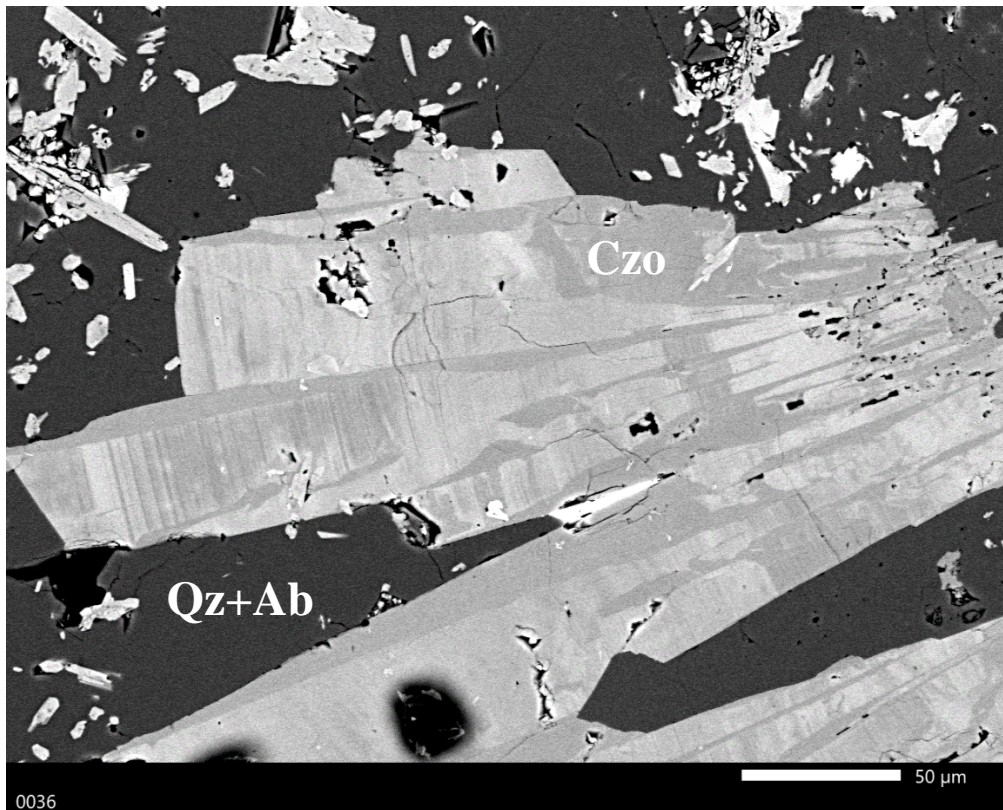


Рисунок 4.3.5. У вершины Аю-Дага. Апогабброидные пропилиты эпидот-хлоритовой фации. Гнездо зональных кристаллов клиноцоизита, светлые зоны – железистый клиноцоизит. Белое – пирит. В отраженных электронах.

Гидротермалиты преимущественно развиты в наиболее крупном интрузиве комплекса – Аю-Даге.

Местами на породы даек глубинного происхождения и гидротермалиты наложена метаморфогенно-гидротермальная минерализация позднеюрского возраста – прожилки, гнезда, цемент брекчий из разнообразных цеолитов, пренита, пумпеллиита.

4.4. Химический состав магматических пород первомайско-аюдагского комплекса

Представительные анализы ведущих типов магматических пород комплекса приведены в таблице 4.4.1. Как видно, это типичные известково-щелочные магматические породы повышенной железистости, низко калиевые и низко титанистые, бедные фосфором.

Для сравнения проанализированы фаялитовые плагиограниты кастельского комплекса. Очевидно, что породы первомайско-аюдагского комплекса имеют высокие потери при прокаливании, что объясняется метаморфизмом, в то время, как плагиограниты Кастели не претерпели метаморфизма и имеют нормальные ППП для породы с водосодержащими фазами.

Содержание микроэлементов в горных породах первомайско-аюдагского комплекса приведено в таблице 4.4.2 (данные автора для тех же проб, что и в табл. 4.4.1) и в таблице 4.4.3 по данным в работах (Meijers et al., 2010; Отчет о результатах..., 2019; Шнюкова, 2013).

Таблица 4.4.1. Химический состав (масс. %) пород первомайско-аюдагского и кастельского комплексов (макрокомпоненты)

№ обр	Интрузив	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	ППП
BAL	Балаклава	Плагиоцерцолит	37,46	0,16	9,86	9,28	0,13	23,07	4,04	0,18	0,08	0,11	на	16,12
DON-3	Донузоран	Ол. габбронорит	47,07	1,08	16,82	8,97	0,155	5,59	10,66	1,92	0,51	0,18	0,25	6,58
SL-8	Лебединский	Ол. габбронорит	47,49	0,84	15,02	8,97	0,161	6,90	9,56	1,96	0,31	0,26	0,11	8,15
DJ-19	Джидаир	Ол. габбронорит	49,03	0,82	16,52	9,87	0,197	3,46	8,37	1,83	0,35	0,10	0,08	9,20
AJ7-8	Аю-Даг	Габбронорит	52,28	0,97	16,65	10,70	0,180	3,65	9,34	2,66	0,78	0,12	0,03	2,47
P4	Первомайский	Габбродиорит	53,43	0,70	18,60	8,63	0,201	2,76	7,13	3,41	1,04	0,27	0,02	3,63
P5-2	Первомайский	Плагиогранит	68,51	0,43	12,90	3,79	0,078	0,77	4,87	2,37	0,80	0,10	0,03	5,23
KAS-18	Кастель	Фаялитовый плагиогранит	71,48	0,18	14,46	3,79	0,131	0,25	2,75	4,54	1,27	0,06	0,01	0,93

Таблица 4.4.2. Химический состав (ppm) пород первомайско-аюдагского и кастельского комплексов (микрокомпоненты)

№ обр	Интрузив	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Th	Y
BAL	Балаклава	957	на	на	707	на	на	на	на	на	на	на	на
DON-3	Донузоран	247	282	30	63	44	80	27	318	87	283	<5	27
SL-8	Лебединский	476	235	37	140	124	77	14	338	107	289	<5	29
DJ-19	Джидаир	55	321	26	<10	17	125	23	245	92	215	<5	27
AJ7-8	Аю-Даг	57	317	36	16	78	91	28	219	88	144	<5	31
P4	Первомайский	19	99	17	<10	12	64	41	446	91	329	<5	23
P5-2	Первомайский	15	31	<10	<10	100	40	33	188	220	265	<5	37
KAS-18	Кастель	22	14	<10	<10	<10	82	40	186	198	252	10	37

Примечание: ППП – потери при прокаливании, на – элемент не анализировался. Nb, Pb, As ниже предела обнаружения (менее 10 ppm), U, Mo ниже предела обнаружения (менее 5 ppm). Общее железо представлено в виде трехвалентного химический состав плагиоцерцолитов Балаклавы приведен по (Спиридонов и др., 2019а)

На диаграмме А. Miyashiro (1975) точки состава пород таблицы 4.4.1 находятся в поле известково-щелочных магматитов (рис. 4.4.1).

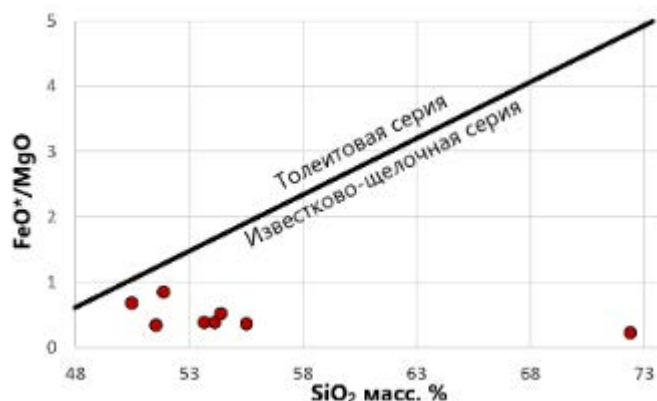


Рисунок 4.4.1. Дискриминационная диаграмма А. Miyashiro (1975). Красные точки отвечают составу пород первомайско-аюдагского комплекса в таблице 4.4.1.

На диаграмме Т.Л. Grove (рис. 4.4.2) базиты первомайско-аюдагского комплекса эволюционируют в эвтектику В с выделением ортопироксена, тренд их кристаллизации соответствует известково-щелочной серии. Плагииграниты Первомайского интрузива эволюционируют в кварцевую эвтектику, что соответствует реальным наблюдениям.

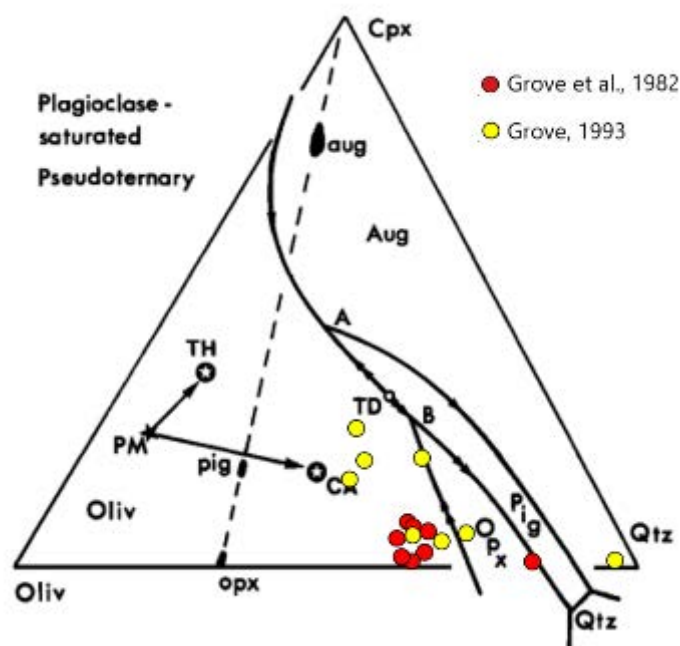


Рисунок 4.4.2. Диаграмма Т.Л. Grove (Grove et al., 1982 – красные точки; Grove, 1993 – желтые точки). Точки отвечают составу пород первомайско-аюдагского комплекса в таблице 4.4.1.

Таблица 4.4.3. Содержание петрогенных оксидов и микроэлементов в породах первомайско-аюдагского комплекса по данным (Отчет о результатах..., 2019, ан. 1-2) и (Meijers et al., 2010, ан. 3-7).

№№	1	2	3	4	5	6	7
Интрузив	Плака	Партенит	Лебединский	Курцы	Курцы	Курцы	Первомайский
Содержание петрогенных элементов, масс. %							
SiO ₂	45,47	52,49	46,32	50,79	54,87	59,43	57,01
TiO ₂	0,66	0,88	1,24	1,13	1,09	1,4	0,68
Al ₂ O ₃	16,58	17,42	16,98	16,33	16,02	13,91	18,6
FeO	10,72	9,01	10,93	10,93	10,45	10,54	8,44
MnO	0,179	0,139	0,19	0,19	0,19	0,15	0,19
MgO	8,96	2,21	9,85	8,6	7,64	3,38	2,61
CaO	8,73	6,5	12,76	6,61	2,89	3,7	7,07
Na ₂ O	3,01	5,42	1,64	4,57	6,47	5,67	3,74
K ₂ O	0,12	0,58	0,49	0,61	0,12	0,1	1
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,29	0,16	0,1	0,13	0,26
ппп	1,3	1,2	7,13	4,49	2,82	4,7	2,35
Сумма	95,609	95,96	100,73	99,97	99,84	98,41	99,63
Содержание микроэлементов, ppm							
La	4,12	10,74	12,4	9,3	2,4	3,4	11,3
Ce	10,13	23,74	24,4	17,4	9,3	14,6	32,1
Pr	1,26	2,76	3,7	3,4	2,5	3,3	5,4
Nd	6,51	12,79	14,9	11,1	10	12,1	17,9
Sm	1,79	3,02	4	2,9	2,7	3,3	3,7
Eu	0,49	0,73	–	–	–	–	–
Gd	2,2	3,29	–	–	–	–	–
Tb	0,4	0,55	–	–	–	–	–
Dy	2,7	3,39	–	–	–	–	–
Ho	0,55	0,69	–	–	–	–	–
Er	1,7	2,16	–	–	–	–	–
Tm	0,24	0,3	–	–	–	–	–
Yb	1,68	2,1	–	–	–	–	–
Lu	0,22	0,31	–	–	–	–	–
Rb	2,28	12,16	18,7	19,5	1,6	2,8	35,9
Sr	182,43	165,59	357	451	155	45	357
Y	14,82	18,9	21	18	29	34	21
Zr	31,31	62,94	62	52	74	92	88
Nb	<0,1	1,24	3,4	2,5	1,1	1,5	3,3
Ba	65,9	122,34	287	504	49		311
Hf	0,72	1,59	–	–	–	–	–
Ta	0,62	2,06	–	–	–	–	–
Pb	5,07	5,96	1,6	1,3	0,7	2,2	3,6
Th	1,16	2,68	1,3	НПО	НПО	НПО	2,2
U	0,23	0,57	–	–	–	–	–
Li	26,73	10,46	–	–	–	–	–
Mo	<0,1	0,29	–	–	–	–	–
Cs	0,11	0,43	–	–	–	–	–
Sc	24,42	22,22	–	–	–	–	–

Примечание. НПО – ниже предела обнаружения. «—» - элемент не определялся.

Распределение микроэлементов в магматических породах первомайско-аюдагского комплекса представлено на рисунке 4.4.3. Оно отвечает островодужному, т.к. проявлены: отрицательная Nb аномалия, преобладание крупноионных литофильных элементов (LILE) над высокозарядными, положительная аномалия Pb. На рисунке 4.4.3 приведен и состав островодужных пород вулканов Ключевской и Безымянный, от базальтов до дацитов, по данным (Almeev et al., 2013). Отметим, что более широкие вариации Cs, Sr, Ti и K в породах первомайско-аюдагского комплекса возможно обусловлены влиянием эпигенетического низкоградного метаморфизма; широкие вариации Th, U и Zr – наличием в породах комплекса ксеногенных циркона и торита, обогащенного ураном (Спиридонов и др., 2018а, 2019а), а некоторое обогащение легкими лантанидами – наличием в породах редкоземельных минералов группы эпидота (Спиридонов и др., 2025а, б), что также предполагается для источника островодужных базитов Камчатки (Volynets et al., 2023). Повышенное содержание Ta, LREE, Th, U и Zr может быть интерпретировано как результат контаминации веществом зрелой континентальной коры древнего возраста.

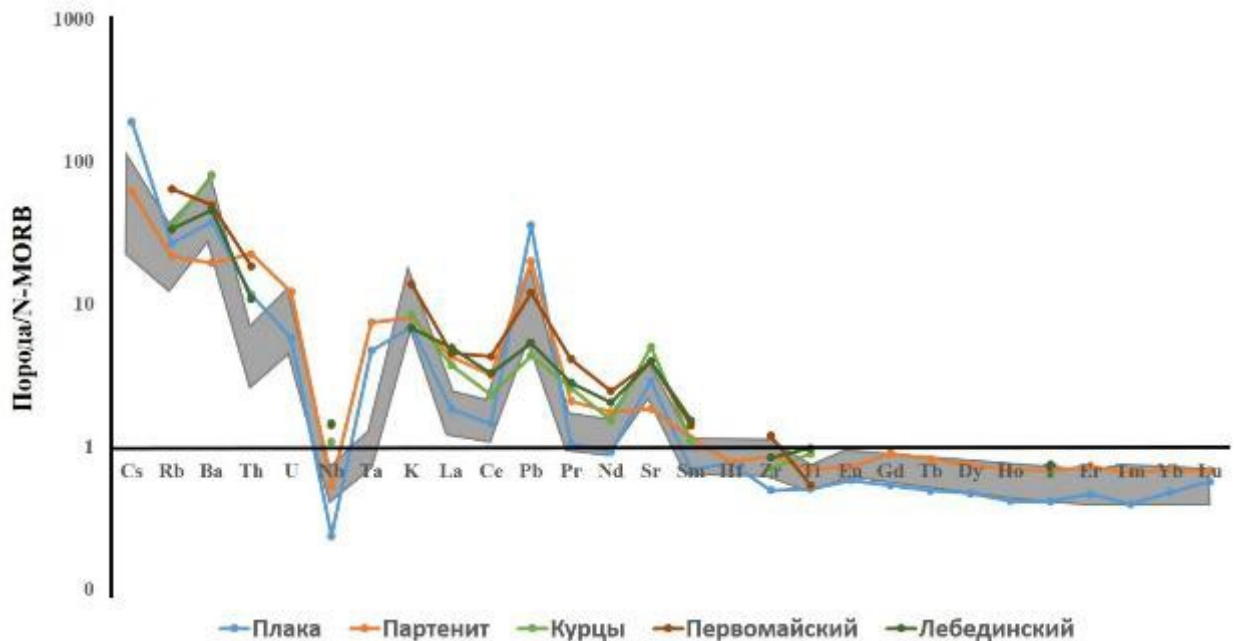


Рисунок 4.4.3. Спектры распределения микроэлементов пород первомайско-аюдагского комплекса из табл. 4.3.3., нормированные на N-MORB. Состав островодужной серии Ключевского и Безымянного вулканов приведен по (Almeev et al., 2013, серое поле). Состав N-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

Наблюдения в шлифах показали, что маломощный силлообразный интрузив Лебединского заметно дифференцирован: в мелкозернистых меланократовых габбронорит-долеритах эндоконтакта больше вкрапленников оливина с обилием включений хромшпинелидов. Химические анализы подтвердили эти наблюдения: состав наименее

измененных оливиновых меланократовых габбронорит-долеритов центра и эндоконтакта этого интрузива, масс. %: SiO_2 45.47 и 41.91; P_2O_5 0.22 и 0.12; TiO_2 0.80 и 0.84; Cr_2O_3 нет и 0.04; Al_2O_3 16.13 и 14.87; FeO 8.58 и 6.72; MnO 0.19 и 0.13; MgO 8.09 и 9.05; NiO нет и 0.04; CaO 9.64 и 9.11; Na_2O 2.16 и 2.05; K_2O 0.38 и 0.13; сумма 91.66 и 90.12 %; ппп 7.15 и 8.12. В пересчете на сухое вещество состав пород следующий, масс. %: SiO_2 49.60 и 49.30; P_2O_5 0.24 и 0.14; TiO_2 0.87 и 0.99; Cr_2O_3 нет и 0.05; Al_2O_3 17.60 и 17.50; FeO 9.36 и 7.91; MnO 0.21 и 0.16; MgO 8.83 и 10.63; NiO нет и 0.05; CaO 10.52 и 10.72; Na_2O 2.36 и 2.40; K_2O 0.41 и 0.16. Породы эндоконтакта заметно обогащены Mg, Cr и Ni и обеднены K, в них очень мало биотита. Это реальный пример кристаллизационно-гравитационной дифференциации магматического расплава пикробазальтового состава.

4.5. Минералы и минеральные ассоциации магматических пород первомайско-аюдагского комплекса

По результатам изучения сростаний, обрастания, замещения, пересечения, нами установлено, что магматические горные породы интрузивов первомайско-аюдагского комплекса слагают семь минеральных ассоциации породообразующих и акцессорных минералов (рис. 4.5). Схема минеральных ассоциаций построена для изученных нами интрузивов, с учётом примерной доли каждой минеральной ассоциации в объеме конкретного интрузива. Интрузивы расположены в порядке возрастания в их составе поздних минеральных ассоциаций, которые отвечают поздним стадиям магматической дифференциации (рис. 4.5). Минеральные ассоциации (МА) кумулятивных плагиолерцолитов, преобладающих известково-щелочных анортит-битовнитовых габбронорит-долеритов, габбронорит-диоритов, плагиогранитоидов близки к реакционному ряду Н.Л. Боуэна, дополненному серией закономерно сопряжённых с породообразующими - акцессорных минералов хрома, титана, ванадия, лантанидов, иттрия, циркония, тория.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД ИНТРУЗИВОВ ОСТРОВОДУЖНОГО ПЕРВОМАЙСКО-АЮДАГСКОГО КОМПЛЕКСА МЕЗОЗОИД ГОРНОГО КРЫМА

		Балаклава	Уртапай	Донузоран	Лебединский	Джидаир	ЮЗ Кастели	Аю-Даг	Лозовской	Первомай
7	Альбит-олигоклаз, кварц кварц-плаггиоклазовые ГРАФИЧЕСКИЕ СРАСТАНИЯ, БИОТИТ-АННИТ	Cr# An		9	9					
6	Олигоклаз, кварц, Fe-БИОТИТ				22		20	14 ↑ 27	14	18 ↑ 28
5	Андезин, кварц, биотит паргасит → гастингсит → эденит			40	30 ↑ 44	40 ↑ 49	43	33 ↑ 48	48	30 ↑ 49
4	ЛАБРАДОР, Fe-АВГИТ - ГЕДЕНБЕРГИТ, ГИПЕРСТЕН - Fe-ГИПЕРСТЕН			51 ↑ 55	51 ↑ 66	52 ↑ 69	57 ↑ 64	52 ↑ 59	52	51 ↑ 60
3	Битовнит, Mg-АВГИТ, БРОНЗИТ, СУБСА АВГИТ ПИЖОНИТ		83 ↑ 89	79 ↑ 89	80 ↑ 88	78 ↑ 89	79	73 ↑ 79	79 ↑ 81	74 ↑ 84
2	АНОРТИТ ОЛИВИН-II	35 ↑ 50	91 ↑ 94	6 ↑ 40	91 ↑ 92	9 ↑ 53	44 ↑ 45	90	91 ↑ 93	
1	ОЛИВИН-I	49 ↑ 47	68 ↑ 48	47 ↑ 37	61 ↑ 38					

Рисунок 4.5.1. Схема минеральных ассоциаций горных пород островодужного первомайско-аюдагского интрузивного комплекса мезозоид Горного Крыма. Составили Э.М. Спиридонов и Г.Н. Овсянников.

Ниже приведена подробная характеристика каждой минеральной ассоциации.

4.5.1. Первая минеральная ассоциация

Первая минеральная ассоциация включает вкрапленники магнезиального оливина I с включениями мелких кристаллов хромшпинелидов, состав которых обычно меняется от хромшпинели в центре вкрапленников оливина до хромгерцинита и далее до алюмомагнезиохромита во внешних частях кристаллов оливина I (рис. 4.1.8). В плагиолерцолитах Балаклавы такой оливин – главный кумулюсный минерал (рис. 4.5.1.1).

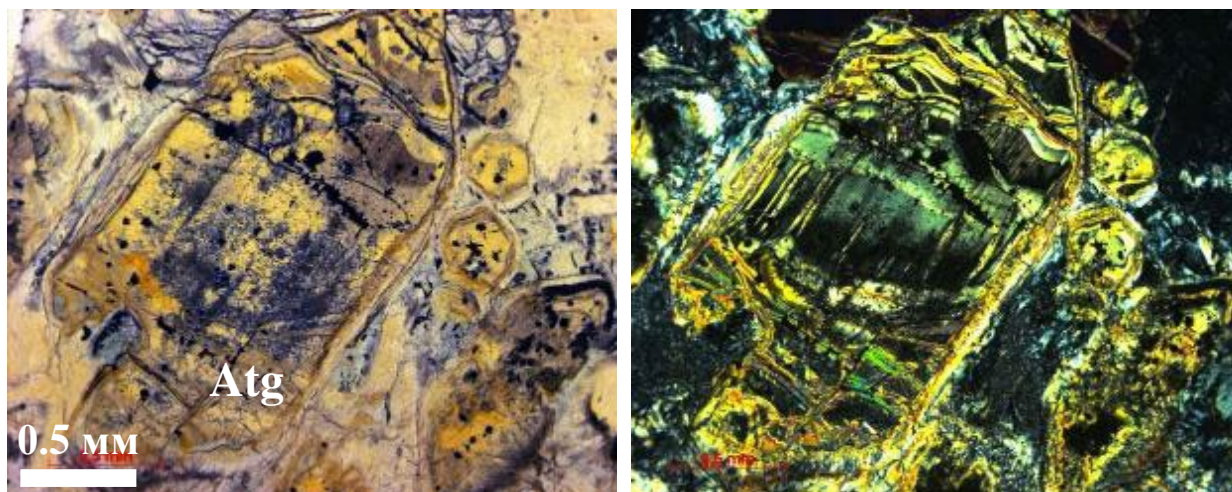


Рисунок 4.5.1.1. Балаклава. Плагиолерцолиты. Кумулятивный оливин с включениями хромшпинелидов. Оливин замещен антигоритом. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Фото Э.М. Спиридонова.

Оливин-1 замещен иддингситом, затем – лизардитом и другими минералами. В интрузиве Аю-Даг и его сателитах (Партенит...) минералы 1 МА растворены.

Хромшпинелиды-I – единственные минералы 1 МА, почти полностью сохранившиеся при процессах эпигенетического низкоградного метаморфизма. Они слагают мелкие включения во вкрапленниках оливина I, при этом их состав изменяется от хромшпинели (до хромгерцинита) в небольших и в ядрах более крупных кристаллов оливина до алюмомагнезиохромита во внешней части более крупных кристаллов оливина (рис. 4.5.1.2).

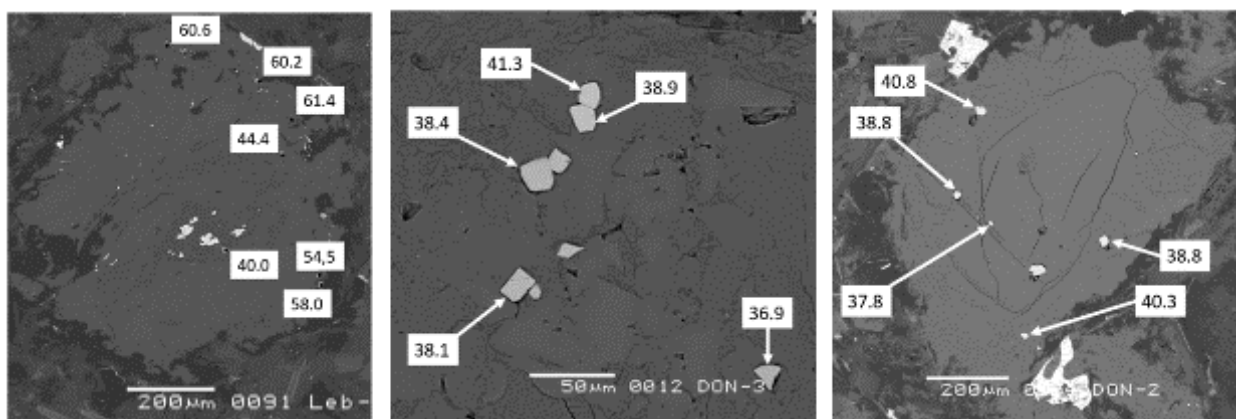


Рисунок 4.5.1.2. Включения хромшпинели и алюмомагнезиохромита во вкрапленниках оливина I. Как видно, хромистость шпинелидов возрастает от центра кристалла оливина к его внешней зоне. В отражённых электронах. Меланократовые оливиновые габбронорит-долериты интрузива Лебединский (слева), Донузоран (в центре и справа).

Наиболее ранние кристаллы хромшпинели минимально хромистые Cr# 34 и максимально глинозёмистые Al# 49 (ан. № 1, табл. 4.5.1.1). В процессе роста кристаллов оливина I состав хромшпинели кристалликов-включений постепенно менялся – увеличивалась их хромистость и снижалась глинозёмистость, при сохранении практически всех других параметров состава (ан. № 1 и 2, табл. 4.5.1.1; табл. 4.5.1.2-4.5.1.4; рис. 4.5.1.3). Тот же тренд проявлен и для более позднего алюмомагнезиохромита (ан. № 3 и 4, табл. 4.5.1.1; табл. 4.5.1.4; рис. 4.5.1.3). В краевой части более крупных кристаллов оливина I встречены зональные кристаллы хромшпинели, окружённой хромгерцинитом и алюмомагнезиохромитом.

Таблица 4.5.1.1. Химический состав (мас. %) основных типов хромшпинелидов 1 МА – хромшпинель (ан. № 1-2), алюмомагнезиохромит (ан. № 3-4), 2 МА – алюмохромит (№ 5-6), хромтитаномагнетит (№ 7-8). Интрузив Лебединского.

№№	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	13,77	13,39	12,14	11,47	11,31	12,15	0,11	нпо
NiO	0,12	0,14	0,21	0,16	0,20	0,20	нпо	нпо
FeO	14,44	14,69	15,59	16,62	17,76	16,24	35,69	37,48
MnO	0,30	0,36	0,44	0,26	0,33	0,36	1,05	1,30
ZnO	0,19	0,15	0,13	0,14	0,14	18,00	8,15	7,20
Cr ₂ O ₃	31,23	33,54	46,39	47,82	42,44	36,97	11,48	9,23
Al ₂ O ₃	26,70	24,78	14,95	13,34	21,06	18,66	7,04	6,53
Fe ₂ O ₃	10,43	9,56	9,34	9,05	5,67	13,45	20,85	21,49
V ₂ O ₃	0,24	0,21	0,21	0,17	0,14	0,17	1,49	1,46
TiO ₂	0,77	0,55	0,70	0,61	0,40	1,00	13,15	14,35
сумма	98,19	98,42	100,10	99,64	99,25	99,20	99,01	99,04
Cr#	38	41	59	61	53	46	17	14
Al#	48	47	25	26	39	35	15	14
f	38	39	43	45	47	44	99	100

Таблица 4.5.1.2. Химический состав (мас. %) наиболее ранней хромшпинели 1 МА меланократовых оливиновых габбронорит-долеритов интрузива Донузоран

№№	9	10
MgO	14,51	13,33
NiO	0,31	0,22
FeO	12,51	15,16
MnO	0,29	0,39
Cr ₂ O ₃	31,16	33,31
Al ₂ O ₃	28,19	16,17
Fe ₂ O ₃	11,83	9,73
V ₂ O ₃	0,24	0,26
TiO ₂	0,56	0,64
сумма	99,70	99,31
миналы, мол. %		
MgCr ₂ O ₄	38,3	40,0
MgAl ₂ O ₄	18,9	20,1
FeAl ₂ O ₄	27,4	26,6
FeV ₂ O ₄	0,3	0,4
Fe ₂ TiO ₄	1,3	1,5
FeFe ₂ O ₄	12,2	10,0
MnFe ₂ O ₄	0,8	1,0
NiFe ₂ O ₄	0,8	0,5
Cr#	38	40
Al#	46	47
f, %	43	40

Таблица 4.5.1.3. Химический состав (мас. %) хромшпинели 1 МА оливиновых габбронорит-долеритов интрузива Донузоран

№№	11	12	13	14	15	16
MgO	12,60	12,76	12,80	12,65	12,33	13,49
NiO	0,36	нпо	0,23	0,32	нпо	0,23
FeO	16,62	16,08	16,37	16,53	16,76	15,44
MnO	0,38	0,22	0,22	0,39	0,21	0,31
Cr ₂ O ₃	30,37	31,69	32,53	32,10	32,97	39,28
Al ₂ O ₃	26,90	27,01	27,42	26,12	25,36	24,39
Fe ₂ O ₃	11,62	10,81	10,26	10,54	11,09	7,20
V ₂ O ₃	0,23	0,25	0,23	0,16	0,20	0,17
TiO ₂	0,71	0,69	0,72	0,77	0,76	0,52
сумма	99,79	99,64	100,78	99,58	99,68	101,03
миналы, мол. %						
MgCr ₂ O ₄	36,6	37,8	38,4	38,8	40,8	47,0
MgAl ₂ O ₄	20,6	22,3	18,6	18,9	16,6	13,8
FeAl ₂ O ₄	27,7	25,8	29,7	28,2	30,1	22,7
FeV ₂ O ₄	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2
Fe ₂ TiO ₄	1,6	1,6	1,6	1,8	1,8	1,2
FeFe ₂ O ₄	11,3	11,3	10,2	10,3	9,8	6,7
MnFe ₂ O ₄	1,0	0,9	0,6	1,0	0,6	0,8

NiFe ₂ O ₄	0,9	-	0,6	0,8	-	0,6
Cr#	37	38	38	39	41	47
Al#	48	48	48	47	47	43
f	44	41	44	43	44	40

Таблица 4.5.1.4. Химический состав (мас. %) хромшпинели (№ 17-20) и алюмомагнезиозромита (№ 21-24) 1 МА оливиновых габбронорит-долеритов интрузива Лебединский

№№	17	18	19	20	21	22	23	24
MgO	13,77	13,39	12,37	11,12	11,31	12,02	12,14	11,47
NiO	0,12	0,14	0,18	0,12	0,13	0,10	0,21	0,16
FeO	14,44	14,69	16,16	17,97	19,37	16,13	15,59	16,62
MnO	0,30	0,36	0,30	0,41	0,41	0,27	0,44	0,26
ZnO	0,19	0,15	0,20	0,22	0,14	0,16	0,13	0,14
Cr ₂ O ₃	31,23	33,54	35,84	38,07	40,50	45,16	46,39	47,82
Al ₂ O ₃	26,70	24,78	23,27	21,16	20,52	17,06	14,95	13,34
Fe ₂ O ₃	10,43	9,56	9,34	9,58	8,35	7,78	9,34	9,05
V ₂ O ₃	0,24	0,21	0,21	0,12	0,17	0,17	0,21	0,17
TiO ₂	0,77	0,55	0,55	0,53	0,43	0,57	0,70	0,61
сумма	98,19	98,42	98,49	98,49	101,33	99,42	100,10	99,64
миналы, мол. %								
MgCr ₂ O ₄	37,9	41,3	44,4	47,6	50,6	57,0	57,9	55,5
FeCr ₂ O ₄	-	-	-	-	-	-	0,8	5,9
MgAl ₂ O ₄	25,2	22,8	13,0	4,8	2,7	0,1	-	-
FeAl ₂ O ₄	22,7	24,3	29,4	34,1	35,3	31,6	27,9	25,3
FeV ₂ O ₄	0,4	0,3	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3
ZnAl ₂ O ₄	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
Fe ₂ TiO ₄	1,1	1,6	1,3	1,3	1,0	1,4	1,7	1,5
FeFe ₂ O ₄	11,3	10,1	10,0	10,1	8,5	8,2	9,4	10,2
MnFe ₂ O ₄	0,8	1,0	0,8	1,1	1,1	0,8	1,2	0,4
NiFe ₂ O ₄	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4
Cr#	38	41	44	48	51	57	59	61
Al#	48	47	43	39	38	32	25	26
f	37,8	38,9	43,0	48,3	47,3	43,5	43,1	45,4

На основании приведенных фактических данных построена диаграмма рисунка 4.5.1.3. Видна отчетливо проявленная эволюция состава хромшпинелидов первой минеральной ассоциации – снижение глиноземистости и рост хромистости при сохранении практически всех остальных параметров состава хромшпинелидов. Судя по экспериментальным данным (Irvine, 1965, 1967; Barnes, Roeder, 2001), этот тренд при изотермических условиях отвечает существенному снижению давления. Э.М. Спиридонов ранее отметил, что описанный тренд может отвечать сокристаллизации оливина и хромшпинелидов во всплывающем пикробазальтовом расплаве (Спиридонов и др., 1989).

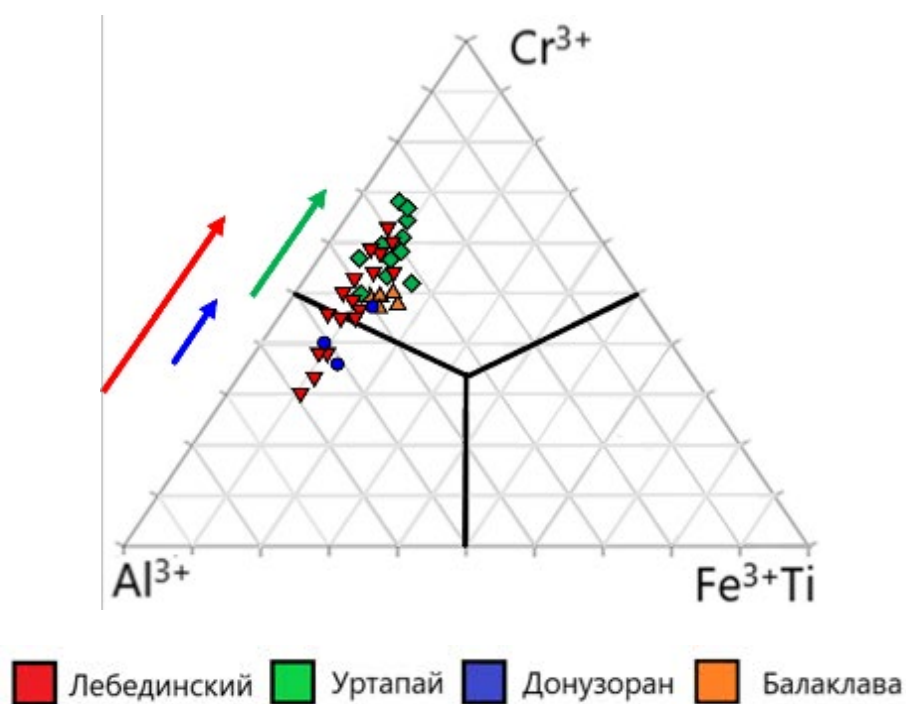


Рисунок 4.5.1.3. Состав и эволюция состава хромшпинели и алюмомагнезиохромита 1 МА. Эволюции составов хромшпинелидов в интрузивах показаны стрелками.

Хромшпинелиды первой минеральной ассоциации крымских пород отличны от хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов обилием Fe^{3+} , содержание Fe_2O_3 в них >7-9 и до 12-13 мас. %.

4.5.2. Вторая минеральная ассоциация

Оливин II и анортит второй минеральной ассоциации слагают вкрапленники в тонкозернистых базитах ранних внедрений Аю-Дага (рис. 4.2.8) и в эндоконтактных породах Лозовского-Ферсмановского (рис. 4.1.33), широко развиты в оливиновых габбронорит-долеритах Лебединского, Донузорана, Уртапая. Оливин II установлен в габброидах Джидайского (рис. 4.1.12) и низов Кушнарёвского интрузива.

Хромшпинелиды слагают включения в кристаллах оливина II, часто в краевой части его кристаллов и обособленные выделения в матрице плагиоферцолитов и оливиновых габбронорит-долеритов. Обычно это зональные и осцилляционно-зональные кристаллы с ядрами алюмохромита, Ti алюмохромита с оторочками Al хромтитаномагнетита (рис.4.5.2.1). Состав типичных образцов алюмохромита 2 МА Лебединского дан в таблице 4.5.1.1 (ан. № 5-6), хромтитаномагнетита – в той же таблице (ан. № 7-8).

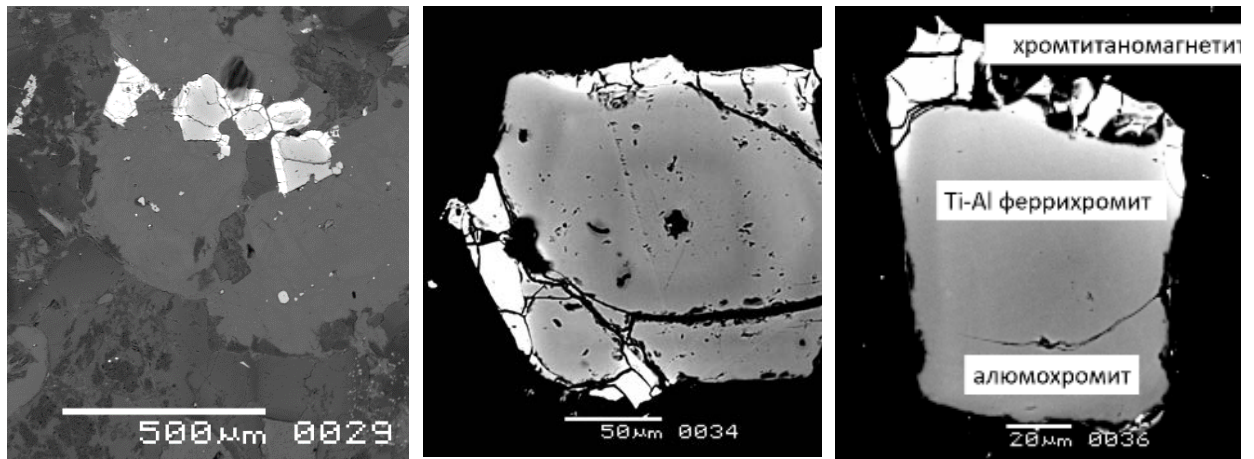


Рисунок 4.5.2.1. Включения хромшпинелидов 2 МА в оливине II оливиновых габбронорит-долеритов Лебединского. Слева – группа зональных кристаллов. В центре – осцилляционно-зональный алюмохромит с оторочкой хромтитаномагнетита. Справа – зональный кристалл: алюмохромит → Ti-Al феррихромит → хромтитаномагнетит. В отражённых электронах.

В таблицах 4.5.2.1 и 4.5.2.2. приведен состав хромшпинелидов 2 МА Балаклавы.

Таблица 4.5.2.1. Химический состав (мас. %) хромшпинелидов – включений в оливине II (№ 1-5) и вне оливина (№ 6-8). № 1-2 – Mg алюмохромит. № 3-5 – Ti-Al феррихромит, № 6-8 - хромтитаномагнетит. Плагииерцолиты Балаклавы

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	8.85	8.88	8.72	7.48	11.54	5.91	5.94	5.72
NiO	нпо	нпо	нпо	нпо	0.20	0.26	0.31	0.25
FeO	21.35	22.76	23.08	23.87	22.29	29.87	30.75	29.99
MnO	0.38	0.40	0.23	0.46	0.32	0.41	0.56	0.45
ZnO	нпо	0.23	0.26	нпо	нпо	0.44	нпо	нпо
Cr ₂ O ₃	38.84	38.24	38.79	36.44	31.20	25.52	25.64	25.41
Al ₂ O ₃	17.98	18.24	10.22	10.92	13.58	2.11	2.02	2.09
V ₂ O ₃	0.37	0.39	0.70	0.85	0.92	1.69	1.76	1.64
Fe ₂ O ₃	12.11	9.30	13.39	18.09	13.22	26.82	26.52	27.87
TiO ₂	0.46	0.53	4.01	2.32	7.13	8.30	8.83	7.78
Сумма	100.44	98.97	99.40	100.43	100.40	101.33	102.33	101.23
Содержание миналов, мол. %								
MgCr ₂ O ₄	42.5	43.1	43.8	37.5	39.9	31.0	30.9	30.1
FeCr ₂ O ₄	7.0	6.1	7.9	11.0	-	4.6	4.5	5.4
MgAl ₂ O ₄	-	-	-	-	15.8	-	-	-
FeAl ₂ O ₄	34.2	34.3	19.6	21.7	9.7	3.3	4.2	4.4
ZnAl ₂ O ₄	-	0.7	0.7	-	-	1.1	-	-
FeV ₂ O ₄	0.6	0.5	1.0	1.2	1.2	2.4	2.5	2.4
Fe ₂ TiO ₄	1.1	1.1	10.2	5.9	17.4	22.0	23.2	20.7
FeFe ₂ O ₄	13.5	12.9	16.1	21.4	14.6	33.7	32.1	35.0
MnFe ₂ O ₄	1.1	1.1	0.7	1.3	0.9	1.2	1.7	1.3
NiFe ₂ O ₄	-	-	-	-	0.5	0.7	0.9	0.7
Cr#	49.5	49.2	51.7	48.5	39.9	35.6	35.4	35.5
Al#	34.2	35.0	20.3	21.7	25.5	4.4	4.2	4.4
f, %	58.0	57.4	60.3	64.6	52.6	74.6	74.9	75.0

Таблица 4.5.2.2. Химический состав (мас. %) хромшпинелидов плагиолерцолитов Балаклавы. № 9-12 – Mg алюмохромит. № 13-14 – Ti-Al феррихромит. № 15-16- хромтитаномагнетит

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15	16
MgO	10.43	9.69	9.93	10.23	9.27	8.91	6.58	7.65
NiO	0.16	0.16	0.06	0.08	0.04	0.23	0.17	0.24
FeO	19.59	20.49	19.51	19.65	24.01	25.12	30.43	29.77
MnO	0.46	0.37	0.48	0.40	0.26	0.37	0.51	0.50
ZnO	0.09	0.20	0.06	0.09	0.20	0.11	0.18	0.11
Cr ₂ O ₃	39.60	38.39	37.59	37.87	36.91	33.20	30.55	27.88
Al ₂ O ₃	21.35	16.87	19.37	21.46	11.76	9.26	6.06	5.88
V ₂ O ₃	0.30	0.41	0.30	0.38	0.90	1.21	1.59	1.81
Fe ₂ O ₃	8.99	14.49	10.34	10.01	13.41	15.04	16.10	16.92
TiO ₂	0.52	1.21	0.98	0.44	4.88	6.77	9.02	10.24
Сумма	101.49	101.68	98.90	100.61	101.64	100.22	101.19	101.00
Содержание миналов, мол. %								
MgCr ₂ O ₄	48.4	46.2	47.7	47.0	45.1	44.1	33.6	37.7
FeCr ₂ O ₄	0.03	2.3	0.7	-	2.6	-	7.9	-
MgAl ₂ O ₄	-	-	-	0.9	-	0.5	-	1.2
FeAl ₂ O ₄	39.0	30.2	36.6	38.6	22.2	17.5	12.1	10.4
ZnAl ₂ O ₄	0.2	0.5	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.3
FeV ₂ O ₄	0.4	0.6	0.5	0.5	1.2	1.6	2.2	2.3
Fe ₂ TiO ₄	1.2	2.9	2.4	1.0	12.0	17.1	23.3	26.3
FeFe ₂ O ₄	9.1	15.9	10.0	10.5	15.6	17.2	18.7	19.7
MnFe ₂ O ₄	1.2	1.0	1.7	1.1	0.7	1.1	1.5	1.4
NiFe ₂ O ₄	0.2	0.4	0.2	0.2	0.1	0.6	0.5	0.7
Cr#	48.7	48.5	48.4	47.0	47.7	44.1	41.5	37.5
Al#	39.2	30.7	36.8	39.7	22.7	18.3	12.3	11.9
f, %	52.2	55.1	53.4	52.6	59.7	61.9	62.7	69.2

На основании данных таблиц 4.5.1.1, 4.5.21, 4.5.2.2 и других наших аналитических данных построена диаграмма состава и эволюции состава хромшпинелидов II МА (рис. 4.5.2.2).

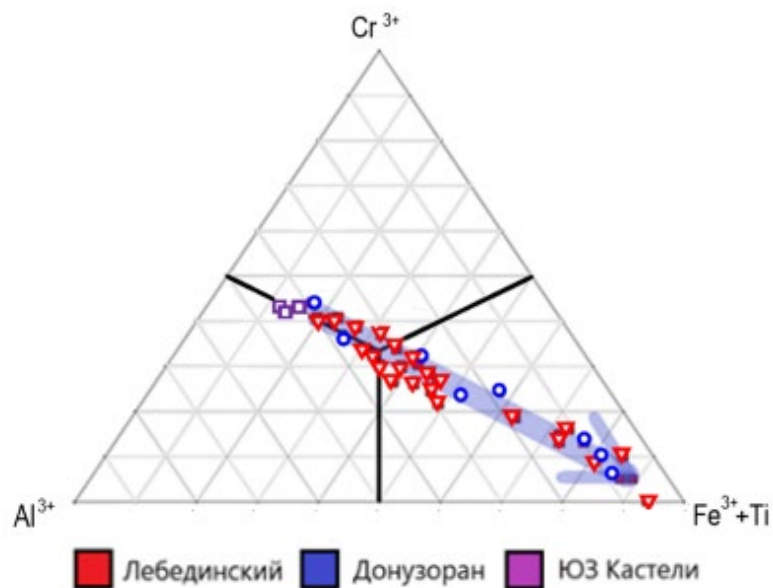


Рисунок 4.5.2.2. Состав и эволюция состава алюмохромита, Ti-Al феррихромита, хромтитаномагнетита 2 МА. Голубая стрелка – общий тренд эволюции.

Анортит второй минеральной ассоциации развит в оливиновых и безоливиновых габброидах интрузивов Аю-Даг, Балаклавы, ЮЗ Кастели, Донузоран и в плагиолерцолитах Балаклавы (рис. 4.5; 4.5.2.3) (Овсянников и др., 2024). Содержание анортитового компонента в последнем достигает 94%. Кристаллы анортита обычно незональные или слабо зональные (рис. 4.5.2.3). Состав типичных образцов анортита приведен в таблице 4.5.2.3.

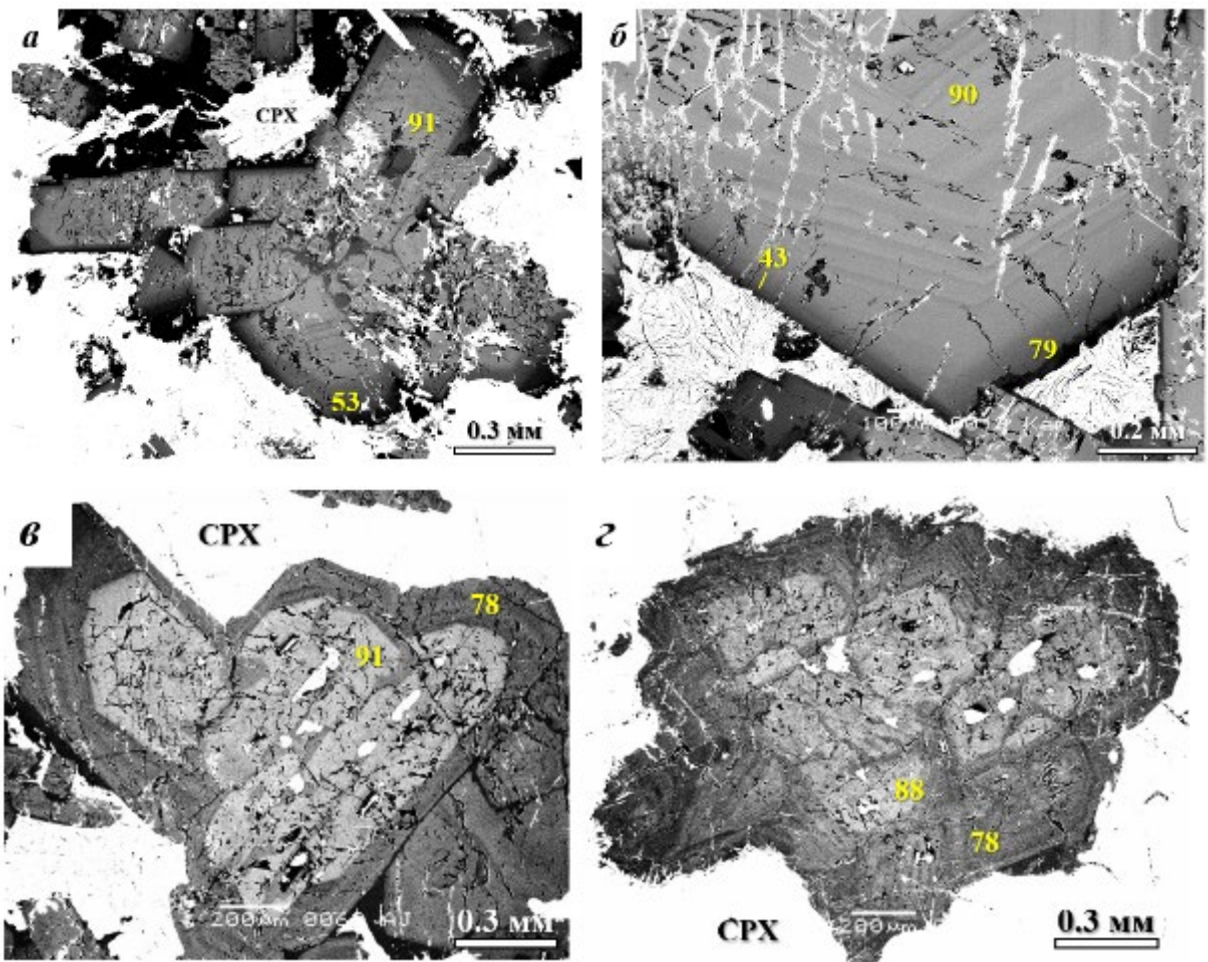


Рисунок 4.5.2.3. Анортит второй минеральной ассоциации. *а, в, г:* Анортит с включениями магнизальных пироксенов (белые) с чётко выраженной оторочкой ритмично зонального битовнита и каймами лабрадора. Кристаллы плагиоклаза окружает ксеноморфный авгит (CPX). Габбронорит-долериты центра интрузива Аю-Даг. *б:* Вкрапленник анортита с каймой битовнита, лабрадора, андезина. Ксеноморфные пироксены (белые). Габбронорит-долериты с офитовой структурой. Интрузив ЮЗ Кастель. В анортите просечки позднего клиноцоизита (светлые). В отраженных электронах. Желтые цифры - содержание An, %. По (Овсянников и др., 2024)

Таблица 4.5.2.3. Химический состав (мас. %) анортита габбронорит-долеритов интрузива Аю-Даг По (Овсянников, Спиридонов, 2024)

	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,55	45,06	44,87	44,7	45,41
Al ₂ O ₃	34,68	37,6	34,69	34,7	37,25
Fe ₂ O ₃	0,57	0,55	0,71	0,48	0,48
FeO	-	-	-	-	-
CaO	18,48	18,59	18,36	18,28	18,32
Na ₂ O	0,92	0,98	1,02	1,09	1,09
K ₂ O	0,06	0,04	0,05	НПО	0,04
Сумма	99,26	102,82	99,7	99,25	102,59
Количество ионов в пересчете на 32 кислорода					
Si	8,284	8,068	8,304	8,301	8,145
Al	7,600	7,934	7,567	7,595	7,874
Fe ³⁺	0,089	0,082	0,110	0,075	0,072
Сумма	15,972	16,085	15,981	15,970	16,091
Fe ²⁺	-	-	-	-	-
Na	0,332	0,340	0,366	0,392	0,379
Ca	3,682	3,566	3,641	3,637	3,521
K	0,014	0,009	0,012		0,009
Сумма	4,028	3,915	4,019	4,030	3,909
O	32				
Ab	8,2	8,7	9,1	9,7	9,7
An	91,4	91,1	90,6	90,3	90,1
Or	0,4	0,2	0,3	0,0	0,2

4.5.3. Третья минеральная ассоциация

Агрегаты битовнита, магнезиального авгита, бронзита, Субкальциевого авгита, пижонита и аксессуарных армоколита и апатита третьей минеральной ассоциации слагают основной объем интрузивов первомайско-аюдагского комплекса (рис. 4.5), в частности их агрегаты слагают габбронорит-долериты с полосчатыми текстурами (рис. 4.1.17). Ритмично-зональный битовнит слагает каймы на кристаллах анортита (рис. 4.5.2.3) и массу обособленных кристаллов (рис. 4.5.3.1). Наиболее кальциевый битовнит характерен для плагиотерцолитов Балаклавы (An 89-83) и меланократовых оливиновых габбронорит-долеритов интрузивов Лебединский, Донузоран и Джидайрский (An89-88 - 80-78). Менее кальциевый битовнит развит в без оливиновых габброидах Лозовского-Ферсмановского интрузива (An 81-79) и Аю-Дага (An 79-73). Химический состав типичных образцов битовнита приведен в таблице 4.5.3.1.

Таблица 4.5.3.1. Химический состав (мас. %) битовнита габброидов первомайско-аюдагского комплекса. Интрузивы - ЮЗ Кафель (ан. № 1), Первомайский (ан. № 2), Донузоран (ан. № 3), Лебединский (ан. № 4), Джидайрский (ан. № 5), Аю-Даг (ан. № 6)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,21	46,56	47,53	47,47	47,43	48,53
Al ₂ O ₃	34,31	33,03	34,98	32,82	32,55	31,77
Fe ₂ O ₃	0,61	0,65	0,66	0,75	0,86	0,69
CaO	17,93	16,86	16,39	16,56	16,04	15,18
Na ₂ O	1,19	1,74	2,06	2,11	2,26	2,89
K ₂ O	нпо	0,10	0,09	0,09	0,09	0,07
сумма	99,25	98,94	101,71	99,80	99,23	99,13
Количество атомов в расчете на 32 атома кислорода						
Si	8,397	8,654	8,566	8,732	8,768	8,945
Al	7,511	7,236	7,430	7,115	7,092	6,902
Fe ³⁺	0,095	0,101	0,099	0,115	0,133	0,106
сумма	16,00	15,99	16,095	15,96	15,99	15,95
Na	0,429	0,627	0,720	0,753	0,810	1,033
Ca	3,568	3,358	3,165	3,264	3,177	2,998
K	-	0,024	0,021	0,021	0,021	0,016
сумма	3,997	4,008	3,905	4,037	4,008	4,047
An	89,3	83,8	81,0	80,8	79,3	74,1
Ab	10,7	15,6	18,5	18,7	20,2	25,5
Or	0	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4

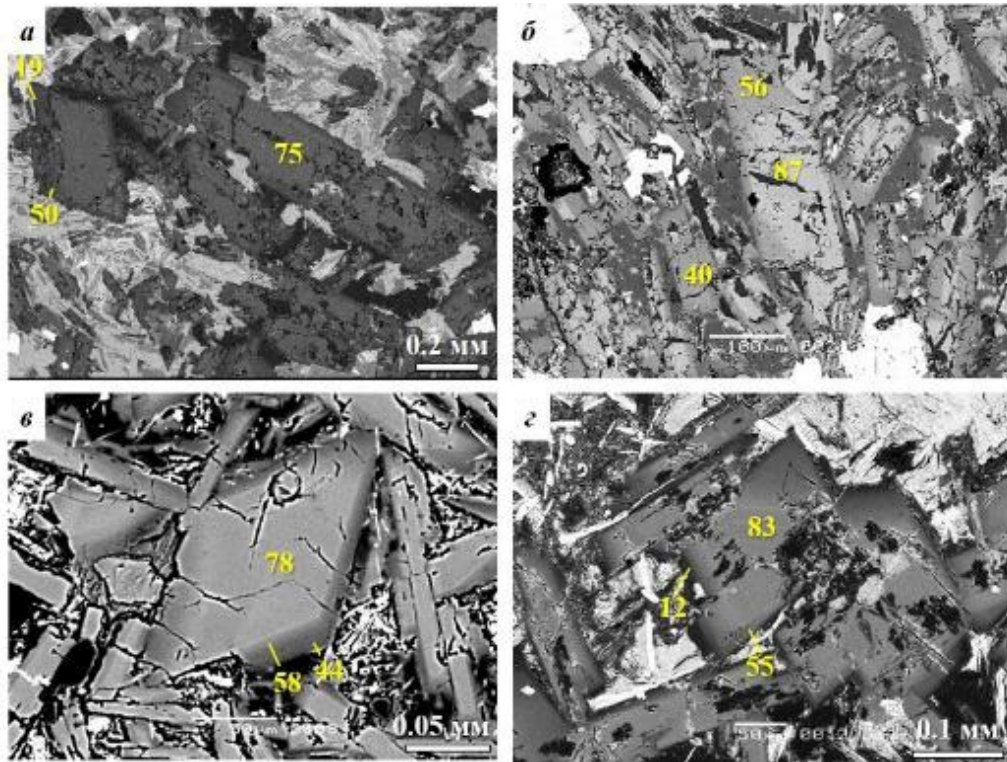


Рисунок 4.5.3.1. Битовнит интрузивов первомайско-аюдагского комплекса. а, в – битовнит с каймами лабрадора и андезина габбронорит-долеритов Первомайского, б – битовнит оливиновых габбронорит-долеритов Джидайрского, г – битовнит с каймами

лабрадора оливиновых габбронорит-долеритов Донузорана. В отраженных электронах. По (Овсянников и др., 2024)

Авгит с включениями оливина (рис. 4.1.11) и без включений оливина (рис. 4.5.3.2) слагает довольно крупные кристаллы в габброидах Джидайрского интрузива, бронзит и магнезиальный авгит слагают образования типа вкрапленников в мелкозернистых габброидах низов Первомайского интрузива и сростания в более зернистых габброидах центральной части этого интрузива (рис. 4.1.38). Состав пироксенов третьей минеральной ассоциации представлен на диаграммах в разделе 4.6.

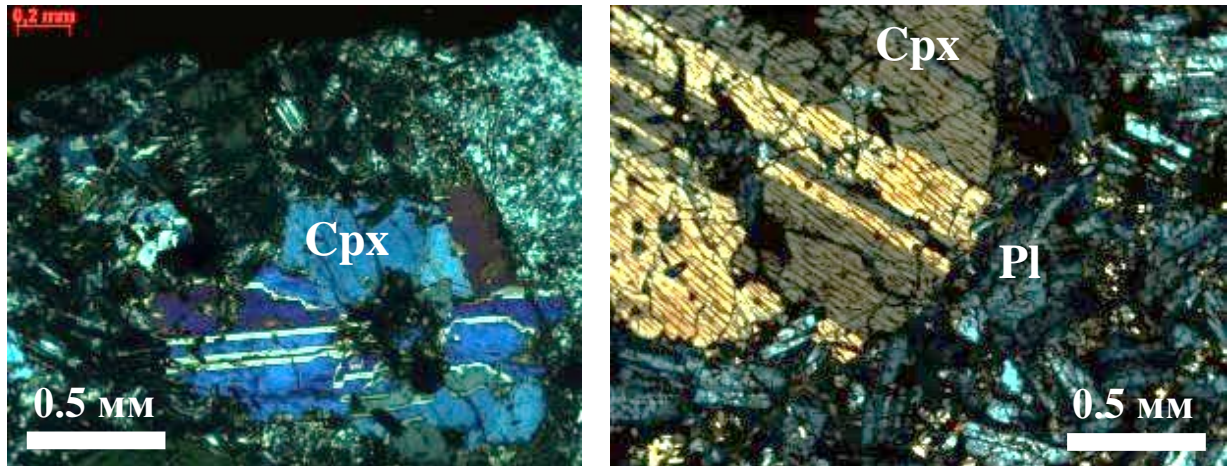


Рисунок 4.5.3.2. Относительно крупные кристаллы сдвойникового авгита в габброидах южной части интрузива Джидайрский. В проходящем свете, николи X. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

Типоморфный акцессорный минерал третьей минеральной ассоциации – армолколит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_5$ (Спиридонов и др., 2019а). Форма выделений армолколита своеобразная (рис. 4.5.3.3), существенно отличная от ильменита и титаномагнетита.

Химический состав армолколита Балаклавы приведен в таблице 4.5.3.2.

Для армолколита характерны своеобразные изоморфные замещения – и двухвалентный магний, и четырехвалентный титан замещаются трехвалентным железом. Армолколит – мало стойкий минерал. Его охотно замещают магматические магнезиальный ильменит, метаморфогенные титанит, псевдобрукит и псевдорутил. Псевдоморфозы по армолколиту распространены в габброидах интрузивов Донузоран и Лебединский.

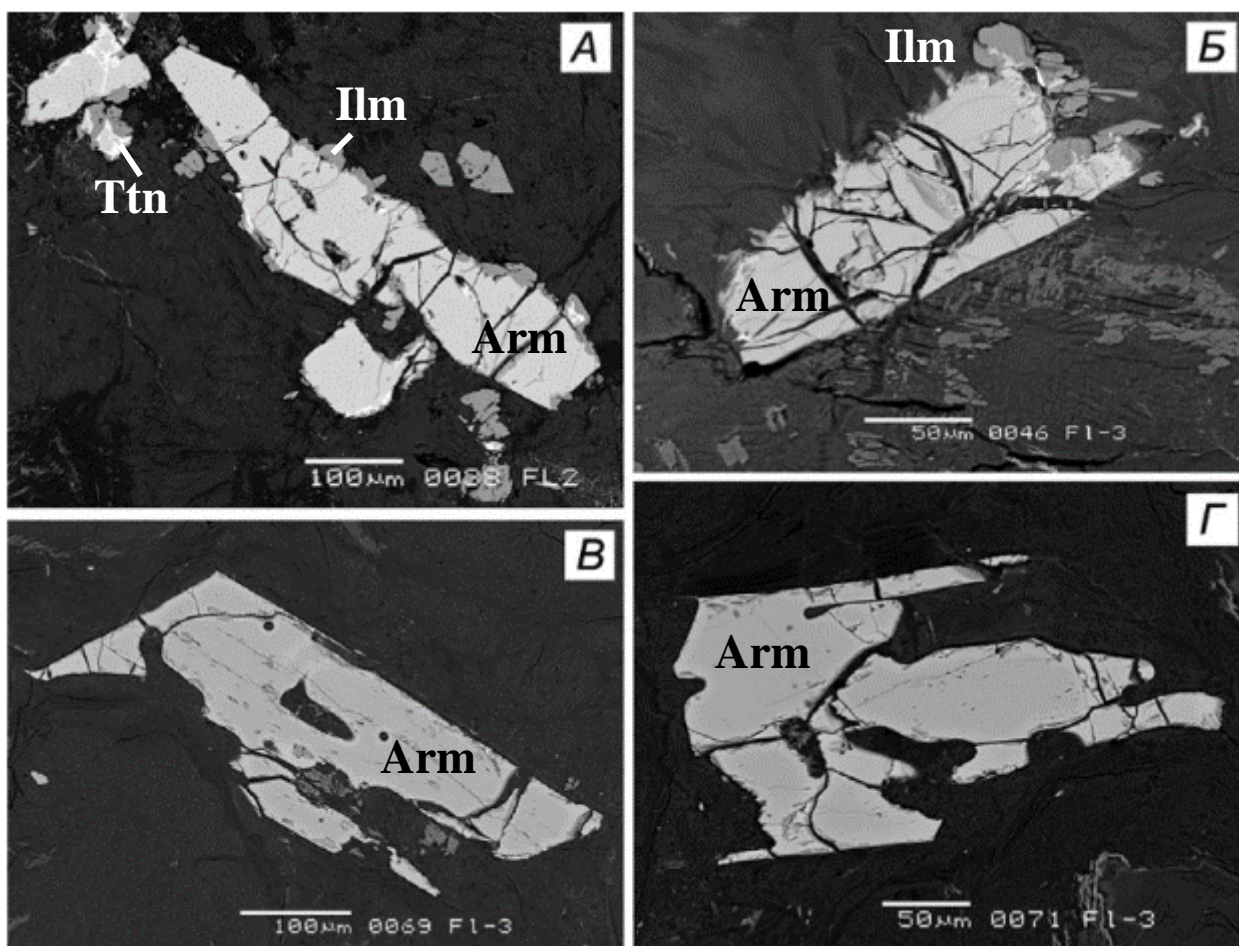


Рисунок 4.5.3.3. Кристаллы армолколита 3 МА частично замещаются ильменитом 4 МА и метаморфогенным титанитом. Плагииолерцолиты и оливиновые габбронорит-долериты интрузивов Балаклавы. В отраженных электронах. По Э. М. Спиридонову и др., 2019а.

Таблица 4.5.3.2. Химический состав (масс. %) армолколита плагииолерцолитов и оливиновых габбронорит-долеритов интрузивов Балаклавы. По Э. М. Спиридонову и др., 2019а.

№№	16	17	18	19	20	21	22	23
MgO	8,42	8,19	7,71	7,55	7,54	7,47	7,26	6,91
NiO	0,17	нПО	нПО	нПО	нПО	нПО	нПО	нПО
FeO	10,39	9,92	11,28	11,36	11,11	10,12	11,61	11,71
MnO	0,09	0,17	нПО	0,10	0,09	0,15	нПО	нПО
ZnO	0,03	нПО	нПО	нПО	нПО	нПО	нПО	нПО
CaO	нПО	0,10	нПО	нПО	нПО	0,34	нПО	нПО
TiO ₂	65,96	64,51	65,02	64,41	64,18	63,48	63,89	63,11
Fe ₂ O ₃	13,44	16,22	14,83	14,55	15,12	17,89	15,65	16,01
Al ₂ O ₃	1,53	нПО	1,25	1,06	1,08	нПО	0,78	0,48
V ₂ O ₃	1,37	1,61	1,47	1,41	1,56	1,69	1,48	1,62
Cr ₂ O ₃	0,13	0,21	0,19	0,13	0,16	0,13	нПО	0,73
Сумма	101,53	101,24	101,75	100,57	100,84	101,27	100,67	100,57
Число атомов в формуле в расчете на три атома металлов								
Mg	0,447	0,443	0,412	0,408	0,407	0,404	0,394	0,377
Fe ²⁺	0,310	0,301	0,338	0,345	0,336	0,307	0,353	0,358
Fe ³⁺	0,361	0,443	0,400	0,398	0,412	0,489	0,430	0,441

Ni	0,005	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,003	0,005	-	0,003	0,003	0,005		-
Zn	0,001	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	0,003	-	-	-	0,013	-	-
Ti	1,766	1,752	1,750	1,756	1,746	1,729	1,747	1,735
V	0,039	0,047	0,042	0,041	0,045	0,049	0,043	0,047
Al	0,064	-	0,053	0,045	0,046	-	0,033	0,021
Cr	0,004	0,006	0,005	0,004	0,005	0,004	-	0,021
Сумма	3							
O	5							

4.5.4. Четвертая минеральная ассоциация

Агрегаты минералов четвертой минеральной ассоциации (лабрадор, железистый авгит до геденбергита, гиперстен до феррогиперстена, акцессорные титаномagnetит-1, Mg-ильменит, ильменит-1, перрьерит-(Ce), чевкинит-(Ce), бадделеит, цирконолит-(Ca), цирконолит-(Y) слагают существенную часть интрузивов первомайско-аюдагского комплекса (рис. 4.5) (Спиридонов и др., 2017-2019). Хотя в составе четвертой минеральной ассоциации нет оливина, для нее характерно наличие ненасыщенных кремнеземом минералов – бадделеита и других.

Лабрадор слагает оторочки кристаллов анортита – битовнита (рис. 4.5.2.3, 4.5.3.1) и зональные обособленные кристаллы (рис. 4.5.4.1). Наиболее кальциевый лабрадор развит в габброидах Кастели (An 64-57) и Лебединском (An 66-51), менее кальциевый – в Первомайском (An 60-51), Аю-Даге (An 59-52), Донузоране (An 55-51). Химические анализы типичных образцов лабрадора приведены в таблице 4.5.4.1.

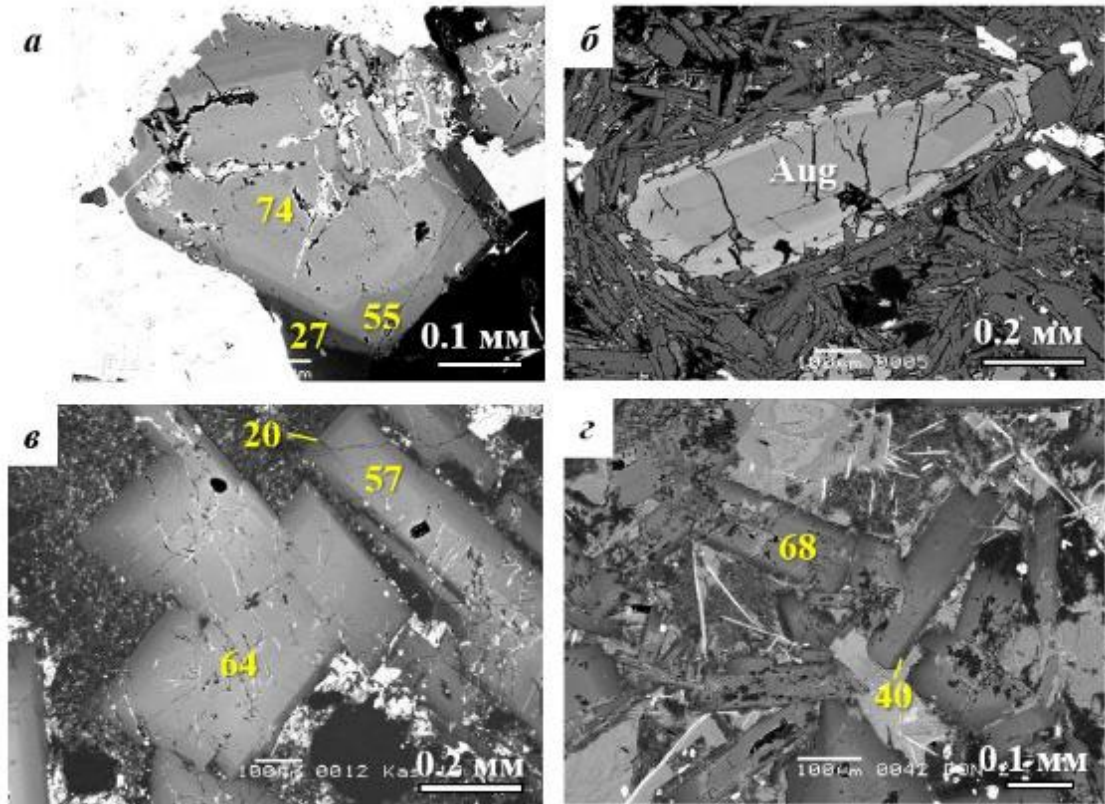


Рисунок 4.5.4.1. Лабрадор интрузивов первомайско-аюдагского комплекса. а – лабрадор и андезин обрастают битовнит в кварцевых габбронорит долеритах интрузива Аю-Даг, б – срастание зонального авгита (Aug) и лабрадора в габбронорит-долеритах Первомайского интрузива, в – лабрадор с каймами олигоклаза габброноритов-долеритов интрузива ЮЗ Кастели, г – лабрадор с каймами андезина оливиновых габбронорит-долеритов интрузива Донузоран, ярко-белые игольчатые кристаллы апатита. В отраженных электронах. По (Овсянников и др., 2024)

Таблица 4.5.4.1. Химический состав (масс. %) лабрадора 4 МА габброидов интрузивов: 1- Аю-Даг, 2-ЮЗ Кастели, 3-Лебединского, 4-Первомайского, 5-Балаклавы, 6-Джидайского

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,6	52,18	53,01	53,22	53,87	54,72
Al ₂ O ₃	31,1	29,47	29,58	28,63	27,46	27,75
Fe ₂ O ₃	0,91	0,58	0,41	0,04	0,65	0,53
FeO	-	0,13	0,16	0,58	0,33	0,25
CaO	14,04	12,58	11,68	11,49	10,59	10,61
Na ₂ O	3,45	4,25	4,55	4,60	5,09	5,21
K ₂ O	0,16	0,10	0,28	0,30	0,31	0,37
сумма	100,26	99,29	99,67	98,86	98,29	99,44
Число атомов в формуле						
Si	9,21	9,55	9,63	9,76	9,92	9,95
Al	6,67	6,35	6,34	6,18	5,96	5,95
Fe ³⁺	0,13	0,08	0,06	0,01	0,09	0,07
сумма	16,01	15,98	16,03	15,95	15,97	15,97
Ca	2,74	2,47	2,28	2,26	2,09	2,06
Fe ²⁺	-	0,02	0,02	0,09	0,05	0,04
Na	1,21	1,51	1,60	1,63	1,82	1,85

К	0,04	0,02	0,07	0,07	0,07	0,08
Сумма	3,99	4,02	3,97	4,05	4,03	4,03
О	32					
Ап, мол. %	68,6	61,7	57,7	57,0	52,5	51,8
Ав, мол. %	30,5	37,7	40,7	41,3	45,7	46,0
Ог, мол.%	0,9	0,6	1,6	1,8	1,8	2,2

Примечание. Количество двух- и трехвалентного железа рассчитано по балансу зарядов.

Даже по данным таблицы 4.5.4.1 виден отчетливый рост содержания калия в обогащенном натрием лабрадоре.

Для четвертой минеральной ассоциации характерны пироксены зонального строения: авгит – ферроавгит, обогащенный алюминием (рис. 4.1.45), гиперстен – феррогиперстен (рис. 4.5.4.2). Состав пироксенов третьей минеральной ассоциации представлен на диаграммах в разделе 4.6.

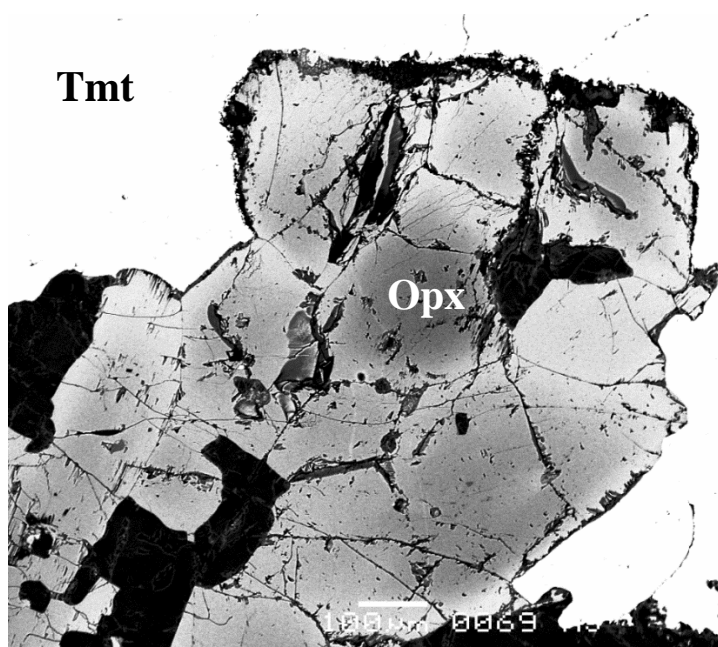


Рисунок 4.5.4.2. Срастание зональных кристаллов гиперстена (серый) – феррогиперстена (светлосерый различных оттенков) окружает крупное выделение титаномагнетита (Tmt). Черное – дефекты полировки. В отраженных электронах. Кварцевые габбронорит-долериты интрузива Аю-Даг.

Самый распространенный аксессуарный минерал четвертой минеральной ассоциации – титаномагнетит I (рис. 4.1.21, 4.5.4.2-4.5.4.4), который слагает до 7% объема габброидов.

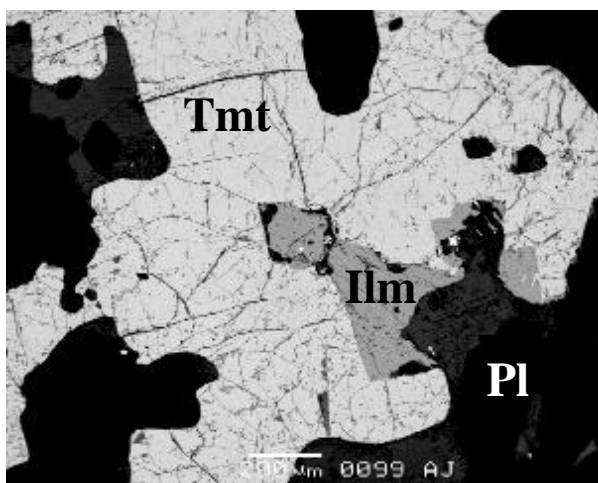


Рисунок 4.5.4.3. Сидеронитовая структура – титаномагнетит и обособленный ильменит цементируют кристаллы кальциевого плагиоклаза. В отраженных электронах. Кварцевые габбронорит-долериты интрузива Аю-Даг.

В интрузивах малого размера распространены скелетные кристаллы титаномагнетита (рис.

4.5.4.4). Химический состав титаномагнетита габброидов приведен в таблице 4.3.4.2.

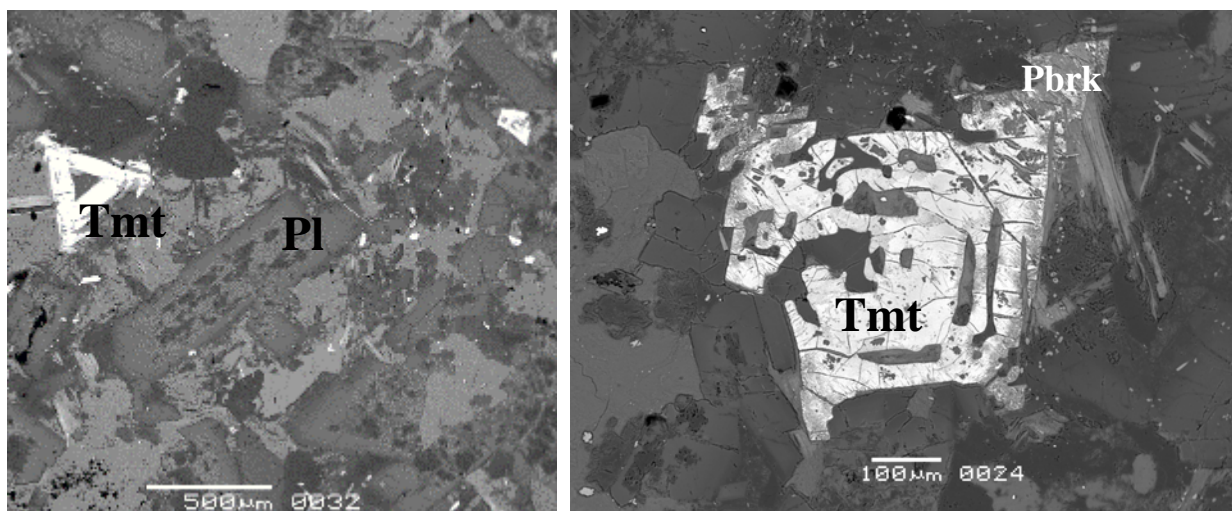


Рисунок 4.5.4.4. Скелетные кристаллы титаномагнетит. Титаномагнетит на правом снимке частично замещен псевдобрукитом (темно-серый). В отраженных электронах. Биотит-кварцосодержащие габбронорит-долериты интрузива Лебединский.

Таблица 4.5.4.2. Химический состав (масс. %) титаномагнетита I габбронорит-долеритов интрузивов: Аю-Даг (ан. № 1-3), Чамны-Бурун (ан. № 4), Партенит (ан № 5), Лебединский (ан. № 6), Кушнарёвский (ан. № 7), Лозовской (ан № 8)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	нпо	1.18	0.08	1.67	нпо	0.19	2.31	0.24
NiO	нпо	нпо	нпо	0.29	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	44.89	44.73	43.99	43.86	43.25	49.01	39.73	49.92
MnO	нпо	0.79	0.87	1.14	0.98	0.13	2.28	0.27
ZnO	0.70	0.39	нпо	0.32	0.21	0.56	нпо	нпо

Cr ₂ O ₃	2.04	нпо	нпо	нпо	0.14	0.08	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	5.01	3.78	2.43	2.03	2.81	3.20	нпо	2.92
V ₂ O ₃	3.51	2.74	2.48	1.16	1.85	1.13	0.39	0.97
Fe ₂ O ₃	28.38	26.82	33.01	30.05	37.13	27.01	38.82	24.25
TiO ₂	14.77	17.90	15.15	18.13	13.22	19.43	15.83	20.68
сумма	99.30	98.33	98.01	99.05	99.59	100.74	99.36	99.25
Содержание миналов, мол. %								
MgCr ₂ O ₄	-	-	-	-	-	0.1	-	-
FeCr ₂ O ₄	3.0	-	-	-	0.2	-	-	-
MgAl ₂ O ₄	-	6.5	0.5	3.6	0.3	0.9	-	1.4
FeAl ₂ O ₄	9.1	-	5.0	-	5.7	4.6	-	5.0
ZnAl ₂ O ₄	1.9	2.2	-	0.9	0.6	1.5	-	-
FeV ₂ O ₄	5.3	4.1	3.8	1.8	2.8	1.7	0.6	1.5
Fe ₂ TiO ₄	41.2	50.0	43.4	51.0	37.7	53.8	44.6	58.1
FeFe ₂ O ₄	38.5	34.7	44.5	32.5	52.9	37.0	47.6	33.1
MnFe ₂ O ₄	-	2.5	1.8	3.6	0.1	0.4	7.2	0.9
NiFe ₂ O ₄	-	-	-	0.9	-	-	-	-
MgFe ₂ O ₄	-	-	-	5.7	-	-	-	-

Анализ № 1 в таблице 4.5.4.2 отвечает хромсодержащему титаномагнетиту – продукту замещения раннего хромтитаномагнетита второй минеральной ассоциации. Состав других образцов отвечает стандартному титаномагнетиту с отклонениями к ультвошпинели с несколько варьирующим содержанием ванадия, цинка, марганца, никеля.

Второй по распространенности акцессорный минерал – ильменит. Установлено два типа ильменита – стандартный в сростаниях с титаномагнетитом (рис. 4.5.4.3) и слагающий особленные пластинчатые кристаллы в разнообразных габброидах и магнезиальный ильменит, слагающий псевдоморфозы по армоколиту в плагиоферцолитах (Спиридонов и др., 2019а). Химический состав ильменита из сростаний с титаномагнетитом приведен в таблице 4.5.4.3.

Таблица 4.5.4.3. Химический состав (мас. %) ильменита I (в сростании с титаномагнетитом) габбронорит-долеритов интрузивов: Аю-Даг (ан. № 1а, 2а), Чамны-Бурун (ан. № 4а), Партенит (ан. № 5а), Лебединский (ан. № 6а), Кушнарёвский (ан. № 7а)

Компоненты	1а	2а	4а	5а	6а	7а
MgO	0.16	0.11	0.56	0.57	0.20	1.64
FeO	42.38	38.45	43.38	40.01	42.15	39.12
MnO	1.93	2.36	1.17	1.44	2.00	1.61
Al ₂ O ₃	0.15	0.34	нпо	0.20	0.21	нпо
V ₂ O ₃	0.41	0.72	0.65	0.29	1.10	0.36
Fe ₂ O ₃	5.15	11.11	5.87	9.39	5.78	10.57
TiO ₂	49.60	48.44	50.67	47.19	49.51	48.55
сумма	99.78	101.53	102.30	99.09	100.95	101.85
Содержание миналов, мол. %						
MgTiO ₃	0.6	0.4	2.1	2.1	0.8	6.0
FeTiO ₃	88.7	85.6	89.4	85.2	88.1	84.5
MnTiO ₃	4.1	5.0	2.4	3.1	4.2	3.4
сумма	93.4	91.0	93.9	90.4	93.1	89.9
Fe ₂ O ₃	6.0	7.8	5.5	9.0	5.5	9.8
Al ₂ O ₃	0.2	0.5	-	0.3	1.1	-
V ₂ O ₃	0.4	0.7	0.6	0.3	0.3	0.3
сумма	6.6	9.0	6.1	9.6	6.9	10.1

Примечание. №№ анализов ильменита отвечают №№ анализов титаномагнетита таблицы 4.5.4.2.

Как видно, состав ильменита в сростании с титаномагнетитом достаточно устойчив, заметно варьирует только содержание минала гематита, в целом – невысокое (табл. 4.5.4.3).

Характерный аксессуарный минерал четвертой минеральной ассоциации – бадделеит ZrO₂, вначале установленный в габброидах Аю-Дага, а затем – во всех изученных интрузивах комплекса (Спиридонов и др., 2018а; **Овсянников**, Шакуров, 2019) Это - минерал ненасыщенный кремнеземом, свидетельствующий, что вовемя кристаллизации минералов четаертой ассоциации расплав не был пересыщен кремнезёмом. Бадделеит слагает мелкие до 60, обычно менее 15 мкм одиночные кристаллы и их сростания, в том числе характерные для данного минерала крестообразные двойники (рис. 4.5.4.5). сростания с чевкинитом, включения в ильмените, халькопирите и биотите.

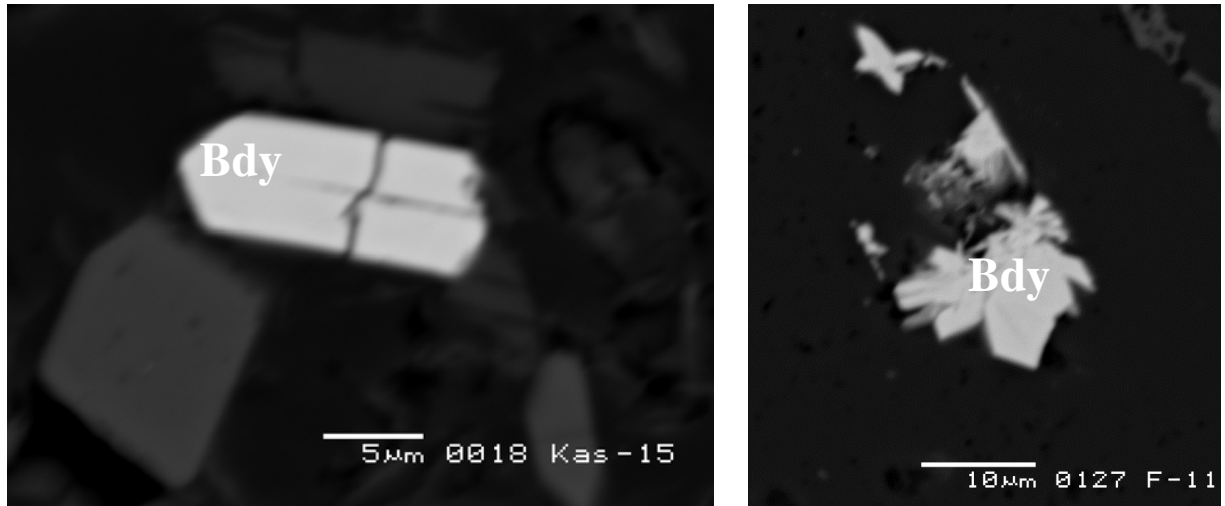


Рисунок 4.5.4.5. Монокристаллы и сростания кристаллов бадделеита, в том числе крестообразные двойники. В отраженных электронах. Габбронорит-долериты интрузива ЮЗ Кастели (слева) и Лозовского-Фермановского (справа).

Химический состав бадделеита приведен в таблице 4.5.4.4.

Таблица 4.5.4.4. Химический состав бадделеита габброидов интрузива Аю-Даг

Компоненты, мас. %					Число атомов в формуле в расчете на один атом металлов				
№№	1	2	3	4	№№	1	2	3	4
ZrO ₂	93.52	93.14	94.59	94.58	Zr	0.94 ₅	0.92 ₅	0.95	0.95
HfO ₂	2.43	2.37	1.72	1.68	Hf	0.01 ₅	0.01 ₅	0.01	0.01
Nb ₂ O ₅	2.45	1.88	2.07	1.96	Nb	0.02 ₅	0.01 ₅	0.02	0.02
FeO	0.17	1.65	0.88	0.92	Fe ²⁺	0.00 ₅	0.03	0.01 ₅	0.01 ₅
TiO ₂	0.77	1.10	0.35	0.43	Ti	0.01	0.01 ₅	0.00 ₅	0.00 ₅
Sc ₂ O ₃	0.08	нпо	нпо	нпо	Sc	-	-	-	-
сумма	99.42	100.14	99.61	99.57	Zr/Hf	66	67	94	96

Примечание. Y, Th, U, REE - не обнаружены.

Это типичный состав бадделеита магматических пород (Philpotts, Ague, 2009).

Другой характерный аксессуарный минерал четвертой минеральной ассоциации – цирконолит $(Ca, Y, Nd, Ce, Th, Gd, U)_2FeZr_2Ti_3O_{14}$ и его иттрий-доминантная разновидность $(Y, Ca, Nd, Ce, Th, Gd, U)_2FeZr_2Ti_3O_{14}$ – сложные оксиды титана, циркония, железа, иттрия, кальция и лантанидов, вначале установлен в габброидах Аю-Дага (Спиридонов и др., 2018a), а затем – во всех изученных интрузивах комплекса (Спиридонов и др., 2023). Цирконолит в габброидах слагает уплощённые призматические кристаллы размером от 10-20x2-5 до 60x3-5 мкм, чаще их сростания размером до 30x25 и 90x40 мкм (рис. 4.5.4.6).

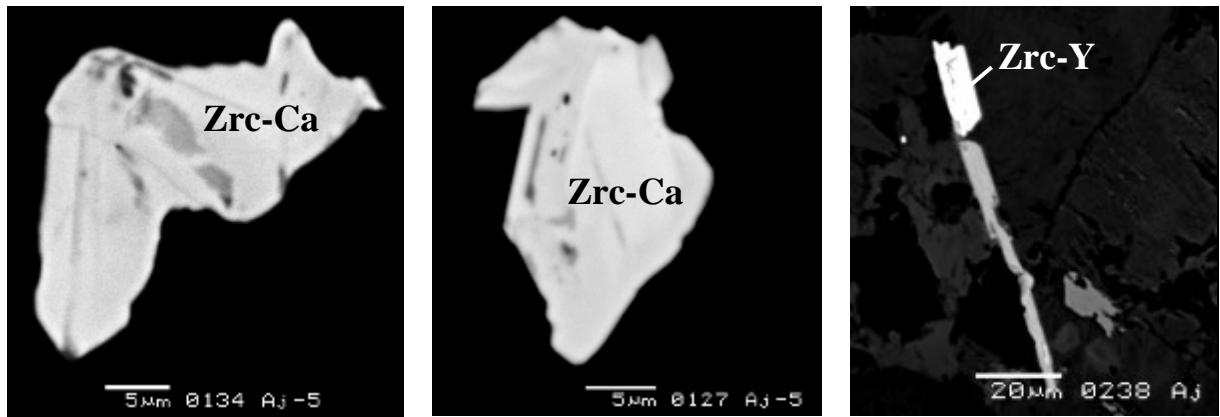


Рисунок 4.5.4.6. Срастания кристаллов цирконолита (светлый) в габбронорит-долеритах Аю-Дага. В отраженных электронах. Цирконолит-У на правом снимке (ан. № 1, табл. 4.5.4.5). Цирконолит-Са на левом и среднем снимках (ан. № 2 и 3, табл. 4.5.4.5)

Таблица 4.5.4.5. Химический состав цирконолита –У (ан. № 1) и цирконолита-Са (ан. № 2, 3) габбронорит-долеритов интрузива Аю-Даг (рис. 4.5.4.6)

Компоненты, мас. %				Число атомов в формуле в расчете на 8 атомов металлов			
№№	1	2	3	№№	1	2	3
CaO	3.70	2.91	5.54	Ca	0.54 ₅	0.41 ₅	0.80
Y ₂ O ₃	7.92	5.72	4.02	Y	0.57	0.40 ₅	0.28 ₅
Sc ₂ O ₃	0.12	0.13	0.15	Sc	0.01 ₅	0.01 ₅	0.01 ₅
La ₂ O ₃	0.24	0.40	0.79	La	0.01	0.02	0.04
Ce ₂ O ₃	3.53	2.46	3.23	Ce	0.17 ₅	0.12	0.16
Pr ₂ O ₃	0.36	0.42	0.29	Pr	0.02	0.02	0.01 ₅
Nd ₂ O ₃	3.86	4.07	3.33	Nd	0.19	0.19 ₅	0.16
Sm ₂ O ₃	1.30	1.46	0.84	Sm	0.06	0.07	0.04
Gd ₂ O ₃	1.55	1.78	0.75	Gd	0.08	0.08	0.03 ₅
Tb ₂ O ₃	0.52	0.52	0.43	Tb	0.02 ₅	0.02 ₅	0.02
Dy ₂ O ₃	1.69	1.85	0.92	Dy	0.07 ₅	0.08 ₅	0.04
Er ₂ O ₃	0.81	0.86	0.67	Er	0.03 ₅	0.03 ₅	0.03
Yb ₂ O ₃	0.86	0.90	0.58	Yb	0.03 ₅	0.03 ₅	0.02 ₅
UO ₂	0.47	0.97	2.03	U	0.01 ₅	0.03	0.06
ThO ₂	2.81	4.38	8.99	Th	0.08 ₅	0.13	0.27 ₅
Fe ₂ O ₃	5.63	10.54	5.07	Fe ³⁺	0.58	1.06 ₅	0.51
FeO	4.47	-	1.15	Fe ²⁺	0.51	-	0.13
MnO	0.16	0.20	0.17	Mn	0.02	0.02	0.02
MgO	нпо	2.78	1.38	Mg	-	0.55 ₅	0.37
ZrO ₂	28.86	26.86	27.26	Zr	1.93	1.75 ₅	1.79
HfO ₂	0.54	0.53	0.92	Hf	0.02	0.02	0.03 ₅
TiO ₂	28.86	28.87	30.74	Ti	2.97 ₅	2.88 ₅	3.12
Nb ₂ O ₅	0.43	0.36	0.45	Nb	0.02 ₅	0.02	0.02 ₅
сумма	98.69	98.79	99.70	O/OH	14/0	13.8/0.2	14/0

Примечание. количества FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по балансу зарядов.

Распределение лантанидов в изученном крымском цирконолите весьма специфичное – Y>>Nd>Ce>Dy~Gd~Sm>Yb~Er>Tb>La~Pr.

Полиморфы - чевкинит-(Ce) и перрьерит-(Ce) – еще одни характерные минералы четвертой минеральной ассоциации островодужных крымских габброидов. Эти недосыщенные кремнезёмом минералы титана, циркония и лантанидов цериевой группы слагают обособленные коротко призматические кристаллы размером до 100 мкм и сильно корродированные включения в кристаллах позднего алланита-(Ce). Распределение лантанидов в чевкинито и перрьерито: Ce >> La > Nd >> Pr > Gd, Sm, Tb, Dy. Количественный состав лантанидов в чевкинито и в перрьерито идентичен: Ce (54-58 % REE) – La (25-31 %) – Nd (12-20 %), как и содержания Zr, Th, Y, Sc. Чевкинит-(Ce) обособленных кристаллов - магний-доминантный, его состав – $[Ce_{1.5}La_{0.8-0.9}Nd_{0.3-0.4}Pr_{0.1}(Gd+Sm+Tb+Dy)_{0.1}Y_{0.2}Sc_{0.1}Ca_{0.7-0.8}Na_{0.1}]_4(Mg_{0.5}Fe^{3+}_{0.5})(Fe^{3+}_{1.1-1.2}Ti_{0.4-0.7}Zr_{0.1-0.2}Al_{0.1-0.2})_2Ti_2[(Si_{3.7-4}Al_{0.3-0})_4O_{22}]$. Чевкинит-(Ce) из включений в алланито беден Mg, его состав $[Ce_{1.6}La_{0.6-0.9}Nd_{0.5-0.6}Pr_{0.1}(Gd+Sm)_{0.1}Y_{0.1-0.2}Sc_{0.1}Ca_{0.6-0.8}Na_{0.1}]_4(Fe^{2+}_{0.6-1}Mg_{0-0.1}Fe^{3+}_{0-0.4})_1(Ti_{0.8-0.9}Fe^{3+}_{0.3-0.7}Al_{0.2-0.4}Zr_{0-0.2})_2Ti_2[(Si_{3.9-4}Al_{0.1-0})_4O_{22}]$. Перрьерит-(Ce) обособленных кристаллов – магний-доминантный, его состав – $[Ce_{1.2-1.6}La_{0.6-0.8}Nd_{0.3-0.4}Pr_{0.1}(Gd+Sm+Tb+Dy)_{0.1}Y_{0.1}Sc_{0.1}Ca_{1.0-1.1}Sr_{0-0.1}Na_{0.1}]_4(Mg_{0.9-1}Fe^{3+}_{0.1-0})_1(Fe^{3+}_{1.0-1.2}Al_{0.2-0.7}Ti_{0.3-0.5}Zr_{0-0.2})_2Ti_2[(Si_{3.9-4}Al_{0.1-0})_4(O_{21.3-21.5}OH_{0.7-0.5})_{22}]$. Перрьерит-(Ce) включений в алланито беден Mg, его состав – $[Ce_{1.3-1.5}La_{0.7-0.8}Nd_{0.3-0.5}Pr_{0.1}(Gd+Sm)_{0.1}Y_{0.1}Sc_{0.1}Ca_{1.1-1.3}Na_{0.1}]_4(Fe^{2+}_{0.45}Fe^{3+}_{0.2-0.4}Mg_{0.2})_1(Al_{0.7}Ti_{0.3-0.8}Fe^{3+}_{0.3-0.9}Zr_{0.1-0.3})_2Ti_2[(Si_{3.9-4}Al_{0.1-0})_4(O_{21.4-22}OH_{0.6-0})_{22}]$ (Спиридонов и др., 2018б). Таким образом, магний-доминантные чевкинит-(Ce) и перрьерит-(Ce) относительно устойчивы, железо-доминантные разновидности чевкинито-(Ce) и перрьерито-(Ce) охотно замещались алланито-(Ce).

4.5.5. Пятая минеральная ассоциация

Агрегаты минералов пятой ассоциации - андезина, биотита, кварца, амфиболов – паргасита, гастигсита и эденита, титаномагнетита-II, ильменита-II, апатита, редкоземельных минералов группы эпидота развиты в подчиненных количествах практически во всех интрузивах комплекса, относительно шире – в Аю-Даге и Первомайском-Кушнаревском (рис. 4.5). Наиболее распространенный минерал – андезин с широкими вариациями состава от An 49-48 до An 33-30 (рис. 4.5.4.1). Представительные анализы андезина приведены в таблице 4.5.5.1.

Таблица 4.5.5.1. Химический состав андезина кварцевых габброидов и кварцевых диоритов интрузивов: Лебединский (ан. № 1), Джидаирский (ан. № 2), Балаклава (ан. № 3), Первомайский-Кушнаревский (ан. № 4), ЮЗ Кастели (ан. № 5), Аю-Даг (ан. № 6)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,46	56,08	56,07	56,69	55,83	59,06
Al ₂ O ₃	27,59	26,79	26,3	26,77	26,21	25,74
Fe ₂ O ₃	0,46	-	-	-	0,37	-
FeO	-	0,57	0,70	0,39	0,09	0,30
CaO	10,29	9,34	9,11	9,07	8,75	7,75
Na ₂ O	5,58	5,85	5,9	5,88	6,22	6,92
K ₂ O	0,33	0,33	0,33	0,6	0,2	0,29
Сумма	99,71	98,96	98,41	99,4	97,67	100,06
Количество ионов в пересчете на 32 кислорода						
Si	10,026	10,205	10,262	10,265	10,266	10,571
Al	5,879	5,746	5,673	5,713	5,680	5,430
Fe ³⁺	0,070	-	-	-	0,051	-
Сумма	15,975	15,951	15,936	15,978	15,998	16,001
Fe ²⁺	-	0,087	0,107	0,059	0,013	0,045
Na	1,956	2,064	2,094	2,064	2,218	2,401
Ca	1,993	1,821	1,786	1,760	1,724	1,486
K	0,076	0,077	0,077	0,139	0,047	0,066
Сумма	4,025	4,049	4,064	4,022	4,002	3,999
O	32					
Ab	48,6	52,1	52,9	52,1	55,6	60,7
An	49,5	46,0	45,1	44,4	43,2	37,6
Or	1,9	1,9	1,9	3,5	1,2	1,7

Первично магматические амфиболы – низко щелочные паргасит, гастингсит и эденит в изученных кварцевых габброидах и кварцевых диоритах относительно редки, отчасти потому, что часто замещены псевдоморфозами актинолита-тремолита и хлорита. Наличие паргасита, гастингсита и эденита указывает на кристаллизацию из водонасыщенного расплава. Состав этих амфиболов приведен в таблице 4.5.5.2.

Таблица 4.4.5.2. Химический состав паргасита (ан. № 1), гастингсита (ан. № 2) и эденита (ан. № 3-5) кварцевых габброидов и кварцевых диоритов интрузивов Лебединский (ан. № 1, 5), Лозовской-Ферсмановский (ан. № 2), Партенит (ан. № 3, 4)

№№	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,32	44,04	45,33	45,2	45,19
TiO ₂	2,18	2,25	1,63	0,83	2,23
Al ₂ O ₃	15,59	9,92	5,75	5,2	7,28
Fe ₂ O ₃	10,81	9,47	10,73	16,30	10,12
FeO	9,42	7,69	16,96	13,87	7,06
MnO	0,39	0,36	0,36	0,45	0,36
MgO	8,83	12,39	7,19	6,76	12,80
CaO	10,43	10,60	9,68	8,49	10,11
Na ₂ O	2,21	2,28	1,91	1,96	1,82

K ₂ O	0,55	0,53	0,67	0,55	0,64
Cl	0,17	0,06	0,38	0,32	0,18
сумма	101,90	99,59	100,59	99,93	97,79
Число атомов в расчете на 22 атома кислорода					
Na	0,613	0,640	0,556	0,573	0,519
K	0,100	0,098	0,128	0,106	0,120
Ca	1,599	1,574	1,556	1,370	1,594
сумма	2,313	2,312	2,240	2,049	2,233
Mg	1,884	2,675	1,609	1,518	2,807
Fe ³⁺	1,165	1,033	1,033	1,583	1,032
Fe ²⁺	1,128	0,932	2,129	1,747	0,869
Mn ²⁺	0,047	0,044	0,046	0,057	0,045
Ti	0,235	0,245	0,184	0,094	0,247
Al VI	0,542	-	-	-	-
сумма	5				
Si	5,912	6,307	6,803	6,810	6,648
Al IV	2,088	1,693	1,017	0,923	1,262
Fe ³⁺		-	0,180	0,267	0,090
сумма	8				
ОН	1,959	1,985	1,903	1,918	1,955
Cl	0,041	0,015	0,097	0,082	0,045
сумма	2				
Mg#	44,6	57,1	33,4	30,9	59,1

Все три амфибола содержат заметное количество титана, относительно низко калиевые, бедны марганцем.

Биотит – характерный минерал пятой минеральной ассоциации, обычно ассоциирует с кварцем, количественно существенно преобладает над магматическими амфиболами. Это стандартный магматический биотит, содержащий более 3-4 мас. % TiO₂ (табл. 4.5.5.3), умеренной и повышенной железистости $f = 45-65$, фтор в нем не обнаружен, что свидетельствует о крайне низкой фтористости магматического расплава. Биотит обычно образует сростания с пластинчатым ильменитом II (рис. 4.5.5.1).

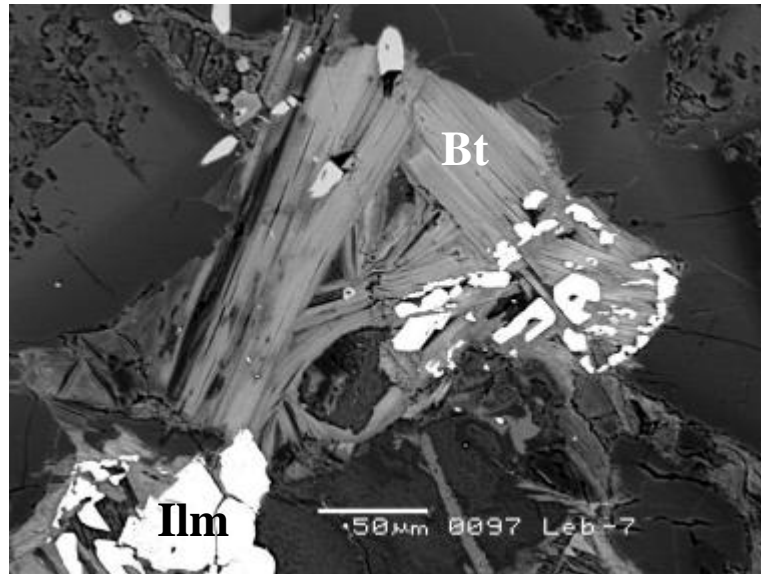


Рисунок 4.5.5.1. Гнездо биотита (Bt) с включениями пластин ильменита II в биотит-кварцсодержащих габбронорит-диоритах интрузива Лебединский. Биотит замещает гнездо ильменита I (Ilm). В отраженных электронах.

Таблица 4.5.5.3. Химический состав (мас. %) биотита биотит-кварцсодержащих габбронорит-долеритов интрузива Донузоран (ан. № 1-4) и Лебединский (ан. № 5-6)

№ №	1	2	3	4	5	6
Si O ₂	34,82	34,66	35,22	35,24	37,45	35,66
TiO ₂	3,37	4,13	4,51	4,33	4,92	3,71
V ₂ O ₃	0,10	0,14	0,12	0,11	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	15,71	15,81	14,49	14,46	14,09	14,82
FeO	23,75	24,82	25,82	26,39	20,46	24,10
MnO	0,21	0,17	0,28	0,24	0,23	0,37
MgO	10,82	9,54	8,37	8,08	11,85	9,27
K ₂ O	9,48	9,10	8,98	9,35	9,07	8,56
Na ₂ O	0,45	0,49	0,53	0,31	0,78	0,87
BaO	0,22	0,30	0,39	0,67	0,23	0,65
Cl	0,31	0,26	0,36	0,42	0,29	0,33
F	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	99,24	99,42	99,07	99,63	99,20	97,79
O=Cl ₂	99,17	99,36	98,99	99,54	99,13	97,65
Число атомов в формуле в расчете на 10 атомов кислорода						
Si	2,647	2,648	2,737	2,743	2,824	2,765
Al IV	1,353	1,352	1,263	1,257	1,176	1,235
Сумма	4					
Mg	1,226	1,087	0,969	0,937	1,333	1,072
Fe ²⁺	1,510	1,585	1,678	1,718	1,291	1,562
Mn	0,010	0,011	0,018	0,016	0,014	0,024
Al	0,055	0,071	0,064	0,069	0,076	0,114
Ti	0,193	0,237	0,264	0,253	0,279	0,217
V	0,006	0,009	0,007	0,007	0,007	0,006
Сумма	3					
K	0,919	0,887	0,890	0,928	0,873	0,846
Na	0,066	0,073	0,080	0,052	0,114	0,131

Ba	0,006	0,009	0,012	0,021	0,007	0,020
Сумма	0,991	0,969	0,982	1,001	0,994	0,997
ОН	1,869	1,876	1,623	1,598	1,497	1,616
Cl	0,040	0,034	0,047	0,055	0,037	0,043
O	0,091	0,180	0,330	0,347	0,466	0,341
Сумма	2					
f	55,3	59,5	63,6	64,9	45,5	59,7

Состав пластинчатого ильменита II приведен в таблице 4.5.5.4.

Таблица 4.5.5.4. Химический состав (мас. %) ильменита II биотит-кварцсодержащих габбронорит-долеритов интрузива Лебединский (рис. 4.5.5.1)

№№	1	2	3	4	5
MgO	0,85	0,51	0,28	0,20	0,39
NiO	0,17	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	39,41	39,83	41,21	41,81	40,18
MnO	2,25	1,45	2,26	2,07	3,27
ZnO	0,29	0,29	0,32	0,27	нпо
TiO ₂	48,48	47,11	49,20	49,51	49,69
Fe ₂ O ₃	6,08	9,48	6,49	6,16	4,55
V ₂ O ₃	1,05	0,53	0,87	1,10	0,77
Al ₂ O ₃	0,53	0,63	0,43	0,25	0,71
Cr ₂ O ₃	0,79	нпо	нпо	нпо	нпо
сумма	99,90	99,67	101,60	101,37	99,56
Миналы, мол. %					
FeTiO ₃	82,7	84,1	86,0	87,4	85,4
MnTiO ₃	4,8	3,1	4,8	4,4	7,0
MgTiO ₃	3,2	1,9	1,1	0,8	1,5
ZnTiO ₃	0,5	0,6	0,6	0,5	-
NiTiO ₃	0,4	-	-	-	-
сумма	91,6	89,7	92,4	93,1	93,9
FeFeO ₃	5,7	8,7	6,0	5,4	4,2
VVO ₃	1,1	0,6	0,9	1,1	0,8
AlAlO ₃	0,8	1,0	0,7	0,4	1,1
CrCrO ₃	0,8	-	-	-	-
сумма	8,4	10,3	7,6	6,9	6,1

Это – состав типичен для ильменита габброидов: с небольшим количеством магния, никеля и хрома, умеренным содержанием марганца (3-7 % минала пирофанита) и низким – цинка, с относительно небольшим количеством минала гематита.

Типоморфные аксессуарные минералы пятой ассоциации – редкоземельные минералы группы эпидота, которые часто возникали при замещении чевкинита-(Ce) и перьеррита-(Ce).

Интрузив Аю-Даг. Редкоземельные минералы группы эпидота развиты в биотит-кварц содержащих габбронорит-долеритах и габбронорит-диоритах, где слагают псевдоморфозы

по чевкиниту-(Ce) (рис. 4.5.5.2) и перрьериту-(Ce) (рис. 4.5.5.3) и обособленные кристаллы, обычно в сростаниях с биотитом. Большинство кристаллов алланита имеет зональное и секториально-зональное строение и окружены зональными оторочками REE эпидота; незональные кристаллы алланита-(Ce) редки.

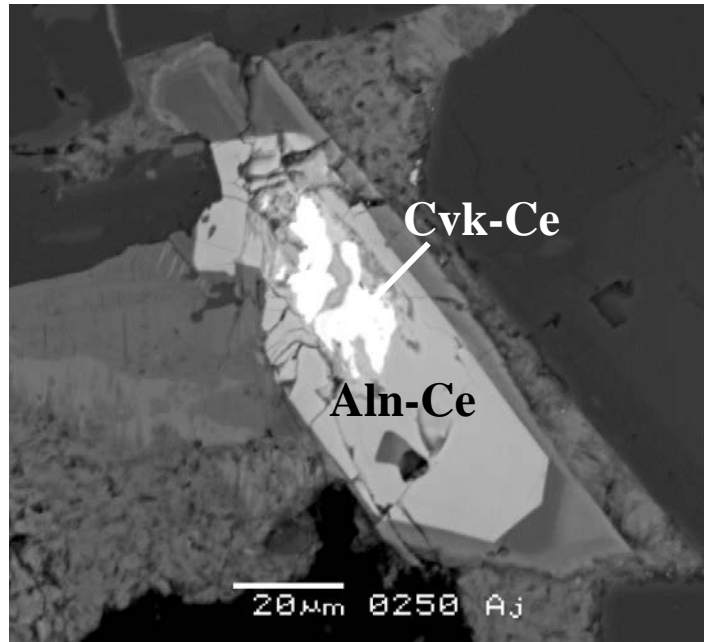


Рисунок 4.5.5.2. Реликты чевкинита-(Ce) в зональном кристалле алланита - (Ce). В отраженных электронах. Кварц-биотитсодержащие габбронорит-долериты интрузива Аю-Даг.

Центральные зоны кристаллов слагает коричневый в проходящем свете алланит-(Ce), обогащённый Ti (до 3.6 масс. % TiO_2) и Fe^{2+} (табл. 4.5.5.5, ан. № 11-19). Состав обогащённого титаном алланита-(Ce) в различных частях интрузива Аю-Даг устойчив: $Ce > La > Nd >> Pr >> Sm \sim Gd \sim Dy$; $Fe^{2+} \gg Fe^{3+}$. Вариации состава алланита-(Ce) на северо-востоке и на юго-западе интрузива: Ce_2O_3 12.2–13.8 и 11.4–13.7 масс. %; La_2O_3 7.4–11.0 и 5.2–8.5 %; Nd_2O_3 1.7–4.2 и 3.3–4.5 %; Pr_2O_3 0.4–1.1 и 0.8–1.2 %; Sm_2O_3 до 0.3 и до 0.4 %; Gd_2O_3 до 0.3 и до 0.4 %; ThO_2 до 0.7 % и до 0.7 %; TiO_2 2.5–3.6 и 2.4–3.4 %; V_2O_5 0.5–0.7 и 0.4–0.6 %. Алланит-(Ce) на юго-западе интрузива немного богаче Y. Богатый Ti алланит-(Ce), заместивший ильменит (рис. 4.5.5.4), - селективно обогащён V, содержит 3.2–4.4 масс. % V_2O_5 (табл. 4.5.5.5, ан. № 18-19). Реже в центре кристаллов развит коричневый в проходящем свете ферриалланит-(Ce), обогащённый Ti (табл. 4.5.5.5, ан. № 7), который окружён обогащённым Ti алланитом-(Ce). Распределение лантанидов в ферриалланите-(Ce) несколько иное: $Ce \gg La \sim Nd \gg Pr > Sm \sim Gd$; содержание Y, Sc, Th такое же, как в титанистом алланите-(Ce); $Fe^{3+} \sim Fe^{2+}$. Светло-коричневый до бесцветного алланит-(Ce) с невысоким содержанием Ti окружает ядра обогащённого Ti алланита-(Ce) (рис. 4.5.5.3, ан. № 8-12, табл. 4.5.5.5) и слагает центральные части многих обособленных кристаллов

алланита. Состав бедного Ti алланита-(Ce) устойчив по всему интрузиву Аю- Даг. Минерал содержит 10.2-11.6 масс. % Ce_2O_3 ; 4.3–5.6 % La_2O_3 ; 3.7–5.4 % Nd_2O_3 ; 0.8–1.3 % Pr_2O_3 ; 0.4–1.1 % Sm_2O_3 ; 0.3-0.8 % Gd_2O_3 ; 0.2-1.6, чаще 0.2-0.6 % TiO_2 ; 0.2-0.6 % V_2O_5 . $\text{Fe}^{2+} \gg \text{Fe}^{3+}$. Распределение лантанидов: $\text{Ce} \gg \text{La} \sim \text{Nd} \gg \text{Pr} \sim \text{Sm} \sim \text{Gd}$. Бедный Ti алланит-(Ce) заметно богаче Y – до 1-1.5 масс. % и Sc – до 0.4 масс %, чем Ti алланит-(Ce). В целом, из 18 анализов алланита-(Ce) самарий обнаружен в 13, гадолиний – в 12, диспрозий – в 2.

Алланит-(Y), впервые установленный в Крыму, слагает оторочки кристаллов титанистого и низко титанистого алланита-(Ce) (рис. 4.5.5.3-4; табл. 4.5.5.5, ан. № 13). Алланит-(Y) крайне беден титаном, в проходящем свете почти не окрашен. Распределение иттрия и лантанидов в нём специфичное: $\text{Y} \gg \text{Ce} = \text{Nd} \gg \text{La} \gg \text{Sm} = \text{Gd} \gg \text{Pr}$.

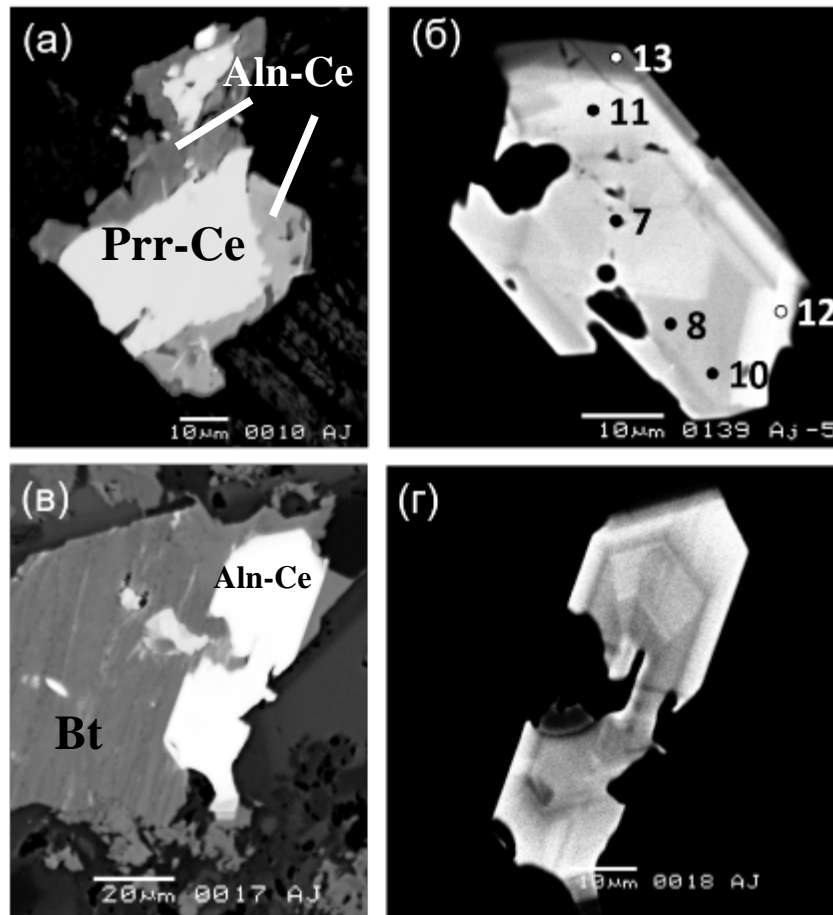


Рисунок 4.5.5.3. Габброиды центра интрузива Аю-Даг. (а) Алланит-(Ce) слагает кайму замещения вокруг перрьерита-(Ce). (б). Сложно зональный кристалл алланита: Ti ферриалланит-(Ce) (табл. 4.5.5.5, ан. № 7), алланит-(Ce) (табл. 4.5.5.5, ан. № 8-12), алланит (Y) (табл. 4.5.5.5, ан. № 13). (в, г) Секториально-зональный кристалл алланита-(Ce) в биотите. В отраженных электронах.

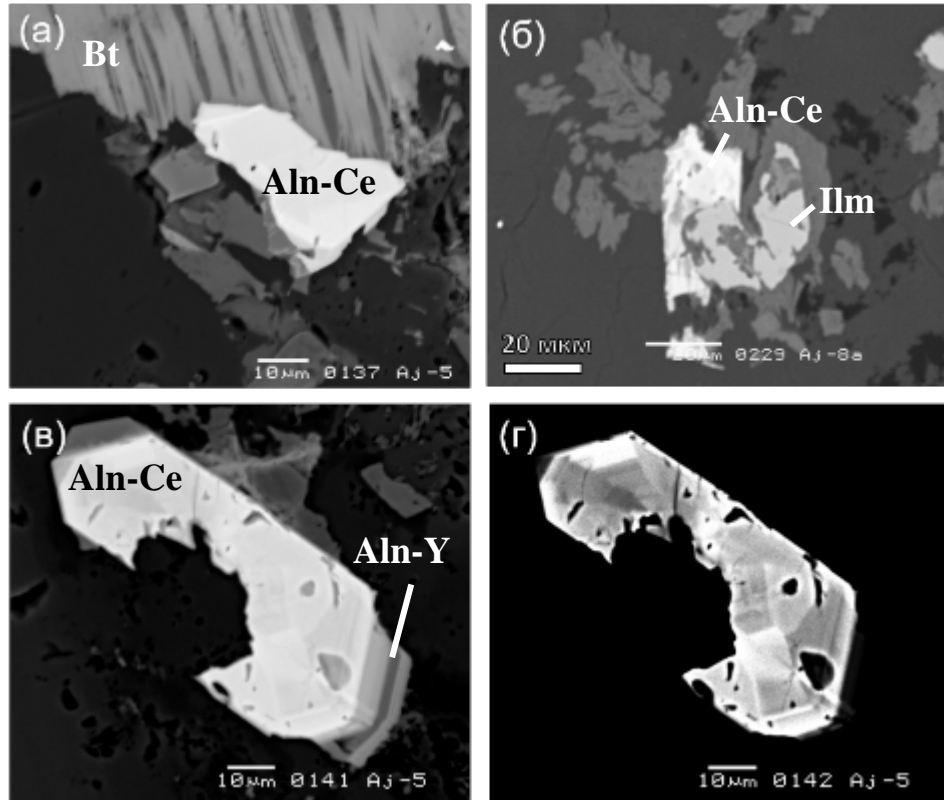


Рисунок 4.5.5.4. Биотит-кварцсодержащие габбронорит-долериты северо-востока Аю-Дага. (а). Алланит-(Ce) (белый, табл. 4.5.5.6, ан. № 14-17) в сростании с биотитом. (б). Ti-V алланит-(Ce) (светлый, табл. 4.5.5.6, ан. № 18-19), замещающий ильменит (серый). (в, г). Секториально-зональный кристалл алланита-(Ce) (светлый) с тонкой оторочкой алланита (Y). В отраженных электронах.

Таблица 4.5.5.5. Химический состав (масс. %) Ti ферриалланита-(Ce) (№ 7), алланита-(Ce) (№ 8-12) и алланита-(Y) (№ 13) сложно-зонального кристалла (рис. 4.5.5.3) в биотит-кварц-содержащих габбронорит-долеритах центра интрузива Аю-Даг

№№	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	28.46	30.90	32.33	31.03	31.23	31.78	32.14
TiO ₂	3.08	0.32	1.57	0.58	0.60	0.23	нпо
Al ₂ O ₃	10.25	16.96	16.91	16.95	17.81	17.34	18.80
Fe ₂ O ₃	9.89	2.91	2.83	3.66	3.05	2.49	1.22
FeO	6.85	10.70	10.71	9.96	9.95	10.91	12.54
MnO	0.31	нпо	0.19	0.24	0.14	нпо	нпо
MgO	0.80	0.25	0.33	0.29	0.25	0.21	нпо
CaO	10.19	10.65	12.18	11.19	11.47	11.00	12.16
Ce ₂ O ₃	13.32	11.63	10.88	10.93	10.18	10.38	4.93
La ₂ O ₃	5.60	5.64	5.46	5.48	5.73	4.29	2.36
Nd ₂ O ₃	4.84	4.66	3.69	4.19	4.16	5.37	4.87
Pr ₂ O ₃	1.10	1.16	0.81	0.93	1.13	1.30	0.47
Sm ₂ O ₃	0.56	0.57	0.39	0.69	0.47	1.10	1,40
Gd ₂ O ₃	0.44	0.46	0.30	0.68	0.48	0.75	1.29
Y ₂ O ₃	0.58	1.12	0.97	1.14	1.21	1.35	6.11
Sc ₂ O ₃	0.19	нпо	0.38	0.16	0.13	0.15	0.14

ThO ₂	0.73	нпо	нпо	нпо	нпо	0.24	нпо
сумма	97.19	97.91	99.93	98.17	97.99	98.89	98.43
Число атомов в формуле							
Ca	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
сумма	1						
Ce	0.465	0.409	0.367	0.380	0.351	0.358	0.165
La	0.197	0.200	0.185	0.192	0.200	0.149	0.080
Nd	0.165	0.160	0.121	0.142	0.140	0.181	0.159
Pr	0.038	0.040	0.027	0.032	0.039	0.044	0.015
Sm	0.018	0.019	0.012	0.023	0.015	0.036	0.044
Gd	0.015	0.016	0.009	0.023	0.016	0.025	0.041
REE	0.898	0.844	0.721	0.792	0.761	0.793	0.504
Y	0.029	0.057	0.048	0.058	0.061	0.068	0.297
Sc	0.016	-	0.030	0.013	0.011	0.013	0.011
Th	0.015	-	-	-	-	0.005	-
Ca	0.042	0.096	0.201	0.137	0.167	0.121	0.188
сумма	1						
Fe ²⁺	0.857	0.860	0.824	0.791	0.784	0.859	0,958
Fe ³⁺	0.005	0.104	0.116	0.148	0.181	0.111	0.042
Mg	0.113	0,036	0.045	0.041	0.035	0.030	-
Mn ²⁺	0.025	-	0.015	0.020		-	-
сумма	1						
Al	0.867	1.890	1.810	1.845	1.922	1.918	1.958
Fe ³⁺	0.912	0.087	0.081	0.113	0.036	0.065	0.042
Ti	0.221	0.023	0.109	0.042	0.042	0.017	-
сумма	2						
Si	2.714	2.969	2.976	2.947	2.944	2.993	2.935
Al	0.286	0.031	0.024	0.053	0.056	0.007	0.065
сумма	3						

Таблица 4.5.5.6. Химический состав (мас. %) Ti алланита-(Ce) (ан. № 14-17) и Ti-V алланита-(Ce) (ан. № 18-19) (рис. 4.5.5.4) биотит-кварц-содержащих габбронорит-долеритов восточной части интрузива Аю-Даг

№№	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	30.26	29.99	30.26	30.44	30.15	29.45
TiO ₂	3.16	3.13	3.64	3.19	2.89	2.47
V ₂ O ₃	0.52	0.52	0.45	0.67	3.18	4.41
Al ₂ O ₃	13.38	12.38	13.91	12.57	12.14	9.66
Fe ₂ O ₃	0.14	1.72	1.05	2.20	1.14	3.81
FeO	14.42	14.01	11.51	13.67	13.14	12.26
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.16
MgO	0.23	0.23	0.22	0.33	0.56	0.55
CaO	9.51	9.66	10.09	9.46	9.90	9.55
Ce ₂ O ₃	13.62	13.81	13.78	13.92	12.19	13.37
La ₂ O ₃	7.81	7.81	7.42	7.97	10.96	10.37
Nd ₂ O ₃	4.09	3.84	4.19	3.87	1.71	1.90
Pr ₂ O ₃	1.13	1.11	1.03	1.05	0.44	0.64

Sm ₂ O ₃	0.27	0.19	0.21	0.26	нпо	нпо
Gd ₂ O ₃	0.31	0.21	0.31	0.21	нпо	нпо
Y ₂ O ₃	0.21	0.21	0.19	0.21	нпо	нпо
Sc ₂ O ₃	0.16	0.14	0.16	0.10	0.13	0.10
ThO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	0.53	0.71
сумма	99.52	98.96	98.42	100.12	99.09	99.41
Число атомов в формуле						
Ca	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
сумма	1					
Ce	0.489	0.499	0.484	0.503	0.435	0.487
La	0.282	0.284	0.262	0.284	0.394	0.381
Nd	0.143	0.135	0.144	0.133	0.100	0.068
Pr	0.041	0.040	0.036	0.037	0.016	0.023
Sm	0.009	0.007	0.007	0.008	-	-
Gd	0.011	0.007	0.010	0.007	-	-
REE	0.975	0.972	0.943	0.972	0.945	0.959
Y	0.011	0.011	0.010	0.011	-	-
Sc	0.014	0.012	0.013	0.008	0.011	0.008
Th	-	-	-	-	0.011	0.015
Ca	-	0.005	0.034	0.008	0.033	0.018
сумма	1					
Fe ²⁺	0.966	0.966	0.968	0.953	0.919	0.905
Mg	0.034	0.034	0.032	0.047	0.081	0.081
Mn ²⁺	-	-	-	-	-	0.014
сумма	1					
Al	1.513	1.406	1.478	1.362	1.331	1.063
Fe ³⁺	0.013	0.128	0.091	0.162	0.082	0.285
Fe ²⁺	0.200	0.192	0.133	0.184	0.127	0.115
Ti	0.233	0.233	0.263	0.238	0.212	0.185
V	0.041	0.041	0.035	0.052	0.248	0.352
сумма	2					
Si	2.967	2.964	2.904	2.954	2.937	2.930
Al	0.033	0.036	0.096	0.046	0.063	0.070
сумма	3					

Интрузив Партенит. Редкоземельные минералы группы эпидота развиты в биотит-кварц содержащих габбронорит-диоритах, где они слагают частичные псевдоморфозы по чевкиниту-(Ce) (рис. 4.5.5.5 а) и перрьериту-(Ce) (рис. 4.5.5.5 б) и обособленные кристаллы (рис. 4.5.5.5 в, 4.5.5.5 г), обычно в сростаниях с биотитом и около его выделений. Распределение лантанидов и иттрия в алланите-(Ce) Партенита: Ce>>La>Nd>Y>Pr>Sm~Gd (ан. № 20-24, табл. 4.5.5.7). Ряд кристаллов алланита-(Ce) окружён оторочкой алланита-(Y) (рис. 4.5.5.5 г). В алланите-(Y) кварцевых габброидов Партенита распределение иттрия и лантанидов весьма своеобразное: Y>>Ce>Nd~Dy>Gd=Er>Yb=La>Sm>> Pr (ан. № 25, табл. 4.5.5.7). Многие кристаллы алланита окружены зональными каймами REE эпидота (рис.

4.5.5.5 в, 4.5.5.5 г). В REE эпидоте: Ce>>La>Nd>>Y>Pr>>Sm (ан. № 26, табл. 4.5.5.6). Торий в этих минералах не обнаружен.

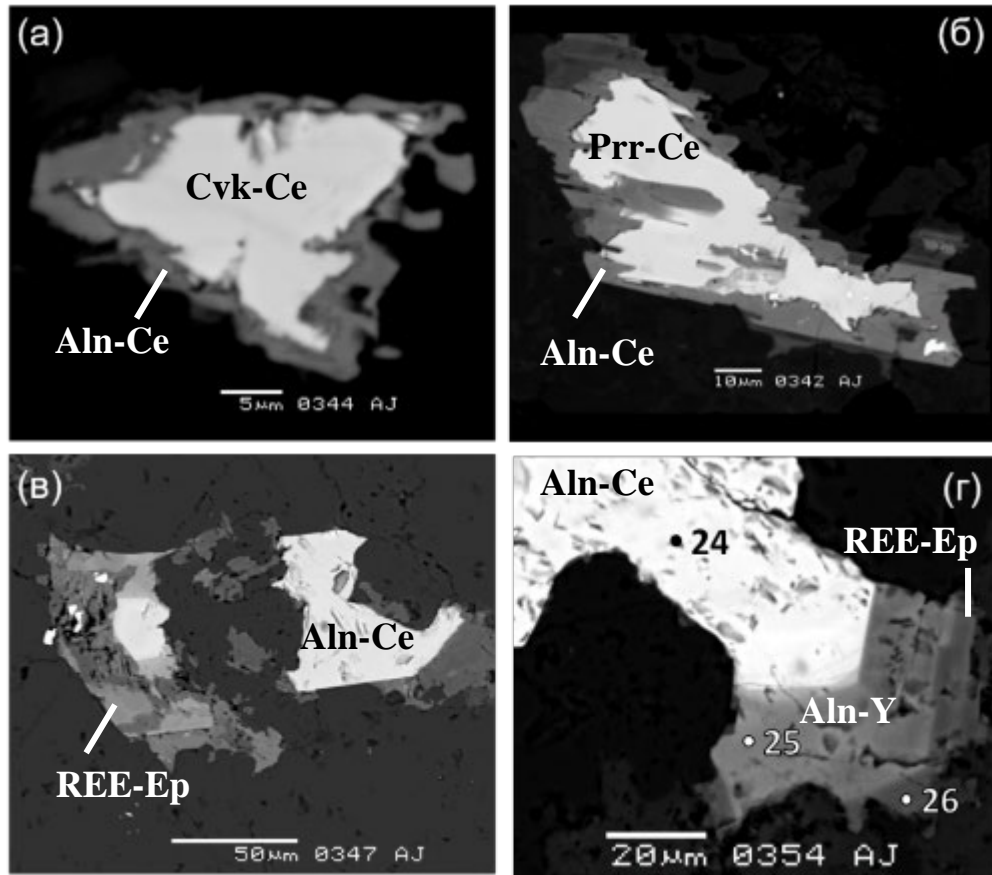


Рисунок 4.5.5.5. Биотит-содержащие кварцевые габбронорит-диориты интрузива Партенит. (а). Кайма замещения алланита-(Ce) (серый, ан. № 20) вокруг чевкинита-(Ce) (светлый). (б). Кайма замещения алланита-(Ce) (серый, ан. № 21) вокруг перрьерита-(Ce) (светлый). (в). Деформированный кристалл алланита-(Ce) (светлый, ан. № 22-23) с каймой REE эпидота (серый). (г). Зональный кристалл: алланит-(Ce) (ан. № 24), алланит (Y) (ан. № 25), REE эпидот (ан. № 26). В отраженных электронах. Все анализы – в таблице 4.4.5.7.

Таблица 4.5.5.7. Химический состав (мас. %) алланита-(Ce) (ан. № 20-24), алланита -(Y) (ан. № 25), REE эпидота (ан. № 26) биотит-кварцсодержащих габбронорит-диоритов интрузива Партенит

№№	20 (рис. 4.5.5.5а)	21 (рис. 4.5.5.5б)	22 (рис. 4.5.5.5в)	23 (рис. 4.5.5.5в)	24 (рис. 4.5.5.5г)	25 (рис. 4.5.5.5г)	26 (рис. 4.5.5.5г)
SiO ₂	32.23	31.72	30.98	31.32	30.87	34.39	33.82
TiO ₂	1.14	0.41	1.91	1.70	1.72	нпо	1.51
V ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.17	0.23	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	15.47	16.05	14.19	15.05	13.98	20.16	18.54
Fe ₂ O ₃	6.64	9.19	5.59	5.61	5.96	8.82	9.56
FeO	8.59	6.80	10.12	9.53	9.38	4.64	4.92
MnO	0.14	0.18	0.18	нпо	нпо	0.43	0.23

MgO	1.29	1.22	1.77	1.60	1.91	0.78	1.28
CaO	12.10	12.62	10.73	10.74	10.22	15.79	16.00
Ce ₂ O ₃	11.80	9.80	11.15	11.87	12.75	1.49	6.87
La ₂ O ₃	6.44	4.64	5.51	5.93	5.48	0.49	3.37
Nd ₂ O ₃	3.25	3.30	4.40	4.57	5.05	1.15	2.37
Pr ₂ O ₃	0.89	0.92	1.15	1.02	1.30	0.42	0.76
Sm ₂ O ₃	0.31	0.55	0.88	0.91	0.86	0.56	0,31
Gd ₂ O ₃	0.36	0.57	0.82	0.87	0.95	0.74	нпо
Dy ₂ O ₃	нпо	0.34	0.54	0.63	0.90	1.12	нпо
Er ₂ O ₃	нпо	0.31	нпо	нпо	нпо	0.83	нпо
Yb ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,60	0.57	нпо
Y ₂ O ₃	0.93	1.83	1.60	1.40	0.92	6.95	0.70
ThO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
сумма	101.54	100.28	100.48	102.82	102.38	99.42	100.24
Число атомов в формуле							
Ca	1.000						
сумма	1						
Ce	0.395	0.329	0.379	0.407	0.438	0.047	0.217
La	0.217	0.157	0.190	0.205	0.189	0.015	0.107
Nd	0.106	0.108	0.146	0.153	0.169	0.035	0.073
Pr	0.030	0.031	0.039	0.035	0.045	0.007	0.024
Sm	0.010	0.018	0.032	0.029	0.028	0.012	0.009
Gd	0.012	0.018	0.027	0.029	0.021	0.022	-
Dy	-	0.010	0.040	0.020	0.019	0.032	-
Er	-	0.009	-	-	-	0.022	-
Yb	-	-	-	-	0.019	0.015	-
REE	0.770	0.680	0.852	0.878	0.928	0.207	0.430
Y	0.045	0.088	0.079	0.070	0.046	0.316	0.032
Ca	0.185	0.232	0.069	0.052	0.026	0.477	0.538
сумма	1						
Fe ²⁺	0.657	0.521	0.742	0.759	0.733	0.331	0,355
Fe ³⁺	0.156	0.299	-	-	-	0.538	0.522
Mg	0.176	0,166	0.244	0.241	0.267	0.100	0.123
Mn ²⁺	0.011	0.014	0.014	-	-	0.031	-
сумма	1						
Al	1.619	1.637	1.431	1.482	1.440	1.970	1.803
Fe ³⁺	0.302	0.335	0.436	0.388	0.422	0.030	0.098
Ti	0.079	0.028	0.133	0.118	0.121	-	0.118
V	-	-	-	0.012	0.017	-	-
сумма	2						
Si	2.950	2.905	2.878	2.937	2.895	2.939	2.918
Al	0.050	0.095	0.122	0.063	0.105	0.061	0.082
сумма	3						

Интрузив Лебединский. Ведущий редкоземельный минерал группы эпидота в кварц содержащих габбронорит-долеритах это – алланит–(Ce) с 2.5-4.9, в среднем с 3.7 масс. % TiO₂ (ан. № 27-32, табл. 4.5.5.8), внешние зоны которого содержат до 1.8 масс. %

Th. Он слагает призматические кристаллы густо коричневого и коричневого цвета в сростаниях с биотитом и около его выделений (рис. 4.5.4.6 а, 4.4.5.7 в). Окраска богатого титаном алланита-(Ce) напоминает окраску обогащённого титаном магматического биотита. Обычно густо окрашенный Ti алланит-(Ce) окружён тонкой оторочкой светло коричневого алланита-(Ce) с 1.3 масс. % TiO_2 (ан. № 33, табл. 4.5.5.8). Нередко на кристаллы алланита-(Ce) нарос REE эпидот (рис. 4.5.5.6 г). Распределение лантанидов и иттрия в богатом Ti алланите-(Ce): $Ce > La >> Nd >> Y \sim Pr > Gd > Yb > Tb$; в алланите-(Ce): $Ce > Nd > La >> Y > Pr > Sm > Gd > Er$; в REE эпидоте: $Ce > Y > Nd = La >> Gd = Pr \sim Dy > Eu = Er$. Итак, алланит-(Ce) и REE эпидот внешних зон кристаллов заметно обогащены неодимом относительно лантана и тяжёлыми лантанидами.

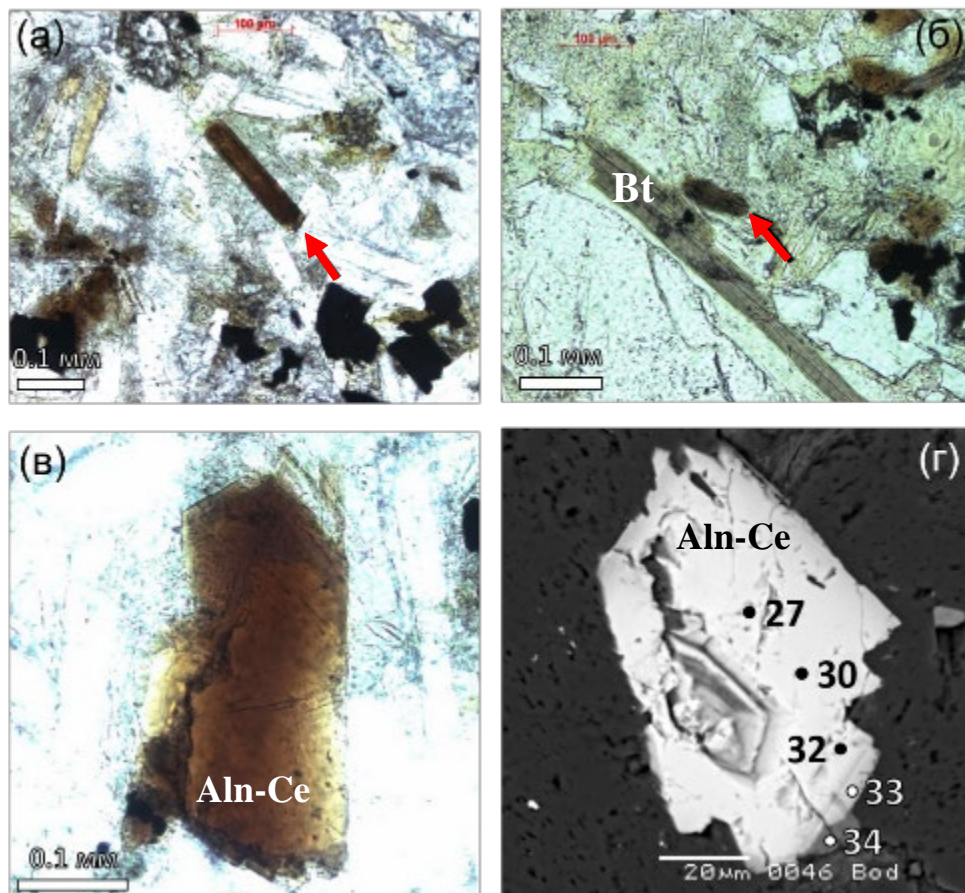


Рисунок 4.5.5.6. Ti алланит-(Ce) в биотит-кварцосодержащих габбронорит-долеритах интрузива Лебединский. (а). В центре удлинённый кристалл Ti алланита-(Ce) (показан стрелкой). (б). В центре кристалл алланита-(Ce) коричневого цвета (показан стрелкой). (в). Кристалл Ti алланита-(Ce) коричневого цвета с каймой REE эпидота (сверху справа); освещение усилено. (г). Зональный кристалл: Ti алланит-(Ce) (табл. 4.5.5.8, ан. № 27-32), алланит-(Ce) (табл. 4.5.5.8, ан. № 33), REE эпидот (ан. № 34); (а), (б), (в) – в проходящем свете при 1 никеле. (г) в отраженных электронах.

Таблица 4.4.5.8. Химический состав (мас. %) Ti алланита-(Ce) (ан. № 27-32), алланита-(Ce) (ан. № 33) и REE эпидота (ан. № 34) сложно зонального кристалла (рис. 4.5.5.6 г) в биотит-кварцосодержащих габбронорит-долеритах интрузива Лебединский

№№	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	28.92	30.04	29.61	29.80	31.14	31.17	32.60	35.78
TiO ₂	4.85	3.70	3.94	3.73	2.50	3.70	1.26	1.04
V ₂ O ₃	0.27	0.60	0.28	0.25	0.45	0.41	0.65	нпо
Al ₂ O ₃	8.11	11.73	9.86	8.19	13.03	12.44	17.84	18.55
Fe ₂ O ₃	4.70	5.47	4.20	9.34	3.42	2.13	5.37	5.74
FeO	12.07	11.37	12.46	11.03	10.48	11.51	7.14	4.72
MnO	0.39	0.25	0.40	0.62	0.80	1.01	0.27	0.49
MgO	1.17	1.24	1.20	1.26	1.22	1.19	1.20	нпо
CaO	9.03	10.47	9.41	10.11	10.95	10.97	13.63	19.14
Ce ₂ O ₃	12.83	12.47	13.14	11.23	11.06	10.05	8.55	2.85
La ₂ O ₃	8.65	9.54	8.45	8.96	6.64	7.32	2.92	1.22
Nd ₂ O ₃	2.52	2.88	3.61	3.15	3.80	4.37	4.92	1.32
Pr ₂ O ₃	0.74	0.64	0.76	0.69	0.99	0.51	1.10	0.38
Sm ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.80	0,31
Gd ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.35	нпо	0.32	0.52	0.43
Dy ₂ O ₃	0.48	нпо	0.49	0,46	нпо	нпо	нпо	0.38
Er ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.41	0.33
Yb ₂ O ₃	0.36	нпо	0.37	нпо	нпо	нпо	0.57	нпо
Y ₂ O ₃	0.53	0.47	0.53	0.66	0.73	0.81	0.95	1.12
Sc ₂ O ₃	нпо	0.13	нпо	0.09	0.15	0.12	0.13	0.15
ThO ₂	0.33	0.37	0.34	0.18	1.84	1.75	0.92	0.62
сумма	95.95	101.37	98.52	100.10	99.20	99.78	100.52	102.02
Число атомов в формуле								
Ca	1.000							
сумма	1							
Ce	0.485	0.436	0.477	0.404	0.388	0.352	0.280	0.088
La	0.330	0.337	0.309	0.325	0.235	0.258	0.096	0.038
Nd	0.093	0.098	0.128	0.110	0.130	0.149	0.157	0.039
Pr	0.028	0.023	0.027	0.025	0.035	0.018	0.036	0.012
Sm	-	-	-	-	-	-	0.025	0.009
Gd	-	-	-	0.012	-	0.011	0.016	0.013
Dy	0.017	-	0.016	0.015	-	-	-	0.011
Er	-	-	-	-	-	-	0.011	0.009
Yb	0.011	-	0.011	-	-	-	-	-
REE	0.964	0.894	0.968	0.891	0.788	0.788	0.621	0.219
Y	0.029	0.024	0.025	0.079	0.037	0.041	0.045	0.050
Sc	-	0.011	-	0.008	0.013	0.010	0.010	0.011
Th	0.007	0.008	0.007	0.004	0.038	0.036	0.018	0.011
Ca	-	0.073	-	0.063	0.124	0.125	0.306	0.709
сумма	1							
Fe ²⁺	0.786	0.806	0.786	0.764	0.760	0.761	0.534	0,332
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	0.288	0.603
Mg	0.180	0.177	0,177	0.185	0.175	0.170	0.158	-
Mn ²⁺	0.034	0.017	0.034	0.051	0.065	0.069	0.020	0.035
сумма	1							
Al	0.977	1.192	1.126	0.875	1.458	1.388	1.795	1.833
Fe ³⁺	0.258	0.394	0.314	0.690	0.247	0.153	0.073	0.102

Fe ²⁺	0.366	0.102	0.244	0.142	0.080	0.161	-	-
Ti	0.377	0.266	0.294	0.274	0.180	0.266	0.085	0.065
V	0.022	0.046	0.022	0.019	0.035	0.032	0.047	-
сумма	2							
Si	2.989	2.871	2.950	2.927	2.986	2.984	2.915	3.000
Al	0.011	0.129	0.050	0.073	0.014	0.016	0.085	-
сумма	3							

Интрузив Кушнарёвский (Первомайский). Редкоземельные минералы группы эпидота развиты в биотит-кварцосодержащих габбронорит-долеритах и габбронорит-диоритах нижней части и в низах средней части интрузива, обычно в сростании с биотитом (рис. 4.5.5.7). Богатый титаном (3.8-4.6 масс. % TiO₂) ферриалланит-(Ce) густо коричневого цвета в проходящем свете слагает центральную часть кристаллов алланита, нередко довольно крупных до 0.6 мм (рис. 4.5.5.7 а, б) (ан. № 35-36, табл. 4.5.5.9); внешние зоны обогащены торием – до 1.8 масс. %. Его окружает богатый титаном (2.5-3.8 масс. % TiO₂) алланит-(Ce) коричневого и густо коричневого цвета в проходящем свете (рис. 4.5.5.7 а, б) (ан. № 37-38, табл. 4.5.5.9). Нередко с ферриалланитом-(Ce) и алланитом-(Ce) образуют сростания пластины биотита (рис. 4.5.5.7 в). Не столь редко внешнюю зону кристаллов алланита-(Ce) слагает алланит-(Y) (рис. 4.5.5.7 в, г). На алланит выросла зональная оторочка REE эпидота, содержащего 0.3-1.1 масс. % TiO₂, коричневатого или почти не окрашенного в проходящем свете (рис. 4.5.5.7 а, б) (ан. № 39-40, табл. 4.5.5.9).

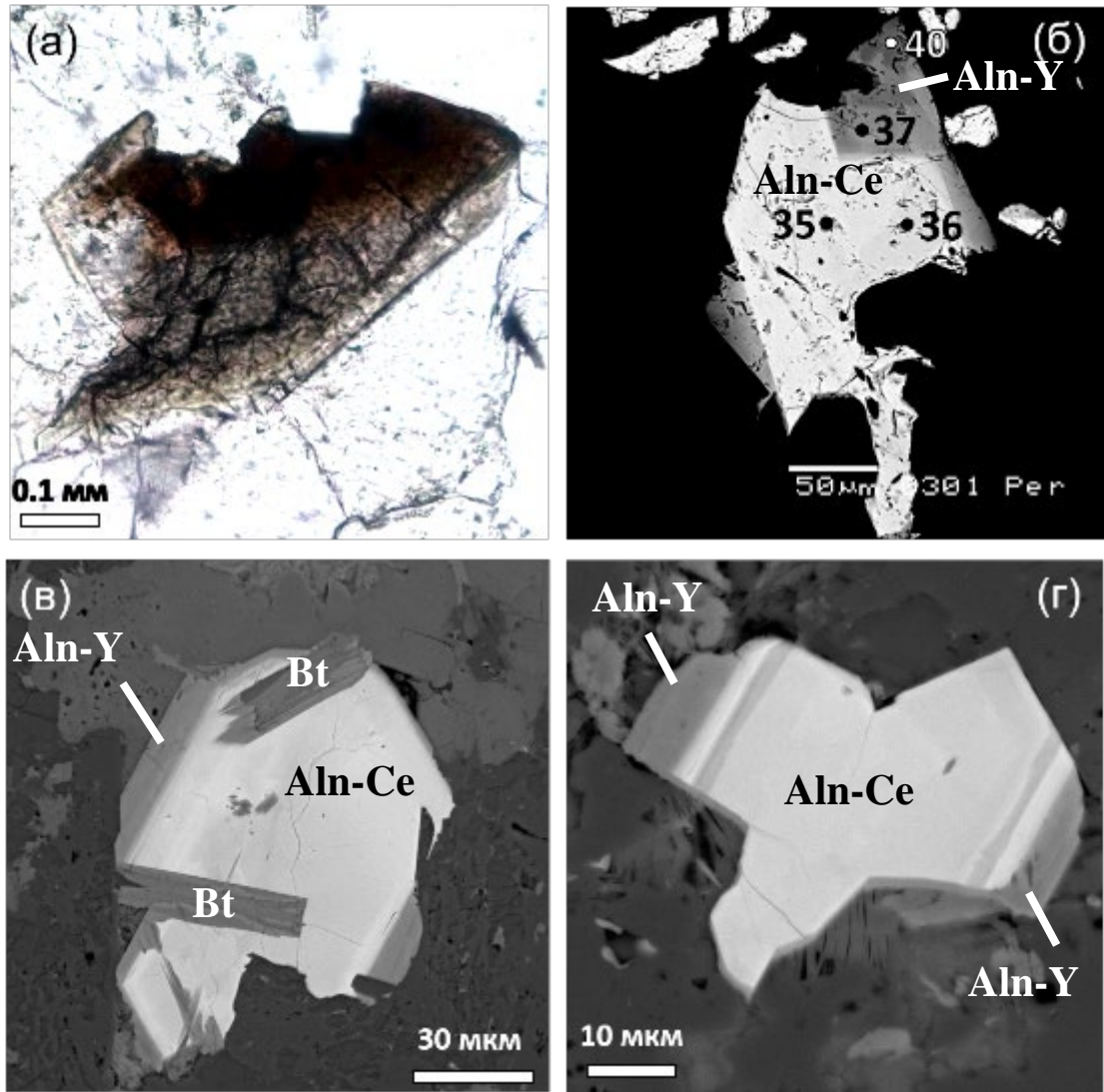


Рисунок 4.5.5.7. Зональные кристаллы редкоземельных минералов группы эпидота в биотит-кварцевых габбронорит-диоритах низов средней части Первомайского интрузива. (а). Центр – густо коричневый Тi алланит-(Ce), более светло коричневый алланит-(Ce), более светлая оторочка – REE эпидот. В проходящем свете при 1 никеле, освещение усилено. (б). Тi ферриалланит-(Ce) (ан. № 35-36), Тi алланит (Ce) (ан. № 37), REE эпидот (ан. № 40). (в). Включения пластин биотита (серые) в алланите-(Ce). (в), (г). Алланит-(Ce) с внешней серой зоной алланита-(Y). В отраженных электронах. Номера анализов соответствуют таблице 4.5.5.9.

Таблица 4.5.5.9. Химический состав (масс. %) Тi ферриалланита-(Ce) (ан. № 35-36), Тi алланита-(Ce) (ан. №37-38), REE эпидота (ан. № 39-40) зонального кристалла в биотит-кварцевых габбронорит-диоритах интрузива Первомайский (рис. 4.5.5.7 б)

№№	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	28.83	29.43	31.73	31.33	33.59	36.19
TiO ₂	4.60	3.81	3.77	2.52	0.27	1.06
V ₂ O ₃	0.31	0.32	0.52	0.55	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	6.61	8.27	12.46	12.93	19.90	22.64
Fe ₂ O ₃	9.49	11.11	3.33	4.93	9.55	7.87

FeO	11.86	10.15	10.67	9.61	4.70	2.81
MnO	0.38	0.63	1.02	0.76	0.58	0.48
MgO	1.11	1.30	1.14	1.22	нпо	нпо
CaO	9.79	10.45	11.91	11.50	16.76	19.32
Ce ₂ O ₃	12.17	11.44	10.23	11.01	5.40	2.86
La ₂ O ₃	8.62	9.12	7.46	6.62	2.32	1.24
Nd ₂ O ₃	2.39	2.19	2.05	2.82	2.33	1.34
Pr ₂ O ₃	0.70	0.70	0.59	0.94	0.46	0.38
Sm ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0.37	0.31
Gd ₂ O ₃	нпо	0.35	0.33	нпо	0.33	0.44
Dy ₂ O ₃	0.45	0.47	нпо	нпо	0.32	0.38
Yb ₂ O ₃	0.35	нпо	нпо	нпо	нпо	0.33
Y ₂ O ₃	0.50	0.67	0.83	0.75	1.12	1.14
Sc ₂ O ₃	нпо	0.09	0.13	0.17	0.20	0.15
ThO ₂	0.31	0.19	1.80	1.26	нпо	0.63
сумма	98.47	100.69	99.90	98.73	98.20	98.57
Число атомов в формуле						
Ca	1.000					
сумма	1					
Ce	0.450	0.408	0.353	0.384	0.173	0.087
La	0.321	0.328	0.259	0.233	0.075	0.038
Nd	0.086	0.076	0.069	0.096	0.072	0.040
Pr	0.025	0.025	0.018	0.033	0.015	0.011
Sm	-	-	-	-	0.011	0.009
Gd	-	0.012	0.011	-	0.010	0,013
Dy	0.015	0.015	-	-	0.009	0.011
Yb	0.011	-	-	-	-	0.009
REE	0.908	0.864	0.710	0.746	0.365	0.213
Y	0.027	0.035	0.042	0.038	0.052	0.050
Sc	-	0.008	0.010	0.014	0.015	0.011
Th	0.007	0.004	0.036	0.026	-	0.011
Ca	0.058	0.089	0.202	0.176	0.568	0.715
сумма	1					
Fe ²⁺	0.800	0.771	0.758	0.766	0.343	0,195
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.614	0.870
Mg	0.167	0.189	0.160	0.173	-	-
Mn ²⁺	0.033	0.052	0.082	0.031	0.043	0.035
сумма	1					
Al	0.705	0.814	1.375	1.441	1.982	1.934
Fe ³⁺	0.721	0.827	0.236	0.335	-	-
Fe ²⁺	0.200	0.055	0.083	-	-	-
Ti	0.349	0.279	0.267	0.181	0.018	0.066
V	0.025	0.025	0.039	0.043	-	-
сумма	2					
Si	2.909	2.865	2.991	2.988	2.933	3.000
Al	0.081	0.135	0.009	0.012	0.067	-
сумма	3					

Интрузив Чамны-Бурун. В биотит-кварцсодержащих габброидах интрузива Чамны-Бурун редкоземельные минералы группы эпидота, бедные Mg, Mn, Th, образуют синтаксические срастания с биотитом и включения в нём. Слабо зональный густо-коричневый в проходящем свете Ti-V алланит-(Ce) слагает ядра кристаллов алланита (рис. 4.5.5.8 левый), содержит 3.5 масс. % V_2O_3 и 1.2 масс. % TiO_2 (табл. 4.5.5.10, ан. № 1); распределение лантанидов в нём $Ce \gg La \sim Nd \gg Y \sim Pr > Sm \sim Gd \sim Dy$. V алланит-(Ce) и алланит-(Ce) слагают как слабо зональные, так и сложно секториально-зональные кристаллы обособленные или с оторочками REE эпидота (рис. 4.5.5.8). Коричневый в проходящем свете V алланит-(Ce) содержит 1.3-2.2 масс. % V_2O_3 и 0.9 масс. % TiO_2 (рис. 4.5.5.8 правый; табл. 4.5.5.10, ан. № 2-3); в нём: $Ce \gg La \sim Nd \gg Y > Pr > Sm > Gd \sim Dy$. Светло-коричневый в проходящем свете алланит-(Ce) содержит до 0.9 масс. % V_2O_3 и TiO_2 (рис. 4.5.5.9 левый; табл. 4.5.5.10, ан. № 4-5); в нём: $Ce \gg La \sim Nd > Y \gg Pr > Sm \sim Gd \sim Dy$. REE эпидот слагает сложно зональные и секториально-зональные кристаллы и оторочки вокруг алланита-(Ce) (рис. 4.5.5.9); в нём: $Ce \gg La \sim Nd \gg Y > Sm > Gd > Pr \gg Dy$ (табл. 4.5.5.10, ан. № 6-7). Y эпидот с 2.6 масс. % Y_2O_3 (табл. 4.5.5.10, ан. № 8) слагает оторочки на кристаллах алланита (рис. 4.5.5.8 левый) (Спиридонов и др., 2025б).

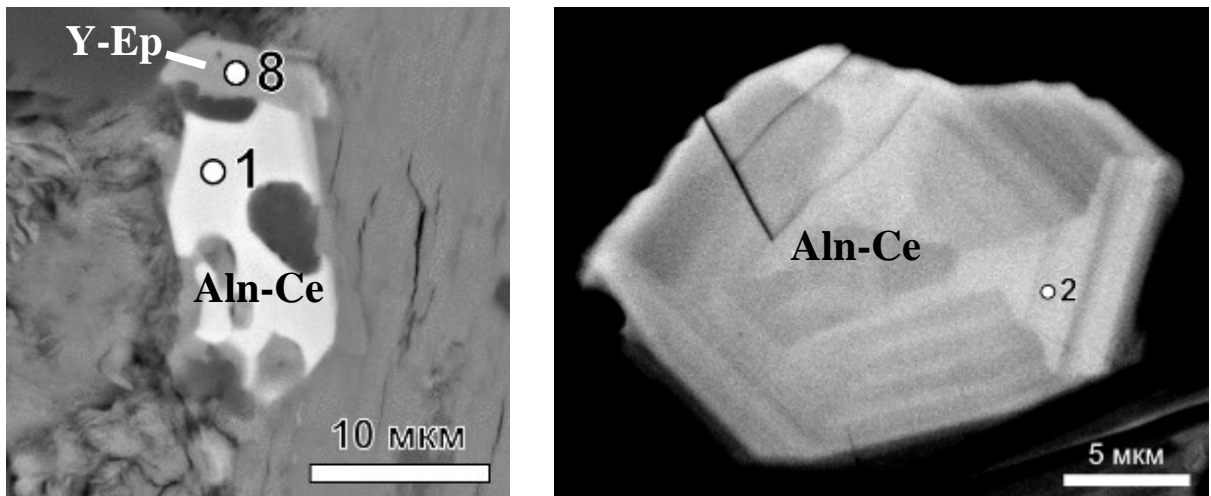


Рисунок 4.5.5.8. Зональные кристаллы редкоземельных минералов группы эпидота в биотит-кварцсодержащих габбронорит-диоритах интрузива Чамны-Бурун. Слева – Центр – Ti-V алланит-(Ce) (1, табл. 4.5.5.10, ан. № 1) с оторочкой Y эпидота (8, табл. 4.5.5.10, ан. № 8). Справа – секториально-зональный кристалл V алланита-(Ce) (2, табл. 4.5.5.10, ан. № 2). В отраженных электронах.

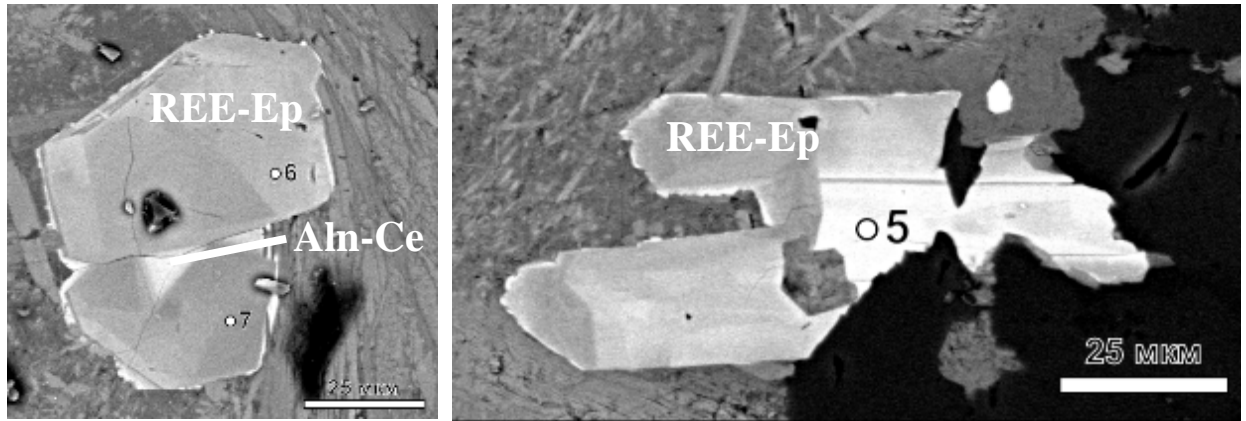


Рисунок 4.5.5.9. Биотит-кварцсодержащие габбронорит-диориты интрузива Чамны-Бурун. Слева - на краю гнезда биотита и кварца срастание сложно зональных кристаллов: ядро - алланит-(Се) (5, табл. 4.5.5.10, ан. № 5), на который нарос REE эпидот (серый различных оттенков), Алланит местами корродирован. Справа - в гнезде биотита срастание сложно секториально-зональных кристаллов REE эпидота (6, 7; табл. 4.5.5.10, ан. № 6, 7). В отражённых электронах.

Таблица 4.5.5.10. Химический состав (мас. %) Ti-V алланита-(Ce) (ан. № 1), V алланита-(Ce) (ан. № 2-3), алланита-(Ce) (ан. № 4-5), REE эпидота (ан. № 6-7), Y эпидота (ан. № 8) биотит-кварцсодержащих габбро-дноритов интрузива Чамны-Бурун

№№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	31,47	30,73	31,88	31,64	34,37	35,44	35,78	38,02
TiO ₂	1,23	0,92	0,85	0,57	0,21	1,85	1,40	нпо
V ₂ O ₃	3,48	2,24	1,28	0,61	нпо	0,20	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	13,66	14,19	15,10	16,31	18,66	20,18	21,03	23,37
Fe ₂ O ₃	1,52	0,20	5,21	2,97	8,21	8,98	8,33	11,52
FeO	12,60	13,66	9,02	11,14	6,89	5,02	4,44	2,18
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	0,41	нпо	нпо	нпо
MgO	нпо	нпо	1,09	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
CaO	10,61	10,32	11,76	11,38	15,85	19,37	19,78	21,95
Ce ₂ O ₃	11,53	10,87	9,50	9,12	7,39	3,56	3,02	1,23
La ₂ O ₃	5,27	5,54	4,58	4,42	3,63	1,55	1,24	нпо
Nd ₂ O ₃	4,74	4,54	4,32	4,15	2,33	1,28	1,18	нпо
Pr ₂ O ₃	1,12	1,07	1,07	1,02	0,65	0,40	0,31	нпо
Sm ₂ O ₃	0,72	0,76	0,74	0,77	нпо	нпо	0,80	нпо
Gd ₂ O ₃	0,68	0,58	0,53	0,72	нпо	нпо	0,52	нпо
Dy ₂ O ₃	0,50	нпо	0,61	0,71	0,48	нпо	нпо	нпо
Y ₂ O ₃	1,38	1,80	2,20	2,54	1,31	0,98	1,11	2,59
ThO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	0,24	нпо	нпо	нпо
сумма	100, 51	97,42	99,74	98,07	100,67	98,81	97,62	100,86
Число атомов в формуле								
Ca	1,000							
сумма	1							
Ce	0,402	0,388	0,324	0,317	0,235	0,110	0,093	0,036
La	0,185	0,199	0,157	0,154	0,116	0,048	0,038	-
Nd	0,161	0,158	0,144	0,141	0,069	0,038	0,035	-

Pr	0,039	0,038	0,036	0,035	0,020	0,012	0,010	-
Sm	0,023	0,026	0,023	0,025	-	-	-	-
Gd	0,022	0,019	0,016	0,023	-	-	-	-
Dy	0,015	-	0,018	0,022	0,014	-	-	-
REE	0,847	0,828	0,718	0,717	0,454	0,208	0,176	0,036
Y	0,070	0,093	0,109	0,128	0,061	0,044	0,049	0,109
Th	-	-	-	-	0,005	-	-	-
Ca	0,083	0,079	0,173	0,155	0,480	0,748	0,775	0,855
сумма	1							
Fe ²⁺	1,000	1,000	0,702	0,883	0,466	0,354	0,311	0,144
Fe ³⁺	-	-	0,146	0,117	0,504	0,529	0,526	0,685
Mg (Ti)	-	-	0,151	-	-	(0,117)	-	-
Mn (Al)	-	-	-	-	0,030	-	(0,163)-	(0,171)
сумма	1							
Al	1,533	1,628	1,625	1,820	1,917	1,945	1,912	2,000
Fe ³⁺	0,109	0,015	0,220	0,094	0,039	0,041	-	-
Fe ²⁺	0,004	0,115	-	-	0,030	-	-	-
Ti	0,088	0,067	0,059	0,040	0,014	-	0,088	-
V	0,266	0,175	0,096	0,046	-	0,014	-	-
сумма	2							
Si	2,999	2,997	2,968	2,998	2,987	2,985	2,998	2,999
Al	0,001	0,003	0,032	0,002	0,013	0,015	0,002	0/001
сумма	3							

Примечание. нпо – ниже предела обнаружения. Eu, Tb, Ho, Er, Yb, Lu, U – не обнаружены.

Редкоземельные минералы группы эпидота в габброидах Чамны-Буруна и в габброидах Аю-Дага и других интрузивов комплекса, рассмотренные выше, существенно различны. В габброидах Чамны-Буруна присутствует Y эпидот и отсутствуют ферриалланит-(Ce) и алланит-(Y), V преобладает над Ti, величина La/Nd в ходе эволюции минералов почти не меняется и составляет 1.15-1.3 (в Аю-Даге и других меняется в несколько раз), доля иттрия в сумме Y+REE в три раза выше и составляет 11.5 % против 4.4 % алланите Аю-Дага и других интрузивов, доля Sm и Gd в сумме лантанидов в два раза выше и составляет 2.7 % и 2.2 % против 1.1 % и 1.2 % в алланите Аю-Дага и прочих интрузивов. Фактические данные свидетельствуют, что промежуточный магматический источник интрузива Чамны-Бурун был обособлен от других островодужных габброидных интрузивов Горного Крыма.

4.5.6. Шестая минеральная ассоциация

Агрегаты минералов шестой ассоциации – олигоклаз, кварц, железистый биотит до аннита, гранофиновые кварц-олигоклазовые срастания, акцессорные титаномагнетит Ш, фторапатит, циркон I, редкоземельные минералы группы эпидота – в подчиненном количестве развиты в габброидах многих интрузивов комплекса и обильны в кварцевых диоритах и плагиогранитах Кушнаревского-Первомайского интрузива (рис. 4.5.6.1, 4.5.6.2). Главный минерал – зональный олигоклаз. Химический состав типичных образцов олигоклаза приведен в таблице 4.5.6.1. Обращает внимание резкий рост содержания калия в олигоклазе более натрового состава.

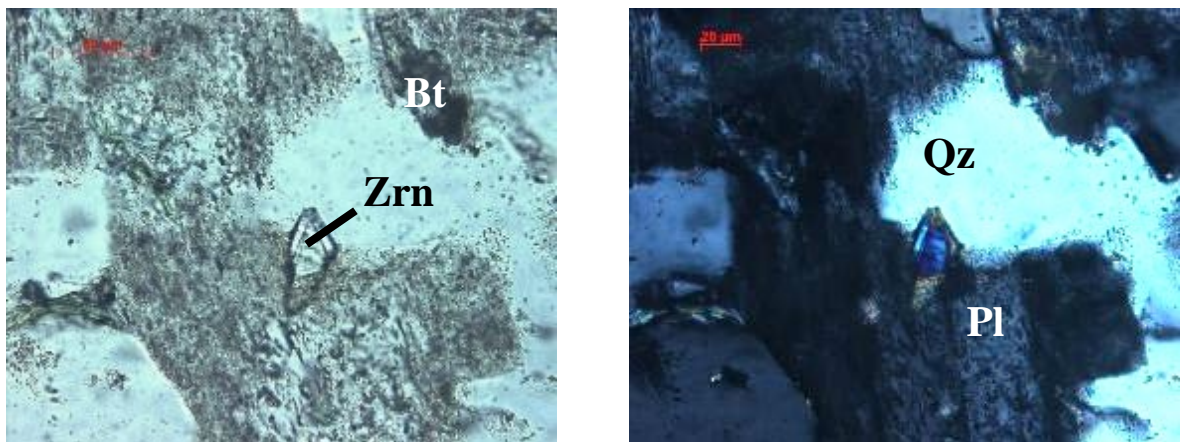


Рисунок 4.5.6.1. Первомайский интрузив. Кварцевые диориты. Гнездо минералов 6 минеральной ассоциации - олигоклаз, кварц, биотит, зональный циркон.

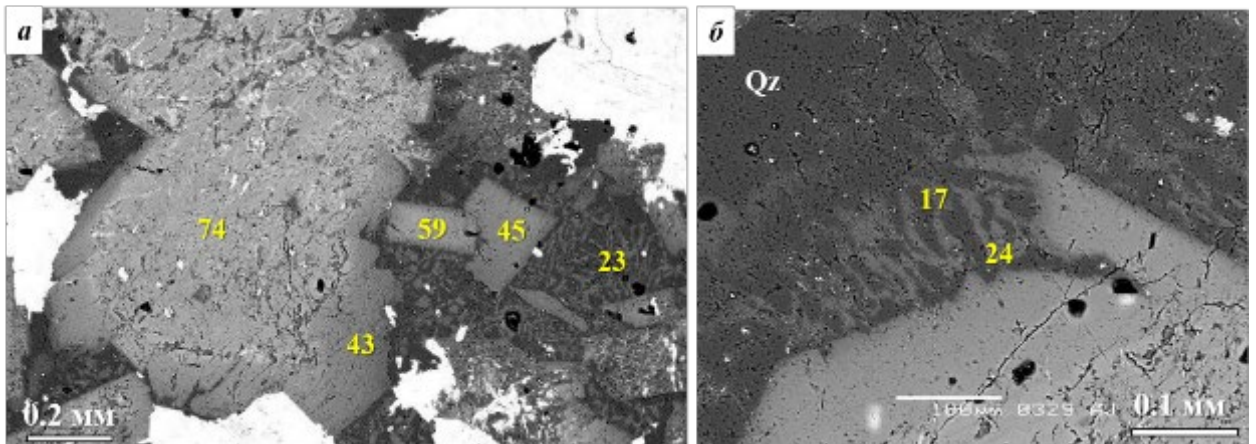


Рисунок 4.5.6.2. Олигоклаз-кварцевые графические срастания в кварцевых габбронорит долеритах и габбронорит-диоритах интрузива Аю-Даг. Более ранние - кристаллы битовнита, лабрадора и андезина. В отраженных электронах

Таблица 4.5.6.1. Представительные химические анализы олигоклаза магматических пород первомайско-аюдагского интрузивного комплекса. Анализы: 1,4 – Аю-Даг, 2,5 – ЮЗ Кастели, 3 – Первомайский.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,33	61,51	64,07	64,32	65,6
Al ₂ O ₃	24,39	23,1	23,94	22,23	21,75
Fe ₂ O ₃	НПО	-	0,3	-	-
FeO	НПО	0,26	-	0,21	0,22
CaO	5,68	5,09	4,12	3,47	2,77
Na ₂ O	8,19	8,27	8,98	8,77	9,18
K ₂ O	0,32	0,51	0,79	0,99	1,39
Сумма	99,91	98,74	102,20	99,99	100,91
Количество ионов в пересчете на 32 кислорода					
Si	10,908	11,074	11,107	11,416	11,513
Al	5,113	4,901	4,891	4,650	4,499
Fe ³⁺	-	-	0,043	-	-
Сумма	16,021	15,975	16,042	16,067	16,012
Fe ²⁺	-	0,039	-	0,031	0,032
Na	2,824	2,887	3,018	3,018	3,124
Ca	1,082	0,982	0,765	0,660	0,521
K	0,073	0,117	0,175	0,224	0,311
Сумма	3,979	4,025	3,958	3,933	3,988
O	32				
Ап, мол. %	71,0	72,4	76,3	77,3	79,0
Аб, мол. %	27,2	24,6	19,3	16,9	13,2
Ог, мол. %	1,8	2,9	4,4	5,7	7,9

Биотит шестой минеральной ассоциации – железистый $f > 65$ (табл. 4.5.6.2). Его состав типичен для низкофтористых гранитоидов – биотит железистый, богат титаном, беден марганцем.

Таблица 4.5.6.2. Химический состав (мас. %) биотита шестой минеральной ассоциаций пород интрузивов Лонузоран (ан. № 1) и Лебединский (ан. № 2-3)

№№	1	2	3	Число атомов в формуле			
				Si			
SiO ₂	34,62	35,35	35,89	Si	2,700	2,782	2,869
TiO ₂	3,63	3,52	4,21	Al IV	1,300	1,218	1,131
V ₂ O ₃	0,13	0,16	0,25	сумма	4		
Al ₂ O ₃	14,85	13,11	13,75	Mg	0,875	0,887	0,621
FeO	27,99	28,56	28,76	Fe ²⁺	1,825	1,876	1,922
MnO	0,20	0,20	0,28	Mn	0,015	0,014	0,019
MgO	7,53	7,58	5,21	Al VI	0,064	0,005	0,165
K ₂ O	9,03	9,67	9,43	Ti	0,213	0,208	0,257
Na ₂ O	0,55	0,10	0,19	V	0,008	0,010	0,016
BaO	0,39	0,59	0,52	сумма	3		
Cl	0,34	0,50	0,49	K	0,898	0,969	0,969
F	нпо	нпо	нпо	Na	0,083	0,015	0,025
Сумма	99,63	99,61	99,04	Ba	0,012	0,018	0,017
O=Cl ₂	99,40	99,31	98,86	сумма	0,933	1,9002	1,003

ОН	1,752	1,691	1,358
Cl	0,045	0,066	0,066
O	0,205	0,245	0,584
сумма	2		
f	67,8	68,1	75,8

Характерные и не редкие акцессорные минералы – редкоземельные минералы группы эпидота.

Интрузив Кушнарёвский (Первомайский). В кварцевых диоритах верхов средней части и в плагиогранитах верхней части интрузива кристаллы аланита-(Ce) с каймой REE эпидота, развитые нередко в кварц-олигоклазовых графических срастаниях (рис. 4.5.6.3-4.5.6.4), напоминают кристаллы этих минералов в габброидах.

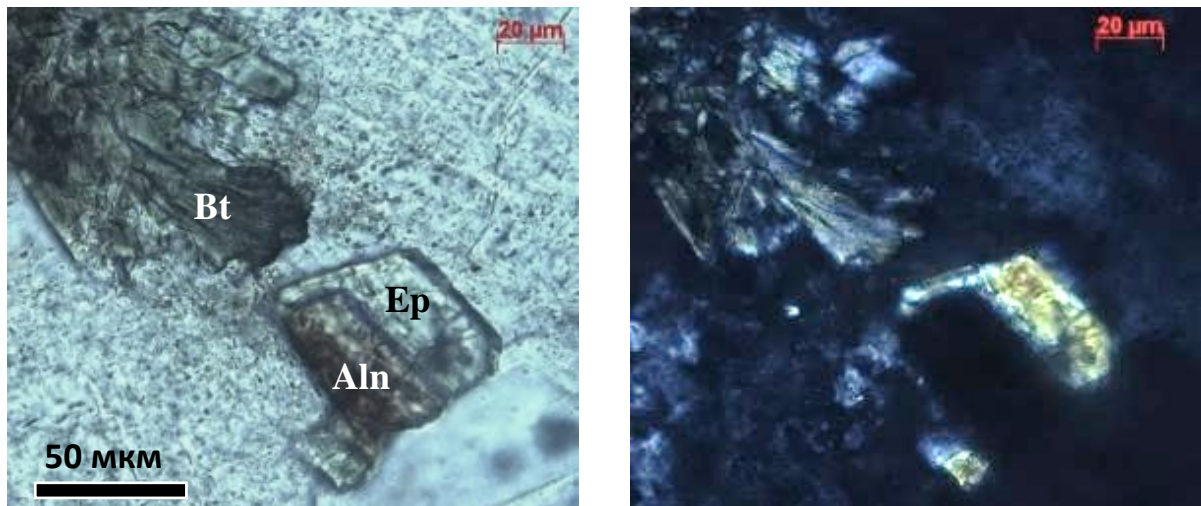


Рисунок 4.5.6.3. Первомайский интрузив. Зональный кристалл алланита-(Ce) с оторочкой REE эпидота в гранофировом срастании олигоклаза и кварца с включением биотита в кварцевых диоритах. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

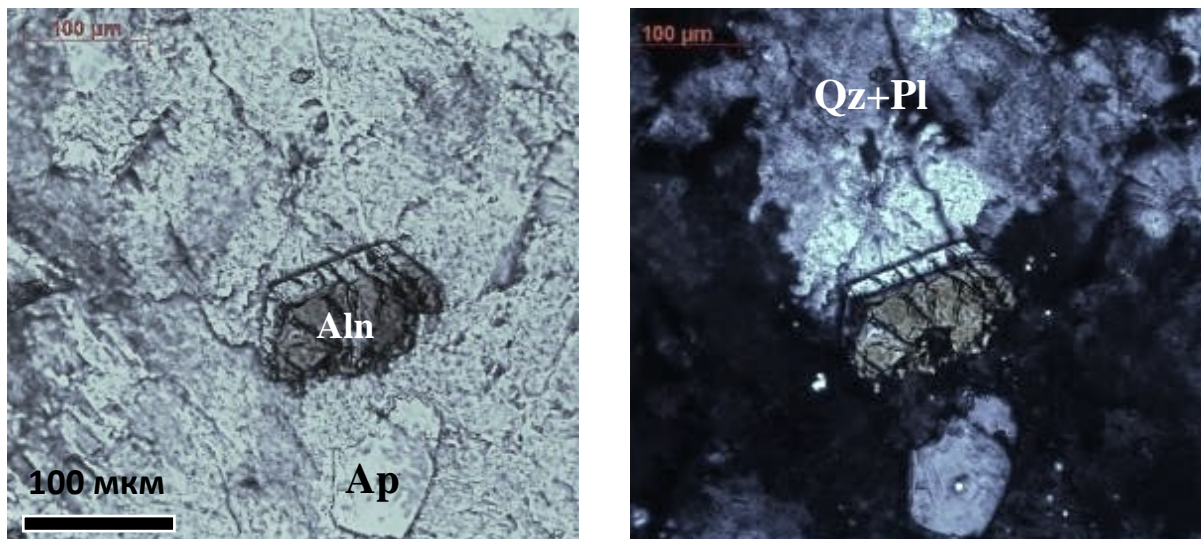


Рисунок 4.5.6.4. Первомайский интрузив. Зональный кристалл алланита-(Ce) с оторочкой REE эпидота в гранофировом сростании олигоклаза и кварца в плагиогранитах. Рядом – кристалл апатита. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

Густо окрашенную зону слагают Ti или Ti-V алланит-(Ce) с 2.5 масс. % TiO₂ и 2-2.2 масс. % V₂O₃ (ан. № 41-42, табл. 4.5.6.3). На них вырос мало титанистый алланит-(Ce) (ан. № 43-45, табл. 4.5.6.3); внешние зоны этого алланита по составу приближаются к REE эпидоту. Распределение лантанидов и иттрия в Ti-V алланите-(Ce): Ce>La>Nd>>Pr=Y>>Gd=Dy= Sm>Tb; в алланите-(Ce) существенно иное: Ce>Nd>>Y~La>Sm=Gd~Pr>Dy>Tb>Eu.

Таблица 4.5.6.3. Химический состав (мас. %) Ti-V алланита-(Ce) (ан. № 41-42), алланита-(Ce) (ан. № 43-45) зонального кристалла в кварцевых диоритах интрузива Кушнарёвский

№№	41	42	43	44	45
SiO ₂	29.82	30.19	31.78	31.78	34.06
TiO ₂	2.58	2.47	0.69	0.52	0.55
V ₂ O ₃	2.26	2.02	0.24	0.21	нпо
Al ₂ O ₃	11.91	12.50	18.28	18.85	21.98
Fe ₂ O ₃	5.44	5.22	3.85	5.51	2.51
FeO	9.85	9.91	9.71	6.82	8.73
MnO	0.16	0.17	0.45	0.40	0.30
MgO	1.54	1.62	нпо	1.01	нпо
CaO	9.65	9.96	12.01	12.70	14.80
Ce ₂ O ₃	13.07	13.12	7.68	7.37	6.17
La ₂ O ₃	7.31	7.49	2.15	1.83	1.72
Nd ₂ O ₃	3.96	4.01	6.19	6.14	4.88
Pr ₂ O ₃	1.12	1.12	1.27	1.27	0.99
Sm ₂ O ₃	0.40	0.49	1.67	1.66	1.36
Eu ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.42	нпо
Gd ₂ O ₃	0.45	0.46	1.51	1.49	1.29
Tb ₂ O ₃	0.45	нпо	0.54	нпо	0.51
Dy ₂ O ₃	0.50	0.42	1.03	0.66	1.01
Y ₂ O ₃	0.77	0.73	1.64	1.70	1.61
Sc ₂ O ₃	нпо	0.12	0.10	0.09	0.15
сумма	101.24	102.02	100.79	99.95	102.59
Число атомов в формуле					
Ca	1.000				
сумма	1				
Ce	0.464	0.456	0.257	0.244	0.194
La	0.261	0.263	0.073	0.061	0.055
Nd	0.137	0.136	0.202	0.199	0.150
Pr	0.040	0.039	0.042	0.042	0.031
Sm	0.013	0.016	0.053	0.052	0.040
Eu	-	-	-	0.013	-
Gd	0.015	0.015	0.048	0.047	0.039
Tb	0.014	-	0.017	-	0.014
Dy	0.016	0.014	0.032	0.021	0.029

REE	0.960	0.939	0.734	0.679	0.552
Y	0.040	0.037	0.080	0.082	0.074
Sc	-	0.010	0.008	0.007	0.011
Ca	-	0.014	0.178	0.232	0.363
сумма	1				
Fe ²⁺	0.764	0.757	0.743	0.516	
Fe ³⁺	-	-	0.222	0.318	
Mg	0.223	0.229	-	0.136	0,625
Mn ²⁺	0.013	0.014	0.035	0.030	0.353
сумма	1				
Al	1.248	1.267	1.891	1.892	1.901
Fe ³⁺	0.395	0.373	0.044	0.058	0.063
Fe ²⁺	0.034	0.030	-	-	-
Ti	0.146	0.176	0.047	0.035	0.036
V	0.175	0.154	0.018	0.015	-
сумма	2				
Si	2.888	2.868	2.909	2.879	2.928
Al	0.112	0.132	0.081	0.121	0.072
сумма	3				

В плагиогранитах распространены зональные кристаллы алланита, как сходные с описанными выше, так и существенно иные (рис. 4.5.6.5) (Спиридонов и др., 2025б). Одни из них - блоково-секториально-зональные кристаллы (рис. 4.5.6.5 а). В них на блоки, сложенные Ti алланитом-(Ce) (ан. № 46-47, табл. 4.5.6.4), выросли зоны близкого состава (ан. № 48-49, табл. 4.5.6.4) или с пониженным содержанием титана <2 масс. % TiO₂ (ан. № 49-51, табл. 4.5.6.4); распределение REE и Y в них: Ce>La>>Nd >Y>Pr>Sm=Gd>Dy. REE эпидота (рис. 4.5.6.5 б; ан. № 53, табл. 4.5.6.4), в его составе: Ce>La>Y>Nd.

Кристаллы иного типа состоят из пластин различного состава (рис. 4.5.6.5 б). Пластина, наиболее богатая лантанидами (ан. № 51, табл. 4.5.6.4) по составу отвечает Ti алланиту-(Ce) с пониженным содержанием титана. На неё выросла пластина мало титанистого алланита-Ce (ан. № 52), в составе которого: Ce>La>>Nd>Y>Pr>Sm>Gd. На алланит выросли пластины REE эпидота (рис. 4.5.6.5 б; ан. № 53, табл. 4.5.6.4), в его составе: Ce>La>Y>Nd (Спиридонов и др., 2025б).

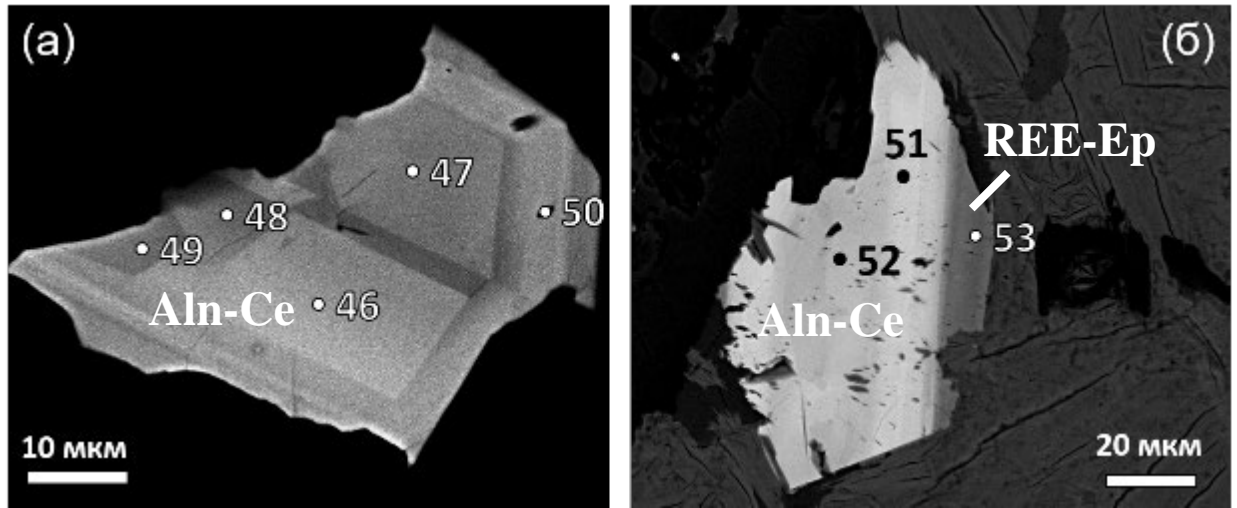


Рисунок 4.5.6.5. Блоково-секториально-зональные кристаллы алланита-(Ce) в биотитовых плагиогранитах Кушнарёвского интрузива. (а). Тi алланит-(Ce) (46-50). (б). Тi алланит-(Ce) (51), алланит-(Ce) (52), REE эпидот (53). В отраженных электронах. Номера соответствуют номерам анализов в таблице 4.5.6.3.

Таблица 4.5.6.4. Химический состав (мас. %) Тi алланита-(Ce) (ан. № 46-51), алланита-(Ce) (ан. № 52) секториально-блоково-зональных кристаллов с каймой REE эпидота (ан. № 53) в биотитовых плагиогранитах Кушнарёвского интрузива. Рис. 4.5.6.5

№№	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO ₂	30.23	30.22	31.49	31.87	31.43	30.45	31.06	35.18
TiO ₂	2.87	2.58	2.86	2.81	1.93	1.67	0.79	0.26
V ₂ O ₃	0.37	0.23	0.27	0.22	0.51	0.28	0.25	нпо
Al ₂ O ₃	12.20	13.43	13.32	14.38	13.70	12.75	16.79	21.74
Fe ₂ O ₃	4.29	7.01	4.85	3.57	5.91	5.18	8.46	13.89
FeO	12.64	9.17	10.92	11.64	10.53	11.51	6.18	-
MnO	0.25	0.32	0.33	0.24	0.32	0.25	0.52	0.77
MgO	1.26	1.18	1.39	1.28	1.25	1.20	1.24	0.72
CaO	10.63	11.61	11.93	12.10	11.36	11.31	12.40	20.09
Ce ₂ O ₃	12.45	11.90	11.829	11.76	11.82	12.44	10.63	3.10
La ₂ O ₃	7.39	7.11	5.36	5.83	6.27	7.26	6.89	2.01
Nd ₂ O ₃	2.85	2.65	3.50	2.91	3.99	3.28	2.56	1.05
Pr ₂ O ₃	0.85	0.80	1.03	0.81	1.15	0.94	0.87	нпо
Sm ₂ O ₃	0.37	0.38	0.69	0.50	0.60	нпо	0.56	нпо
Gd ₂ O ₃	0.58	0.41	0.58	0.49	0.61	нпо	0.45	нпо
Dy ₂ O ₃	0.46	0.48	нпо	0.50	нпо	нпо	нпо	нпо
Y ₂ O ₃	0.98	0.87	1.15	1.06	1.21	нпо	0.99	1.15
ThO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
сумма	100.67	100.25	100.96	101.92	102.43	98.54	100.64	99.96
Число атомов в формуле								
Ca	1.000							
сумма	1							
Ce	0.434	0.414	0.383	0.394	0.400	0.437	0.337	0.093
La	0.260	0.250	0.183	0.197	0.214	0.257	0.233	0.061
Nd	0.097	0.090	0.116	0.095	0.132	0.112	0.084	0.031

Pr	0.029	0.028	0.035	0.027	0.039	0.033	0.029	-
Sm	0.012	0.012	0.022	0.016	0.019	-	0.018	-
Gd	0.010	0.014	0.019	0.016	0.020	-	0.014	-
Dy	0.015	0.015	-	0.014	-	-	-	-
REE	0.866	0.823	0.758	0.759	0.824	0.839	0.735	0.185
Y	0.049	0.044	0.057	0.052	0.052	-	0.048	0.050
Ca	0.085	0.133	0.185	0.189	0.126	0.161	0.217	0.765
сумма	1							
Fe ²⁺	0.799	0.729	0.782	0.806	0.721	0.804	0.474	-
Fe ³⁺	-	0.078	-	-	0.082	-	0.316	0.858
Mg	0.180	0,167	0.192	0.175	0.172	0.175	0.170	0.088
Mn ²⁺	0.021	0.026	0.026	0.019	0.025	0.021	0.040	0.054
сумма	1							
Al	1.250	1.375	1.377	1.461	1.403	1.364	1.660	1.984
Fe ³⁺	0.516	0.423	0.339	0.226	0.424	0.375	0.268	-
Fe ²⁺	-	-	0.065	0.084	-	0.119	-	-
Ti	0.206	0.184	0.199	0.193	0.135	0.120	0.054	0.016
V	0.028	0.018	0.020	0.016	0.038	0.022	0.018	-
сумма	2							
Si	2.880	2.871	2.921	2.912	2.909	2.922	2.847	2.883
Al	0.120	0.129	0.079	0.088	0.091	0.078	0.153	0.117
сумма	3							

Для шестой минеральной ассоциации характерен циркон (рис. 4.5.6.1, 4.5.6.6). Химический состав низкорadioактивного циркона, мас. %: ZrO₂ 63,07; HfO₂ 0,53; TiO₂ 0,15; Nb₂O₅ 1,56; FeO 0,23; SiO₂ 31,92; сумма 97,54; формула (Zr_{0,965}Nb_{0,02}Hf_{0,005}Ti_{0,005}Fe_{0,005})₁[SiO₄] (рис. 4.5.6.6). Состав типичен для циркона плагиогранитоидов габброидных формаций - с крайне высоким цирконий-гафниевым отношением Zr/Hf = 205.

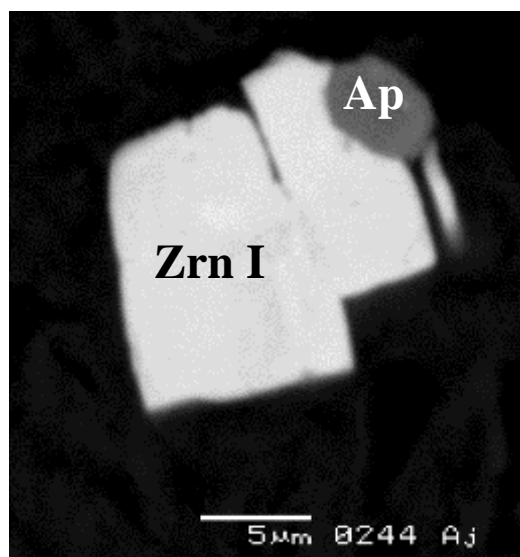


Рисунок 4.5.6.6. Срастание кристаллов циркона I (белые) с фторапатитом (серый) в кварц-олигоклазовой матрице (черное). В отраженных электронах. Лейкократовые кварцевые диориты верхней части Кушнаревского-Первомайского интрузива.

4.5.7. Седьмая минеральная ассоциация

Агрегаты минералов седьмой ассоциация - альбит-олигоклаз An_{25-9} , кварц, графические срастания кварца и альбит-олигоклаза (рис. 4.1.48, 4.1.59 правый), железистый биотит - аннит, титаномагнетит III, апатит, циркон-II, торит - широко развиты в интрузиве Первомайский, менее - в Аю-Даге, в интрузивах Лебединский и Лозовской проявлены скромно. Химический состав высоко железистого биотита – аннита (с заметным содержанием хлора при отсутствии фтора) приведен в таблице 4.5.7.

Таблица 4.5.7. Химический состав (мас. %) биотита – аннита седьмой минеральной ассоциации в кварцевых габбро-диоритах интрузива Лебединский

№№	1	2	3	Число атомов в формуле			
				SiO ₂	34,40	34,55	34,19
TiO ₂	3,97	4,08	3,18	Al IV	1,170	1,170	1,191
V ₂ O ₃	0,10	0,12	0,12	сумма	4		
Al ₂ O ₃	13,16	13,52	13,52	Mg	0,289	0,223	0,217
FeO	33,85	35,44	35,44	Fe ²⁺	2,327	2,378	2,434
MnO	0,70	0,38	0,38	Mn	0,026	0,028	0,027
MgO	2,36	1,77	1,77	Al VI	0,106	0,113	0,118
K ₂ O	8,52	8,83	8,83	Ti	0,246	0,252	0,196
Na ₂ O	0,52	0,43	0,43	V	0,006	0,006	0,008
BaO	0,65	0,22	0,22	сумма	3		
Cl	0,87	0,98	0,98	K	0,900	0,901	0,925
F	нпо	нпо	нпо	Na	0,083	0,084	0,069
Сумма	98,83	99,06	99,06	Ba	0,021	0,009	0,007
O=Cl ₂	98,63	98,84	98,84	сумма	1,004	0,994	1,001
				ОН	1,420	1,383	1,529
				Cl	0,121	0,121	0,136
				O	0,459	0,496	0,335
				сумма	2		
				f	88,1	91,5	91,9

Титаномагнетит слагает обособленные мелкие кристаллы, в некоторых образцах плагиогранитов кушнаревского интрузива – это главный темноцветный минерал (рис. 4.1.59 левый). Дрение акцессорные минералы – апатит и редкие циркон и торит (рис. 4.5.7).

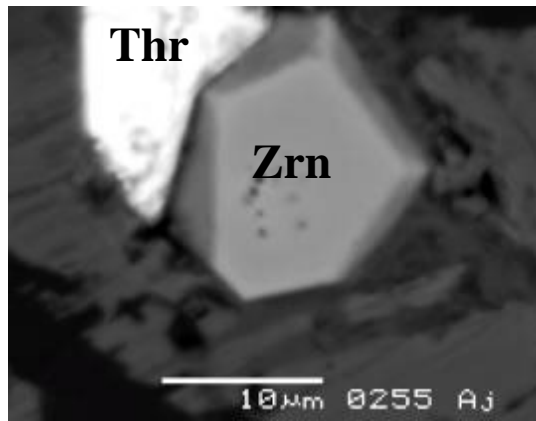


Рисунок 4.5.6.7. Идиоморфный циркон и ксеноморфный торит в гранофирировых срастаниях кварца и альбит-олигоклаза (среди биотит-кварсодержащих габбронорит-долеритов) В отраженных электронах. Центр интрузива Аю-Даг.

Состав низкорadioактивного циркона кристалла на рисунке 4.5.7, мас. %: ZrO_2 64,56; HfO_2 0,64; Nb_2O_5 1,61; FeO 0,15; SiO_2 32,43; сумма 99,19; формула $(Zr_{0,97}Nb_{0,02}Hf_{0,005}Fe_{0,005})_1[SiO_4]$. Состав типичен для циркона плагиигранитоидов габброидных формаций - с крайне высоким цирконий-гафниевым отношением $Zr/Hf = 174$. Химический состав бедного ураном акцессорного торита из срастания с цирконом на рисунке 4.5.7, мас. %: ThO_2 68,62; UO_2 1,75; Y_2O_3 1,74; CaO 2,13; Fe_2O_3 1,38; ZrO_2 0,50; Nd_2O_3 0,23; Sm_2O_3 0,33; Dy_2O_3 0,43; Ho_2O_3 0,35; Er_2O_3 0,30; SiO_2 20,16; P_2O_5 1,06; SO_3 0,22; сумма 99,57; формула – $(Th_{0,74}Ca_{0,11}Fe_{0,05}Y_{0,03}U_{0,02}Zr_{0,01}Sc_{0,005}Nd_{0,005}Sm_{0,005}Dy_{0,005}Ho_{0,005}Er_{0,005})_{0,99}[(SiO_4)_{0,96}(PO_4)_{0,04}(SO_4)_{0,01}]_{1,01}$ (Спиридонов и др., 2018). Для торита из магматических пород интрузива Аю-Даг характерна очень большая величина торий-уранового отношения $Th/U = 40.3$. Это - яркое свидетельство ториевой специализации островодужных магматических пород Горного Крыма.

4.5.8. Ксеногенные минералы в магматических породах первомайско-аюдагского комплекса

Магматические породы комплекса содержат включения ксеногенных минералов двух типов.

Ксеногенные минералы 1 типа. Это редкие мелкие включения обогащённых хромом высокоглиноземистых бронзита, авгита и реже амфибола в кристаллах ранних хромпинелидов в оливине – вкрапленников (рис. 4.5.8.1-4.5.8.2). Бронзит, авгит и амфибол включений резко отличны по составу и условиям нахождения от бронзита, авгита и амфиболов магматических пород комплекса, которые весьма бедны хромом и низкоглинозёмистые.

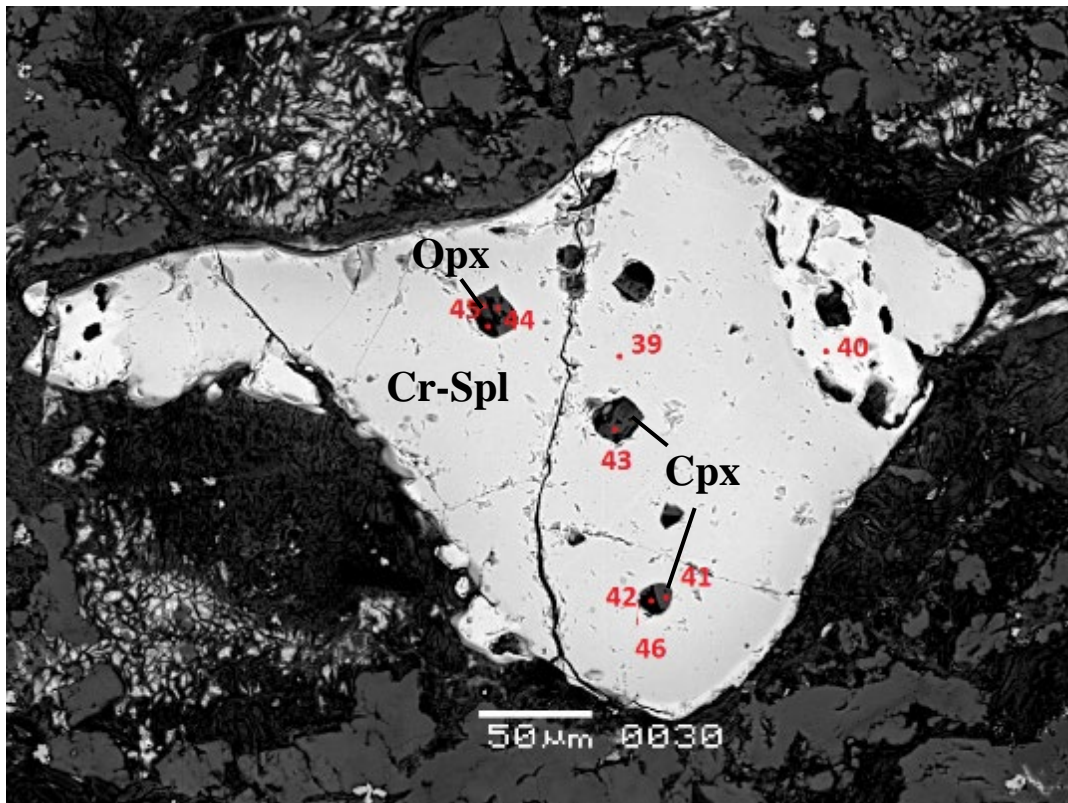


Рисунок 4.5.8.1. Кристалл хромшпинели с серией включений ксеногенных авгита (41,43,44; с 5,8-6,7 мас. % Al_2O_3 ; 1,1-1,5 % Cr_2O_3 ; 0,9-1,0 % TiO_2) и бронзита (45; с 7,0 мас. % Al_2O_3 ; 1,4 % Cr_2O_3); во вкрапленнике оливина в оливиновых габбронорит-долеритах интрузива Уртапай. В отраженных электронах.

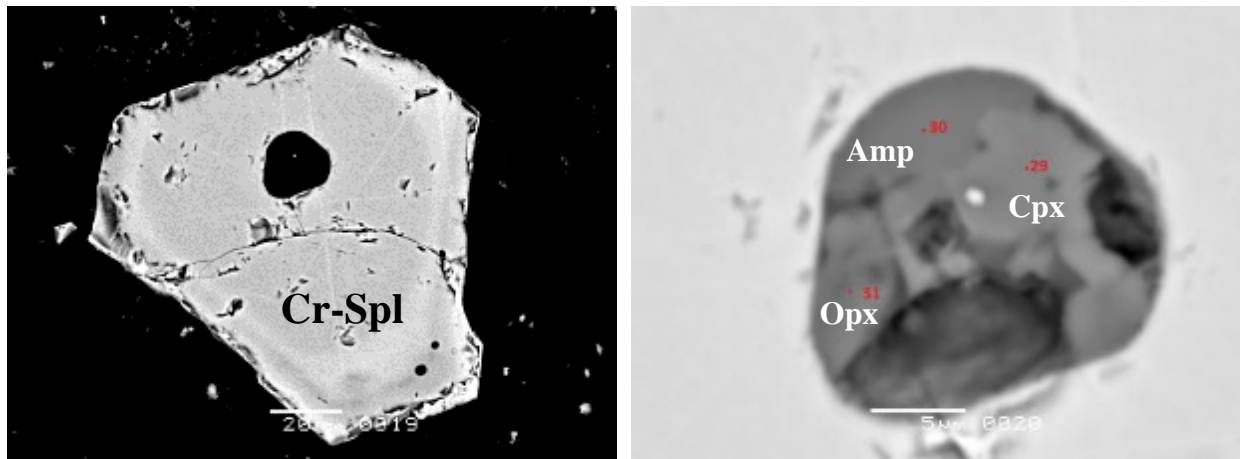


Рисунок 4.5.8.2. Кристалл хромшпинели с довольно крупным ксеногенным включением - сростанием бронзита (31; с 6,6 мас. % Al_2O_3 ; 2,6 % Cr_2O_3) – авгита (29; с 5,7 мас. % Al_2O_3 ; 1,5 % Cr_2O_3) – крайне высоко глиноземистого паргасита (30; с 15,0 мас. % Al_2O_3 ; 1,7 % Cr_2O_3 ; 1,5 % TiO_2); во вкрапленнике оливина в оливиновых габбронорит-долеритах интрузива Уртапай. Правый снимок – деталь левого. В отраженных электронах.

Включения высокоглиноземистого бронзита свидетельствуют, что кристаллизация ранней хромшпинели началась при $P \sim 9-10$ кбар, судя по пироксеновому геобарометру (Putirka, 2008), т.е. в верхнемантийных или нижнекоровых условиях. Включения высокоAl паргасита свидетельствуют, что она продолжилась при 5-6 кбар и 1050-990 °С, судя по амфиболовому геотермобарометру (Ridolfi, 2021).

Отметим, что в кристаллах хромшпинели сохранился свежим такой мало стойкий минерал как бронзит, тогда как окружающий оливин и силикатная матрица магматических пород почти полностью замещена агрегатами низкотемпературных хлорита, кальцита, альбита, клиноцоизита, серпентина, пирита и других (рис. 4.5.8.1). Следовательно, кристаллы хромшпинели могут «работать» как кристаллы – контейнеры.

Ксеногенные минералы 2 типа. Это - довольно многочисленные сильно корродированные (растворенные) кристаллы циркона с включениями и в сростании с торитом, включенные в матрицу кварцсодержащих габброидов и, реже, плагиогранитоидов комплекса (рис. 4.5.8.4-4.5.8.6). Ксеногенный циркон резко выделяется высоким содержанием гафния, тория, урана, иттрия, фосфора, лантанидов от сингенетического циркона. Ксеногенный торит резко отличается высоким содержанием урана от сингенетического торита.

Ксенокристаллы циркона с массой включений торита, с лакунами и следами растворения, представлены тремя разновидностями по составу: 1) обогащённый гафнием (до 6 мас. % HfO_2 , $\text{Zr/Hf} \sim 20$), 2) ограниченный твёрдый раствор циркон – торит (до 4 % ThO_2 , $\text{Zr/Hf} \sim 70-120$), 3) твёрдый раствор циркон – ксенотим – торит (до 6 % Y_2O_3 , 3 % P_2O_5 , 5 % ThO_2 , $\text{Zr/Hf} \sim 120-140$). Торит ксенокристов содержит 7-9 % UO_2 , $\text{Th/U} = 8-9$ (Спиридонов и др., 2018). Такого состава циркон и торит – типичные минералы высоко радиоактивных гранитов, которые развиты в зрелой континентальной земной коре (Хейнрих, 1962; Taylor, McLennan, 1985; Cassilas et al., 1995). Изотопный возраст ксеногенного циркона Аю-Дага >2 млрд. лет (Шнюкова, 2013). Итак, базитовая магма Аю-Дага была в заметной степени контаминирована веществом раннедокембрийских гранитов, сквозь которые она прорвалась. Аналогичные ксеногенный циркон и торит установлены в интрузивах ЮЗ Кастели, Партенита, а также – Балаклава, Донузоран и Ферсмановский в Лозовской тектонической зоне. Возможно, этим частично обусловлено обилие кварца в анортит-битовнитовых габброидах комплекса и ряда геохимических особенностей магматических пород комплекса (см. раздел 4.4). Высказано предположение, что в составе фундамента мезозойд Горного Крыма присутствуют блоки древней зрелой континентальной коры с телами высокордиоактивных гранитов (Спиридонов и др., 2018).

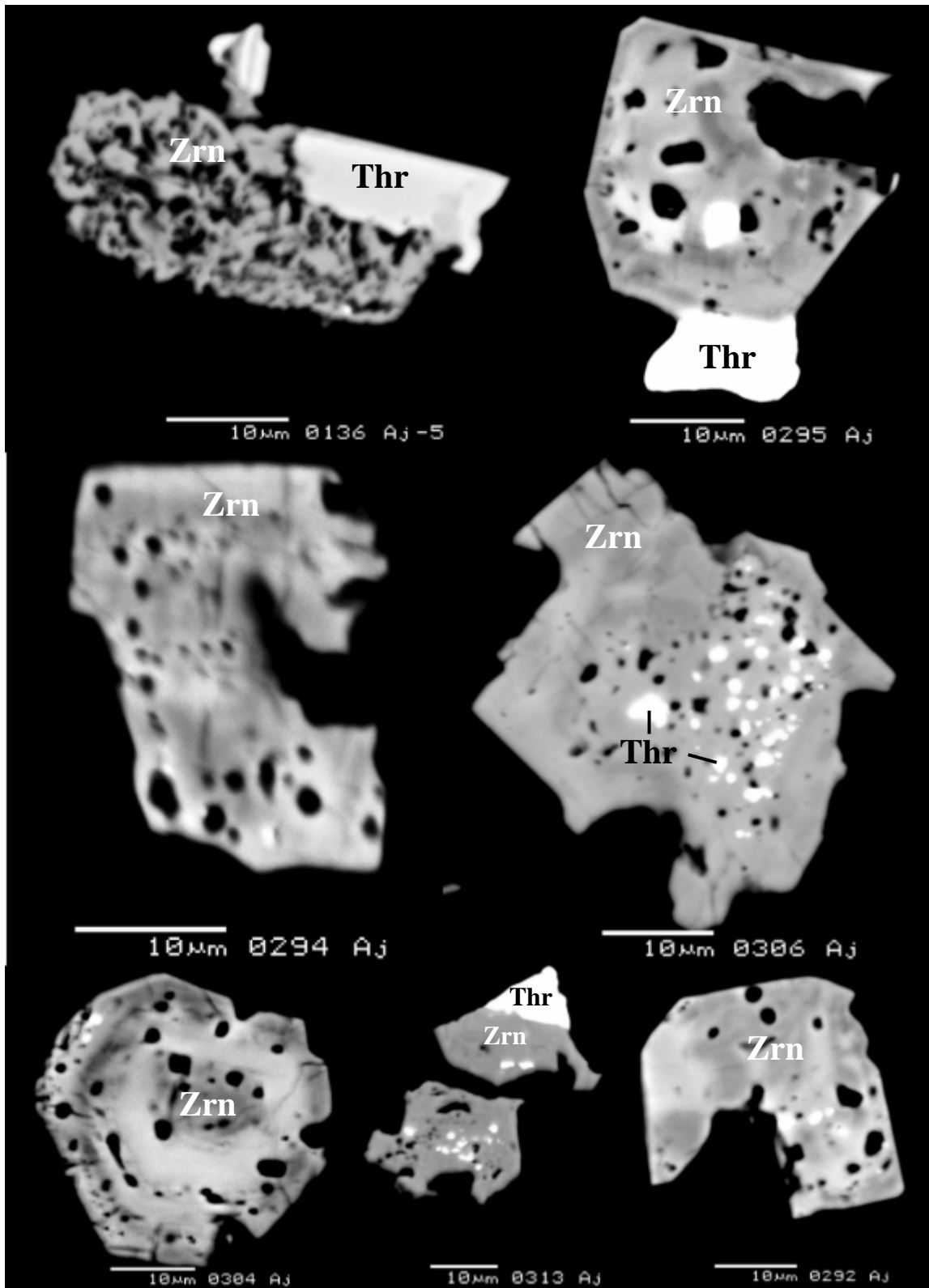


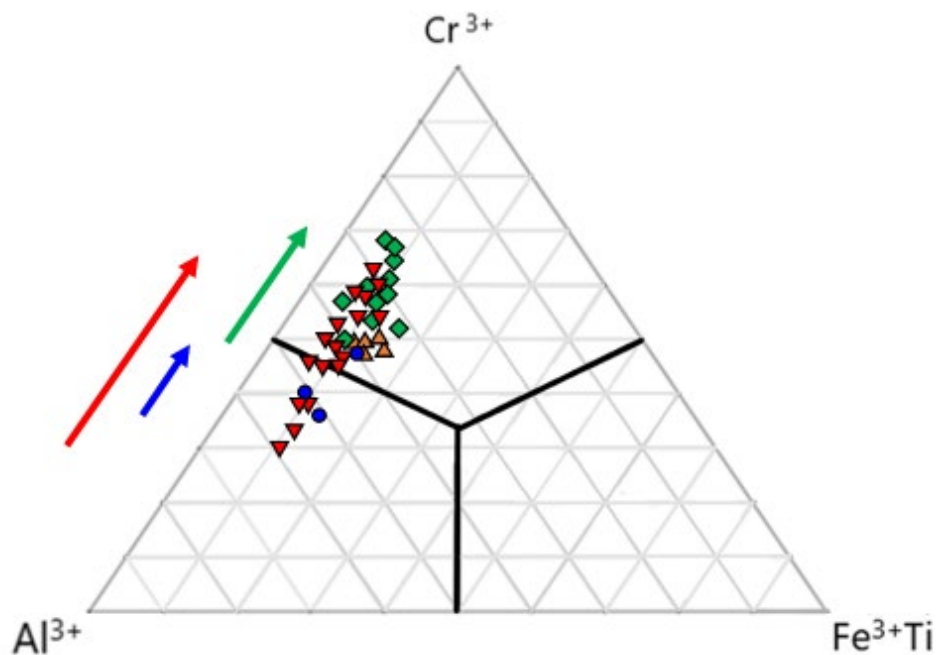
Рисунок 4.5.8.3. Ксеногенные кристаллы циркона в сростании с торитом и с включениями торита, интенсивно корродированные с массой лакун растворения. Черное – матрица кварцевых габбронорит-долеритов. В отраженных электронах. Центральная часть интрузива Аю-Даг, у вершины горы.

4.5.9. Эволюция состава и типохимизм минералов магматических пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса

Минеральные ассоциации кумулятивных плагиолерцолитов, преобладающих анортит-битовнитовых габбронорит-долеритов, широко распространенных габбронорит-диоритов и кварцевых диоритов, поздних плагиогранитов близки к реакционному ряду Н.Л. Боуэна, дополненному закономерно сопряжёнными с породообразующими минералами - аксессуарными минералами хрома, титана, ванадия, иттрия, лантанидов, циркония, тория.

Хромшпинелиды

Хромшпинелиды – единственные минералы первой и второй минеральных ассоциаций, почти полностью сохранившиеся при процессах низкоградного метаморфизма. Хромшпинелиды 1 МА слагают мелкие включения во вкрапленниках оливина I, при этом их состав изменяется от хромшпинели (до хромгерцинита) в небольших и в ядрах более крупных кристаллов оливина до алюмомагнезиохромита во внешней части более крупных кристаллов оливина. Наиболее ранние кристаллы хромшпинели минимально хромистые Cr# 34 и максимально глинозёмистые Al# 49. В процессе роста кристаллов оливина I состав хромшпинели кристалликов-включений постепенно менялся – увеличивалась их хромистость и снижалась глинозёмистость, при сохранении практически всех других параметров состава. Тот же тренд проявлен и для более позднего алюмомагнезиохромита. В краевой части более крупных кристаллов оливина I встречены зональные кристаллы хромшпинели, окружённой хромгерцинитом и алюмомагнезиохромитом.



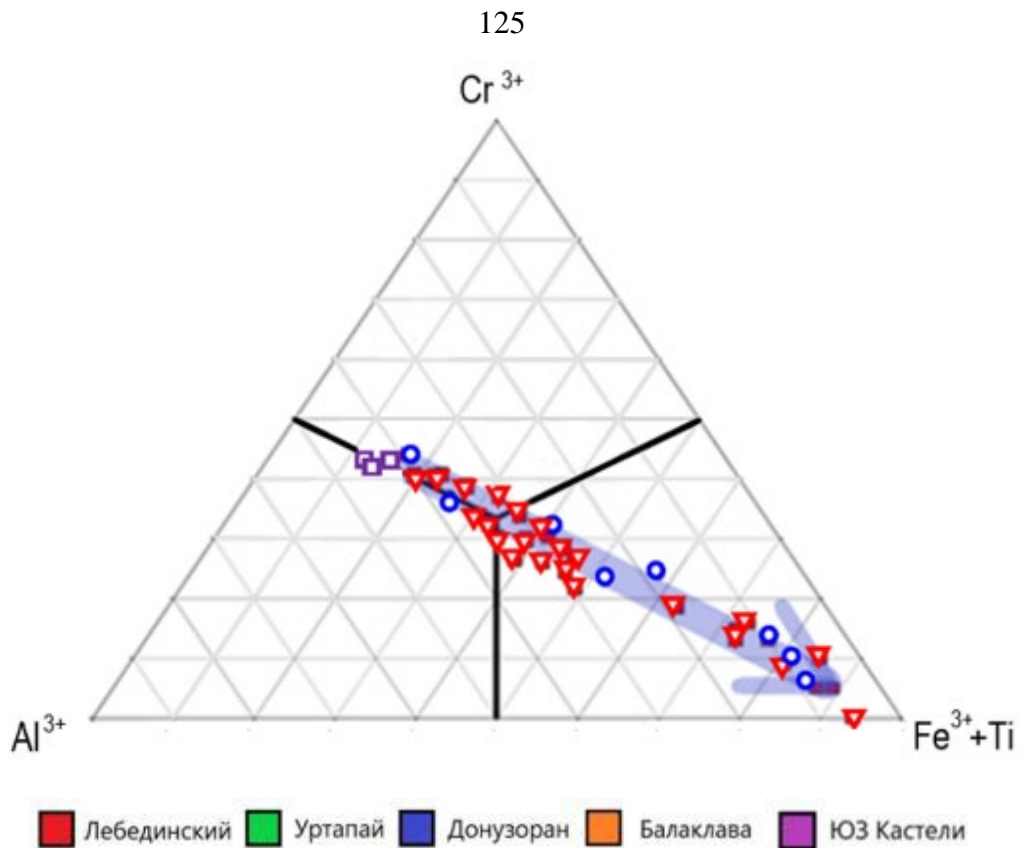


Рисунок 4.5.9.1. Состав хроминелидов первой минеральной ассоциации (слева) и второй минеральной ассоциации (справа) оливиновых габбронорит-долеритов и плагиолерцолитов. Цветными стрелами показана эволюция состава – слева для хромпинелидов I четырех конкретных интрузивов, справа для хромшпинелидов II трех интрузивов совместно.

Хромшпинелиды первой минеральной ассоциации изученных пород отличны от хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов обилием Fe³⁺, содержание Fe₂O₃ в них не менее 7-9 и до 12-13 мас. %.

Хромшпинелиды второй минеральной ассоциации слагают включения в кристаллах оливина II и обособленные выделения в матрице плагиолерцолитов и меланократовых оливиновых габбронорит-долеритов. Обычно это зональные и осцилляционно-зональные кристаллы с ядрами алюмохромита, титанистого алюмохромита с оторочками глиноземистого хромтитаномагнетита. В ходе эволюции хромшпинелидов II параллельно с интенсивным накоплением титана произошел существенный рост содержания ванадия.

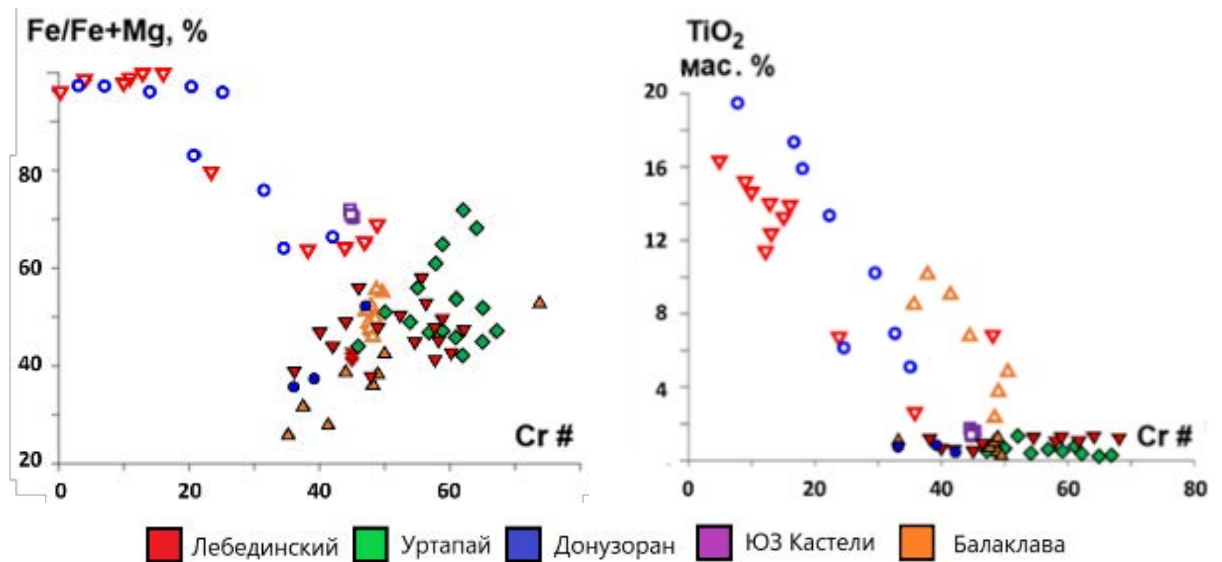


Рисунок 4.5.9.2. Состав хромшпинелидов оливиновых габбронорит-долеритов и плагиоцеллитов первомайско-аюдагского комплекса. Залитые значки: хромшпинелиды первой минеральной ассоциации, пустые – второй минеральной ассоциации.

Выявлено своеобразие общей эволюции хромшпинелидов (рис. 4.5.9.1, 4.5.9.2). Включения высокоглиноземистого бронзита свидетельствуют, что кристаллизация ранней хромшпинели началась при $P \sim 9-10$ кбар, судя по пироксеновому геобарометру (Putirka, 2008); включения высокоглиноземистого паргасита свидетельствуют, что она продолжилась при 5-6 кбар и 1050-990 °С, судя по амфиболовому геотермобарометру (Ridolfi, 2021). Тренд эволюции хромшпинелидов I: хромшпинель \rightarrow алюмомагнезиохромит, по-видимому, отвечал изотермической кристаллизации на фоне снижения давления, т.е. при всплывании расплава; проявлен во всех интрузивах комплекса. Тренд хромшпинелидов II: алюмохромит \rightarrow Ti-Al феррихромит \rightarrow хромтитаномагнетит – тренд снижения температуры кристаллизации и роста $f O_2$ типичен для островодужных базитов. Различие состава и эволюции состава хромшпинелидов мелких интрузивных тел оливиновых габбронорит-долеритов, расположенных недалеко друг от друга в долине реки Бодрак (Уртапай, Донузoran, Лебединский), указывает на существование для них обособленных промежуточных магматических очагов. В более крупных интрузивах (Аю-Даг, Чамны-Бурун, ЮЗ Кастель, Джигаир), где интенсивно проявлена дифференциация с накоплением кремнезёма, хромшпинелиды растворены, возник хромсодержащий титаномагнетит.

Плагиоклаз

Плагиоклаз – главный минерал габброидов и плагиогранитоидов комплекса. В габброидах центральных частей интрузивов удлинение его кристаллов от анортита до андезина составляет от 2 до 5.5, обычно 3-4. В эффузивоподобных резко порфиризовидных микрогаббро-долеритах эндоконтакта удлинение у вкрапленников плагиоклаза – до 10, в их

матрице развиты расщепленные лейсты плагиоклаза с удлинением до 12 и более (Овсянников и др., 2024). Состав плагиоклаза варьирует от анортита и битовнита в оливиновых габброидах и плагиолерцолитах, через битовнит и лабрадор, преобладающие в кварцевых габброидах, до андезина, олигоклаза и альбит-олигоклаза плагиогранитоидов (рис. 4.5). Обилие анортита и битовнита – характернейшая особенность островодужных магматических пород (Заварицкий, 1955; Almeev et al., 2013; Давыдова и др., 2018; Спиридонов и др., 2019а).

В породах первомайско-аюдагского комплекса от анортита к альбит-олигоклазу содержание калия возрастает по экспоненте от следов до 1.4 мас. % K_2O (рис. 4.5.9.3).

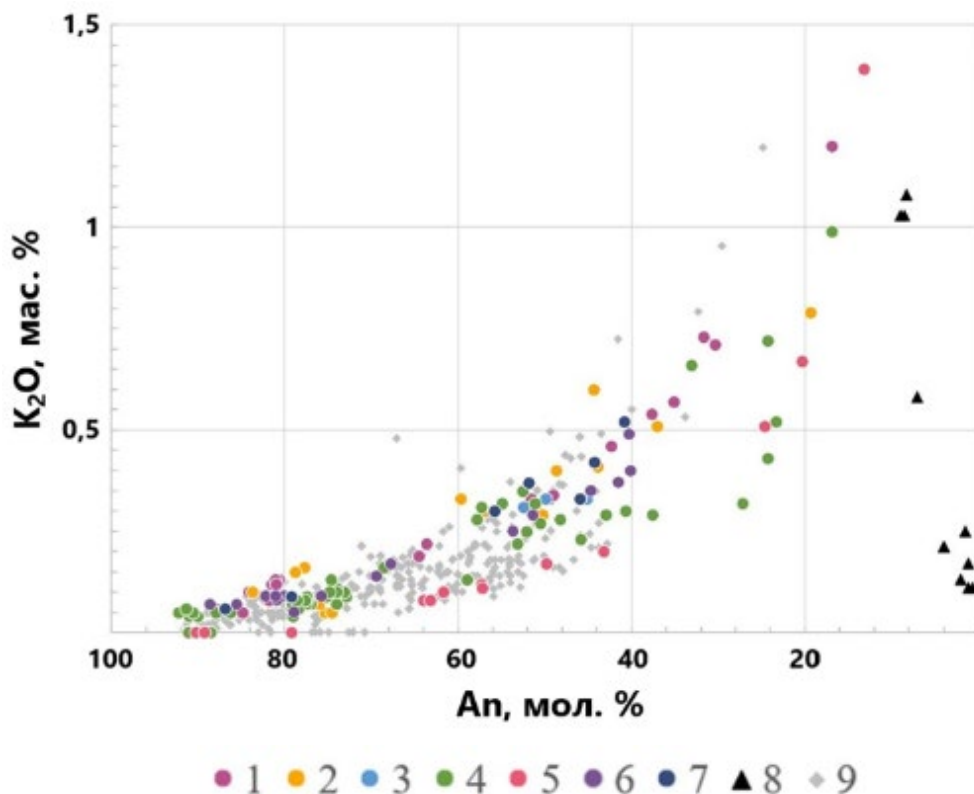


Рисунок 4.5.9.3. Состав плагиоклаза интрузивных пород первомайско-аюдагского комплекса в координатах: содержание анортита (мол. %) – содержание оксида калия (мас. %). Интрузивы: 1 – Лебединский, 2 – Первомайский (Кушнаревский), 3 – Балаклава, 4 – Аю-Даг, 5 – ЮЗ Кастели, 6 – Донузоран, 7 – Джидайский, 8 – плагиоклаз низкоградно метаморфизованных пород. 9 - плагиоклаз островодужных пород вулканов Безымянный, Ключевской, Шивелуч, Плоские сопки, Камень (Давыдова и др., 2018, Almeev et al., 2013).

Это характерно и для плагиоклаза островодужных пород Камчатки (Волынец, Колосков, 1976; Давыдова и др., 2018).

Примечательно, что даже при слабых эпигенетических изменениях содержание калия в плагиоклазе значительно снижается (рис. 4.5.9.3).

Содержание железа в породах первомайско-аюдагского комплекса снижается от ~ 1 мас. % в анортите до следов в альбит-олигоклазе (рис. 4.5.9.4).

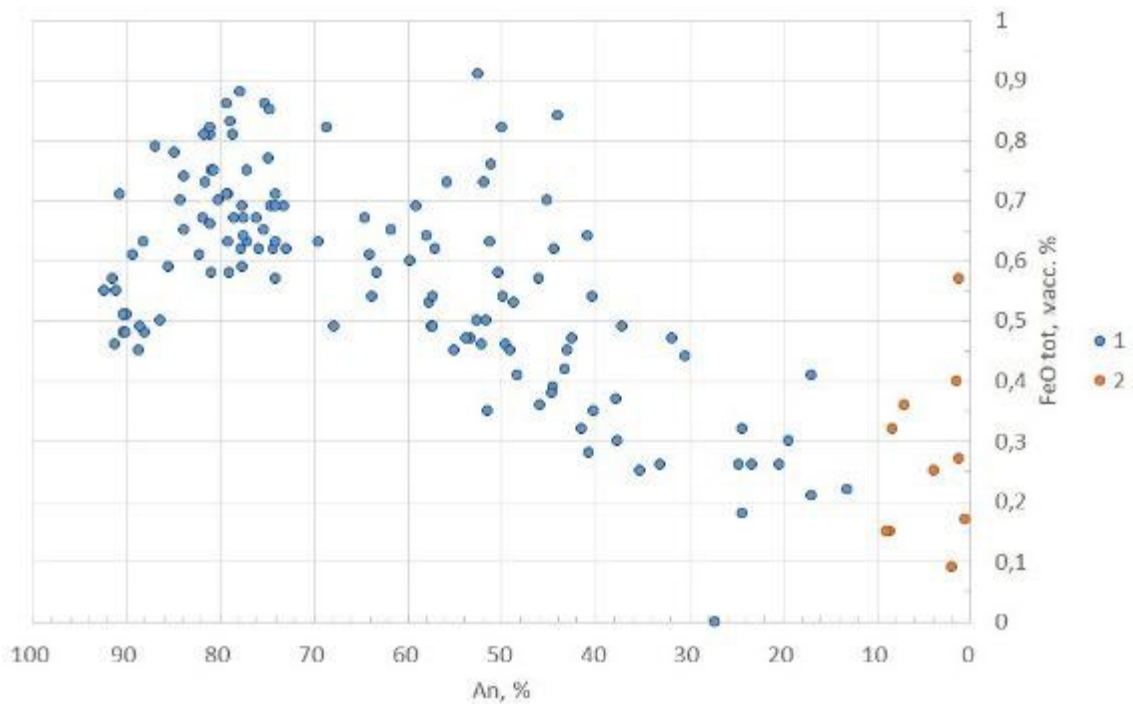


Рисунок 4.5.9.4. Состав плагиоклаза интрузивных пород первомайско-аюдагского комплекса в координатах: содержание анортита (мол. %) – содержание оксида железа (мас. %). 1 – плагиоклаз свежих пород. 2 – плагиоклаз низкоградно метаморфизованных пород (Овсянников и др., 2024).

Содержание железа в плагиоклазе зависит от температуры и состава расплава, давления флюида, наличия других железосодержащих фаз. Для плагиоклаза первомайско-аюдагского комплекса характерна черта, типичная для толеитовых пород: снижение доли Fe^{3+} и увеличение Fe^{2+} при уменьшении его кальциевости. Однако, как отмечается в работе (Lundgaard, Tegner 2004), этот фактор менее значим по сравнению с температурой и составом расплава. Например, андезибазальты Безымянного вулкана известково-щелочной островодужной серии (Almeev et al., 2013) эволюционируют с увеличением содержания железа в плагиоклазе, тогда как более кремнекислые породы этого же центра — с его уменьшением (рис. 4.5.9.5). В расслоенном интрузиве Скэргард (внутриплитные толеиты, Humphreys, 2011) для каждой зоны характерна своя динамика изменения содержания железа: плагиоклаз зоны LZb близок к плагиоклазу пород Безымянного вулкана, плагиоклаз UZc и UZb частично перекрывает области значений, характерные для пород Безымянного вулкана и первомайско-аюдагского комплекса. Lundgaard и Tegner (2004) указывают, что в крупных толеитовых интрузивах (Скэргард, Стиллиуотер, Бушвелд) содержание железа в плагиоклазе обычно не превышает 0,5 мас. %, тогда как в их эффузивных аналогах и известково-щелочных островодужных породах этот показатель часто выше. Повышенное содержание железа отмечено в богатом анортитом плагиоклазе островодужных вулканитов Камчатки (Волынец, Колосков, 1976; Almeev et al., 2013).

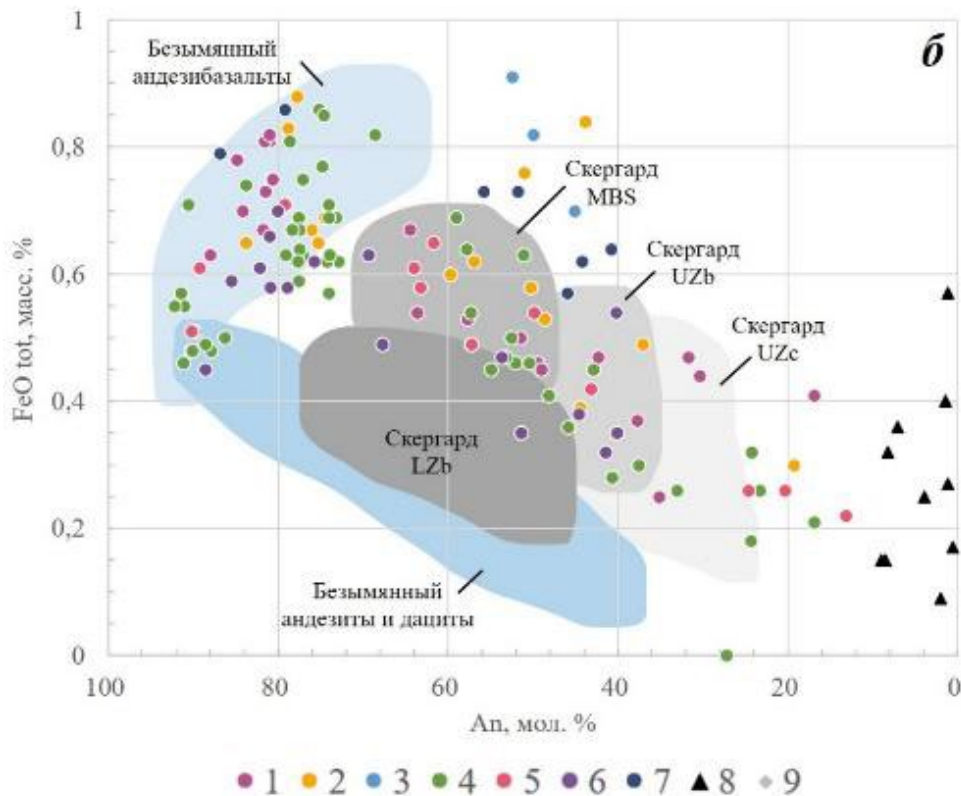


Рисунок 4.5.9.5. Диаграмма состава плагиоклаза в координатах содержание анортита (мол. %) – содержание железа (мас. %). Интрузивы: 1 – Лебединский, 2 – Первомайский, 3 – Балаклава, 4 – Аю-Даг, 5 – ЮЗ Кастели, 6 – Донузоран, 7 – Джидайр, 8 – плагиоклаз метаморфизованных пород (Овсянников и др., 2024). Поля составов плагиоклаза вулкана Безымянного по (Almeev et al., 2013), интрузива Скергард по (Humphreys, 2011).

Таким образом, содержание и эволюция содержания и форм нахождения железа в плагиоклазе не могут служить надежным критерием для определения формационной принадлежности магматических пород.

Моноклинные и ромбические пироксены

Магнезиальный авгит, бронзит и пижонит входят в состав третьей минеральной ассоциации; ферроавгит, субкальциевый ферроавгит, гиперстен, феррогиперстен, пироксены, близкие к ферросалиту и геденбергиту, входят в состав четвертой минеральной ассоциации. В отличие от ксеногенных высокоглиноземистых и обогащенных хромом и титаном пироксенов, сингенетичные пироксены обычно стандартно низко глиноземистые и содержат небольшие количества хрома и титана. Пироксены третьей минеральной ассоциации кристаллизовались при 1200-1100 °С (рис. 4.5.9.6). Пироксены четвертой минеральной ассоциации – более низкотемпературные, вплоть до 800 °С и ниже.

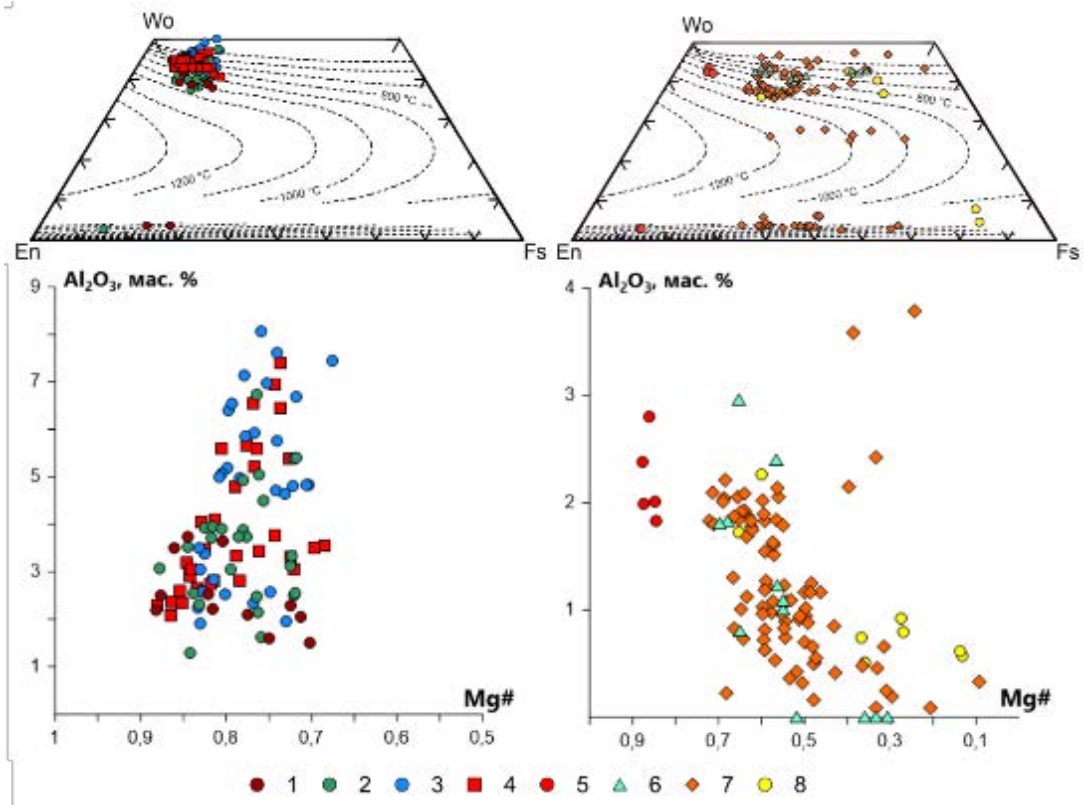


Рисунок 4.5.9.6. Состав пироксенов габброидов первомайско-аюдагского комплекса. Вверху: диаграммы в координатах En-Fs-Wo1, изотермы по (Lindsley, Anderson, 1983). Внизу – диаграммы Al_2O_3 - Mg#. Слева интрузивы Лозовской тектонической зоны: 1 – Джидайр, 2 – Курцовский, 3 – Лебединский, 4 – Первомайский. Справа: интрузивы Горнокрымской тектонической зоны: 5 – Балаклава 6 – Чамны-Бурун, 7 – Аю-Даг, 8 – Партенит (Овсянников, Спиридонов, 2025).

Интереснейшая особенность ряда образцов авгита – высокая для островодужных магматитов глинозёмистость: авгит интрузивов южной тектонической зоны содержит до 4 мас. % Al_2O_3 , авгит интрузивов северной тектонической зоны (полигон МГУ) – до 8 мас. % Al_2O_3 . Объяснений этой особенности состава пока не найдено.

Автором установлена существенная разница состава пироксенов габброидов Лозовской (левая часть рис. 4.5.9.6) и Горнокрымской тектонических зон (правая часть рис. 4.5.9.6). Поиск объяснения этого различия – задача дальнейших исследований.

Титаномагнетит и ильменит

Срастания титаномагнетита и ильменита находятся в составе четвертой и пятой минеральных ассоциаций. Размер выделений преобладающего титаномагнетита до 3-6 мм, содержание в отдельных небольших участках – до 15 об. % пород. Состав титаномагнетита обычный для габброидов – примерно равные количества миналов магнетита и ульвошпили и около 5-10 % минала железистой шпинели, содержание ванадия ~ 1.5 % V_2O_5 .

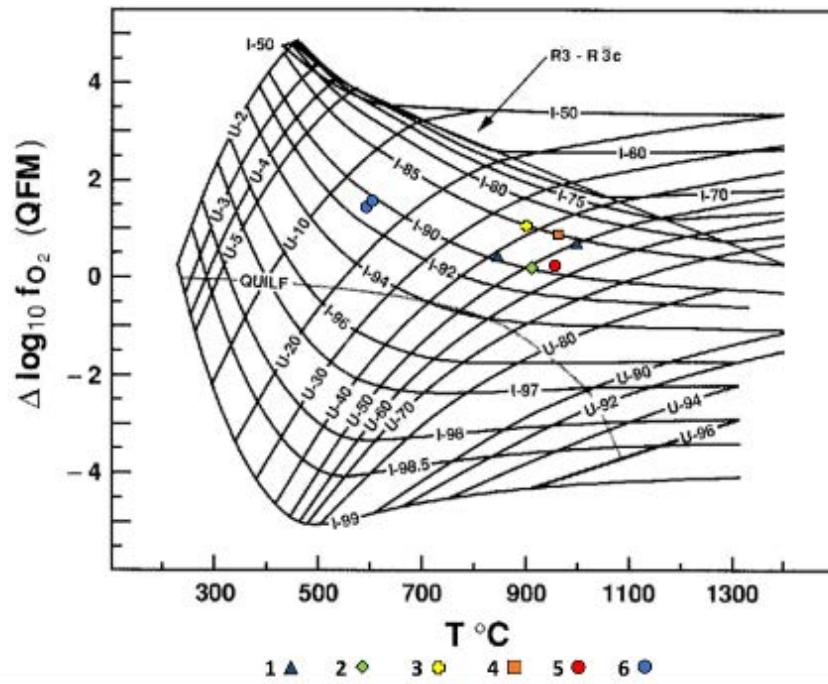


Рисунок 4.5.9.7. Оценки температур кристаллизации и величин фугитивности кислорода относительно буфера QFM титаномагнетит-ильменитовых пар по (Ghiorso, Sack, 1991). Интрузивы; 1 – Аю-Даг, 2 – Чамны-Бурун, 3 – Партенит, 4 – Лебединский, 5 – Первомайский; 6 – структуры распада титаномагнетита – ильменит-магнетитовые сростания.

Повышенное содержание минала шпинели в титаномагнетите обусловлено кристаллизацией из расплава, недосыщенного кремнеземом; об этом же свидетельствует и наличие в габброидах бадделеита. Ильменит I из сростаний с титаномагнетитом содержит до 1 % MgO и 0.5-2 % MnO, беден миналом гематита. Ильменит II содержит до 0.5 % MgO и 4-7 % MnO, 3-6 % минала гематита. Оценка параметров кристаллизации парагенных пар титаномагнетит – ильменит по их составу, судя по диаграмме в работе (Ghiorso, Sack, 1991): ~950-1000° C и $\lg f_{O_2} = QFM + 0.7$ (для четвертой минеральной ассоциации) и ~850 °C и $\lg f_{O_2} = QFM + 1.0$ (для пятой минеральной ассоциации) (рис. 4.5.9.7).

Моноклинные амфиболы

Низкощелочные паргасит, гастингсит и эденит – относительно редкие, но характерные составляющие пятой минеральной ассоциации. Эти магматические амфиболы содержат до 2,2 мас. % TiO₂, менее 0,5% MnO, 0,1-0.4 мас. % Cl. Их наличие свидетельствует о кристаллизации из водонасыщенного расплава.

Биотит

Биотит входит в состав пятой, шестой и седьмой минеральных ассоциаций как в габброидах, так и плаггиогранитоидах. Наличие биотита, наряду с магматическими амфиболами, в пятой («габброидной») минеральной ассоциации, возможно, обусловлено

тем, что исходная пикробазальтовая магма была заметно контаминирована веществом зрелой континентальной коры (см. раздел 4.5.8).

Некоторые характерные особенности состава хлорсодержащего, без фтористого биотита в пятой, шестой и седьмой минеральных ассоциациях приведены в табл. 4.5.9.1.

Таблица 4.5.9.1. Особенности биотита пятой, шестой и седьмой минеральной ассоциации первомайско-аюдагского комплекса

	биотит I	биотит II	биотит – аннит III
f, %	46-64	68-76	88-92
TiO ₂ , мас. %	3,4-4,5	3,5-4,2	3,2-4,1
BaO, мас. %	0,2-0,7 (ср. 0,41)	0,4-0,6 (ср. 0,50)	0,2-0,7 (ср. 0,36)
Na ₂ O, мас. %	до 0,5	до 0,5	0,4-0,5
Cl, мас. %	0,3-0,4	0,3-0,5	0,9-1,0

Редкоземельные минералы группы эпидота

В горных породах комплекса установлен ряд минералов лантанидов: цирконолит-(Ca), цирконолит-(Y), чевкинит-(Ce), перрьерит-(Ce); наиболее распространены, разнообразны и информативны редкоземельные минералы группы эпидота (рис. 4.5). В биотит-кварцсодержащих габброидах это – ранние Ti ферриалланит-(Ce), Ti и Ti-V алланит-(Ce), поздние – алланит-(Y), REE эпидот, Y эпидот 5 MA; в плагиогранитоидах это ранние Ti-V алланит-(Ce), – алланит-(Ce), поздний – REE эпидот 6 MA (рис. 4.5.9.8-4.5.9.9). Анализ диаграмм выявляет четкие геохимические закономерности в распределении компонентов редкоземельных минералов группы эпидота. Точки составов образуют связанные комплексы, что указывает на генетическое единство минеральных ассоциаций как в пределах отдельных интрузивных тел, так и для всей совокупности островодужных кварцевых габброидов и плагиогранитоидов Горного Крыма.

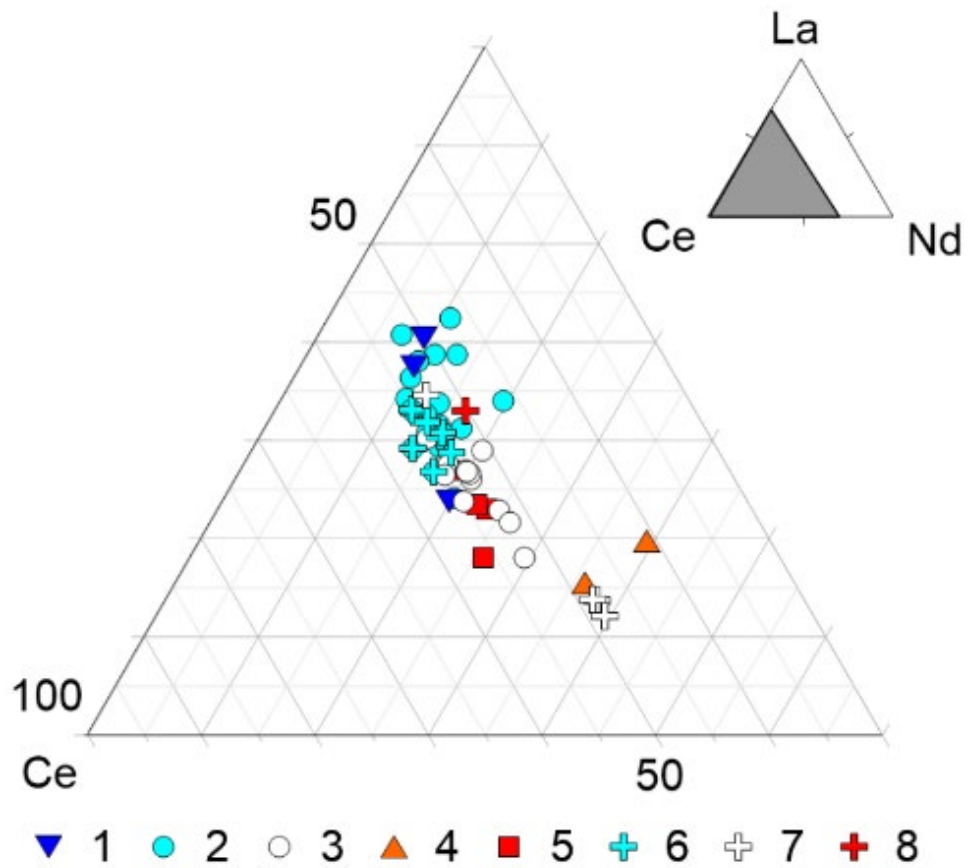


Рисунок 4.5.9.8. Соотношение церия, лантана и неодима в составе алланита и REE эпидота магматических пород первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма. Биотит-кварцсодержащие габброиды: 1. Ti ферриалланит-(Ce) 1 зарождения. 2. Ti и Ti-V алланит-(Ce) 2 зарождения. 3. Алланит-(Ce) 3 зарождения. 4. Алланит-(Y) 4 зарождения. 5. REE эпидот. Плагιοгранитоиды: 6. Ti и Ti-V алланит-(Ce) 1 зарождения. 7. Алланит-(Ce) 2 зарождения. 8. REE эпидот.

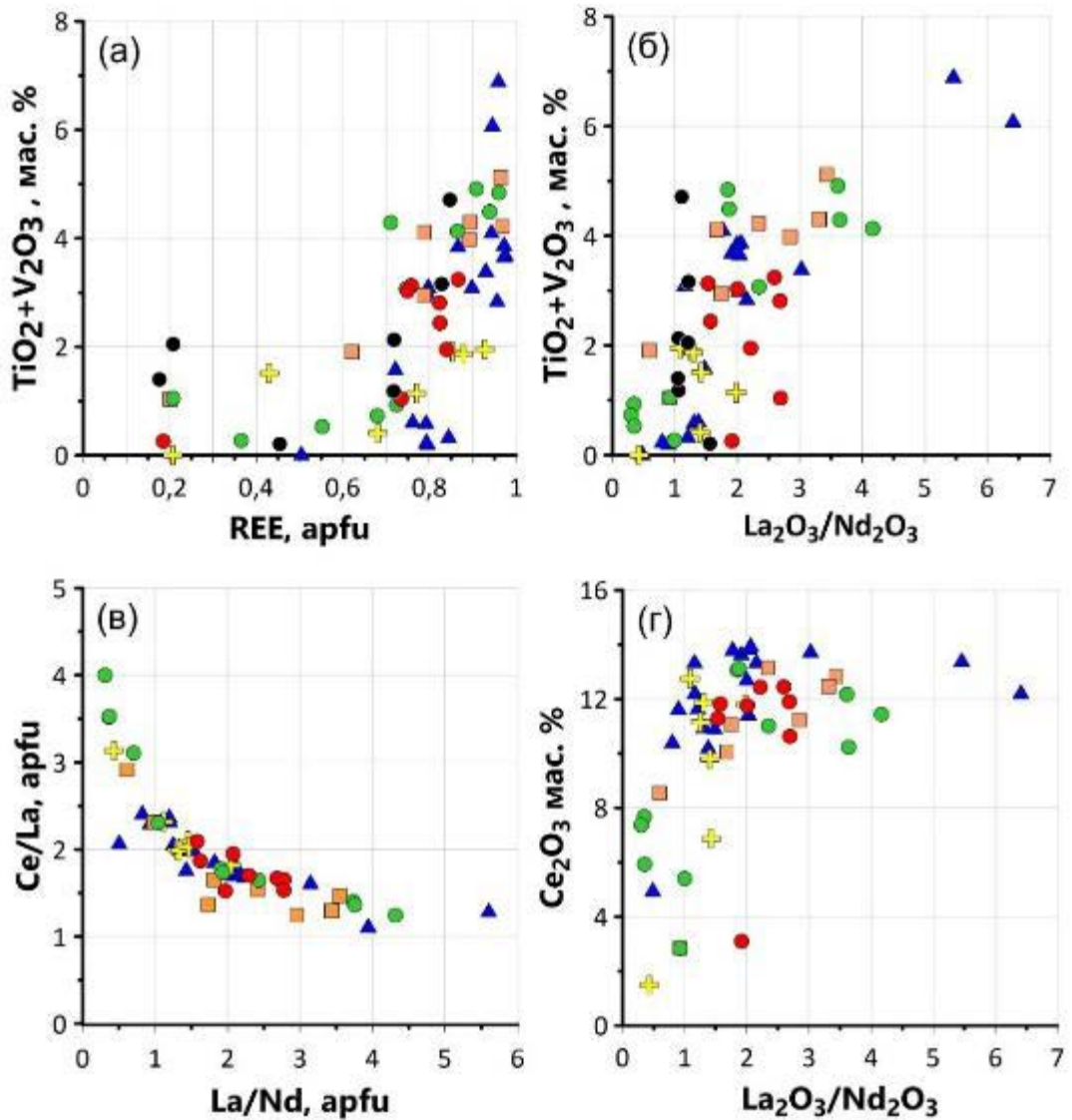


Рисунок 4.5.9.9. Вариации состава редкоземельных минералов группы эпидота: в биотит-кварцсодержащих габброидах интрузивов Аю-Даг (1), Партенит (2), Лебединский (3), Кушнарёвский (4); в плагиогранитоидах интрузива Кушнарёвский (5) (Спиридонов, **Овсянников** и др., 2025б).

В ходе кристаллизации проявлен отчётливый тренд истощения La и накопления Nd. Наиболее выразительна практически линейная зависимость между суммарным содержанием титана с ванадием и отношением лантана к неодиму, где максимальные значения обоих параметров характерны для ранних генераций алланита, а минимальные – для позднего REE эпидота (Спиридонов и др., 2025 а, б). Остальные выявленные зависимости имеют нелинейный, экспоненциальный характер. Так, наблюдается положительная экспоненциальная связь между суммой Ti+V и содержанием лантанидов, причем уже при незначительном снижении REE происходит резкое уменьшение содержания титана и ванадия. Аналогичный экспоненциальный тренд демонстрирует зависимость между содержанием церия и величиной La/Nd – высокие концентрации Ce

сохраняются в широком диапазоне значений La/Nd, после чего оба параметра резко снижаются. Особый интерес представляет почти идеальная экспоненциальная отрицательная зависимость между отношениями Ce/La и La/Nd в составе редкоземельных минералов группы эпидота.

Алланит-(Ce) в плагиогранитоидах заметно беднее лантаном и богаче неодимом, чем алланит-(Ce) в габброидах первомайско-аюдагского комплекса.

В таблице 4.5.9 приведены оценки распределения отдельных лантанидов и иттрия в алланите-(Ce) крымских магматических пород и ряда мировых типов магматических пород.

Таблица 4.5.9.2. Среднее содержание индивидуальных лантанидов (в % от их суммы) и иттрия (в % от суммы лантанидов и иттрия) в алланите-(Ce) различных типов магматических пород Горного Крыма и Мира

Источник	Данные Э.М. Спиридонова и Г.Н. Овсянникова, Крым		Мировые типы (Fleischer, 1985)			
	Кварцевые габбронориты и габбронорит-диориты	Кварцевые диориты и плагиограниты	Граниты	Гранитные пегматиты	Щелочные породы	Щелочные пегматиты
La/REE, %	29,3	24,6	25.3	22.2	33.3	34.9
Ce/REE, %	49,4	46,5	48.1	43.2	49.6	50.8
Pr/REE, %	3,8	4,4	5.0	5.7	4.3	3.8
Nd/REE, %	15,0	16,5	15.4	15.9	11.1	9.1
Sm/REE, %	1,1	2,9	2.4	4.1	0.7	0.6
Gd/REE, %	1,2	2,7	1.3	3.8	0.2	0.3
Y/REE+Y, %	4,4	6,0	6.8	9.6	0.3	1.1
100 La/Nd	195	149	164	140	300	384
n	34	12	139	114	13	24

Как видно, редкоземельный состав алланита-(Ce) крымских плагиогранитоидов близок к составу алланита-(Ce) мирового типа гранитов. Единственное исключение – в два раза более высокое содержание гадолиния в алланите крымских пород.

Установлено три типа спектров распределения лантанидов в минералах группы эпидота в габброидах первомайско-аюдагского комплекса (рис. 4.5.9.10). Первый тип спектр характерен для центральной части сложно зональных кристаллов и соответствует магматическому алланиту согласно (Ercit, 2002), в нем проявлен европейский минимум. Второй тип спектра, характерный для внешних зон таких кристаллов, проявлен резким снижением содержания лантана и церия при повышении содержания неодима и тяжелых (иттровых) редкоземельных элементов, при этом, европейский минимум, как правило, не

наблюдается. Третий тип спектров характерен для REE эпидота. Данные тренды проявлены во всех изученных интрузивах.

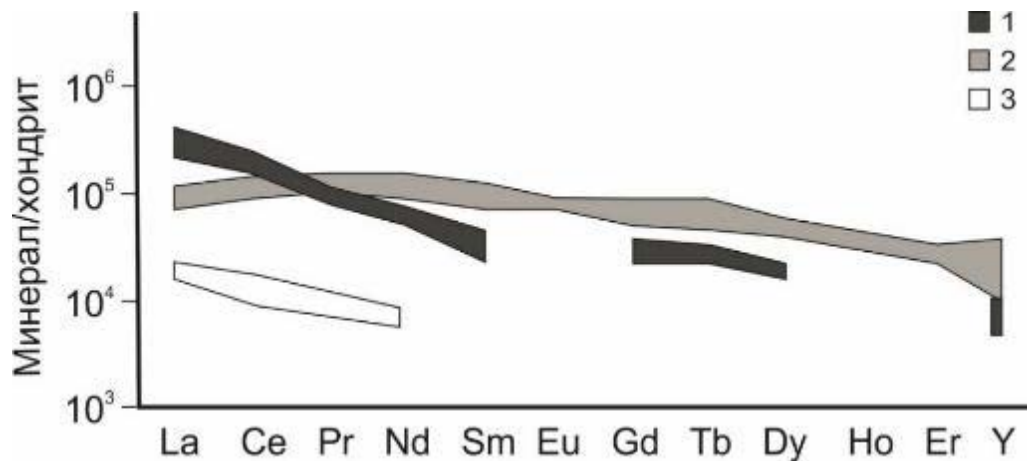


Рисунок 4.5.9.10. Спектры распределения лантанидов и иттрия минералов группы эпидота габброидов первомайско-аюдагского комплекса. Содержания нормированы по хондриту (Sun, McDough, 1989). 1 –алланит внутренних зон кристаллов, 2 –алланит внешних зон кристаллов, 3 – REE эпидот.

Одним из источников Y при образовании этих минералов мог быть растворяющийся богатый Y реститовый ксеногенный циркон, которого не мало в габброидах Горного Крыма. Хаотичное появление в алланите повышенных содержаний Th (до 1.8 масс. %), по-видимому, связано с растворением ксеногенного торита.

Фактические данные свидетельствуют, что основными хромофорами крымского густо окрашенного алланита-вероятно являются Ti^{4+} (комбинация $Ti^{4+} - Fe^{2+}$ или $Ti^{4+} - Fe^{3+}$) и $Ti^{4+} + V^{3+}$ (в комбинации с Fe^{2+} или с Fe^{3+}).

Наличие алланита, REE эпидота, Y эпидота в ассоциации с биотитом, паргаситом, гастигситом и эденитом это – один из критериев отличия островодужных плагиогранитов Крыма (габброидных) от крымских послеостроводужных плагиогранитов (гранитоидных) с монацитом и ксенотимом в ассоциации с фаялитом и феррогортонолитом (Спиридонов, Овсянников, 2025).

Циркон

Сингенетичный циркон – относительно редкий, но характерный акцессорный минерал шестой и седьмой минеральных ассоциаций. Распространен преимущественно в плагиогранитоидах, тяготеет к гранофировым кварц-олигоклазовым срастаниям. Циркон плагиогранитоидов островодужного первомайско-аюдагского комплекса очень беден гафнием, в шестой минеральной ассоциации содержит 0,53 мас. % HfO_2 , $Zr/Hf = 205$; в седьмой минеральной ассоциации содержит 0,64 мас. % HfO_2 , $Zr/Hf = 174$.

4.6. Моделирование процессов кристаллизации магматических пород

Для расшифровки процессов магматической дифференциации, установления параметров кристаллизации оливиновых и безоливиновых габброноритов первомайско-аюдагского комплекса, а также реконструкции состава минералов, полностью замещенных в процессе низкоградного метаморфизма, использованы расчеты при помощи модели Comagmat 5 версии 5.3. (Ariskin et al., 2023)

Выбор программы и параметров моделирования

Предполагается, что из исходной флюидосодержащей глиноземистой базитовой магмы на разных стадиях магматической дифференциации кристаллизовались алюмохромовая шпинель (далее хромшпинелид), оливин, ромбический и моноклинные пироксены, плагиоклаз, титаномagnetит, ильменит, а также другие минералы. Одна из задач моделирования – провести реконструкции состава вышеперечисленных фаз и их порядок кристаллизации, наблюдаемый в реальных парагенезисах. Программы семейства Comagmat-3 (Ariskin, Varmina, 2004) позволяют исследовать влияние воды на порядок кристаллизации и пропорции минералов в водосодержащей системе, однако, не учитывают присутствие хромшпинели. Актуальные версии программы Comagmat-5, напротив, предоставляют возможность моделирования выделения и эволюции состава хромшпинелида, но только в «сухой» системе. По результатам тестовых расчетов с использованием обеих программ выбор сделан в пользу модели Comagmat-5, так как в задачи моделирования входили оценки исходного состава шпинели и их сравнения с изученными в породах интрузива Лебединского.

Для пород комплекса моделировалась равновесная кристаллизация при заданном давлении с шагом 1 кбар (от 1 атм до 7 кбар). На основании полученных T-X сечений были построены модельные P-T диаграммы. Моделирование производилось для габброидов интрузивов Лебединского, Аю-Даг и Первомайский. Результаты представлены графически и в виде таблиц. На всех диаграммах поля с одинаковым набором фаз выделены одним цветом.

Выбор стартового состава

Состав габброидных пород комплекса оценен методом РФА (валовые пробы, табл. 4.4.1-2) и методом площадных электронно-зондовых анализов с фотографированием области анализа. В виду того, что породы первомайско-аюдагского комплекса содержат метаморфические минералы (хлорит, тальк, серпентин, карбонаты и др.), что существенно

отражается на валовом составе пород (ППП=2,5-8 масс. %), предпринята попытка пересчета стартового состава оливинового габбронорита для интрузива Лебединского:

1. Отобран участок с наименьшим количеством метаморфогенных минералов
2. Методом электроннозондового микроанализа получен состав данного участка пород, выполнена фотография в отраженных электронах
3. Проанализированны составы всех фаз, которые встречаются на данном участке
4. При помощи графического редактора выделены области распространения метаморфогенных минералов, вычислены площадные проценты распространения фаз
5. Произведен перевод площадных процентов в массовые с использованием плотности фаз, взятых из базы данных webmineral.com
6. Из состава площадки пропорционально вычтены составы метаморфогенных минералов, а на их место добавлены первичномагматические минералы, сохраненные в виде реликтов. Состав оливина, который не сохранился в виде реликтов, был взят из (Дир и др., 1966, табл. 7, ан. 1). Кварц, тальк и кальцит замещены на оливин, хлорит – на клинопироксен.

В целом, процедура пересчета близка к описанной в (Sapregina et al., 2024). В таблице 4.6.1 отражены параметры расчета эффективного валового состава, а на рисунке 4.6.1. – исходная площадка с выделенными метаморфогенными минералами.

Таблица 4.6.1. Процесс расчет эффективного валового состава оливинового габбронорита интрузива Лебединского

	Площ %	Плотность	Масс. %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Исходный состав	100		100	53,34	16,25	0,05	0,66	7,59	0,19	6,54	12,80	2,18	0,40
Тальк	4	2,75	4	62,70	1,17			8,11		28,01			
Хлорит	3	2,65	3	39,16	13,66			26,64		20,53			
Карбонат	6	2,71	6					18,94	2,17	21,20	57,69		
Оливин	13	3,29	14	39,95			0,03	14,09	0,22	45,47	0,25		
Клино-пироксен	3	3,3	4	49,90	4,54	0,25	0,82	7,82	0,21	14,80	21,43	0,24	
Кварц по оливину	2	2,65	2	100,0									
Кварц своб	6	2,65	6	100,0									
Итоговый расчетный эффективный состав				51,22	16,30	0,06	0,71	7,79	0,11	10,66	10,51	2,23	0,40
Валовый РФА				52,31	16,54	0,52	0,93	8,89	0,18	7,60	10,53	2,16	0,34

Валовый состав РФА (табл. 4.1.1.) близок с полученным составом, отличаясь по содержаниям магния, в меньшей степени железа и кремния. Отличия в содержании кремния могут быть объяснены наличием свободного кварца в интерстициях между кристаллами породообразующих минералов – не ясно, какая часть из этого кварца метаморфогенная, а какая магматогенная. Отличия в содержании магния и железа могут объясняться неучтенной зональностью в замещенных клинопироксенах, либо не вполне корректным выбором состава оливина. В целом, можно предположить изохимичность метаморфизма в рамках выбранного участка.

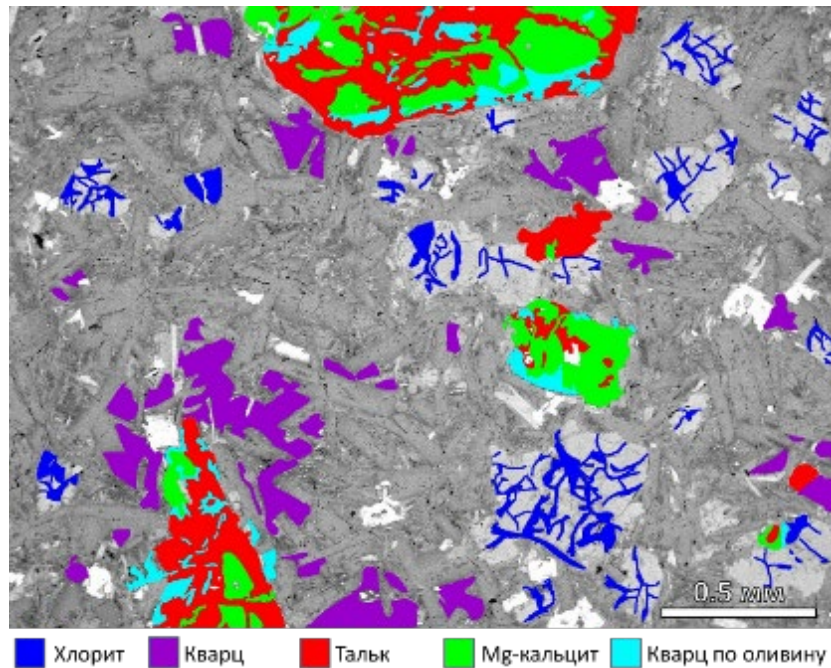
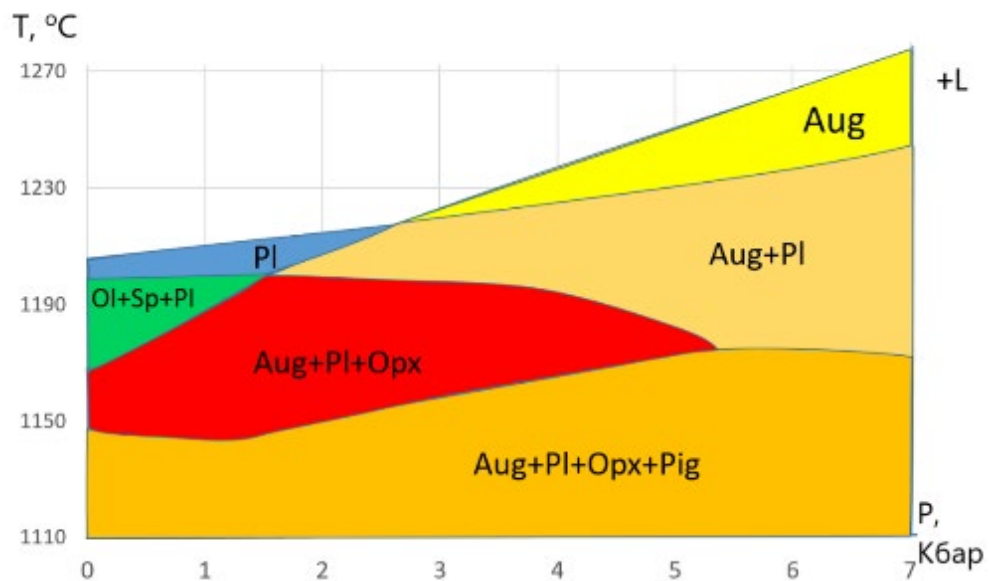


Рисунок 4.6.1. Области развития метаморфогенных минералов в оливиновом габбронорите интрузива Лебединского. Изображение в отраженных электронах.

Результаты моделирования

Интрузив Лебединского

Итоговый состав в табл. 4.6.1 – один из самых примитивных среди изученных пород Интрузива Лебединского: степень его метаморфического преобразования ниже других интрузивов долины р. Бодрак, а минеральные ассоциации изучены довольно хорошо. Ниже приводятся результаты моделирования равновесной кристаллизации такого расплава в виде РТ-диаграммы, а также отдельные модельные составы хромшпинелидов, нанесенные на треугольную диаграмму вместе с реально наблюдаемыми составами (рис. 4.6.2.).



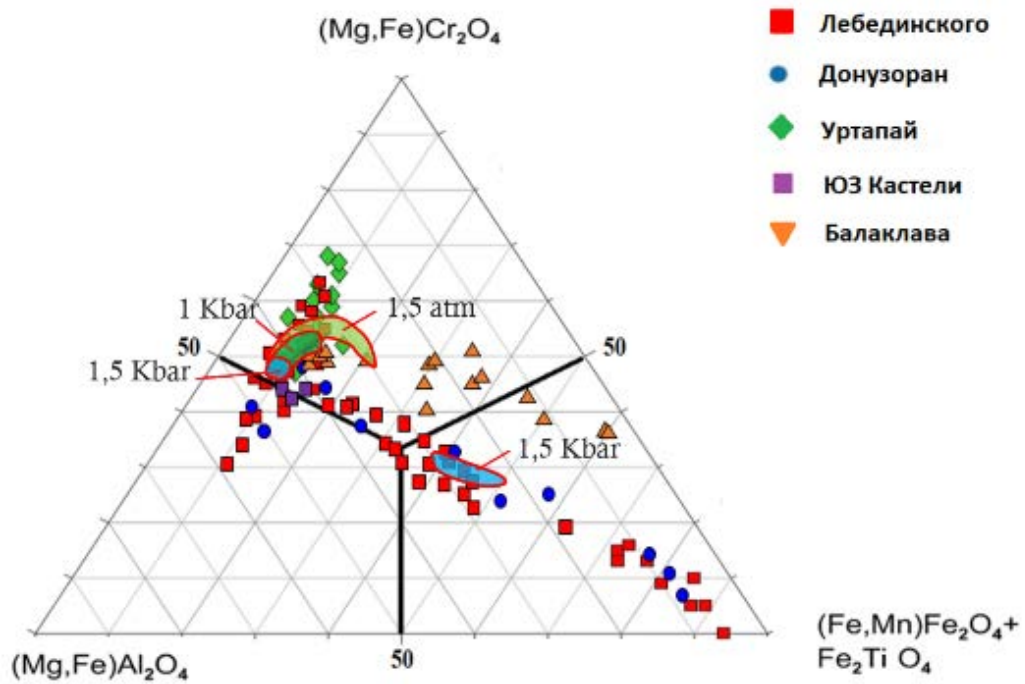


Рисунок 4.6.2. Результаты моделирования равновесной кристаллизации для расчетного эффективного состава оливинового габбронорита интрузива Лебединского. Сверху – модельная РТ-диаграмма, снизу – области модельных составов хромшпинелидов в сравнении с реальными составами.

Таблица 4.6.2. Сравнение реальных и модельных составов фаз интрузива Лебединского. Приведены максимальные значения магнезиальности и содержания анортитовой компоненты

Минерал	Реальный состав	Модельный состав
Оливин (Mg#)	?	84
Клинопироксен (Mg#)	83	85
Ортопироксен (Mg#)	?	82
Плагиоклаз (An)	80	79

Анализ фазовой диаграммы показывает, что оливин и хромшпинель исчезают в результате перитектической реакции $Ol+Cr-Sp+L \rightarrow Aug+Opx$. Модельные составы хромшпинелидов довольно хорошо реконструируют нисходящую ветвь хромшпинелидов 2 МА при 1,5 Кбар (см. рис. 4.6.2 и гл. 4.2). С данными составами сосуществует модельный оливин Fo84 (табл. 4.6.2). Однако, в результате моделирования не удалось восстановить состав восходящей ветви хромшпинелидов 1 МА и сосуществующего оливина-1. Предполагается, что это интрателлурические фазы. Модельный состав пироксенов и плагиоклазов, в целом, соответствует реально наблюдаемому.

На основании моделирования можно предположить, что кристаллизация силлообразного интрузива Лебединского происходила при давлении 1,5 кбар или ниже, при

этом, во внедряющемся расплаве из более глубинного очага содержались интрателлурические (привнесенные магмой) кристаллы оливина-1 и хромшпинелида-1.

Интрузив Аю-Даг

Породы интрузива Аю-Даг более продвинуты в плане кристаллизационной дифференциации, так как описанная выше перитектическая реакция, видимо, прошла до конца и габбронориты не содержат оливин за исключением самых ранних тонкозернистых апофизов во вмещающих роговиках по породам таврической серии.

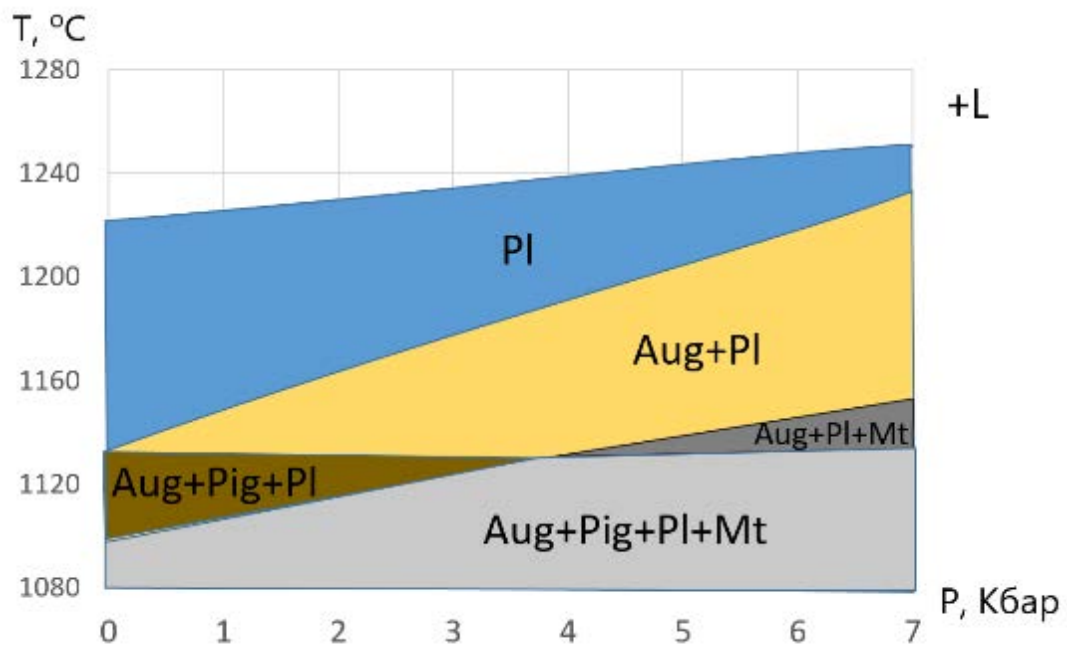


Рисунок 4.6.3. Модельная РТ-диаграмма равновесной кристаллизации для валового состава габброноритов интрузива Аю-Даг.

Таблица 4.6.3. Сравнение реальных и модельных составов фаз интрузива Аю-Даг. Приведены максимальные значения магнезиальности и содержания анортитовой компоненты

Минерал	Реальный состав	Модельный состав
Оливин	-	-
Клинопироксен (Mg#)	73	71
Ортопироксен (Mg#)	72	-
Плагиоклаз (An)	92;76	76

Интерпретация результатов моделирования для интрузива Аю-Даг не столь однозначна. Ядра анортита, встречающиеся в габброноритах, не удается моделировать, зато хорошо воспроизводится наиболее распространенный плагиоклаз An76, слагающий оторочки зональных кристаллов (3 и 4 МА). Предполагается, что An92, слагающий ядра кристаллов, является интрателлурической фазой, либо продуктом ранней кристаллизации в

условиях повышенной активности воды. При этом, не удается моделировать состав ортопироксена. Это может быть объяснено особенностью расчетов в программе Comagmat 5 – при близких ликвидусных температурах происходит расчетное «подавление» кристаллизации одного из пироксенов. На основании модельных парагенезисов установить ограничения по температуре или давлению затруднительно.

На основании моделирования для интрузива Аю-Даг можно предположить, что во внедряющемся расплаве содержался плагиоклаз An92 – интрателлурическая фаза. В качестве интрателлурических фаз также можно предполагать оливин и хромшпинелиды 1 и 2 MA, которые исчезли в результате перитектической реакции и сохранились в виде метаморфически замещенных реликтов только в составе ранних апофизов.

Первомайский (Кушнаревский) интрузив

Кушнаревский интрузив в нижней части содержит габбронориты, а в верхней – сильно измененные габбродиориты и плагиограниты. Предполагается, что процесс становления интрузива сложный, включает не только процессы равновесной, но и фракционной кристаллизации. Тем не менее, моделирование довольно успешно воспроизводит минеральные ассоциации габброидной части интрузива (рис. 4.6.4.).

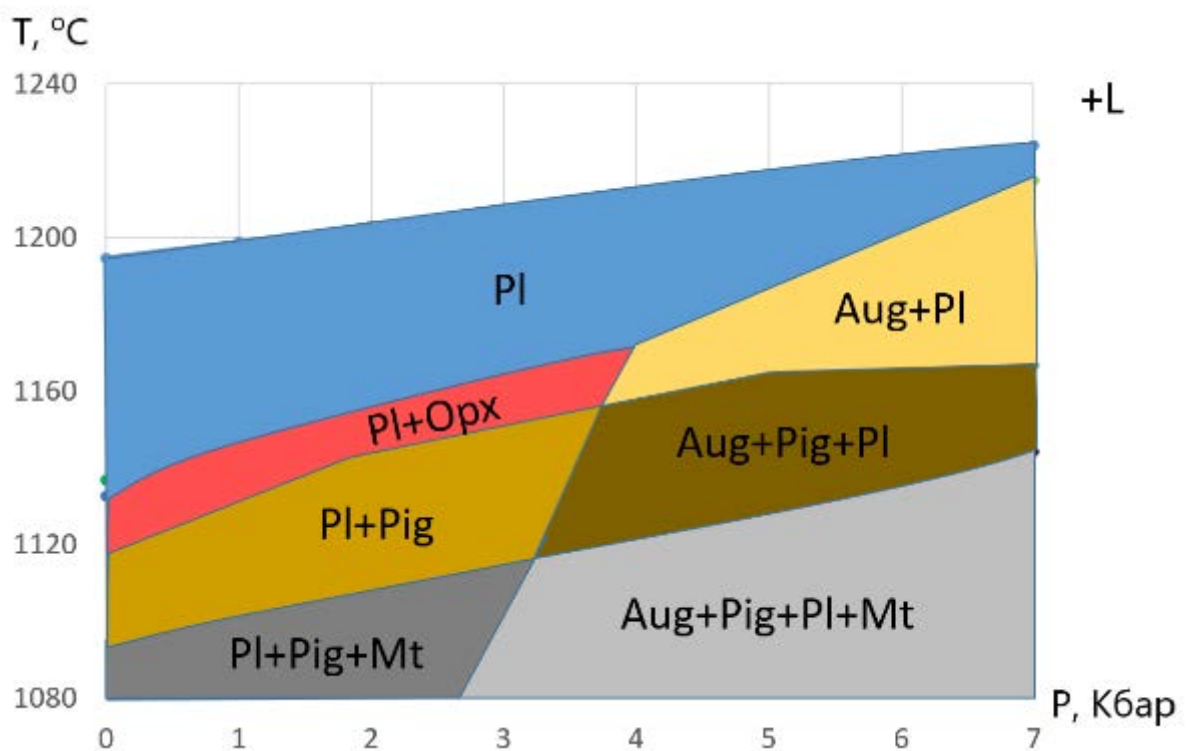


Рисунок 4.6.4. Модельная P-T-диаграмма равновесной кристаллизации для валового состава габброидной части Первомайского интрузива.

Таблица 4.6.4. Сравнение реальных и модельных составов фаз Первомайского интрузива. Приведены максимальные значения магнезиальности и содержания анортитовой компоненты

Минерал	Реальный состав	Модельный состав
Оливин	-	-
Клинопироксен (Mg#)	85;77;72	74
Ортопироксен (Mg#)	?	72
Плагиоклаз (An)	88	73

Установлено несовпадение модельных и реальных составов пироксенов и плагиоклазов габброноритов Первомайского интрузива. Это может быть объяснено метаморфическими преобразованиями пород, чередованием этапов фракционной и равновесной кристаллизации, либо совокупностью этих факторов.

4.7. Продукты субсолидусных превращений высокотемпературных твердых растворов силикатов и оксидов

В процессе остывания интрузивных пород произошёл распад высокотемпературных пироксеновых твердых растворов. Кальцийсодержащие бронзит и гиперстен превратились в матрицу нмзкокальциевых бронзита и гиперстена с пластинчатыми ламелями распада авгита; обогащенные магнием авгит и субкальциевый авгит превратились в матрицу обедненного магнием авгита с пластинчатыми ламелями ромбопироксена (рис. 4.7.1.).

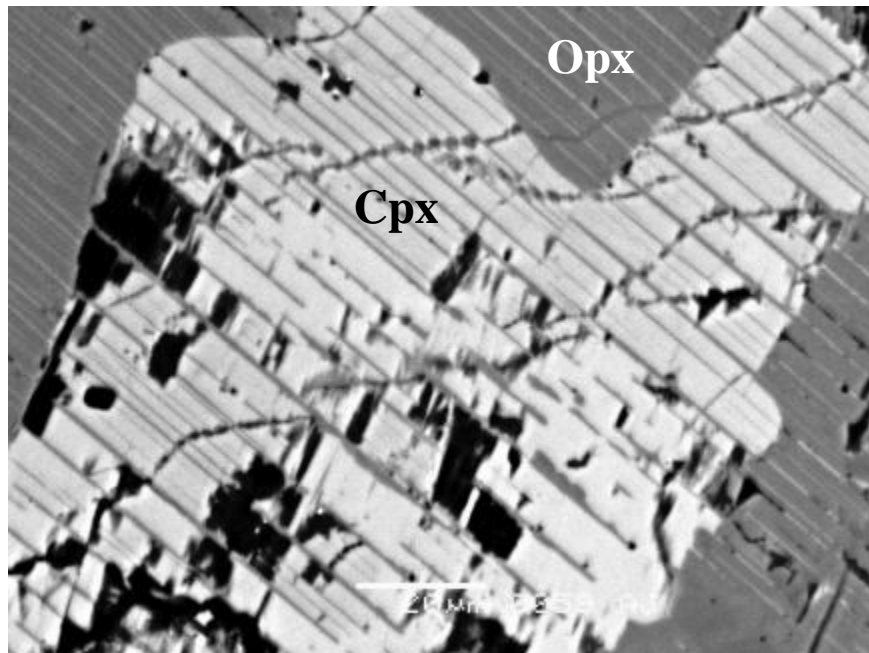


Рисунок 4.7.1. Структуры распада высокотемпературных пироксеновых твердых растворов: авгит (Срх) с пластинчатыми ламелями ромбопироксена (темно-серые) и гиперстен (Орх) с пластинчатыми ламелями авгита (свеило-серые); черное – дефекты полировки; в отраженных электронах. Габбронорит-долериты интрузив Аю-Даг.

Титаномагнетит габброидов и плагиигранитоидов в субсолидусных условиях (при отжиге) превратился в субмикронные срастания магнетита и ульвошпинели (рис. 4.7.2). Заметная часть таких тончайших срастаний сохранилась, даже в наиболее крупных интрузивах габброидов – в Аю-Даге и Чамны-Буруне (рис. 4.7.2).

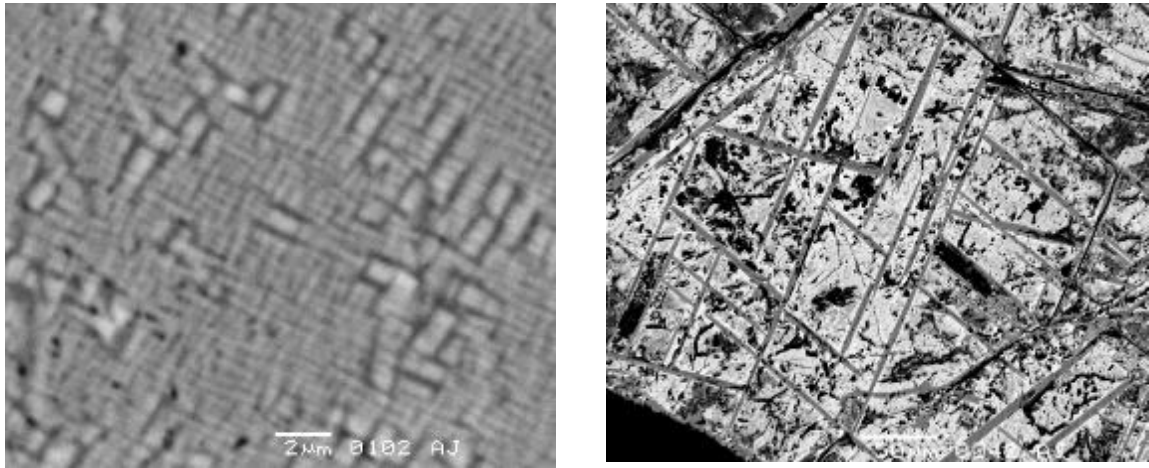


Рисунок 4.7.2. Тончайшие срастания по кубу - магнетита (светлый) и ульвошпинели (серая) – продуктов распада магматического титаномагнетита. В отраженных электронах. Черное – силикатная матрица. Габбронорит-долериты Аю-Дага (слева) и Чамны-Буруна (справа).

Однако, большая часть таких срастаний в дальнейшем при окислительном отжиге была в различной степени замещена более зернистыми пластинчатыми срастаниями магнетита и-ильменита (рис. 4.7.2-4.7.4).

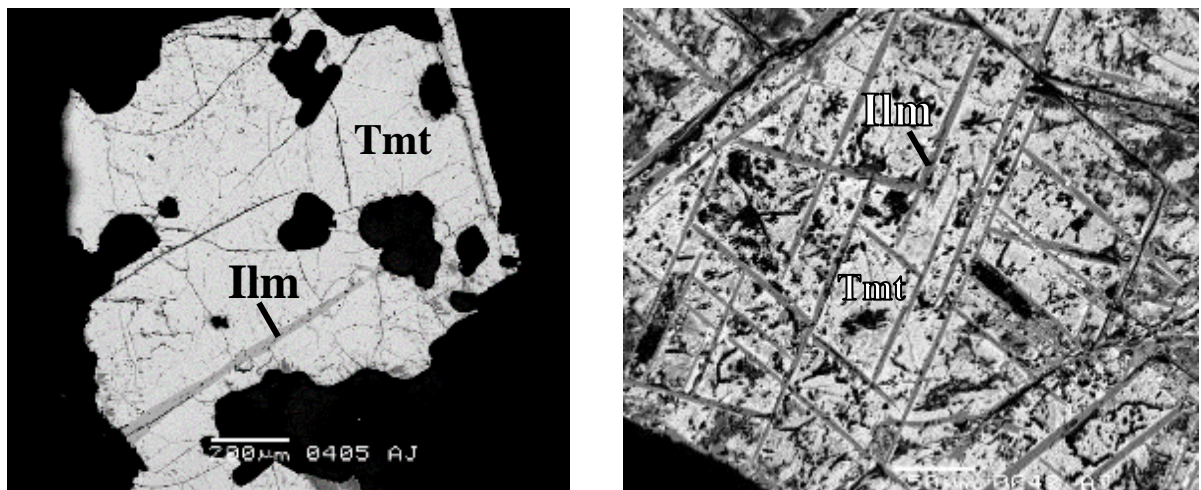


Рисунок 4.7.3. Слева - начало превращений тончайших структур распада магматического титаномагнетита с образованием единичных крупных пластин ильменита (серый). Справа – завершение окислительного распада – матрица магнетита (белый) с множеством пластин распада ильменита. Магнетит частично окислен. Черное – силикатные минералы В отраженных электронах. Габбронорит-долериты Аю-Дага.

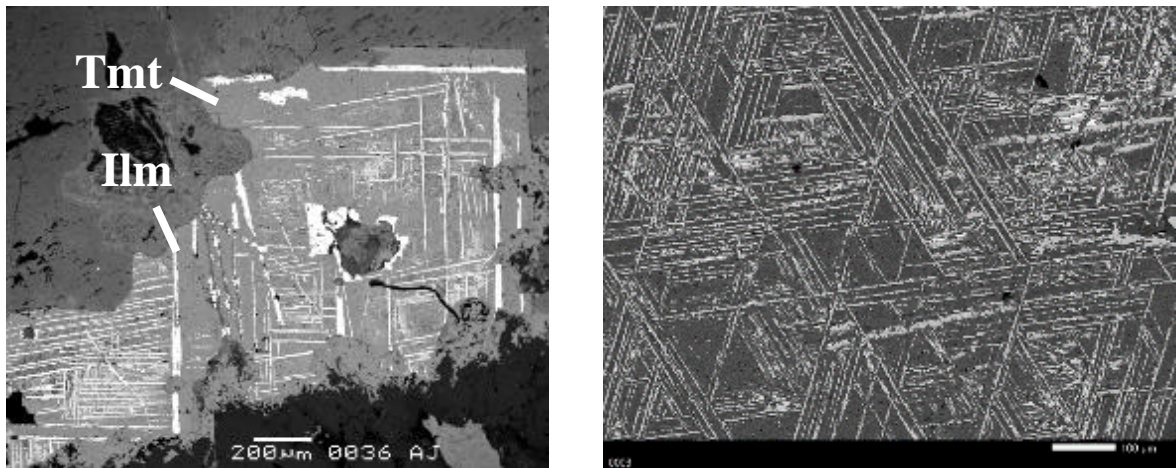


Рисунок 4.7.4. Завершение окислительного распада – матрица магнетита (выщелочена) с множеством пластин распада ильменита (светлые).. Черное – силикатные минералы в отраженных электронах. Габбронорит-долериты Аю-Дага.

Оценка параметров окислительного распада – превращения магматического титаномагнетита в сростания магнетита и ильменита ~ 600 °C и $\lg f O_2 = QFM + 1.6$ (рис. 4.5.9.7).

Таким образом, для островодужных габброидов гипабиссальных интрузивов Горного Крыма и даже наиболее крупных из них типична сильная изменчивость процессов субсолидусных превращений магматического титаномагнетита. В островодужных плагиогранитоидах тех же интрузивов титаномагнетит полностью превращен в ильменит-магнетитовые сростания. Вероятно, отжиг плагиогранитоидов происходил при более высоком окислительном потенциале, т.е. при более высоком $P H_2O$.

4.8. Минералы и минеральные ассоциации послемагматических гидротермальных образований первомайско-аюдагского интрузивного комплекса

Послеинтрузивные гидротермальные образования редки. Это апогабброидные пирротин-рутил-кварц-кальцит-хлорит-альбитовые метасоматиты с отдельными кристаллами и гнездами кристаллов пирита, с монацитом и ксенотимом (продукты замещения магматических редкоземельных минералов группы эпидота) (рис. 4.3.2-4.3.4); пропилиты малоглубинной эпидот-хлоритовой фации, нередко с гнездами зонального клиноцоизита (рис. 4.3.5), кварц-карбонатные и кварцевые жилы и прожилки с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Около гидротермальных жил в габброидах найдена редкая вкрапленность перечисленных сульфидов, единичные мелкие

выделения кобальтистого арсенопирита и редчайшего гессита. Эти образования нередки только в более крупном интрузиве Аю-Даг.

Более ранние метасоматиты состоят преимущественно из альбита An1-1.7 и ярко зеленых в шлифе высокоглинозёмистых и высокожелезистых хлоритов – псевдотюрингита, рипидолита (табл. 4.8). Из них более ранний – наиболее высоко глинозёмистый и высоко железистый хлорит по составу отвечает псевдотюрингиту по классификации Макса Хейя (Heу, 1954) – Al apfu = 1.51-1.52; f = 83-88 (ан. № 1-2, табл. 4.8); Оценка температуры образования данного хлорита 440 °С по (Plissart et al., 2009). Именно с этим менее распространённым хлоритом ассоциирует железистый пирротин. Более поздний широко распространённый хлорит по составу отвечает железистому рипидолиту по классификации М. Хейя. Его состав варьирует от высоко глинозёмистого с Al apfu = 1.43-1.45; f = 72-73 (ан. № 3-4, табл. 4.8) с заметной примесью марганца до низко глинозёмистого с Al apfu = 1.25-1.29; f = 66-768 (ан. № 5-6, табл. 4.8) с заметной примесью марганца, цинка и ванадия. Очевидно, что рипидолит метасоматитов Аю-Дага заместил не только пироксены, но содержащие Mn, Zn, V - титаномагнетит, ильменит и армоколлит. С рипидолитом образуют сростания кальцит, моноклинный пирротин и кварц. В целом, тренд эволюции хлорита гидротермальных метасоматитов Аю-Дага: существенное снижение глинозёмистости и железистости, накопление марганца и цинка.

Таблица 4.8. Химический состав (мас. %) хлорита – псевдотюрингита (№ 1-2) и рипидолита (№ 3-6) апогабброидных метасоматитов интрузива Аю-Даг

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	21.94	21.97	22.97	23.44	26.25	26.33
Al ₂ O ₃	22.85	22.61	21.77	22.13	20.87	20.14
V ₂ O ₃	нпо	нпо	0.12	1.44	0.07	0.13
FeO	39.32	41.57	34.72	35.40	35.50	35.75
MnO	нпо	нпо	0.80	0.68	0.65	0.76
ZnO	нпо	нпо	0.08	нпо	0.51	0.29
MgO	4.50	3.26	7.36	7.68	9.92	9.82
сумма	88.61	89.41	87.82	89.42	93.77	93.22
Число атомов в формуле						
Si	2.480	2.489	2.570	2.570	2.726	2.755
Al ^{IV}	1.520	1.511	1.430	1.430	1.274	1.245
сумма	4					
Fe	3.717	3.940	3.248	3.246	3.083	3.128
Mg	1.116	0.551	1.228	1.255	1.535	1.531
Mn	-	-	0.076	0.063	0.067	0.067
Zn	-	-	0.007	-	0.039	0.023
Al ^{VI}	1.524	1.509	1.441	1.430	1.280	1.239
V	-	-	0.011	0.006	0.006	0.011
сумма	6					
f, %	83.1	87.7	73.1	72.5	66.4	67.8

Пирротин слагает неправильной формы выделения, нередко уплощённые, до 0,6x0,2 мм, которые тяготеют к гнёздам кальцита. Часть мелких выделений - это промежуточный (железистый) пирротин сом состав, масс. %: Fe 59.51; Co 0.54; Ni 0.12; S 38.38; сумма 98.43 %; формула $(\text{Fe}_{0.890}\text{Co}_{0.008}\text{Ni}_{0.002})_{0.900}\text{S}_1$; - Fe_9S_{10} . Часть мелких и все крупные выделения слагает магнитный моноклинный пирротин; его состав, масс. %: Fe 59.97; Co 0.24; Ni следы; S 39.54; сумма 99.75 %; формула $(\text{Fe}_{0.871}\text{Co}_{0.003})_{0.874}\text{S}_1$; это почти точно отвечает Fe_7S_8 . Гидротермальный пирротин отчётливо отличен от магматогенного тем, что в его составе кобальт значительно преобладает над никелем. И тот, и другой пирротин в тектонизированных метасоматитах с прожилками кальцита замещают кубы пирита с поперечником от первых мм до см. Размер скопленных кубов пирита до 35 см в поперечнике.

Железистый сфалерит слагает неправильной формы мелкие кристаллы и гнёзда с поперечником до 0,4 мм. Типичные составы, мас. %: Zn 58.16 и 59.27; Fe 8.04 и 7.51; Cd 0.17 и 0.57; Ge 0.33 и 0.26; S 33.23 и 33.54; Se 0.30 и 0.31; сумма 100.25 и 101.46%; формулы $(\text{Zn}_{0.855}\text{Fe}_{0.139}\text{Cd}_{0.001}\text{Ge}_{0.004})_{0.999}(\text{S}_{0.997}\text{Se}_{0.004})_{1;001}$ и $(\text{Zn}_{0.863}\text{Fe}_{0.128}\text{Cd}_{0.005}\text{Ge}_{0.003})_{0.999}(\text{S}_{0.997}\text{Se}_{0.004})_{1;001}$. Сфалерит содержит 13-14 мол. % минала троилита и очень беден кадмием – $\text{Zn}:\text{Cd} = 105\text{-}340$, с заметной примесью германия.

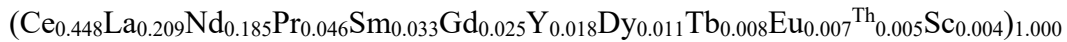
Галенит образует редкие неправильной формы кристаллы размером до 35 мкм в сростании с хлоритом, кальцитом, альбитом и рутилом. Состав галенита, мас. %: Pb 80.75; Bi 2.31; Ag 1.20; Cd 0.39; S 13.31; сумма 97.96 %; формула $(\text{Pb}_{0.938}\text{Ag}_{0.027}\text{Bi}_{0.027}\text{Cd}_{0.008})_{1.000}\text{S}_{1.000}$; Итак, галенит гидротермальных метасоматитов Аю-Дага содержит ~5 % минала шапбахита AgBiS_2 , что свидетельствует о повышенной температуре образования данных метасоматитов.

Размер выделений рутила до 60 мкм. Средний состав и вариации состава рутила гидротермальных метасоматитов Аю-Дага по данным ЕМА, мас. % (4 кристалла, 4 анализа): TiO_2 98.68 (97.79-99.09); Al_2O_3 0.28 (0.19-0.35); Fe_2O_3 0.36 (0.16-0.31); V_2O_3 0.53 (0.39-0.80); Sc_2O_3 0.22 (0.14-0.31); сумма 100.17 % (98.85-100.58). Этому составу отвечает формула $(\text{Ti}_{0.983}\text{V}_{0.006}\text{Al}_{0.004}\text{Fe}^{3+}_{0.004}\text{Sc}_{0.003})_{1.000}\text{O}_{1.983}(\text{OH})_{0.017}$. Изученный гидротермальный рутил мало примесный, содержит до 0.3 масс. % оксида скандия.

Пиритинозные апогабброидные гидротермальные пирротин-рутил-кальцит-хлорит-альбитовые метасоматиты интрузива Аю-Даг содержат заметное количество новообразованных монацита и ксенотима., продуктов гидротермальной переработки аксессуарных редкоземельных минералов группы эпидота, которых немало в габброидах первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма (Спиридонов и др., 2025а, 2025б).

Монацит и подчиненный ксенотим слагают небольшие неправильной формы кристаллы размером до 15-35 мкм, не зональные по составу. Средний состав и вариации состава монацита-(Ce) гидротермальных метасоматитов Аю-Дага, масс. % (5 кристаллов, 6 анализов): La₂O₃ 14.62 (14.04-15.58); Ce₂O₃ 31.53 (30.74-32.00); Pr₂O₃ 3.27 (2.88-3.47); Nd₂O₃ 13.36 (12.55-13.81); Sm₂O₃ 2.50 (2.18-3.16); Eu₂O₃ 0.50 (0.31-0.69); Gd₂O₃ 1.91 (1.59-2.41); Tb₂O₃ 0.60 (0.45-0.81); Dy₂O₃ 0.85 (0.69-1.22); Sc₂O₃ 0.13 (0.09-0.23); Y₂O₃ 0.89 (0.66-1.08); ThO₂ 0.62 (0.18-1.03); P₂O₅ 29.51 (28.53-30.08); SiO₂ 0.77 (0.64-0.95); сумма 101.08 % (97.26-102.91).

Этому составу отвечает формула



[(PO₄)_{0.970}(SiO₄)_{0.030}]_{1.000}. Как видно, изученный гидротермальный монацит содержит около 2 мол. % минала ксенотима YPO₄, что соответствует умеренно высокой температуре его образования (Gratz, Heinrich at al., 1997).

Состав ксенотима гидротермальных метасоматитов Аю-Дага по данным ЕМА, масс. %: Y₂O₃ 44.92; La, Ce, Pr - нпо; Nd₂O₃ 0.56; Sm₂O₃ 0.96; Eu₂O₃ 0.52; Gd₂O₃ 3.40; Tb₂O₃ 0.99; Dy₂O₃ 6.54; Ho₂O₃ 1.22; Er₂O₃ 2.75; Tm, Lu – нпо; Yb₂O₃ 1.82; Sc₂O₃ 0.29; ThO₂ 1.08; UO₂ 0.21; P₂O₅ 34.44; SiO₂ 1.25; SO₃ 0.33; сумма 101.28 %. Этому составу отвечает формула (Y_{0.783}Dy_{0.070}Gd_{0.037}Er_{0.028025}Yb_{0.018}Ho_{0.013}Tb_{0.011}Sm_{0.011}Sc_{0.008}Th_{0.008}Nd_{0.006}Y_{0.018}U_{0.002})_{1.002} [(PO₄)_{0.956}(SiO₄)_{0.041}(SO₃)_{0.001}]_{0.998}. Изученный гидротермальный ксенотим не содержит цирконий, что чётко отличает его от ксенотима магматических пород и высокотемпературных метасоматитов, который представлен твёрдым раствором ксенотим – циркон; например, от ксенотима послеостроводужных гранитоидов Кастельского плутона (Спиридонов, Путинцева, 2024; Спиридонов, Овсянников, 2025).

На основании фактических данных, приведенных в главе 4, сформулированы первое и второе защищаемые положения.

Глава 5. Продукты регионального низкоградного метаморфизма пород первомайско-аюдагского интрузивного комплекса

Несмотря на многолетние исследования, до сих пор дискуссионны минеральный состав и номенклатура многих интрузивных пород Горного Крыма. Основная сложность в том, что магматические породы в процессах эпигенетичного низкоградного метаморфизма приобрели зеленокаменный облик, существенно затрудняющий их диагностику. Оливин и ромбический пироксен интрузивных пород полностью замещены минералами групп серпентина и хлорита, тальком, глинистыми минералами, карбонатами, кварцем, пиритом и другими сульфидами, плагиоклаз зачастую альбитизирован, авгит - хлоритизирован... Восстановление первоначального состава пород и минералов возможно благодаря крайней неоднородности проявлений низкоградного метаморфизма.

Допозднеюрские образования Горного Крыма перекрыты толщами конгломератов, осадочных брекчий, рифовых известняков, песчанистых и глинистых известняков оксфорда и кимериджа мощностью до 4-5 км (Муратов, 1973). Позднеюрские осадочные толщи шарьированы, произошло тектоническое сучивание, в результате чего их реальная суммарная мощность достигла 7 км и более, По этой причине, нижние горизонты рифовых известняков оксфорда, погруженные на глубину 5-7 км, были превращены в мраморизованные; этими породами облицованы многие станции метро Москвы. В процессе накопления многокилометровых карбонатно-терригенных толщ позднеюрского возраста и их тектонического сучивания более древние образования Горного Крыма были погружены на глубину не менее 5-7 км и захвачены процессами регионального низкоградного метаморфизма погружения (Спиридонов, 1989; Spiridonov, 1998; Спиридонов и др., 2014, 2018, 2021, 2023; Спиридонов, **Овсянников**, 2024). С этими данными согласуются позднеюрские $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки многих среднеюрских магматических пород Горного Крыма (Meijers et al., 2010; Popov et al., 2022). Процессы низкоградного метаморфизма примерно однотипны на всей территории Горного Крыма, наложены на толщи флиша T₂-J₁, угленосные осадочные толщи J₂, тектонизированные островодужные интрузивные породы раннего байоса и вулканиты позднего байоса.

Эпигенетичный зеленокаменный метаморфизм погружения позднеюрского возраста заметно изменил минеральный и химический состав пород первомайско-аюдагского комплекса в местах даже их слабой тектонизации. Магматические породы и окружающие пиритоносные карбонатсодержащие флишевые толщи захвачены метаморфизмом

совместно. Поэтому, в метаморфизованные магматические породы произошёл привнос углекислоты и серы из метаморфизованного флиша. Количество кальцита и железистого доломита в метагабброидах достигает четверти их объёма, пирита – 5-7 %. При этом, крайне неоднородно, но кардинально снизилась магнитная восприимчивость габброидов и плагиогранитоидов первомайско-аюдагского комплекса.

5.1. Продукты метаморфизма 1 стадии в условиях цеолитовой фации

Первая стадия низкоградного метаморфизма – погружение, нагрев, метаморфизм в условиях цеолитовой фации, вплоть до ее высокотемпературной ломонтитовой субфации по (Miyashiro, Shida, 1970). Метаморфизованные магматические породы 1 стадии состоят из альбита, низко глинозёмистого хлорита, клиноцоизита-эпидота, иддингсита $(Mg,Fe)_4[(OH)_2/Si_6O_{15}] \cdot 6(H_2O)$ (по оливину) (такие образования под названием хлорофеит описаны в работах петрографов XIX века – А.Е. Лагорио, 1887 и А.А. Яковлева, 1888); серпентина - лизардита (по иддингситу), титанита, кальцита и других карбонатов глинистых минералов, пирита, анальцима $Na_{16}[Al_{16}Si_{32}O_{96}] \cdot 16(H_2O)$ (рис. 5.1.1-5.1.4), ломонтита $Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}] \cdot 18(H_2O)$ (рис. 5.1.1, 5.1.2) и других цеолитов. Поскольку практически вся территория Горного Крыма при дальнейшем погружении была захвачена метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, минералы 1 стадии метаморфизма практически не сохранились. В ряде случаев они опознаются по форме псевдоморфоз пренита по кристаллам анальцима (рис. 5.1.1, 5.1.3), пренита по кристаллам ломонтита (рис. 5.1.1, 5.1.2), актинолита по кристаллам гмелинита-(Ca) $Ca_{3.5}Na[Al_8Si_{16}O_{48}] \cdot 23(H_2O)$ (рис. 5.1.4); лизардита по иддингситу (сепиолиту) (рис. 4.1.8, 5.1.5); лизардита по баститу (по бронзиту) (рис. 4.1.40, 4.1.41).

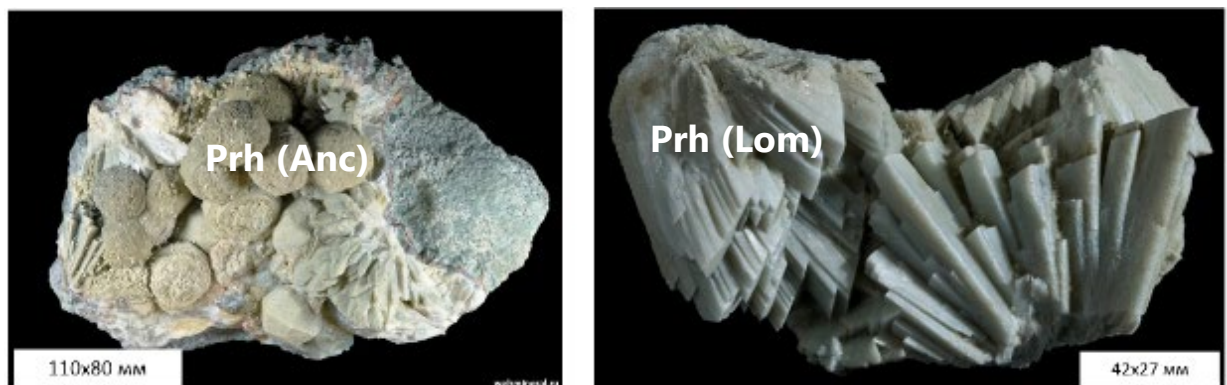


Рисунок 5.1.1. Продукты низкоградного метаморфизма 1 стадии среди метаморфизованных габброидов Кушнаревского-Первомайского интрузива: слева – друза анальцима и ломонтита, справа – друза ломонтита. Анальцим и ломонтит псевдоморфно замещены минералами 2 стадии метаморфизма – пренитом с примесью актинолита. Фото с сайта webmineral.ru.

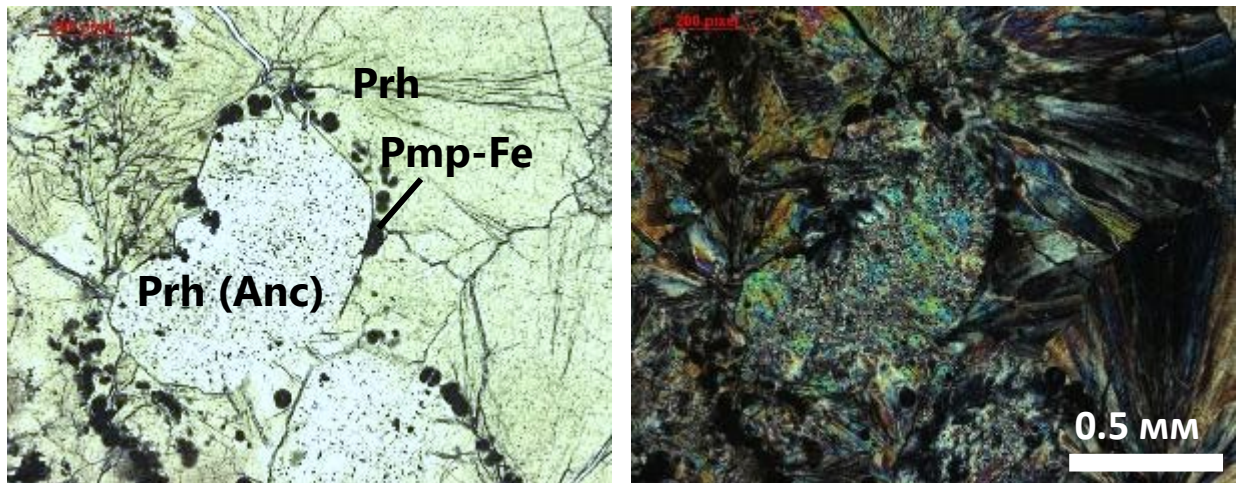


Рисунок 5.1.2. Продукт низкоградного метаморфизма 1 стадии габброидов Кушнаревского-Первомайского интрузива – кристаллы анальцима псевдоморфно замещены агрегатом пренита 2 стадии метаморфизма. На псевдоморфозы пренита по анальциму narосли зеленый пумпеллит-(Fe) и расщепленный пренит. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

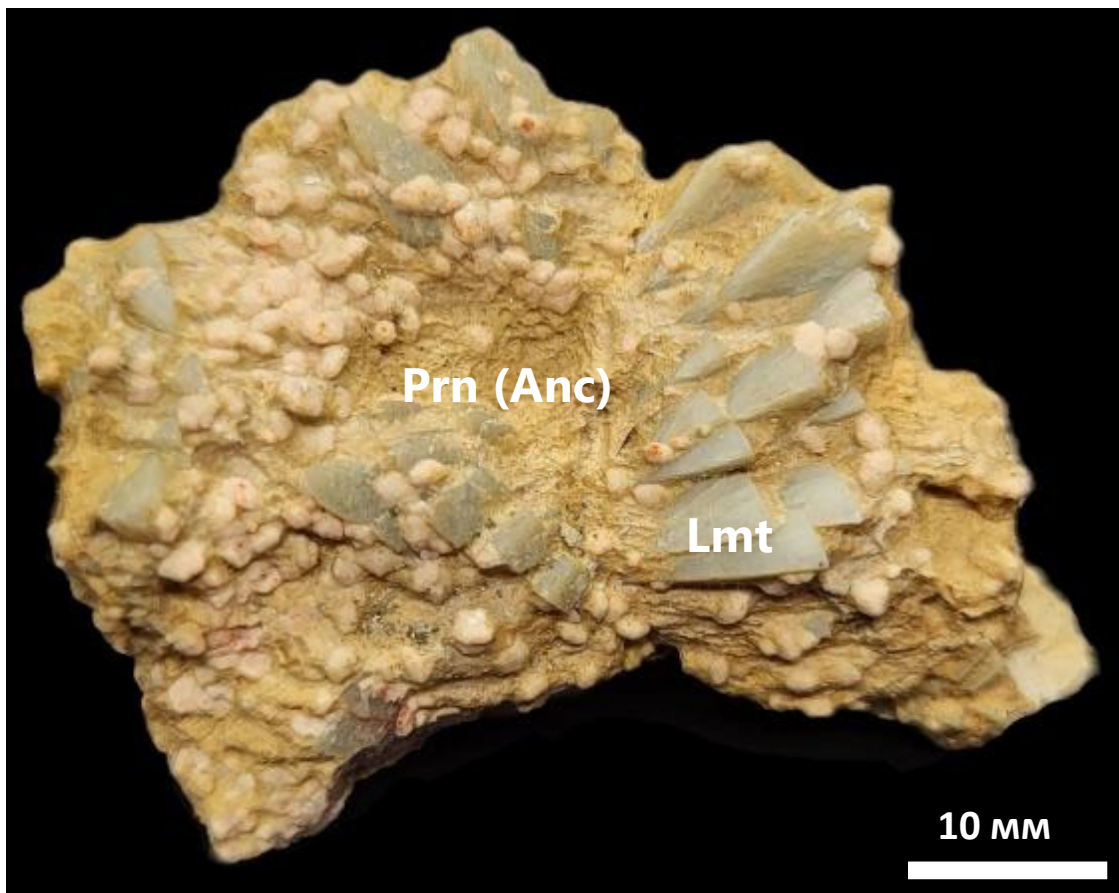


Рисунок 5.1.3. Продукт низкоградного метаморфизма 1 стадии среди метаморфизованных габброидов Кушнаревского-Первомайского интрузива – друзы анальцима. Анальцим замещен пренитом 2 стадии метаморфизма. На эти образования narосли призмы ломонтита 3 стадии низкоградного метаморфизма. Коллекция Севастопольского музея камня.

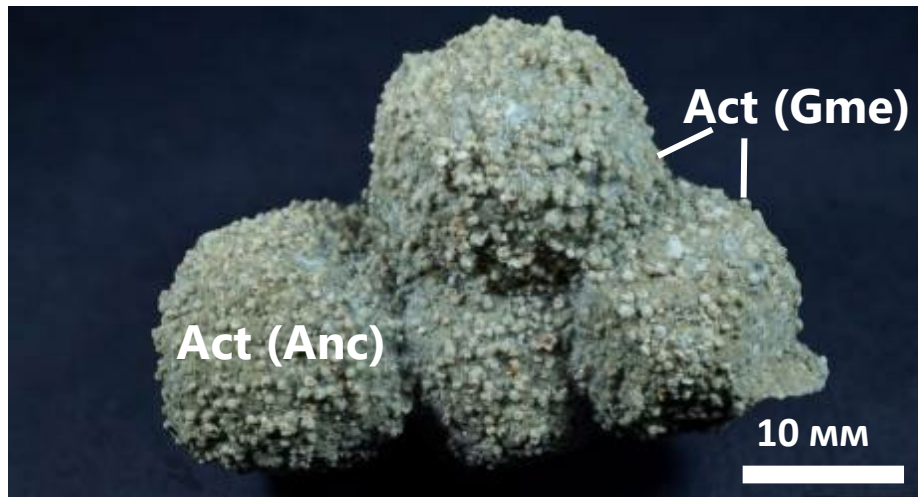


Рисунок 5.1.4. Продукт низкоградного метаморфизма 1 стадии среди метаморфизованных габброидов Кушнаревского-Первомайского интрузива – друза кристаллов анальцима, на которые вырос гмелинит. Оба цеолита замещены актинолитом 2 стадии метаморфизма. Коллекция Севастопольского музея камня

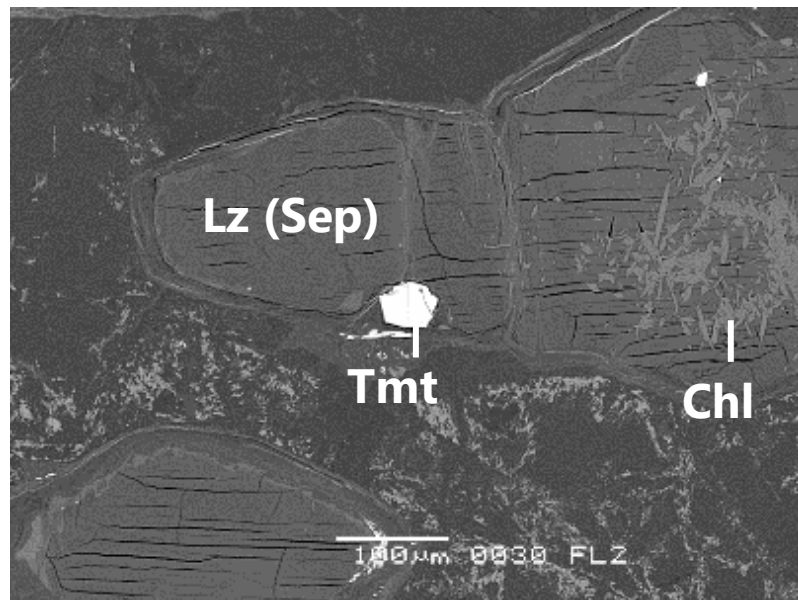


Рисунок 5.1.5. Метаплагиолерцолиты Балаклавы. Псевдоморфозы идингсита (сепиолита) по оливину с характерными трещинами, близкими к прямолинейным. Впоследствии идингсит был замещен сепентином - лизардитом. В отраженных электронах.

5.2. Продукты метаморфизма 2 стадии в условиях пренит-пумпеллиитовой фации

Вторая стадия – дальнейшее погружение, нагрев и метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации с образованием псевдоморфоз пренита $\text{Ca}_2\text{Al}[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ по ломонтисту и анальциму (рис. 5.1.1-5.1.4), альбита, пренита (рис. 5.2.1-5.2.8), пумпеллиита- $(\text{Al})\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe},\text{Mg})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$ (рис. 5.2.8), клиноцоизита, хлорита, пектолита $\text{NaCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_8\text{OH}]$ – по плагиоклазу; по темноцветным минералам - пумпеллиита- $(\text{Fe}^{3+})\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Mg})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$ (рис. 5.2.1-5.2.4, 5.2.7, 5.2.8), по биотиту -

стильпномелана $K(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+})_8(OH)_8/(Si, Al)_{12}O_{28} \cdot 2(H_2O)$ (рис. 5.2.9, 5.2.10), талька, карбоната и кварца по оливину) (рис. 5.2.11) (Спиридонов, 1989; Spiridonov, 1998; Спиридонов и др., 2014, 2018, 2021, 2023); титанита, псевдобрукита $(Fe^{3+}, Fe^{2+})_2(Ti, Fe^{3+})O_5$, псевдорутила $Fe^{3+}_2Ti_3O_9$, рутила – по титаномagnetиту, ильмениту и армоколиту (рис. 5.2.16-5.2.20) (Спиридонов, **Овсянников**, 2024).

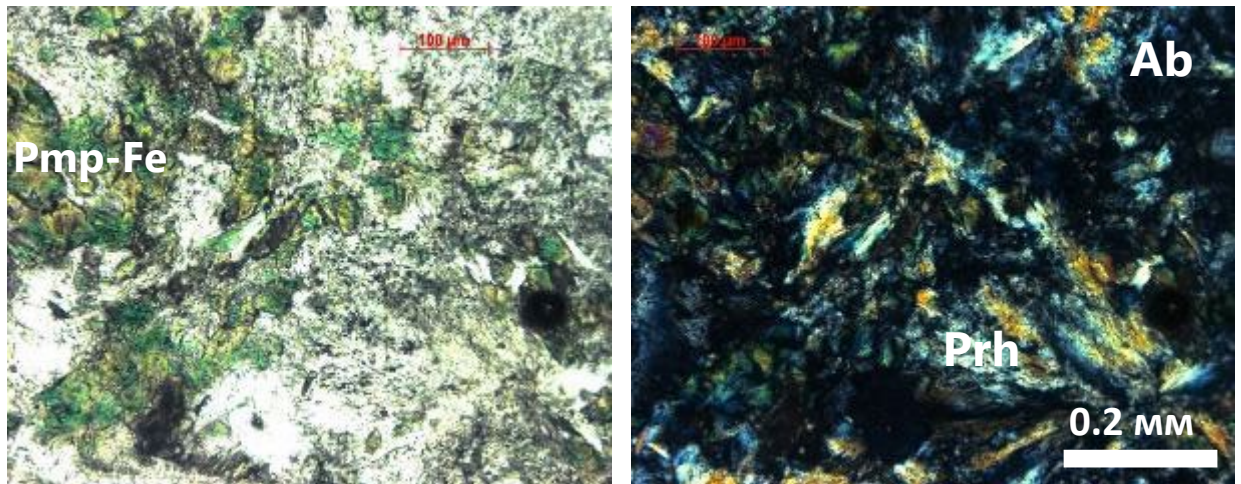


Рисунок 5.2.1. Метагаббронорит-долериты Кушнаревского-Первомайского интрузива. Агрегаты ярко плеохроирующего пумпеллиита-(Fe), пренита, альбита, хлорита, титанита. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

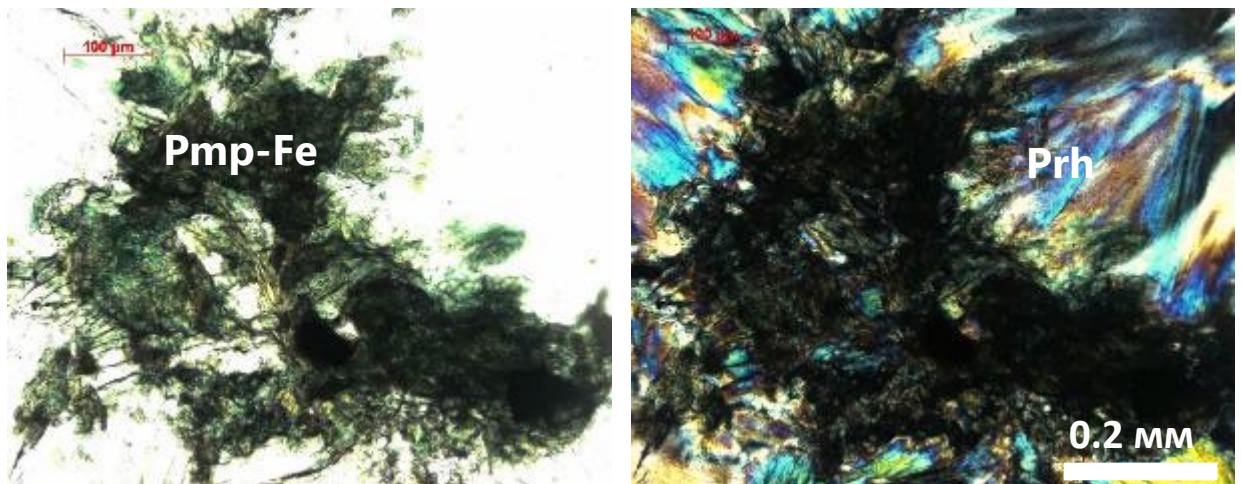


Рисунок 5.2.2. Метаморфизованные габбронорит-долериты Кушнаревского-Первомайского интрузива. Срастания ярко плеохроирующего пумпеллиита-(Fe) и расщепленного пренита. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

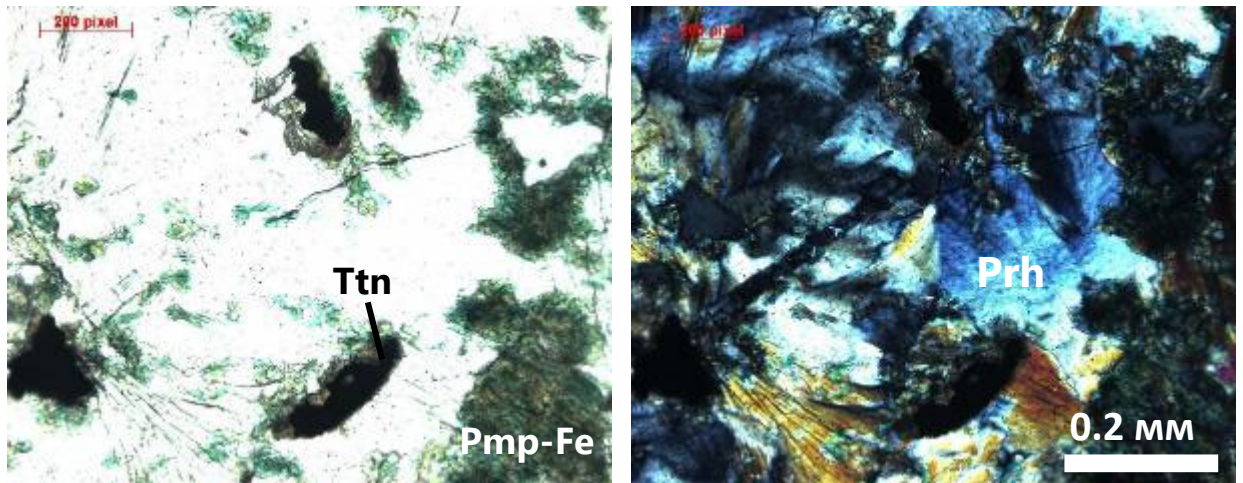


Рисунок 5.2.3. Метаморфизованные лейкократовые габбро-диориты Кушнаревского-Первомайского интрузива. Агрегаты пренита, пумпеллиита-(Fe), пренита, хлорита, титаниита. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

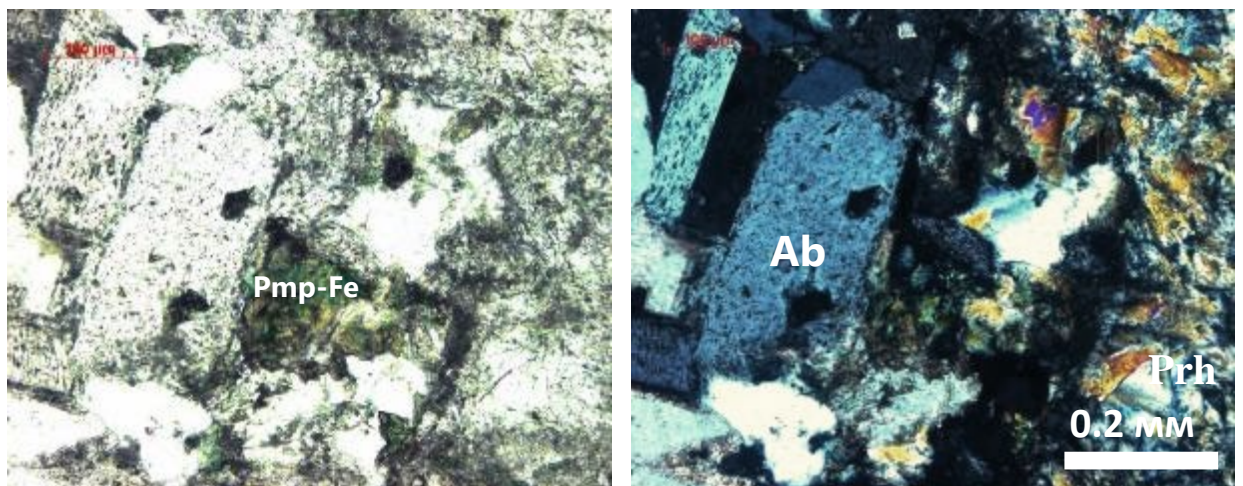


Рисунок 5.2.4. Метаморфизованные кварцевые диориты Кушнаревского интрузива. Альбит и пренит по плагиоклазу, пумпеллиит-(Fe) и хлорит по темноцветным минералам, титанит по ильмениту, реликтовый кварц. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

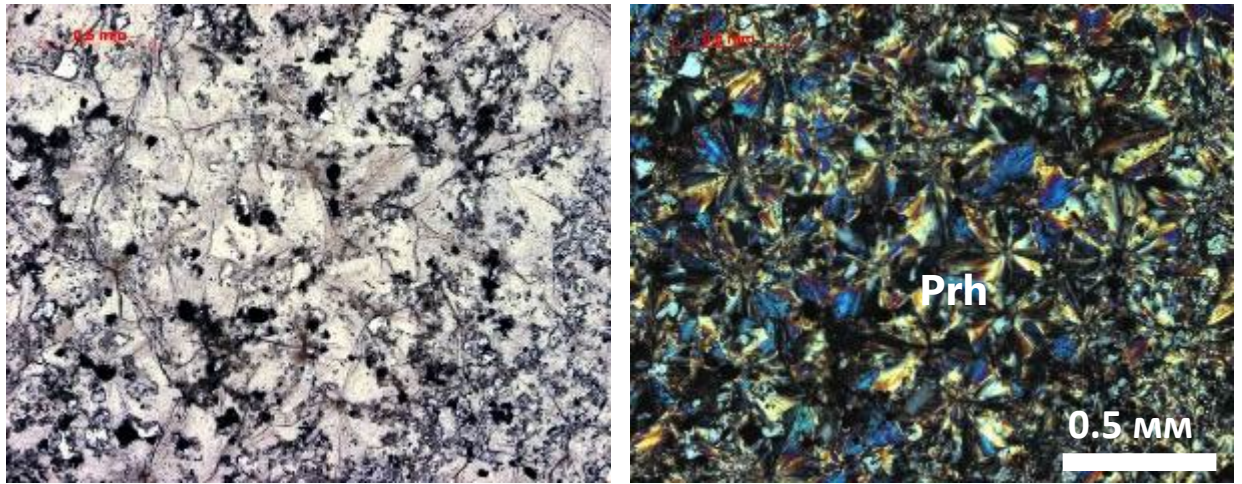


Рисунок 5.2.5. Гнездо расщепленного пренита с включениями кварца, хлорита и пумпеллиита среди метаморфизованных габбро-диоритов Кушнаревского-Первомайского интрузива. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

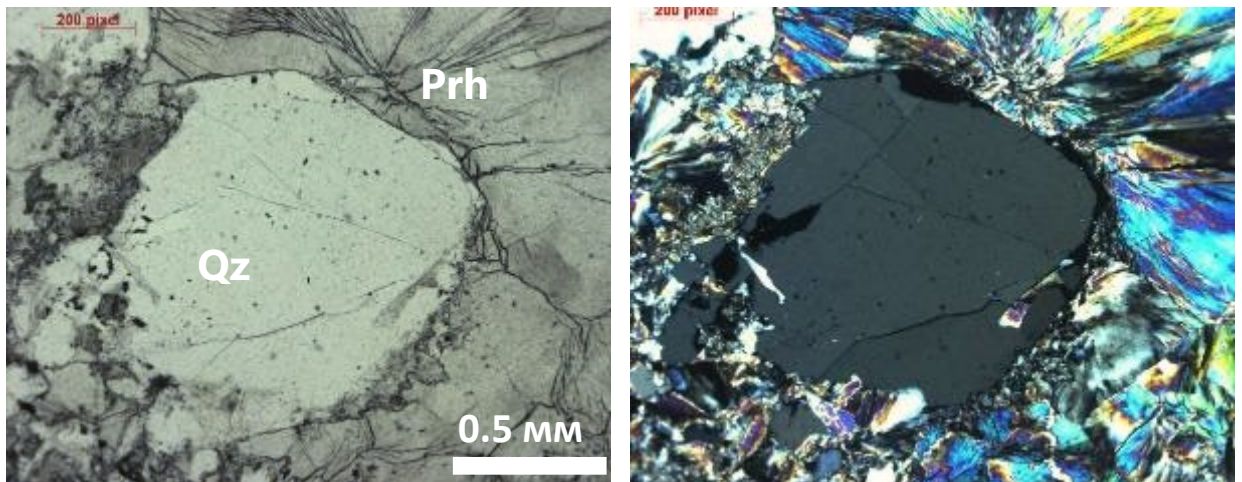


Рисунок 5.2.6. Агрегаты расщепленного пренита и кварца среди метаплагиогранитов Кушнаревского интрузива. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

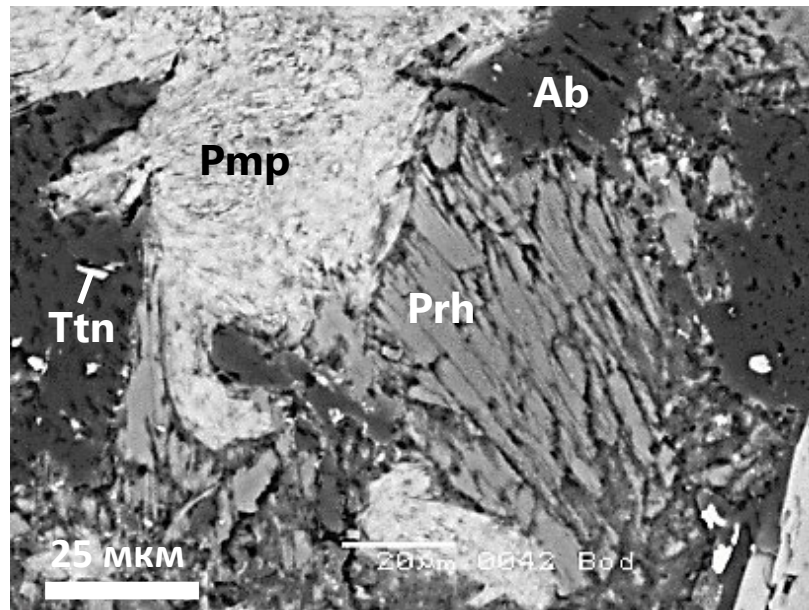


Рисунок 5.2.7. Метаморфизованные габбронорит-долериты Лебединского, превращенные в агрегаты призматического пренита (серый), пумпеллиита (светлый), альбита (темно-серый) и титанита (белый). В отраженных электронах.

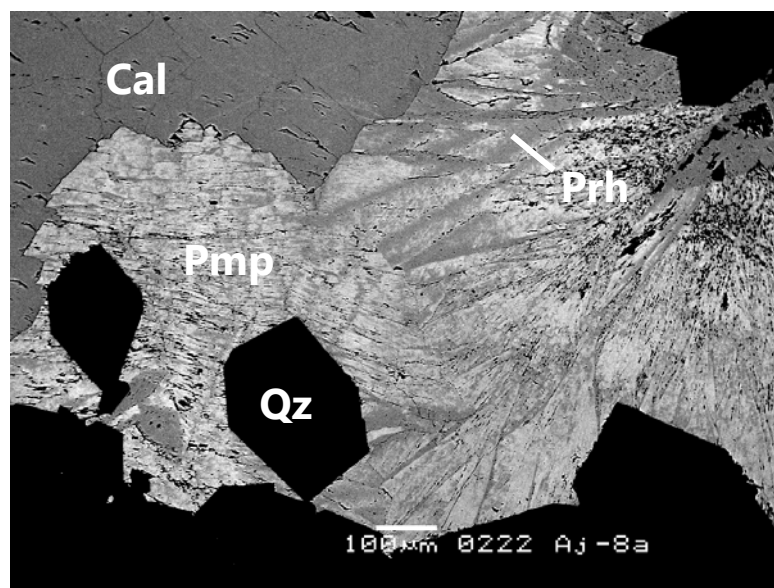


Рисунок 5.2.8. Гнездо пумпеллиита-(Fe³⁺) (светлый) и пумпеллиита-(Al) (светло-серый) и длинных пластин пренита (серые) с кварцем (чёрный) и кальцитом. Метаморфизованные габбронорит-долериты Аю-Дага. В отраженных электронах.

Химический состав пумпеллиита-(Fe³⁺) и пумпеллиита-(Al) метаморфизованных габброидов Аю-Дага приведен в таблице 5.2.1.

Таблица 5.2.1. Химический состав (масс. %) пумпеллиита-(Al) (№ 1-2) и пумпеллиита-(Fe³⁺) (№ 3-7) низкоградно метаморфизованных габбронорит-долеритов интрузива Аю-Даг

№№	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37.40	37.83	37.45	36.88	36.00	35.79	36.72
TiO ₂	нпо	нпо	0.19	нпо	нпо	0.41	0.16
Cr ₂ O ₃	нпо	0.07	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	27.18	26.35	25.71	24.45	23.81	23.98	22.82
Fe ₂ O ₃	5.37	5.12	7.01	8.15	8.52	9.35	10.81
MnO	0.14	нпо	0.10	0.15	0.20	0.16	0.15
MgO	1.02	1.87	1.23	1.38	1.86	1.58	1.01
CaO	23.30	23.29	22.88	22.94	23.03	23.41	22.87
Na ₂ O	нпо	0.14	0.20	нпо	нпо	нпо	нпо
сумма	94.41	94.77	94.77	93.95	94.41	95.68	94.54
Число атомов в формуле							
Ca	1.995	1.987	1.961	1.994	1.992	1.994	2.000
Na	-	0.021	0.032	-	-	-	-
сумма	1.995	2.008	1.993	1.994	1.992	1.994	2.000
Fe ³⁺	0.324	0.305	0.422	0.498	0.518	0.560	0.664
Al VI	0.550	0.462	0.420	0.330	0.253	0.224	0.191
Mg	0.121	0.221	0.142	0.168	0.223	0.187	0.124
Mn	0.010	-	0.007	0.010	0.014	0.011	0.011
Ti	-	-	0.012	-	-	0.024	0.010
Cr	-	0.004	-	-	-	-	-
сумма	1.005	0.992	1.007	1.006	1.008	1.006	1.000
Al VI	2						
Si	2.990	2.998	2.995	2.992	2.987	2.997	2.996
Al IV	0.010	0.002	0.005	0.008	0.013	0.003	0.004
сумма	3						
OH	0.864	0.748	0.821	0.820	0.951	0.829	0.871

Как видно, преобладает железистый пумпеллиит, который густо окрашен. Такой пумпеллиит совместно с хлоритом являются основными хромофорами зеленокаменных пород пренит-пумпеллиитовой фации Горного Крыма.

По рентгенометрическим данным (дифрактограммы порошка) в метагабброидах Аю-Дага и метаплагиолерцолитах Балаклавы хлорит представлен стандартным 14 Å хлоритом. Минеральные виды хлоритов по классификации М. Хей (Heu, 1954) и основные параметры их химического состава из метаморфизованных магматических пород первомайско-аюдагского комплекса приведены в таблице 5.2.2.

Таблица 5.2.2. Минералы группы хлорита (в сростании с пренитом, пумпеллиитом, альбитом) и параметры их состава в метаморфизованных интрузивных породах первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма

Интрузивы (число анализов)	Рипидолит		Брунсвит		Пикнохлорит	
	Al x	f	Al x	f	Al x	f

Метаморфизованные габбронорит-долериты и габбродиориты						
Лебединский (8)	1.38 (5) 1.30–1.43	63.0 53.0-72.2	1.05 (3) 0.96-1.15	65.2 59.6-73.5		
Аю-Даг (31)	1.25 (14) 1.20-1.29	64.3 59.7-76.0	1.00 (17) 0.97-1.19	63.5 51.6-77.2		
Кушнарёвский (6)	1.22 (2) 1.21-1.23	67.5 63.4-71.7	1.07 (4) 1.00-1.15	65.0 63.4-67.1		
Лозовской (8)	1.46 (1)	50.1	1.11 (7) 1.09-1.19	61.1 59.2-63.1		
Чамны-Бурун (6)			1.04 (6) 0.99-1.10	60.3 53.2-71.5		
Метаморфизованные габброиды, оливковые габброиды и плагиолерцолиты						
Балаклава (7)	1.26 (2) 1.25-1.27	60.0 56.8-63.3	1.11 (2) 1.08-1.14	54.6 53.4-55.7	1.02 (3) 0.91-1.19	29.1 26.7-33.5
Метаморфизованные оливковые габброиды и плагиолерцолиты						
Донузоран (3)					1.10 (3) 1.06-1.16	38.3 36.9-41.1
Уртапай (2)					1.01 (2) 0.98-1.04	37.1 35.0-39.1

Примечание. $Al\ x = (Al^{IV} + Al^{VI})/2$, арфу. f – железистость, %.

Как видно, метаморфогенные хлориты крымских пород довольно железистые и умеренно глиноземистые. Причем, в метаморфизованных породах, богатых магматическим оливином, оба эти параметра заметно ниже; т.е. состав хлорита в заметной степени зависит от состава протолита. В целом, распространённые 14 Å хлориты метагабброидов 2 стадии регионального метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации представлены преобладающим брунсвигом и подчинённым умеренно железистым рипидолитом; преобладающий хлорит метаплагиолерцолитов – дафнит. Таким образом, хлориты метаморфизованных крымских габброидов значительно менее глинозёмистые и менее железистые, т.е. более низко температурные, чем хлориты гидротермально изменённых крымских габброидов.

Относительно распространенный минерал метаморфизованных магматитов 2 стадии – стильпномелан (рис. 5.2.9-5.2.10).

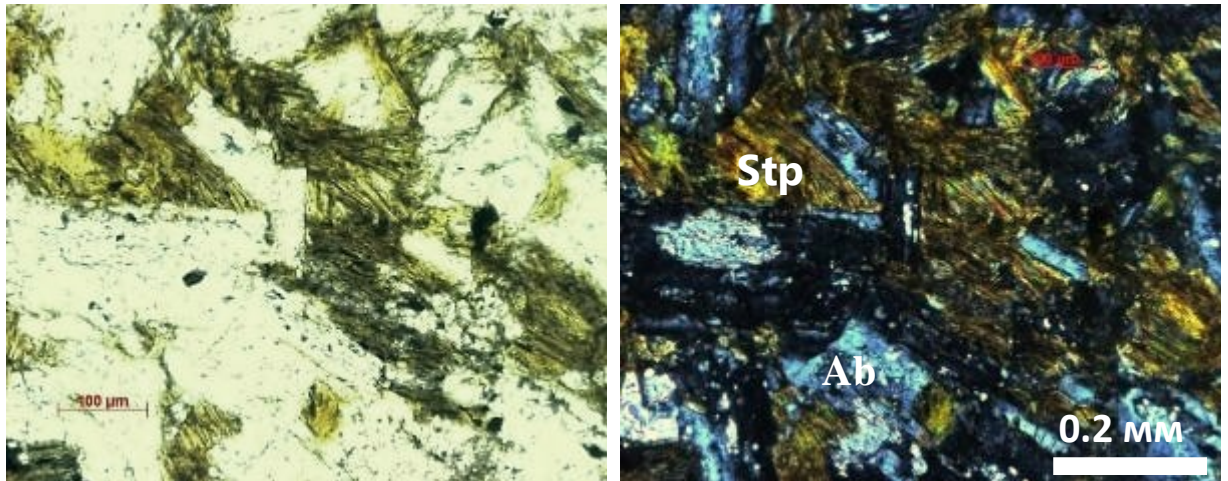


Рисунок 5.2.9. Псевдоморфозы стильномелана по магматическим биотиту и амфиболу, альбита – по плагиоклазу в метаморфизованных кварцевых диоритах Кушнаревского-Первомайского интрузива. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

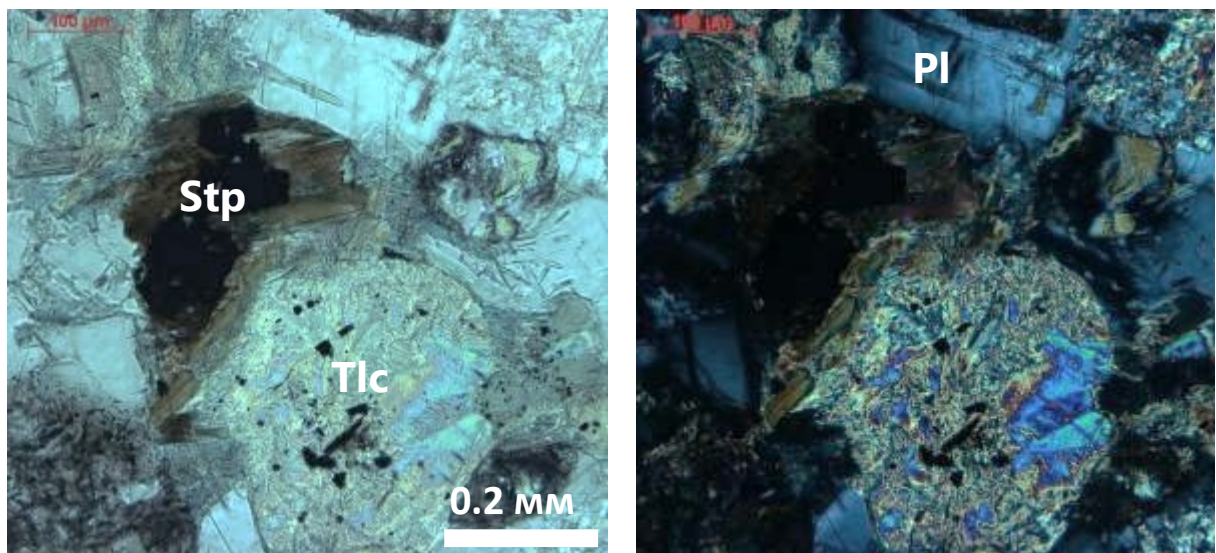


Рисунок 5.2.10. Псевдоморфозы стильномелана (коричневый) по магматическим биотиту и талька по иддингситу (по оливину) в метаморфизованных биотит-содержащих оливиновых габбронорит-долеритах интрузива Лебединский. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Фото автора.

Чаще оливин (иддингсит или лизардит) замещены тальком совместно с карбонатами и кварцем (рис. 5.2.11). Химический состав (мас. %) талька псевдоморфоз по оливину metabasites интрузива Лебединский: SiO_2 62.37; Al_2O_3 0.13; MgO 26.95; NiO 0.32; FeO 7.56; сумма 97.34, что отвечает формуле $(\text{Mg}_{2.573}\text{Fe}^{2+}_{0.405}\text{Ni}_{0.017}\text{Al}_{0.005})_3[(\text{Si}_{3.995}\text{Al}_{0.005})_4\text{O}_{10}/(\text{OH})_2]$, таким образом, метаморфогенный крымский тальк довольно железистый. Карбонат в сростании с тальком (рис. 5.2.11) – кальцит с заметной примесью магния, его состав отвечает $(\text{Ca}_{0.909}\text{Mg}_{0.038}\text{Fe}_{0.031}\text{Mn}_{0.022})[\text{CO}_3]$.

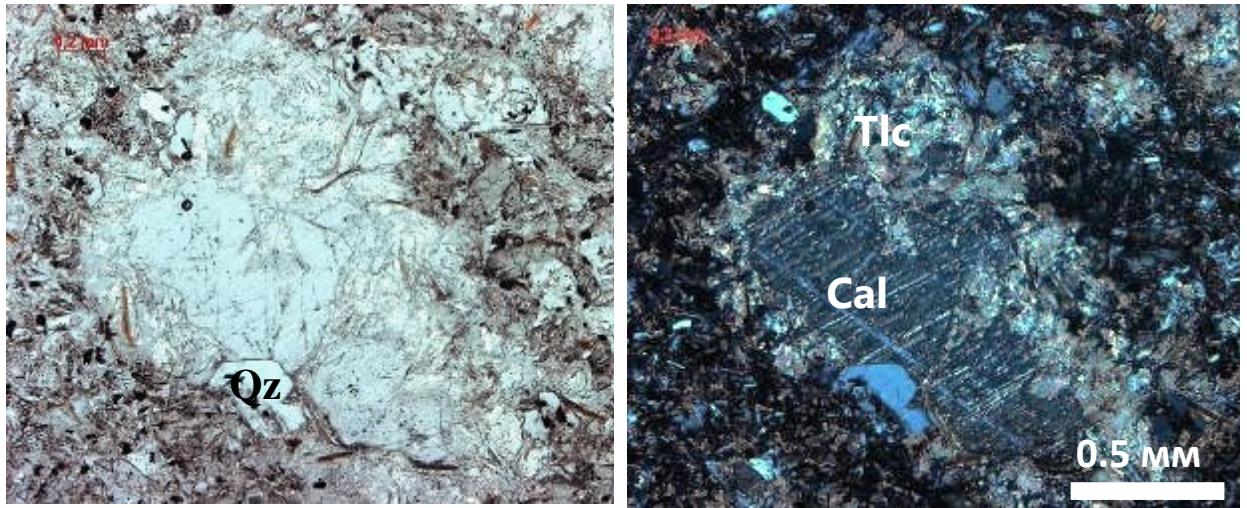


Рисунок 5.2.11. Полиминеральная псевдоморфоза талька, карбоната и кварца по оливину. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Лебединский. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Фото автора.

Ещё более распространены псевдоморфозы по оливину, сложенные карбонатами, глинистыми минералами и кварцем. Иногда карбонат - Mg кальцит, мас. %: CaO 40.01, MgO 4.68, FeO, 3.91, MnO 0.96; формула – $(Ca_{0.79}Mg_{0.13}Fe_{0.06}Mn_{0.02})_1[CO_3]$.

В наиболее высокотемпературных образованиях пренит-пумпеллиитовой фации, развитых по плагиолерцолитам Балаклавы, лизардит замещён антигоритом (рис. 5.2.12).

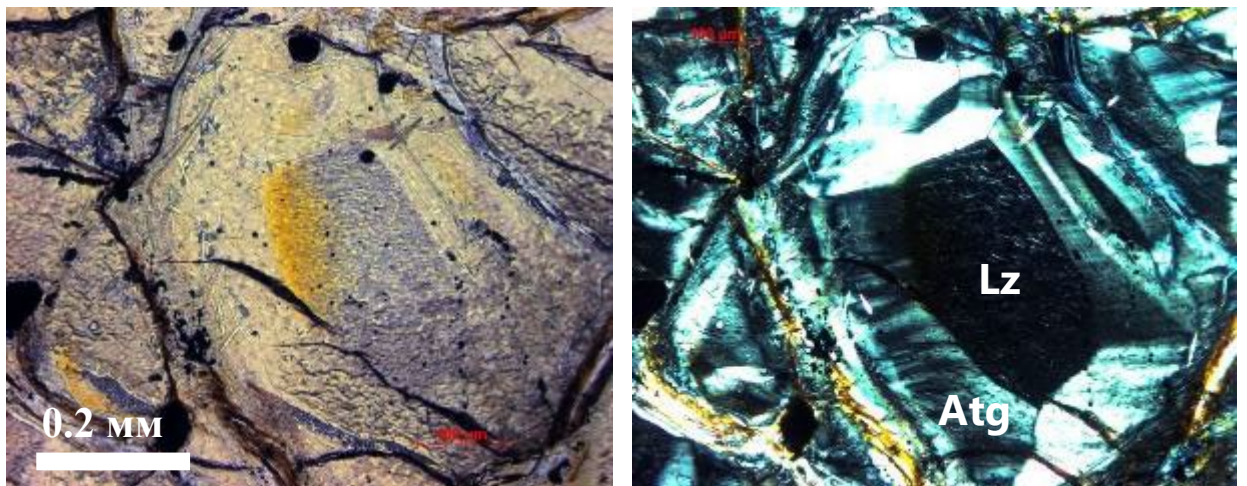


Рисунок 5.2.12. Псевдоморфозы по оливину: реликты лизардита 1 стадии в антигорите (Atg) 2 стадии. Метаморфизованные плагиолерцолиты Балаклавы. В проходящем свете слева при 1 николе, справа – николи X.

Большая часть хромшпинелидов магматических пород: хромшпинель, хромгерцинит, алюмомагнезиохромит, алюмохромит, - устойчивы при низкоградном метаморфизме. Значительная часть магматического феррихромита в метаморфизованных породах замещена цинкистым хромтитаномагнетитом, который особо широко развит в

метабазитах интрузива Донузоран в ассоциации с хлоритом (рис. 5.2.13). Содержание ZnO в метаморфогенном хромтитаномагнетите составляет от 4 до 7 масс % (табл. 5.2.3),

Таблица 5.2.3. Химический состав (мас. %) метаморфогенного цинкистого Cr-Al титаномагнетита метагабброидов интрузива Донузоран, рис. 5.2.13

Компоненты	58	57	61	38	37	36
FeO	38.73	40.12	39.95	35.98	39.60	40.21
MnO	1.44	1.53	1.53	1.14	1.05	1.01
ZnO	5.83	5.67	4.29	7.17	4.32	4.45
Cr ₂ O ₃	8.89	6.84	9.73	7.94	9.02	9.13
Al ₂ O ₃	6.93	5.16	5.30	8.52	5.68	6.21
V ₂ O ₃	1.42	1.56	1.15	0.89	0.97	1.16
Fe ₂ O ₃	20.83	22.49	20.85	26.42	25.59	25.86
TiO ₂	14.43	15.96	14.94	11.75	13.39	13.41
сумма	98.50	99.03	97.74	99.81	99.62	101.44
Содержание миналов, мол. %						
FeCr ₂ O ₄	13.1	10.1	14.5	11.5	13.2	13.1
FeAl ₂ O ₄	-	-	0.3	-	1.0	1.8
ZnAl ₂ O ₄	15.2	11.4	11.5	18.4	11.4	11.5
FeV ₂ O ₄	2.2	2.4	1.8	1.3	1.5	1.7
Fe ₂ TiO ₄	40.4	44.7	42.4	32.4	37.3	36.6
FeFe ₂ O ₄	24.4	23.0	24.6	32.6	32.3	32.2
MnFe ₂ O ₄	4.5	4.8	4.9	3.5	3.3	3.1
ZnFe ₂ O ₄	0.2	3.6	-	0.3	-	-
Cr#, %	13.1	10.1	14.5	11.5	13.2	13.1
Al#, %	15.2	11.4	11.8	18.4	12.4	13.3
f, %	100					

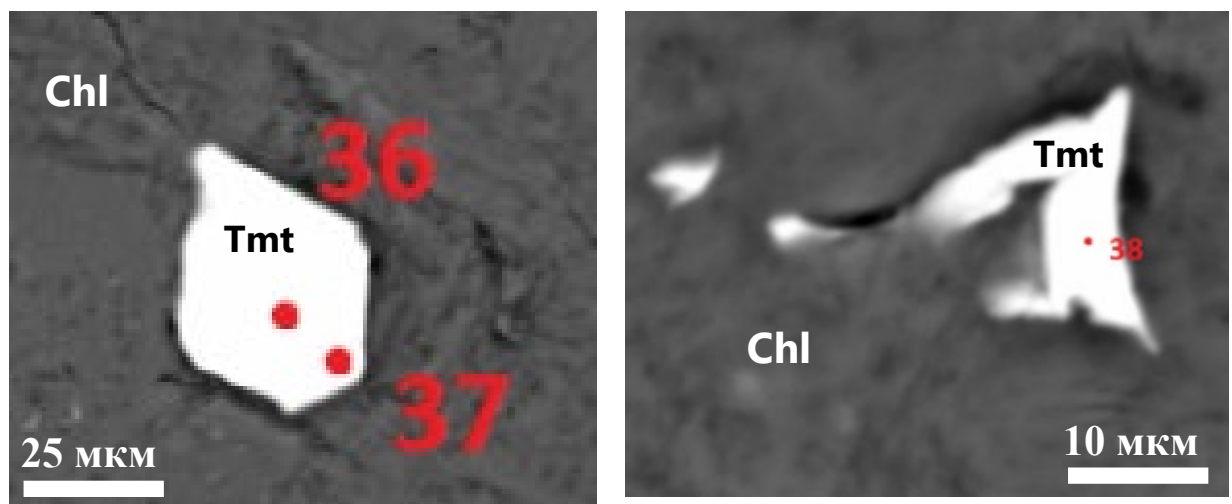


Рисунок 5.2.13. Метаморфогенный цинкистый Cr-Al титаномагнетит (белый) в агрегате хлорита в метабазитах интрузива Донузоран. В отражённых электронах. Номера отвечают таблице 5.2.3.

При низкоградном метаморфизме мало устойчивы минералы, богатые Fe²⁺, поскольку метаморфические флюиды имеют повышенную щелочность и повышенный окислительный потенциал (Phillips, Auge, 2009). Поэтому оксиды – титаномагнетит,

магнетит, ильменит, армоколлит в процессах метаморфизма неустойчивы. Их замещению способствовали повышенная активность углекислоты и серы. Особо широко распространено выщелачивание магнетита из структур распада магматического титаномагнетита (рис. 5.2.14), что привело к почти полной утрате магнитных свойств пород. Магматические породы Аю-Дага богаты титаномагнетитом. Так как в пределах интрузива широко проявлен низкоградный метаморфизм и обусловленное им выщелачивание магнетита, интрузив почти не выражен в магнитном поле.

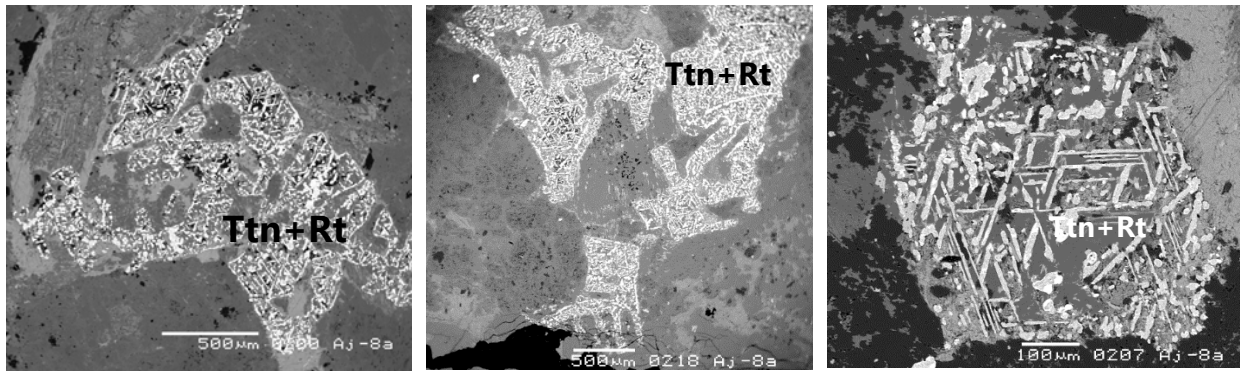


Рисунок 5.2.14 Северо-восточная оконечность интрузива Аю-Даг. Береговые скалы близ пос. Партенит сложены интенсивно метаморфизованными практически не магнитными габбронорит-долеритами, которые окрашены гипергенным гетитом – продуктом окисления пирита (фото Э.М. Спиридонова). Внизу – метаморфизованные не магнитные габброиды Аю-Дага: магнетит полностью выщелочен из структур распада титаномагнетита, ильменит замещен титанитом (Ttn), рутилом (Rt) и пиритом (мелкий светлый), в отраженных электронах.

В интенсивно метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллиитовой фации магматических породах на удалении от контакта с метаморфизованными осадочными породами (источником диоксида углерода и серы при метаморфизме) армоколлит,

ильменит и титаномагнетит в различной степени замещены титанитом. В ильменит-магнетитовых решётчатых сростаниях – продуктах окислительного распада магматического титаномагнетита титанит заместил пластины ильменита (рис. 5.2.14). Нередко развиты частичные или полные псевдоморфозы титанита по кристаллам армоколита (рис. 5.2.15).

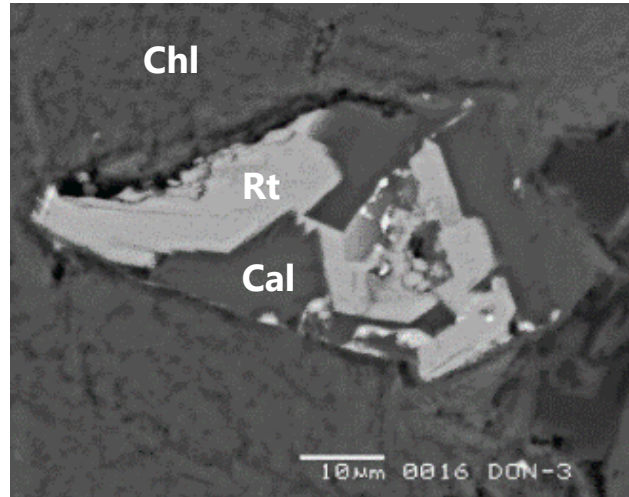


Рисунок 5.2.15. Псевдоморфоза титанита по армоколиту среди агрегата хлорита; титанит замещён рутилом (светлый) (табл. 5.2.7, ан. 18) и кальцитом (гладкий серый), в отраженных электронах. Метаморфизованные меланократовые оливиновые габбронорит-долериты интрузива Донузоран.

Состав титанита приведен в таблице 5.2.4.

Таблица 5.2.4. Химический состав титанита псевдоморфоз по армоколиту (ан. № 1-2) и титаномагнетиту (ан. № 3). Метагабброиды Балаклавы (ан. № 1-2) и Аю-Дага (ан. № 3)

Компо- ненты	мас. %			Компо- ненты	Число атомов в формуле		
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	30,66	31,53	30,81	Si	1,000	1,009	1,006
TiO ₂	37,68	31,63	37,08	Ti	0,924	0,761	0,912
Al ₂ O ₃	нпо	4,60	нпо	Al	-	0,173	-
Fe ₂ O ₃	1,70	1,83	4,10	Fe ³⁺	0,042	0,044	0,066
V ₂ O ₃	0,46	0,72	0,47	V	0,012	0,018	0,012
CaO	29,27	29,03	29,28	Ca	1,023	0,995	1,002
сумма	99,77	99,34	101,74	сумма	3,001	3,000	2,998
				O	4,904	4,775	4,820
				OH	0,096	0,225	0,180

Примечание. нпо – ниже предела определения. Cr, REE, Nb, Na, Zr, F – не обнаружены.

При замещении ильменита и армоколита титанитом произошёл привнос Ca и Si, вынос Fe, Mg и Mn. Источник Ca в метаморфических флюидах – процесс замещения

магматических плагиоклаза альбитом, авгита - хлоритом. Источник SiO_2 в метаморфических флюидах – процесс замещения магматического авгита хлоритом. Mg, Fe и Mn, вынесенные при замещении армоколита и ильменита титанитом, фиксированы в метаморфогенном хлорите. При повышении активности углекислоты в метаморфических флюидах титанит замещали рутил и кальцит (рис. 5.2.15).

В интенсивно метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллиитовой фации магматических породах близ контакта с метаморфизованными осадочными породами (источником диоксида углерода и серы при метаморфизме) армоколлит, ильменит и титаномагнетит замещены мелкокристаллическими сростаниями псевдобрукита и псевдорутила (рис. 5.2.16-5.2.18). Размер индивидов в этих сростаниях обычно не более 25 мкм. Для обеих минералов характерны слабые плеохроизм и оптическая анизотропия.

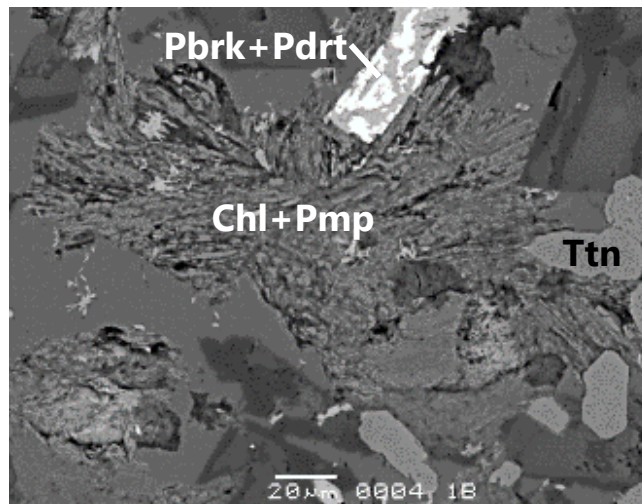


Рисунок 5.2.16. Двуминеральная мсевдоморфоза по магматическому ильмениту – псевдобрукит (белый) и псевдорутил (светло-серый) в сростании расщепленных пумпеллиита и хлорита, справа внизу - несколько кристаллов титанита (серые), в отраженных электронах. Метаморфизованные меланократовые оливиновые габбронорит-долериты интрузива Донузоран.

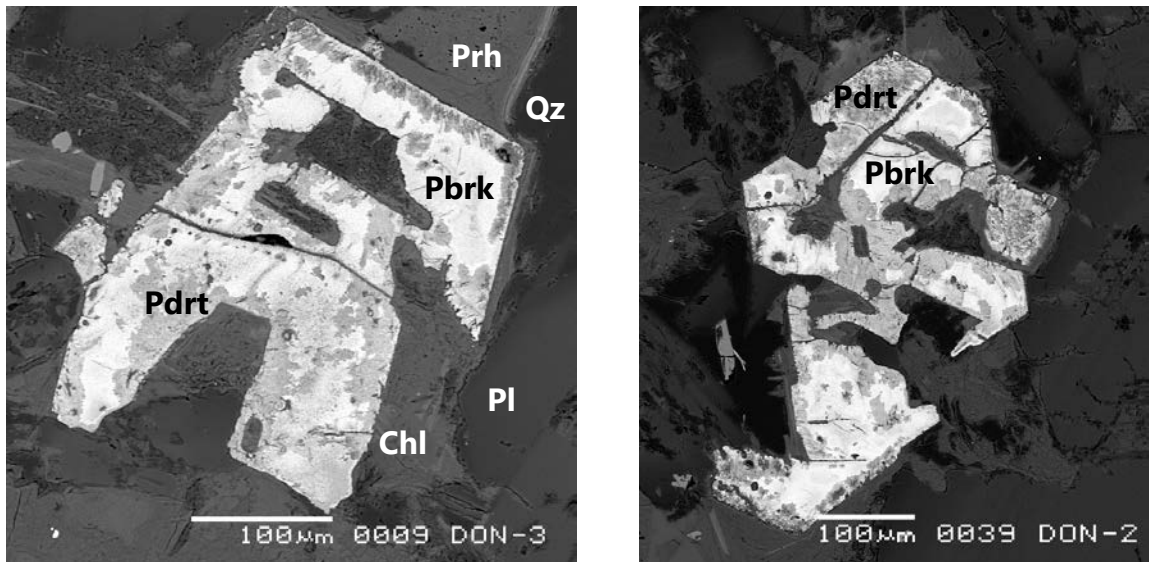


Рисунок 5.2.17. Двуминеральные псевдоморфозы псевдобрукита (Pbrk, белый) и псевдорутила (Pdrt, серый) по магматическому армолколиту, в отраженных электронах. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Донузоран.

Таблица 5.2.5. Химический состав (мас. %) псевдобрукита из псевдоморфоз по армолколиту (№ 4, 6, 9-11), титаномagnetиту (№ 5, 7), ильмениту (№ 8). Интрузивы Лебединский (№ 4, 6), Донузора (№ 5, 7-11)

Компо- ненты	4	5	6	7	8	9	10	11
Fe ₂ O ₃	61.21	61.40	60.53	63.23	60.97	65.75	62.95	66.11
Al ₂ O ₃	1.47	1.06	1.55	1.22	1.36	нпо	0.83	нпо
V ₂ O ₃	0.52	0.43	0.66	0.91	0.42	0.25	0.49	0.37
Cr ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.14	нпо	нпо	нпо	нпо
TiO ₂	34.37	36.13	35.34	35.25	34.85	34.66	33.81	34.58
MgO	1.39	0.87	0.81	0.91	0.72	0.31	0.16	нпо
MnO	0.12	0.14	0.15	нпо	0.10	нпо	0.14	0.62
ZnO	0.29	0.28	0.17	нпо	нпо	0.22	0.24	нпо
сумма	99.31	100.37	99.21	98.66	98.42	101.19	98.62	101.68
Числа атомов в формуле								
Fe ³⁺	1.740	1.811	1.814	1.803	1.831	1.944	1.903	1.949
Al	0.066	0.049	0.049	0.057	0.054	-	0.039	-
V	0.016	0.013	0.021	0.027	0.013	0.008	0.016	0.012
Cr	-	-	-	0.004	-	-	-	-
сумма	1.822	1.873	1.884	1.891	1.908	1.952	1.958	1.961
Ti	1.089	1.064	1.058	1.054	1.046	1.024	1.021	1.020
Mg	0.077	0.051	0.048	0.054	0.043	0.018	0.009	-
Mn	0.004	0.005	0.005	-	0.003	-	0.005	0.020
Zn	0.008	0.008	0.005	-	-	0.006	0.007	-
сумма	0.089	0.064	0.058	0.054	0.046	0.024	0.021	0.020
O	5							
Содержание миналов, мол. %								
Псевдо- брукит	91.1	93.6	94.2	94.6	95.4	97.6	97.9	98.0
Армол- колит	8.9	6.4	5.8	5.4	4.6	2.4	2.1	2.0

Примечание. Ni, Nb, Zr – не обнаружены.

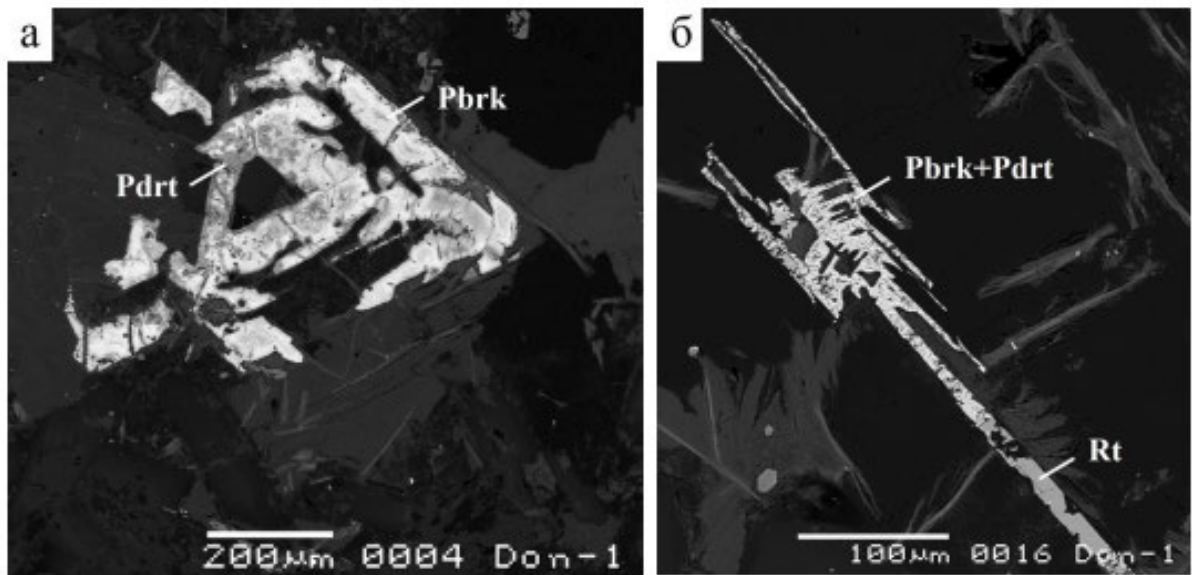


Рисунок 5.2.18. а. Псевдоморфоза псевдобрукита (Pbrk, белый) (табл. 5.2.5, ан. № 5, 7) и псевдорутила (Pdrт, серый) по титаномagnetиту. б. Псевдоморфоза псевдобрукита (белый) (табл. 5.2.5, ан. № 8) и псевдорутила (серый) (табл. 5.2.6, ан. № 14) по ильмениту, в отраженных электронах. Метагаббронорит-долериты Донузорана.

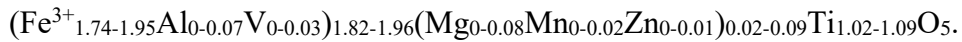
Таблица 5.2.6. Химический состав (масс. %) псевдорутила псевдоморфоз по армоколиту (ан. № 12, 13, 15) и ильмениту (ан. № 14). Метаморфизованные габбронорит-долериты интрузива Донузоран

Компоненты	12	13	14	15
Fe ₂ O ₃	39.11	36.26	38.51	38.03
Al ₂ O ₃	нпо	1.37	нпо	нпо
V ₂ O ₃	0.54	1.21	0.58	0.66
MnO	0.17	0.19	0.36	0.41
MgO	нпо	0.13	нпо	нпо
TiO ₂	60.41	60.63	60.01	60.19
сумма	100.23	99.79	99.28	99.29
Число атомов в формуле				
Fe ³⁺	1.95	1.80	1.94	1.91
Al	-	0.11	-	-
V	0.03	0.06	0.03	0.04
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	-	0.01	-	-
сумма	1.99	1.99	1.99	1.97
Ti	3.01	3.01	3.01	3.03
O (OH)	9	8.99 (0.01)	8.99 (0.01)	9

Примечание 1. Cr, Zn, Nb, Zr не обнаружены.

Состав псевдобрукита относительно устойчив (табл. 5.2.5). Заметно варьирует содержание магния, т.е. минала армоколита – от 2 до 9 мол. %. При пересчёте анализов псевдобрукита оказалось рациональным разделить трёхвалентные элементы с существенным преобладанием железа, входящие в минал псевдобрукита, и двухвалентные элементы с преобладанием магния, входящие в состав минала армоколита. С учётом

баланса зарядов, всё железо в наших анализах псевдобрукита – трёхвалентное. Состав изученного псевдобрукита отвечает формуле –



Состав псевдорутила устойчив по содержанию главных – трёхвалентного железа и титана, но заметно варьирует по содержанию малых компонентов (табл. 5.2.6). Состав псевдорутила из псевдоморфоз по армоколиту и по ильмениту близок и в целом отвечает формуле – $(\text{Fe}^{3+}_{1.80-1.95}\text{Al}_{0-0.11}\text{V}_{0.03-0.06}\text{Mn}^{2+}_{0.01-0.02}\text{Mg}_{0-0.01})_{1.97-1.99}\text{Ti}_{3.01-3.03}(\text{O}_{8.99-9}\text{OH}_{0-0.01})_9$.

В не метаморфизованных островодужных интрузивных породах псевдобрукита и псевдорутила нет. Поэтому связывать образование псевдобрукита и псевдорутила с процессами послемагматического пневматолита, как это принимается для большинства описанных находок этих минералов, оснований нет. Фактические данные по крымским породам свидетельствуют, что формирование псевдоморфоз псевдобрукита и псевдорутила по армоколиту, титаномagnetиту и ильмениту произошло в ходе регионального низкоградного метаморфизма в условиях прениит-пумпеллитовой фации, в процессе окисления Fe^{2+} . Вероятная реакция замещения ильменита псевдобрукитом и псевдорутилом: $4 \text{FeTiO}_3 + \text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}^{3+}_2\text{TiO}_5 + \text{Fe}^{3+}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$. Таким образом, установлен новый - метаморфогенно-гидротермальный генетический тип псевдобрукита и псевдорутила, возникших в условиях прениит-пумпеллитовой фации (Спиридонов, **Овсянников**, 2024).

В дальнейшем псевдобрукит и псевдорутил были частично замещены сростаниями рутила и гематита (рис. 5.2.19).



Рисунок. 5.2.19. Двуминеральная псевдоморфоза по магматическому ильмениту сростания псевдобрукита и псевдорутила. Их замещают рутил (гладкие серые участки, табл. 5.2.7, ан. 19, 20) и гематит (белые пластины), в отраженных электронах. Метаморфизованные оливинные габбронорит-долериты интрузива Донузоран.

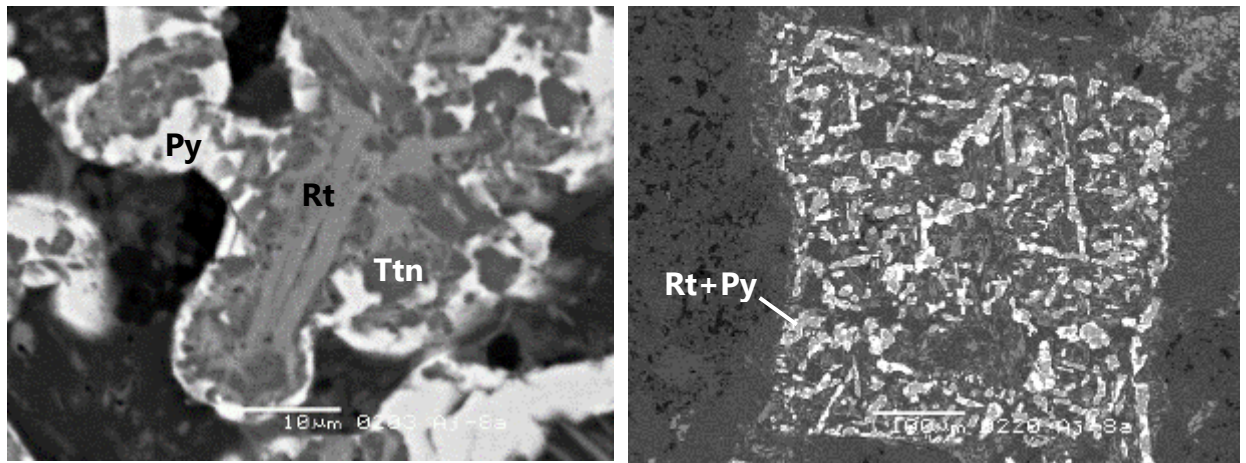


Рисунок 5.2.20. Слева. Псевдоморфозы рутила (светло-серый) (табл. 5.2.7, ан. № 17) с оторочками пирита (белый) по пластинам ильменита. Вокруг призм рутила - реликты титанита (тёмно-серые). Справа. Структура распада титаномагнетита, магнетит матрицы выщелочен, пластины ильменита замещены рутилом и пиритом. В отражённых электронах. Метаморфизованные кварцевые габбро-диориты Аю-Дага.

В дальнейшем, в сростаниях рутила и гематита гематит исчезал и на рутил нарастал пирит. Финальный продукт замещения магматических армоколита, титаномагнетита и ильменита – сростания метаморфогенных рутила и пирита (рис. 5.2.20). Состав рутила довольно устойчив и отвечает формуле – $(\text{Ti}_{0.98}\text{Fe}^{3+}_{0.01}\text{V}_{0.01})_1(\text{O}_{1.98}\text{OH}_{0.02})_2$. (табл. 5.2.7).

Таблица 5.2.7. Химический состав (мас. %) рутила из псевдоморфоз по титаниту (рис. 5.2.14, № 17), по армоколиту (рис. 2.5.15, № 18), по ферропсевдобрукиту и псевдобрукиту (рис. 5.2.19, № 19, 20). Интрузивы Аю-Даг (№ 17) и Донузоран (№ 18-21)

Компо- ненты	17	18	19	20	21
TiO ₂	98,21	96,67	96,47	95,8	97,54
Fe ₂ O ₃	1,18	1,19	1,21	1,03	1,19
V ₂ O ₃	0,91	1,24	0,83	1,00	1,04
Al ₂ O ₃	нпо	0,10	0,19	0,25	нпо
Сумма	100,300	99,20	98,70	98,08	99,77
Количество атомов в формуле					
Ti	0,977	0,972	0,974	0,974	0,976
Fe ³⁺	0,013	0,013	0,014	0,012	0,013
V	0,010	0,013	0,009	0,011	0,011
Al	-	0,002	0,003	0,004	-
сумма	1				
O	1,977	1,972	1,974	1,974	1,976
ОН	0,023	0,028	0,026	0,026	0,024

Примечание2. Cr, W, Nb, Zr не обнаружены.

Полости выщелачивания среди метагабброидов Аю-Дага заполнены гнездами расщепленных кристаллов пренита с кальцитом и кварцем (рис. 5.2.21).

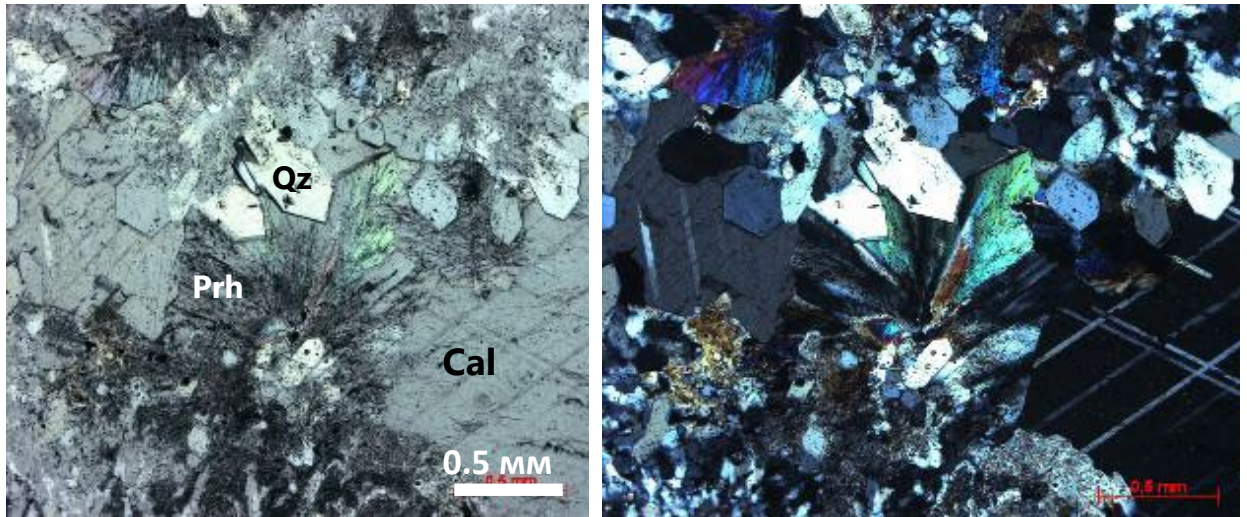


Рисунок 5.2.21. Полость выщелачивания в метаморфизованных габброидах Аю-Дага заполнена гнездом расщепленного пренита, кальцитом и кварцем. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

В полостях выщелачивания среди метаморфизованных габброидов и кварцевых диоритов выросли агрегаты расщепленных кристаллов пумпеллиита и пренита (рис. 5.2.22), на которые нередко narosli тонко игольчатый актинолит, гидроксилапофиллит, фторапофиллит, гиrolит, окенит, датолит, бабингтонит, акцессорные пирит, халькопирит.



Рисунок 5.2.22. Агрегат сферолитов расщепленных кристаллов пренита на корке пумпеллиита-(Fe³⁺) в полости выщелачивания среди метаморфизованных габбро-диоритов. 4x2 см. Кушнарeвский-Первомайский интрузив. Фото с сайта webmineral.ru

В метapесчаниках таврической и эскиордынской серий на всей территории Горного Крыма развиты трещины гидроразрыва, выполненные жильным молочно-белым кварцем (± хлорит, кальцит, рутил). Температура гомогенизации газо-жидких включений в жильном кварце 330-310–290-260 °С, что отвечает глубинам погружения не менее 7–10 км (Спиридонов, 2018).

5.3. Продукты метаморфизма 3 стадии в условиях цеолитовой фации

После 2 стадии регионального метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации произошла дополнительная тектонизация и началось постепенное воздымание структур Горного Крыма; процессы регионального метаморфизма продолжились в условиях цеолитовой фации, от высокотемпературной ломонитовой субфации до самой низкотемпературной (Спиридонов, 1989; Spiridonov, 1998; Спиридонов и др., 2014, 2018, 2021, 2023). В метавулканитах возникли знаменитые агаты и яшмо-агаты Карадага и Альмы, в метавулканитах и метаморфизованных интрузивных породах – разнообразные цеолиты (Ферсман, 1911, 1925; Двойченко, 1914; Чирвинский, 1916, 1919; Мурзаев, 1929; Попов, 1938; Шкабара, 1949, 1951; Логвиненко, 1961; Супрычов, 1968а, б, в; Шитовкин, 1975; Tschernich, 1992; Матросова и др., 1997; Spiridonov, 1998; Спиридонов и др., 2014; Тищенко, 2015). Для 3 стадии метаморфизма характерны процессы выщелачивания с образованием полостей, которые инкрустированы кристаллами кальцита, кварца, аметиста, цеолитов от раннего ломонита (рис. 5.1.3) до поздних филлипсита и анальцима, других низкотемпературных минералов. Аналогичная минерализация слагает прожилки и цемент брекчий, наиболее поздний из них палыгорскит. Эти цеолиты выросли на тектонизированные метаморфизованные магматические породы 1 и 2 стадий, т.е. возникли на поздней стадии низкоградного метаморфизма. Цеолиты внутри интрузивов окрашены в розоватый цвет тонкодисперсным лепидокрокитом, реже в красноватый – гематитом или в золотистый – гетитом. Цеолиты в краевых частях интрузивов бесцветные и белые, ассоциируют с пиритом; это – результат «серного дыхания» метаморфизируемых толщ флиша.

В начале 3 стадии возникли прожилки лизардита с оторочками талька среди брекчированных агрегатов антигорита 2 стадии (рис. 5.3.1).

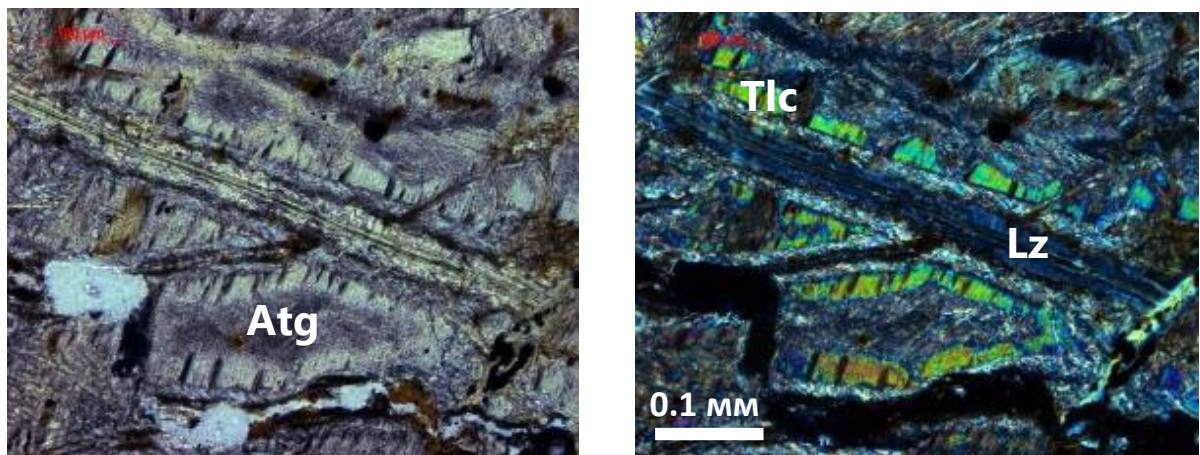


Рисунок 5.3.1. Метаморфизованные плагиоцерцолииты Балаклавы. Прожилки лизардита с оторочками талька 3 стадии, секущие псевдоморфозы антигорита по оливиному. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X. Фото автора.

Наиболее распространенный ранний минерал 3 стадии – ломонтит, который составляет значительную часть метаморфизованных магматических пород (рис. 5.3.2-5.3.4), прожилки, жилы, цемент брекчий, выполнение полостей выщелачивания (рис. 5.3.5 – 5.3.10).

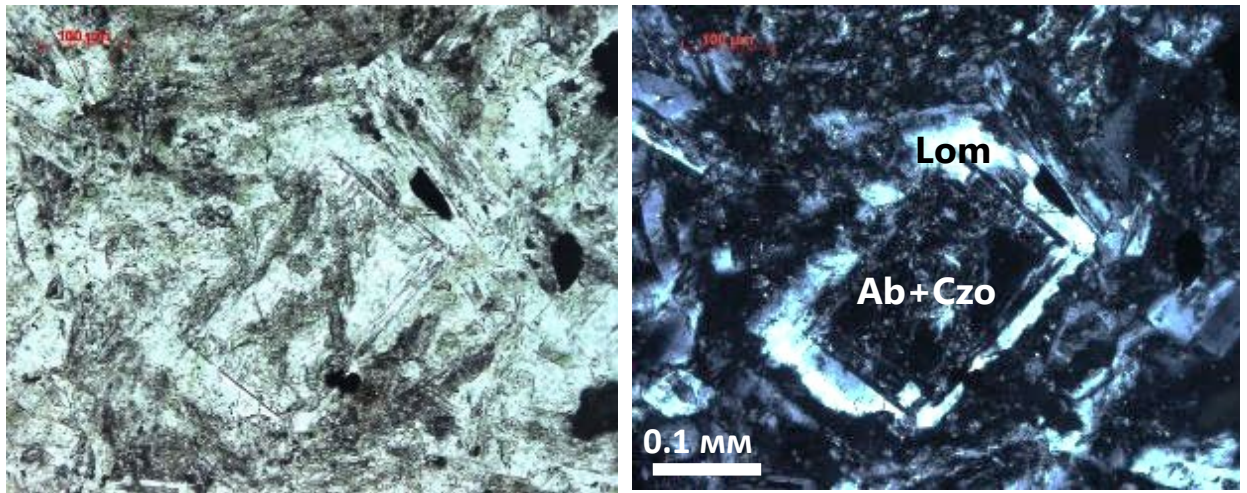


Рисунок 5.3.2. Метаморфизованные габбронорит-диориты Первомайского-Кушнаревского интрузива. По кристаллам лабрадора псевдоморфозы ломонтита (светлый при скрещенных николях), альбита и клиноцоизита. В проходящем свете, слева при 1 николе, справа – николи X.

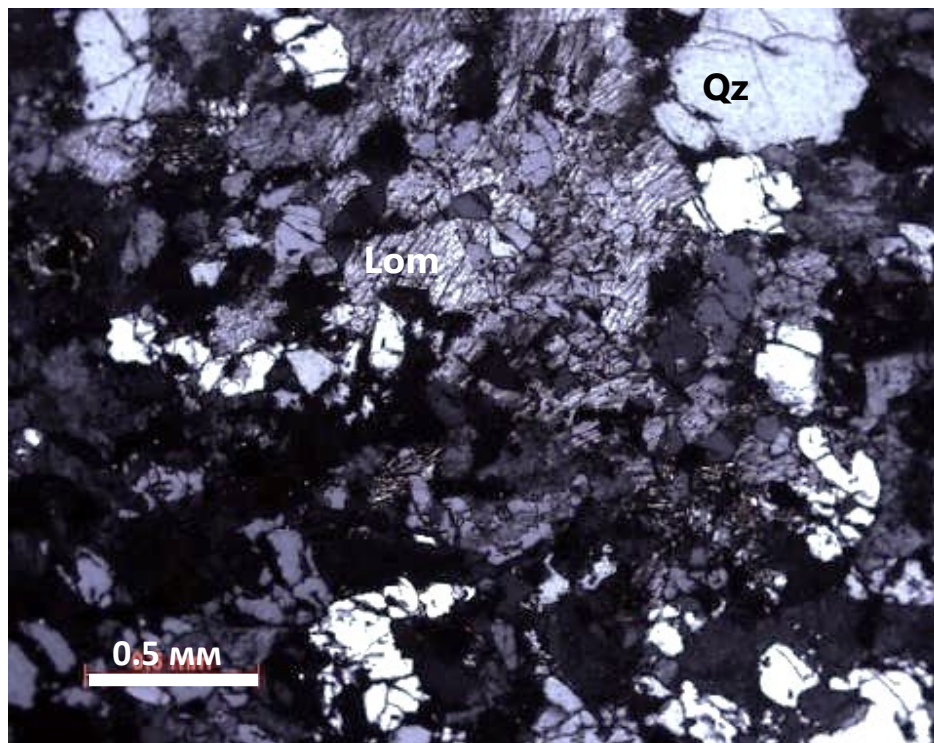


Рисунок 5.3.3. Метаморфизованные плагиограниты Первомайского-Кушнаревского интрузива. Срастания ломонтита и кварца, немного хлорита и титанита (черный при 1 николе). В проходящем свете, николи X. Фото автора.

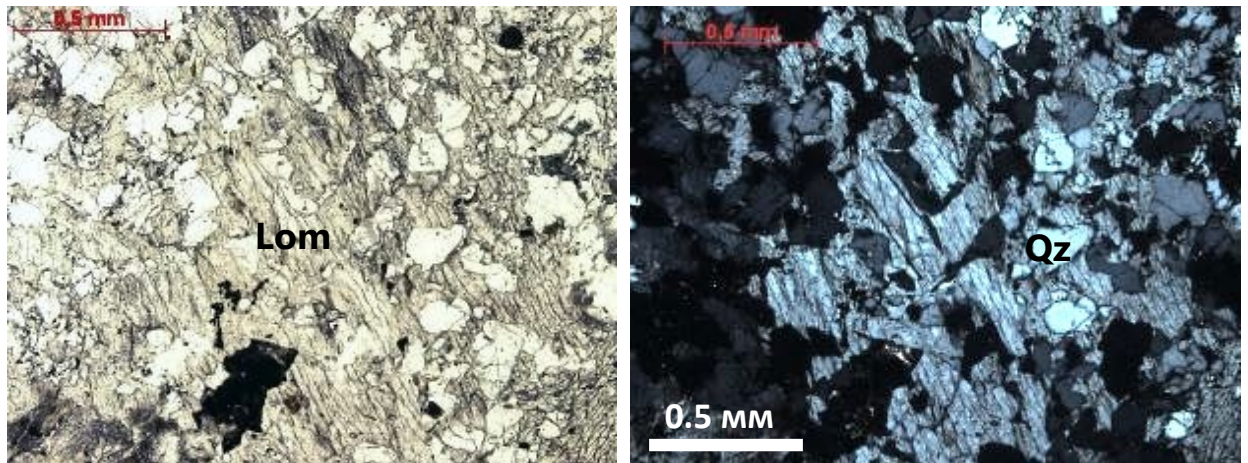


Рисунок 5.3.4. Метаморфизованные плагиограниты Первомайского-Кушнаревского интрузива. Срастания ломонтита и кварца, землистый титанит (черный при 1 никеле). В проходящем свете, слева при 1 никеле, справа – николи X. Фото автора.



Рисунок 5.3.5. Метагаббронорит-долериты пренит-пумпеллиитовой фации брекчированы и пересечены сетью жил и прожилков ломонтита, окрашенного тонко дисперсным лепидокрокитом, и кальцитом. Центр интрузива Северные Курцы, Симферопольское поднятие. Фото М.Ю. Никитина.



Рисунок 5.3.6. Метагаббронорит-долериты пренит-пумпеллиитовой фации брекчированы и пересечены сетью прожилков ломонтита, окрашенного тонко дисперсным лепидокрокитом. Центр интрузива Северные Курцы, Симферопольское поднятие. Фото Э.М. Спиридонова.



Рисунок 5.3.7. Метагаббронорит-долериты пренит-пумпеллиитовой фации брекчированы и пересечены сетью прожилков ломонтита. Слева - ломонтит окрашен тонко дисперсным лепидокрокитом, центр Лозовского-Ферсмановского интрузива. Справа – ломонтит белого цвета, приконтактовая часть того же интрузива. Фото Э.М. Спиридонова.

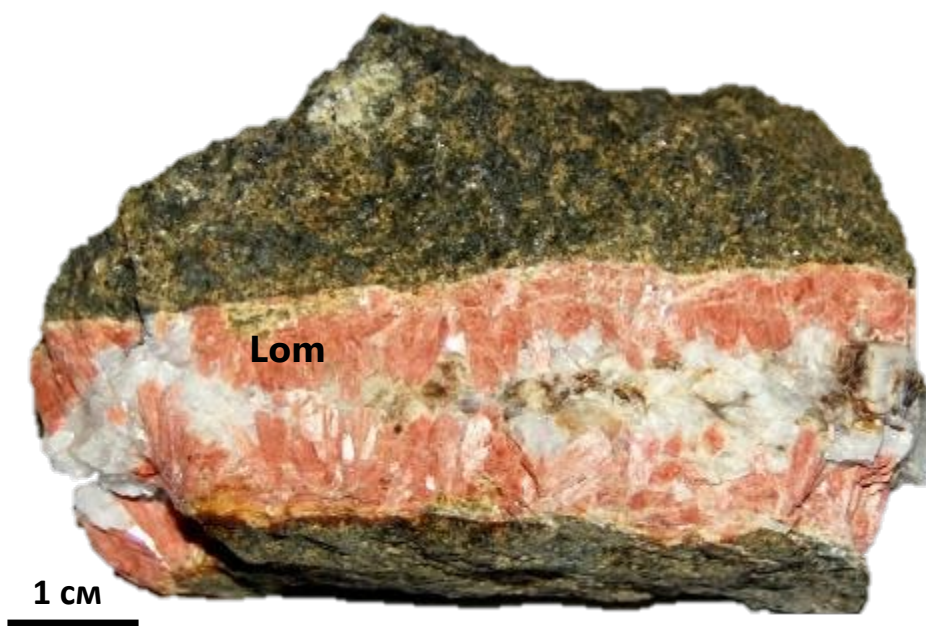


Рисунок 5.3.8. Метагаббронорит-диориты пренит-пумпеллиитовой фации пересечены жилой ломонтита, который окрашен тонко дисперсным лепидокрокитом, и кальцита. Центр Первомайского-Кушнаревского интрузива. Фото Л.В. Кадебской.



Рисунок 5.3.9. Друза кристаллов ломонтита белого цвета из полости выщелачивания в метаморфизованных кварцевых диоритах. Краевая часть Первомайского-Кушнаревского интрузива. Колл. и фото И.Е. Руденко.



Рисунок 5.3.10. Друза кристаллов кальцита, длиннопризматического ломонтита и пирита в полости выщелачивания в метаморфизованных габбронорит-диоритах. Кушнарёвский интрузив. Первомайский карьер. 15x8 см. Колл. автора, фото С.М. Сим.

Более поздние, чем ломонтит, цеолиты – гейландит-Са $\text{Ca}_4\text{Na}[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 24(\text{H}_2\text{O})$ (рис. 5.3.11, 5.3.12), мезолит (рис. 5.3.13), гмелинит-Са $\text{Ca}_{3,5}\text{Na}[\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}] \cdot 23(\text{H}_2\text{O})$ (рис. 5.3.14, 5.3.15), натролит, филлипсит $\text{K}_2(\text{Ca}_{0,5}, \text{Na})_4[\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32}] \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$ (рис. 5.3.16, 5.3.17), анальцим (рис. 5.3.18, 5.3.19), гмелинит-Na (рис. 5.3.20).

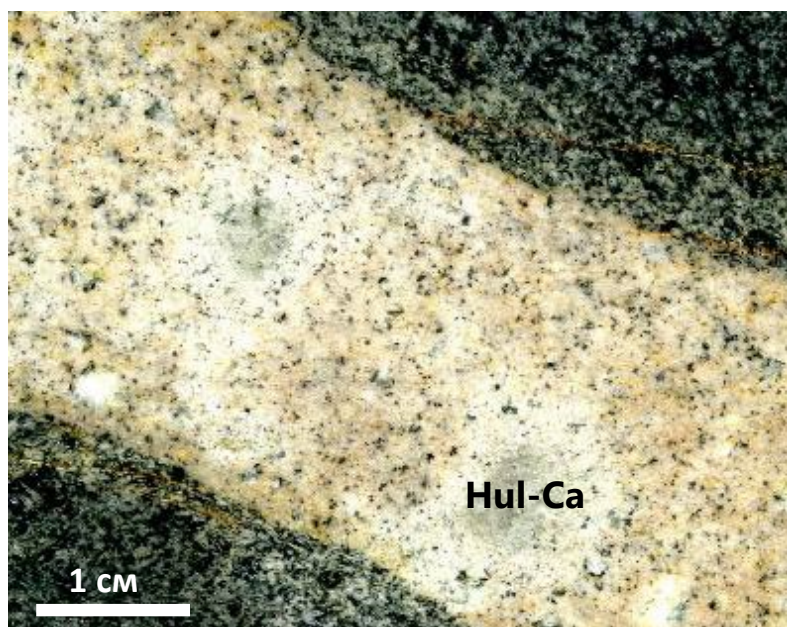


Рисунок 5.3.11. Гнезда белесого гейландита-Са в метаплагиогранитах цеолитовой фации. 39x30 мм. Жила плагиогранитов в габброидах западной приконтактной части Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. и фото автора.

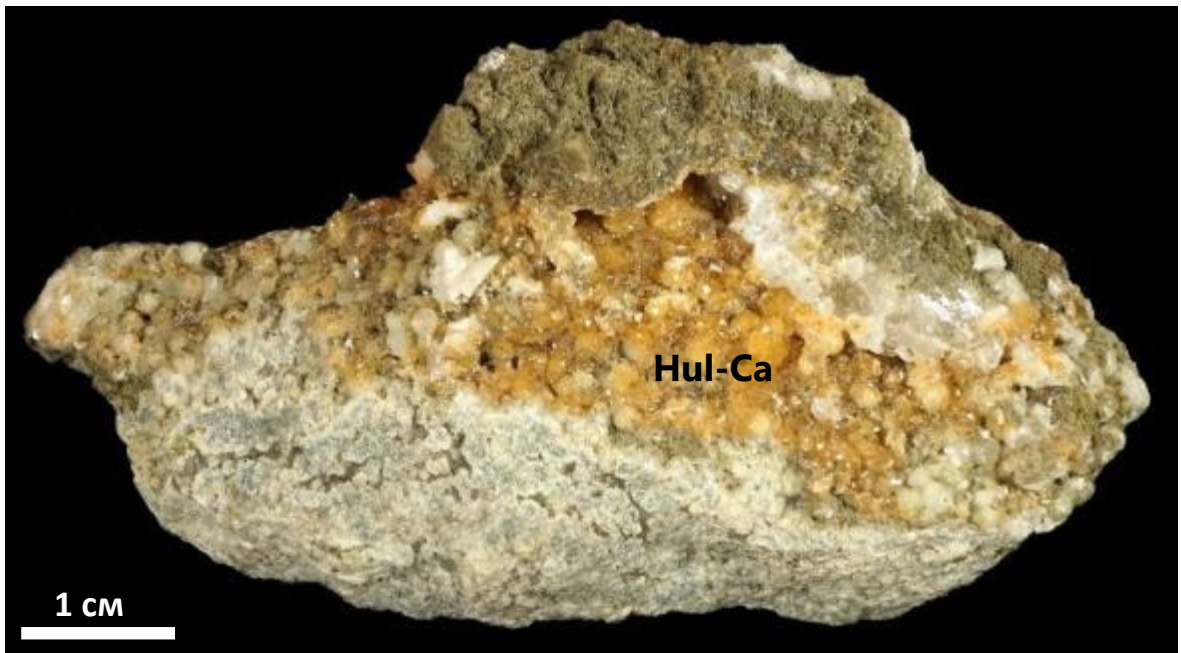


Рисунок 5.3.12. Друза кристаллов гейландита-Са в полости выщелачивания среди метаморфизованных плагиогранитов цеолитовой фации. 80 мм. Кушнарёвский интрузив. Первомайский карьер. Колл. и фото И.Е. Руденко.

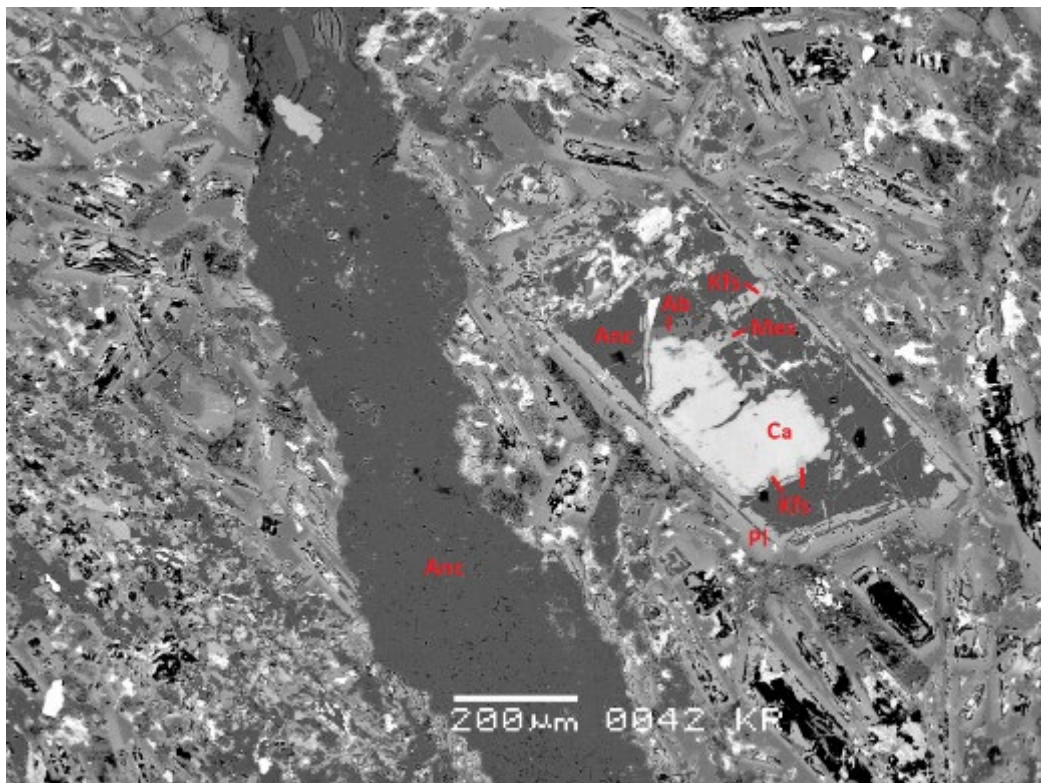


Рисунок 5.3.13. Полимнеральная псевдоморфоза по кристаллу лабрадора – кальцит (Ca), мезолит (Mes), альбит (Ab), калишпат (Kfs), поздний анальцим (Anc) в низкоградно метаморфизованных в условиях цеолитовой фации мелкозернистых кварц-биотит-содержащих габбронорит-диоритах; породы рассечены прожилком анальцима (Anc). В отраженных электронах. Кушнарёвский- Первомайский интрузив.

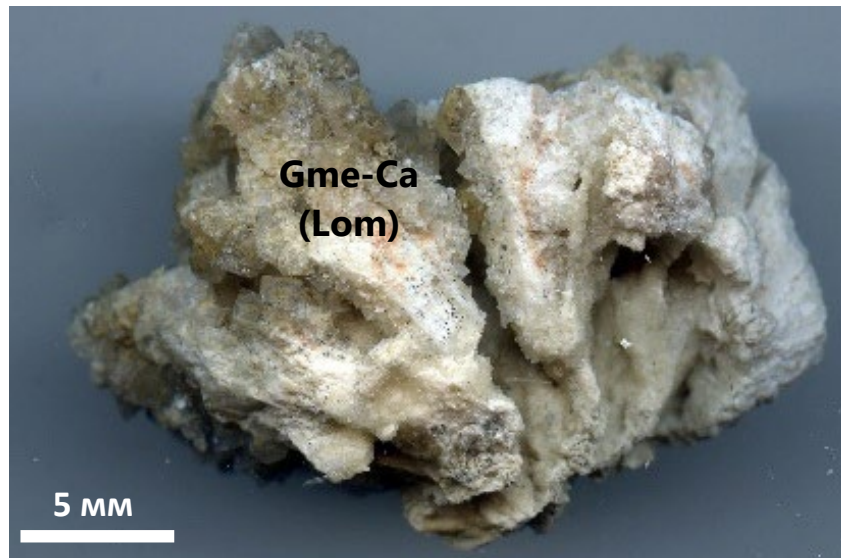


Рисунок 5.3.14. Псевдоморфозы гмелинита-Са и кальцита по кристаллам ломонтита из полости выщелачивания в низкоградно метаморфизованных в условиях цеолитовой фации габбронорит-диоритах. 43x31 мм. Приконтактовая часть Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. И.Е. Руденко, фото Э.М. Спиридонова.

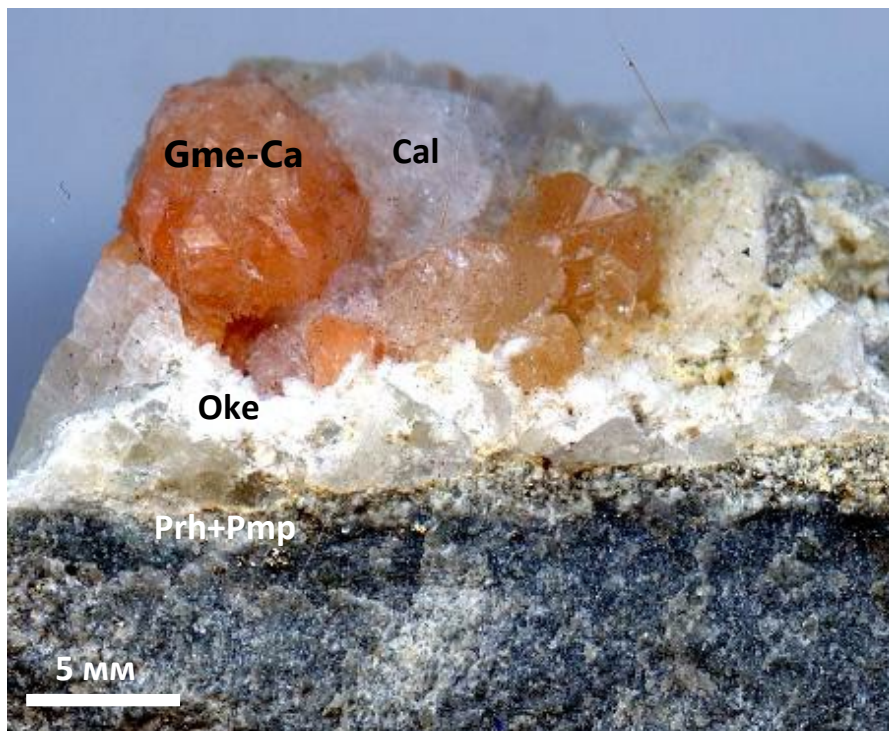


Рисунок 5.3.15. Кристаллы гмелинита-Са, окрашенного в розовато-красноватый цвет тонко дисперсным лепидокрокитом, и кальцита выросли на корку белесого окенита на агрегате пренита и пумпеллиита (темно-зеленые) в полости выщелачивания среди метаморфизованных биотит-кварц содержащих габбронорит-диоритов пренит-пумпеллиитовой фации с заметным количеством коричневатого стильпомелана низ образца). 24x17 мм. Центральная часть Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. и фото И.Е. Руденко.

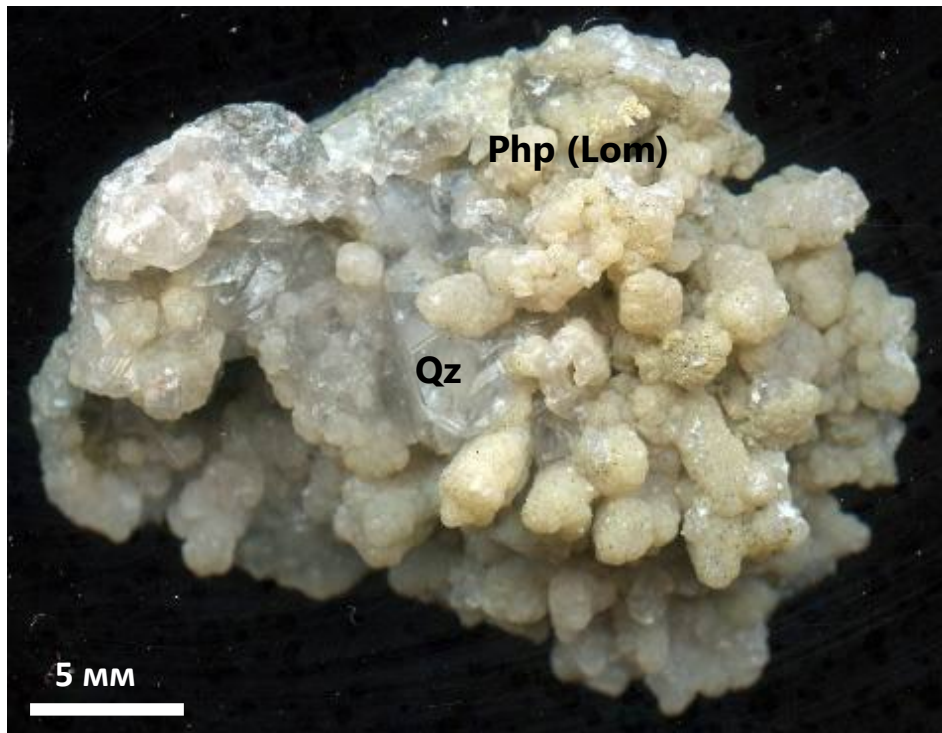


Рисунок 5.3.16. Псевдоморфозы филлипсита по кристаллам ломонита и кварц из полости выщелачивания в метаморфизованных биотит-кварц-содержащих габбронорит-диоритах. 39x31 мм. Кушнарёвский-Первомайский интрузив. Колл. и фото И.Е. Руденко.

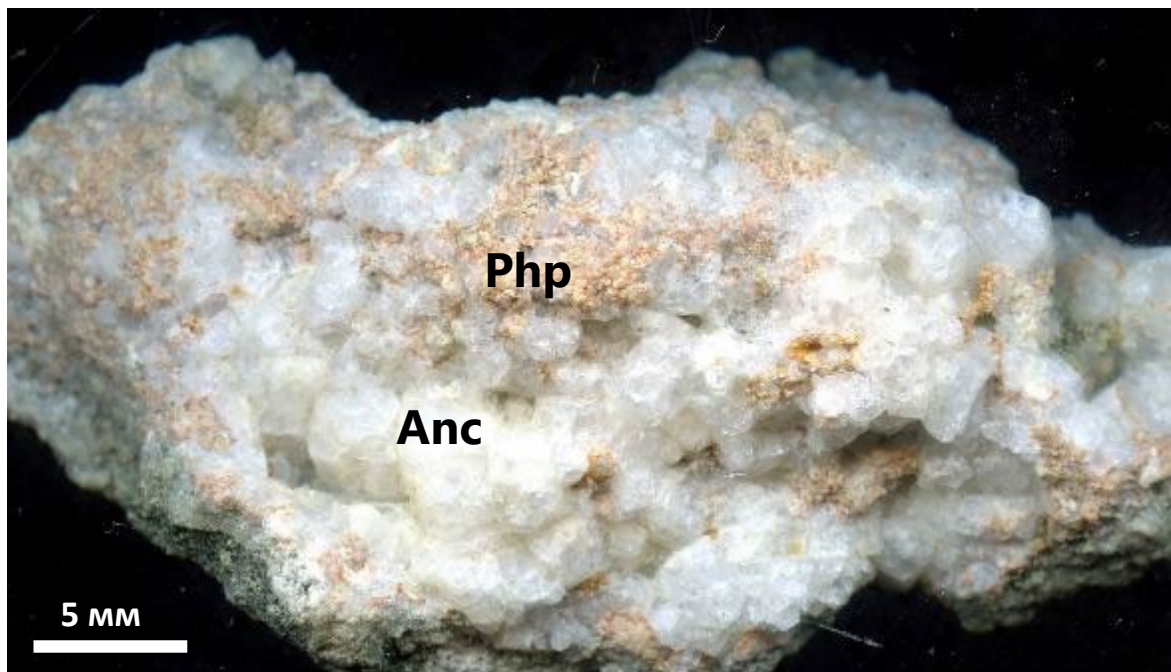


Рисунок 5.3.17. Корка призматических кристаллов филлипсита, окрашенных тонко дисперсным лепидокрокитом. На филлипсит выросли тетрагонтриоктаэдры анальцима белого цвета. Из полости выщелачивания в низкоградно метаморфизованных биотит-кварц-содержащих габбронорит-диоритах. 39x31 мм. Центральная часть Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

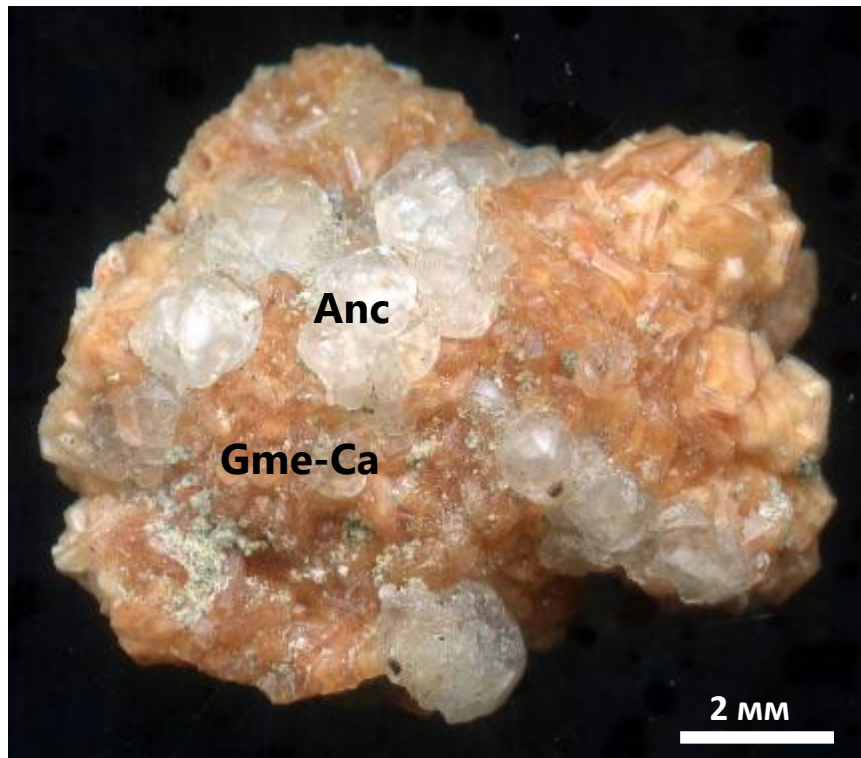


Рисунок 5.3.18. Тетрагонтриоктаэдры прозрачного бесцветного анальцима выросли на друзе гмелинита-Са, кристаллы которого окрашены тонко дисперсным лепидокрокитом. 16x14 мм. Из полости выщелачивания в низкоградно метаморфизованных биотит-кварц-содержащих габбронорит-диоритах. Центральная часть Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. И.Е. Руденко, фото Э.М. Спиридонова.

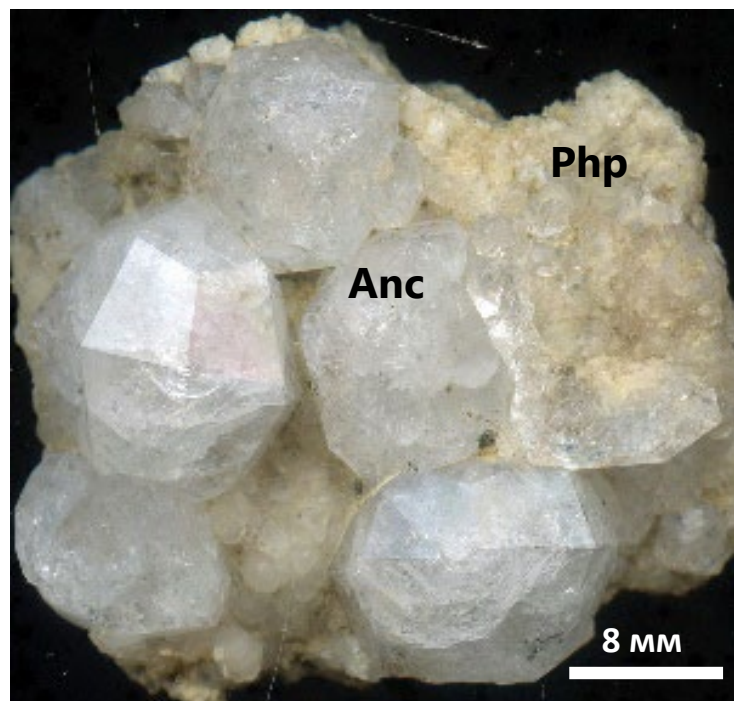


Рисунок 5.3.19. Тетрагонтриоктаэдры прозрачного бесцветного анальцима выросли на корку кристаллов филлипсита. 39x34 мм. Из полости выщелачивания в низкоградно метаморфизованных биотит-кварц-содержащих габбронорит-диоритах. Приконтактная часть Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

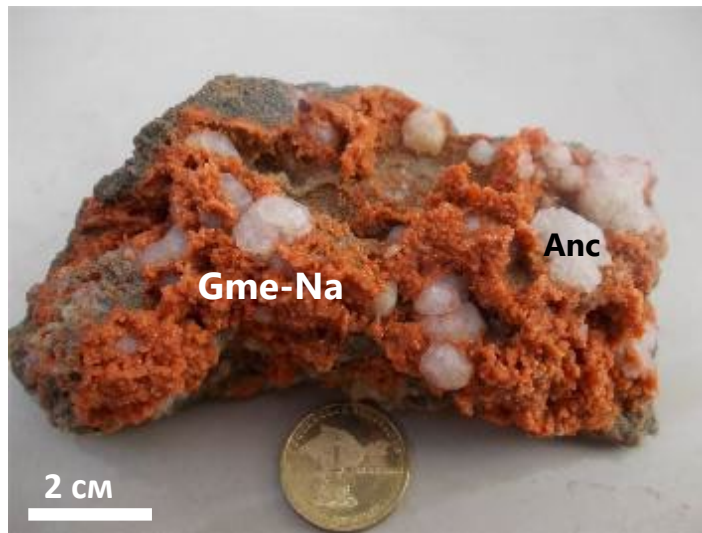


Рисунок 5.3.20. Агрегаты кристаллов гмелинита-Na, густо окрашенные токо дисперсным лепидокрокитомЮ narосли на тетрагонтриоктаэдры прозрачного белесого анальцима. Из полости выщелачивания в метаморфизованных габбронорит-диоритах. Центральная часть Кушнарёвского-Первомайского интрузива. Колл. и фото И.Е. Руденко.

Судя по обилию пирита в ассоциации с цеолитами и кальцитом в приконтактных участках захваченных низкоградным метаморфизмом интрузивов, с большой степенью вероятности можно предположить, что большая часть и других сульфидов в метапородах возникли во время 3 стадии метаморфизма.

Метаморфогенные сульфиды, возникшие в псевдоморфозах по оливину, это – преобладающий бедный никелем и кобальтом пирит (рис. 5.3.21), никельсодержащий пирит (рис. 5.3.22), никельсодержащий пирротин (рис. 5.3.23), никелистый пентландит (рис. 5.3.24).

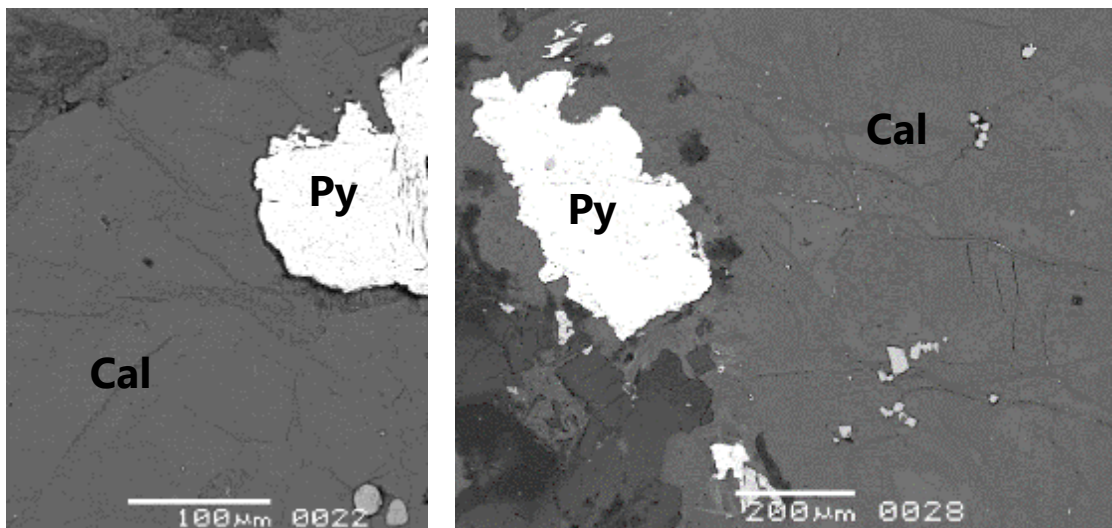


Рисунок 5.3.21. Центр вкрапленника оливина, замещенного метаморфическими кальцитом (темно-серый – матрица) и мало примесным пиритом (белый). В отраженных электронах. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Лебединский среди метаморфизованного флиша таврической серии.

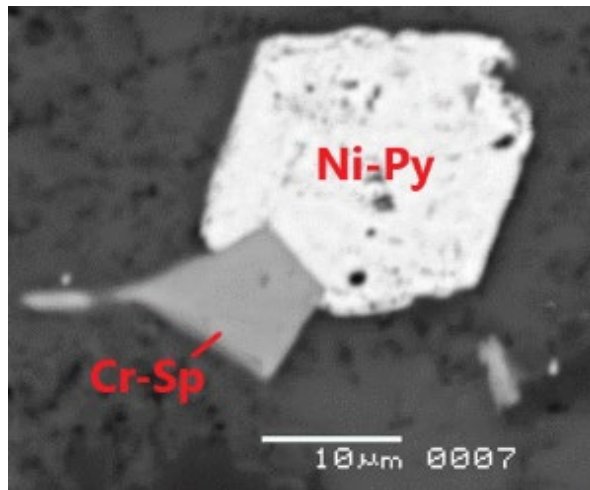


Рисунок 5.3.22. Кристалл – октаэдр никелистого пирита (Ni-Py) в сростании с магниезиальным кальцитом (темно-серый – матрица) вырос на реликтовый хромшпинелид (Cr-Sp). В отраженных электронах. Центр вкрапленника оливина, замещенного метаморфическими минералами. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Уртапай среди метаморфизованного флиша эскиордынской серии.

Химический состав никелистого пирита образца рисунка 5.3.22, мас. %: Fe 42.46, Ni 3.65, S 52.96; сумма 98.67; формула $(\text{Fe}_{0.926}\text{Ni}_{0.076})_{1.002}\text{S}_{1.998}$.

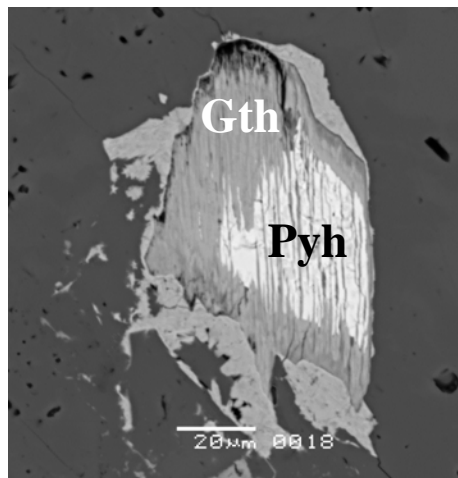


Рисунок 5.3.23. Кристалл никелистого пирротина (Pyh) в сростании с магниезиальным кальцитом (темно-серый – матрица). Центр вкрапленника оливина, замещенного метаморфическими минералами. Пирротин частично замещен гипергенным гетитом (Gth). В отраженных электронах. Метаморфизованные меланократовые оливиновые габбронорит-долериты интрузива Уртапай среди метаморфизованного флиша эскиордынской серии.

Химический состав никелистого пирротина образца рисунка 5.3.23, мас. %: Fe 59.20, Ni 1.24, S 39.82; сумма 100.26; формула $(\text{Fe}_{0.871}\text{Ni}_{0.017})_{0.0888}\text{S}_1 = \text{Fe}_8\text{S}_9$; это – промежуточный железистый пирротин

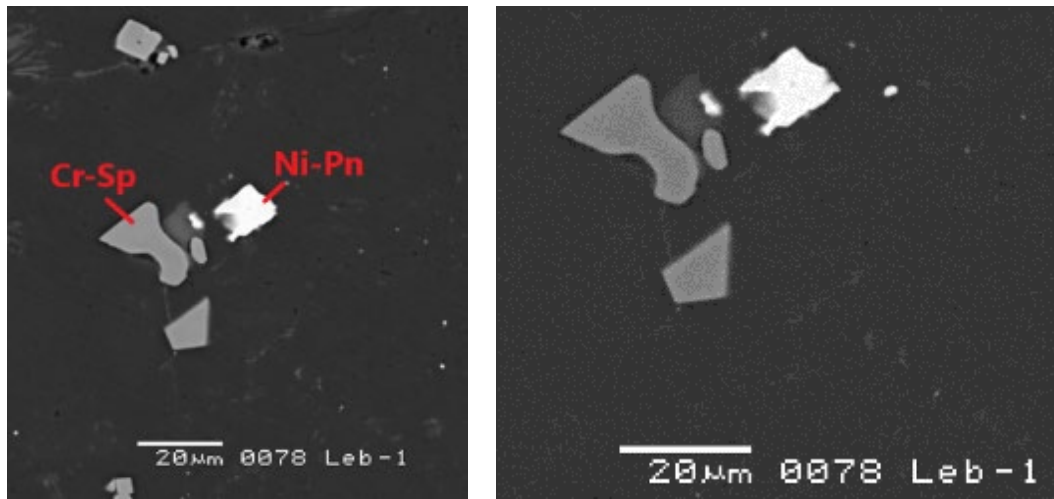


Рисунок 5.3.24. Центр вкрапленника оливина, замещенного метаморфическим кальцитом (темно-серый – матрица) с включением никелистого пентландита (Ni-Pn); реликтового алюмомагнезиохромита (Cr-Sp). В отраженных электронах. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Лебединский.

Химический состав никелистого пентландита образца рисунка 5.3.24, мас. %: Ni 38.96, Co 1.84, Fe 24.76, S 33.95; сумма 99.51; формула минерала - $(\text{Ni}_{5.01} \text{Fe}_{3.76} \text{Co}_{0.24})_{9.01} \text{S}_{7.99}$.

В матрице метаморфизованных габброидов вне псевдоморфоз по оливину развиты преобладающий малопримесный пирит (рис. 5.3.25), более редкий кобальтистый пирит (рис. 5.3.26), халькопирит (рис. 5.3.27), сфалерит (рис. 5.3.26), зигенит (рис. 5.3.28), борит, замещающий более ранний халькопирит (рис. 5.3.27, правый).

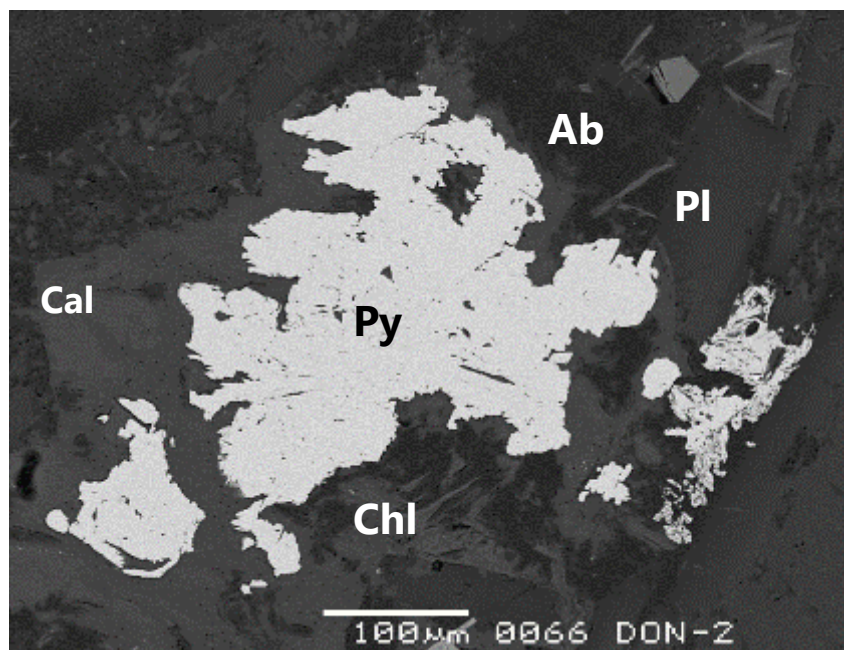


Рисунок 5.3.25. Гнездо метаморфогенного мало примесного пирита в агрегате альбита, низко глиноземистого хлорита, кальцита. В отраженных электронах. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Донузоран среди метаморфизованного флиша таврической серии.

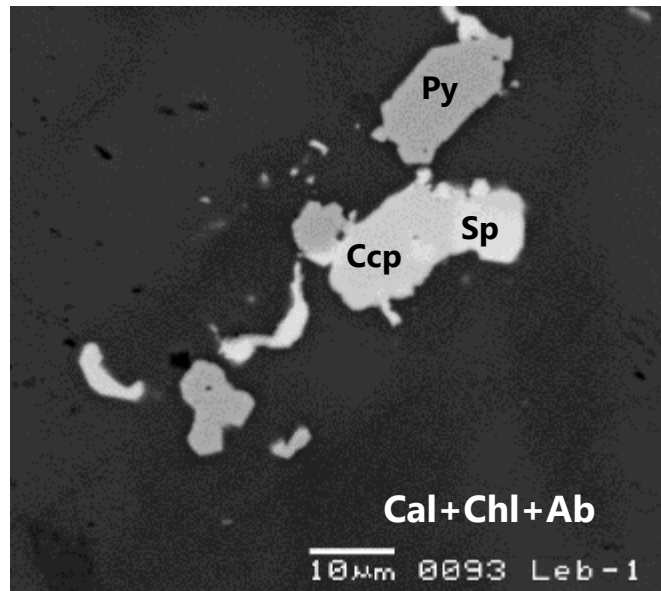


Рисунок 5.3.26. Гнездо метаморфогенных кобальтистого пирита (Py), халькопирита (Csp) и богатого медью железистого сфалерита (Sp) в агрегате альбита, низко глиноземистого хлорита, кальцита. В отраженных электронах. Метаморфизованные габбронорит-долериты интрузива Лебединский среди метаморфизованного флиша таврической серии.

Химический состав кобальтистого пирита образца рисунка 5.3.26, мас. %: Fe 43.65, Co 2.38, Ni 0.26, S 52.71; сумма 98.67; формула $(\text{Fe}_{0.949}\text{Co}_{0.049}\text{Ni}_{0.006})_{1.004}\text{S}_{1.996}$. Химический состав халькопирита из срастания с кобальтистым пиритом (рис. 5.3.26) Zn, мас. %: Cu 33.03, Fe 29.24, Zn 0.69, Co 0.22; сумма 97.51; формула $(\text{Cu}_{0.987}\text{Fe}_{0.994}\text{Zn}_{0.019}\text{Co}_{0.007})_{2.007}\text{S}_{1.993}$. Химический состав богатого медью железистого сфалерита из того же срастания (рис. 5.3.26), мас.: Zn 54.23, Fe 6.38, Cu 4.39, Cd 0.13, Ni 0.13, Co 0.10, S 32.39; сумма 97.75; формула $(\text{Zn}_{0.818}\text{Fe}_{0.113}\text{Cu}_{0.068}\text{Ni}_{0.002}\text{Co}_{0.002}\text{Cd}_{0.001})_{1.004}\text{S}_{0.996}$. Удивительная особенность состава метаморфогенного сфалерита: крайне низкое содержание кадмия, величина $\text{Zn}/\text{Cd} = 417$

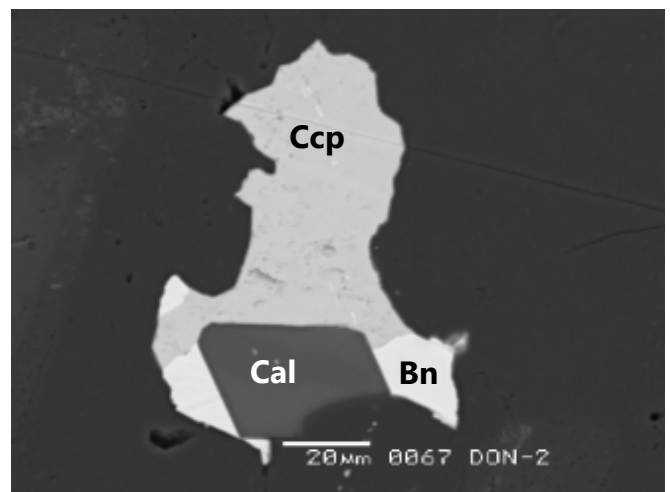
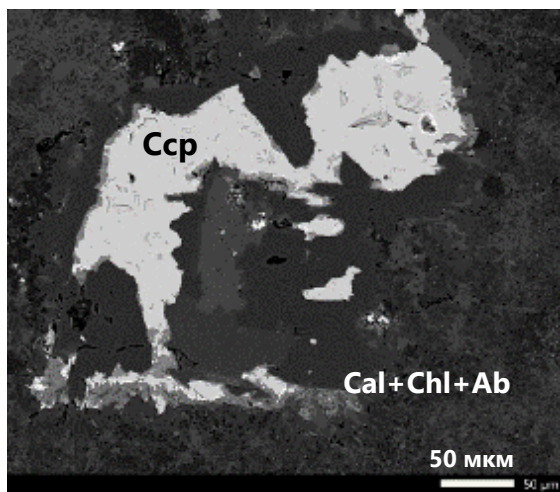


Рисунок 5.3.27. Гнезда метаморфогенного халькопирита (Csp) в агрегате альбита, низко глиноземистого хлорита, кальцита (Cal). На правом снимке – нижняя часть кристалла халькопирита замещена поздним борнитом (белый). В отраженных электронах.

Метаморфизованные габбронорит-долериты интрузива Донузوران среди метаморфизованного флиша таврической серии.

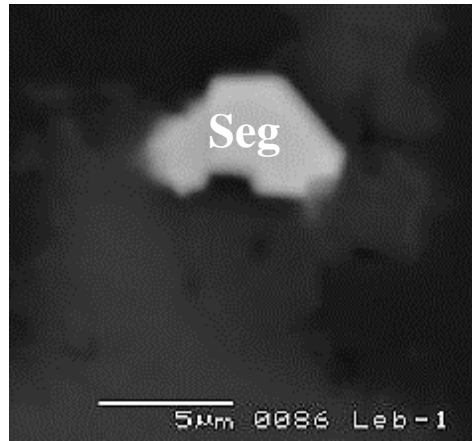


Рисунок 5.3.28. Кристалл железистого зигенита (Seg) в матрице альбита, кальцита и хлорита. В отражённых электронах. Метаморфизованные оливиновые габбронорит-долериты интрузива Лебединский среди метаморфизованного флиша

Химический состав железистого зигенита образца рисунка 5.3.28, мас. %: Ni 30.64, Co 15.75, Fe 11.18, S 42.30; сумма 99.87; формула $(\text{Co}_{0.810}\text{Ni}_{0.190})_{1.000}(\text{Ni}_{1.391}\text{Fe}_{0.607})_{1.998}\text{S}_{4.002}$.

Таким образом, набор и состав породообразующих минералов и акцессорных сульфидов низкоградно метаморфизованных магматических пород в значительной степени определялся составом протолита, вплоть до деталей – среди бывшего оливина и вне бывшего оливина, при существенном влиянии совместно метаморфизируемых карбонат-содержащих и пиритоносных пород флишевых толщ.

Наиболее позднее образование в метаморфизованных породах первомайско-аюдагского интрузивного комплекса – палыгорскит $\text{Mg}_5[\text{OH}/(\text{H}_2\text{O})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$, который заполнил трещины (рис. 5.3.29). В зонах разлома размер пластообразных скоплений палыгорскита достигает 6х4х0.1 м (наблюдения в карьере на интрузиве Курцы северные).



Рисунок 5.3.29. Палыгорскит в трещинах в метогаббронорит-долеритах Лозовского-Ферсманговского интрузива. Левый образец из приконтактовой части интрузива. Правый образец, окрашенный тонко дисперсным лепидокрокитом, - из центральной части интрузива. Фото Э. М. Спиридонова.

5.4. Влияние низкоградного метаморфизма на магнитные свойства горных пород

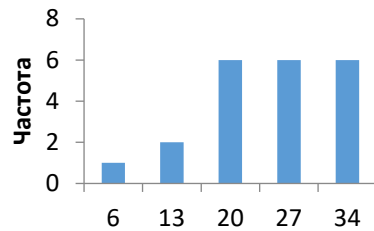
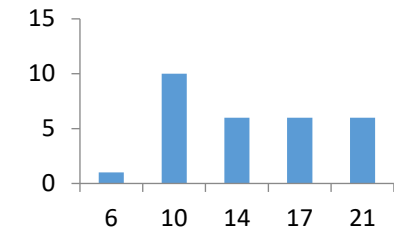
Для оценки степени намагниченности горных пород и подготовки к магнитометрической съемке в верховьях реки Бодрак были проведены серии замеров каппаметрии с последующей обработкой по методике (Коснырева, 2018). Замеры проведены в 4 точках интрузива Лебединский и параллельных ему тел (рис. 5.4.1). Размеры выборок составили 50-100 точек. Там, где это возможно, замерена намагниченность пород таврической серии, ороговикованных у контакта интрузива, и не ороговикованных на удалении от него (рис. 5.4.1). Результаты измерений представлены на рисунке 5.4.2.



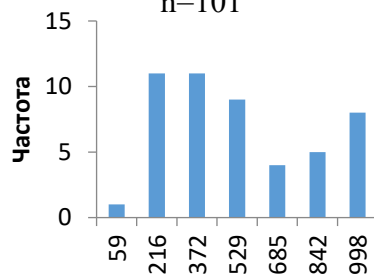
Рисунок 5.4.1. Схема пунктов каппаметрии (Л1 – Л4) на силлообразном интрузиве Лебединский в верховьях реки Бодрак. Цифрами указана магнитная восприимчивость ($\times 10^{-5}$ ед. СИ) максимального количества измерений.

Установлено, что: намагниченность низкоградно метаморфизованных осадочных пород таврической серии независимо от степени их ороговикования составляет $6-34 (\times 10^{-5})$ ед. СИ; намагниченность габброидов эндоконтакта - $30-64 (\times 10^{-5})$ ед. СИ. Намагниченность

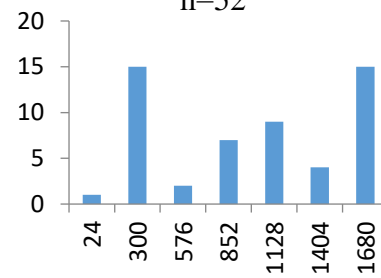
низкоградно метаморфизованных габброидов центра интрузива Лебединский и соседних силлообразных интрузивов составляет 24-2820 ($\times 10^{-5}$) ед. СИ и сильно варьирует. Наибольшее количество величин намагниченности находится в пределах: Л1 – 59-372, Л2 – 24-300; 1404-1680, Л3 – 37-432, Л4 – 600-1155; 1710-2820 ($\times 10^{-5}$) ед. СИ. Распределение величин намагниченности не отвечает нормальному распределению.

Л1 Вмещающие**Л4 Вмещающие****Л1 габброиды**

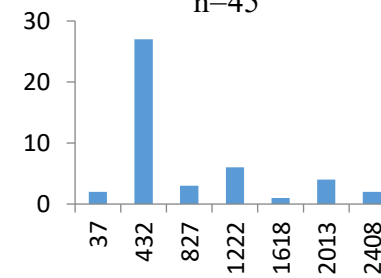
n=101

**Л2 габброиды**

n=52

**Л3 габброиды**

n=45

**Л4 габброиды**

n=71

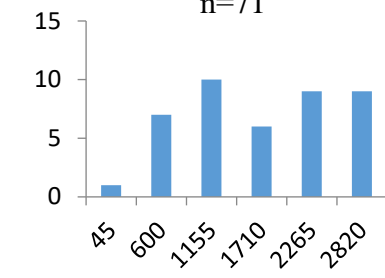
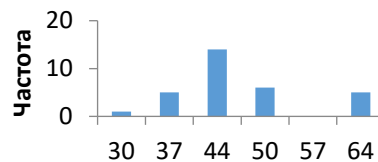
**Л1 Эндоконтакт****габброиды**

Таблица 5.4.2. Магнитная восприимчивость метаморфизованных пород флиша таврической серии (вмещающие) и габброидов Лебединского и соседних силлообразных интрузивов. Привязка точек измерений - на рисунке 5.4. По горизонтальной оси – магнитная восприимчивость в $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (интервал кармана), по вертикальной – количество полученных измерений (частота встречаемости). В первой строке таблицы – измерения для вмещающих пород, во второй строке – для габброидов, в третьей строке – для габброидов эндоконтактов магматических тел. Размеры выборок: Л1 – 101 замер, Л2 – 52 замера, Л3 – 45 замеров, Л4 – 71 замер.

Итак, влияние низкоградного метаморфизма на габброиды эндоконтакта было наиболее велико, их намагниченность фактически «стёрта». Из-за крайне неравномерного проявления процессов эпигенетичного низкоградного метаморфизма намагниченность пород одного и того же интрузива меняется на порядки на протяжении первых метров, так что даже в пределах одного небольшого скального обнажения невозможно получить оценку величины намагниченности с нормальным статистическим распределением.

5.5. Заключение по региональному низкоградному метаморфизму

Установлено, что процессы регионального низкоградного метаморфизма магматических пород первомайско-аюдагского комплекса и вмещающих толщ флиша однотипны на изученной территории Горного Крыма и прошли в три стадии: 1. Погружение и метаморфизм в условиях цеолитовой фации; 2 – дальнейшее погружение и метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации не высоких давлений; 3. воздымание и метаморфизм в условиях цеолитовой фации. Таким образом, в мезозоидах Горного Крыма выявлена петля метаморфизма Л.Л. Перчука (1983) в низкоградном варианте (Спиридонов, 2018, 2019; Спиридонов и др., 2014, 2018, 2021, 2023).

Низкоградно метаморфизованные оливиновые габброиды интрузива Лебединского пересечены дайками кайнотипных керсутитовых лампрофиров раннемелового возраста (рис. 5.5) (Спиридонов и др., 2021).



Рисунок 5.5. Метаморфизованные оливиновые габброиды интрузива Лебединский пересечены дайкой кайнотипных керсутитовых лампрофиров раннемелового возраста (слева от кувалды). Участок Перекат – русло реки Бодрак. Фото Э.М. Спиридонова.

На основании главы 5 сформулировано третье защищаемое положение

Итоги исследования

Проведенное исследование позволило установить, что первомайско-аюдагский интрузивный комплекс Горного Крыма представляет собой эталонный пример островодужного базитового гиабиссального магматизма. Комплекс включает широкий спектр пород — от плагиолерцолитов и преобладающих оливиновых, безоливиновых и кварцевых габронорит долеритов и габбродиоритов до плагиогранитов – они являются дифференциатами исходной базитовой магмы

Штоки, дайки и силлообразные интрузивы первомайско-аюдагского комплекса сопряжены со складчатым импульсом в байосе средней юры. Внедрение интрузивов начальной стадии произошло по механизму Эйлера – всасывание в смятые слоистые толщи, при этом из первых порций расплава сформированны эффузивоподобные породы на интрузивном уровне, включая миндалекаменные. Иногда развиты микрозернистые породы с вкраплениями оливина и анортита.

Установлено, что горные породы островодужного базитового первомайско-аюдагского интрузивного комплекса мезозойд Горного Крыма слагают семь минеральных ассоциаций магматической стадии. Выявленная эволюция соответствует петрогенетическому ряду Н. Л. Боуэна, а описанные плагиограниты Кушнаревского интрузива являются дифференциатами исходной базальтовой магмы.

Реакционная схема Н. Л. Боуэна дополнена серией закономерно сопряженных с породообразующими акцессорными минералами Cr, Ti, Zr, Y, REE: хромшпинелидами 1 и 2 МА, армоколлит 3 МА, Mg-ильменит, чевкинит-(Ce), перрьерит-(Ce), бадделеит и цирконолит 4 МА, ильменита 5 МА, титаномагнетита 4 и 5 МА, алланита 6 МА, циркона 6 и 7 МА.

Хромшпинелиды первой минеральной ассоциации эволюционируют от хромшпинели до алюмомагнезиохромита, второй минеральной ассоциации – от алюмомагнезиохромита до хромтитаномагнетита. Данный тренд эволюции, выражающийся в переходе от Cr-Mg-Al-составов к обогащенным Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti и V разностям, является типичным для островодужных базитов. Эволюция хромшпинелидов кумулятивных плагиолерцолитов Балаклавы немного отличается от остальных пород комплекса.

Плагиоклаз первомайско-аюдагского комплекса кристаллизуется во 2-7 МА, выявлена вариация составов в широких пределах (An92-12) при содержании K_2O до 1,4 масс. % и вариации содержания FeO_{tot} 1-0,2 масс. %.

Детально изучены редкоземельные минералы группы эпидота – главные концентраторы REE первомайско-аюдагского комплекса. Впервые в Крыму установлен алланит-(Y). Показаны отличия редкоземельных характеристик алланита в габброидах и плагиогранитоидах. В габброидах порядок выделения минералов группы алланита: Ti ферриалланит-(Ce) – Ti и Ti-V алланит-(Ce) – алланит-(Ce) – алланит-(Y) – REE эпидот, в плагиогранитоидах: Ti и Ti-V алланит-(Ce) – алланит-(Ce) – REE эпидот

Породы первомайско-аюдагского комплекса были преобразованы в результате флюидодоминирующего низкоградного регионального метаморфизма в условиях ЦФ и ППФ до 330 °С. Степень изменения пород оценивается в 5-90 об. %, оливин в породах замещен полностью.

При помощи полевой каппаметрии установлен неравномерный характер проявления низкоградного регионального метаморфизма в породах силлообразного интрузива Лебединского – породы с относительно высокой магнитной восприимчивостью подверглись изменениям в меньшей степени.

Заключение

Охарактеризованы геологическое строение и особенности формирования интрузивов островодужного первомайско-аюдагского плагиолеццит-габбронорит-габброноритдиорит-кварцдиорит-плагиогранитного комплекса в мезозоидах Горного Крыма; петрография, минералогия и геохимия интрузивных пород.. Установлено, что ведущий процесс петрогенеза - кристаллизационная дифференциация пикробазальтовой магмы, второстепенный – коровая контаминация. Выделены семь парагенетических ассоциаций породообразующих минералов, которые отвечают реакционному ряду Н.Л. Боуэна, дополненных сопряженными акцессорными минералами Cr, Ti, V, Zr, REE, Y, Th. Установлена своеобразная эволюция хромшпинелидов. Доказано, что главные носители REE, Y, Th - редкоземельные минералы группы эпидота: Ti-ферриалланит-(Ce), Ti-V алланит-(Ce), алланит-(Ce), алланит-(Y), REE-эпидот, Y-эпидот в габброидах; Ti-V алланит-(Ce), алланит-(Ce), REE-эпидот в плагиогранитоидах. Охарактеризованы три этапа эпигенетического низкоградного метаморфизма погружения – первый в условиях цеолитовой фации, второй в условиях пренит-пумпеллитовой фации, третий в условиях цеолитовой фации; при этом, магматические породы были существенно преобразованы.

Хочется отметить направления будущих исследований, которые могут быть проведены в Горном Крыму для изучения интрузивного магматизма. Детальная геологическая и петрографическая характеристика должна быть дана массивам Шарха, Чамны-Бурун, Ай-Йори и Ай-Тодор (расположены на ЮБК). Не до конца решен вопрос геологических и петрологических взаимоотношений габброноритов и плагиогранитов Первомайского (Кушнаревского) интрузива.

Применение тонких геохимических методов и использование прокси-диаграмм (например, Th/Co вместо TAS) помогут полнее охарактеризовать петрологию метаморфизованного первомайско-аюдагского интрузивного комплекса. Исследование микроэлементного состава пироксенов комплекса позволят выявить особенности магматической дифференциации и причины различия составов. Специальные работы должны быть проведены в области исследования поведения РЗЭ в условиях НГМ для реконструкции первичномагматических геохимических параметров описанных интрузивов.

Литература

1. *Ананьев В.А., Ревердатто В.В.* Уникальная минеральная ассоциация Fe-апатит – Ферродиерит – фаялит на Аю-Даге как результат контактового метаморфизма // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 3. С. 362-364.
2. *Андрусов Н.И.* О формах Крымских лакколлитов // Зап. Киевского об-ва стествоисп. 1916. Т. XX. № 3.
3. *Артёменко В.М., Артёменко О.В., Брызгалов И.А., Лысенко В.И., Хмиляр В.Ю.* Золотосодержащая кварц-антимонитовая формация в карбонатно-терригенном мезозое Горного Крыма // Доповіді НАН України. 2000. № 2. С. 107-112.
4. *Артёменко В.М., Артёменко О.В., Лысенко В.И.* Нові дані про самородне золото Західної частини Гірського Криму // Мінеральні ресурси України. 2003. № 1. С. 22-24.
5. *Багдасарян Г.П., Лебединский В.И.* Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. № 1. С. 149-152.
6. *Барабощкин Е.Ю.* Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 3. С. 22-29.
7. *Барыкина О.С., Большаков Д.К.* Строение Бодракского разлома в Горном Крыму по данным электроразведки // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 5. С. 67-70.
8. *Бискэ Г.С.* Надвиговая позднемезозойская тектоника юго-западной оконечности Горного Крыма // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология и география. 2007. Вып. 2. С. 12-20.
9. *Большаков А.П., Белоус И.Р., Ванина М.В., Золотарёв В.Н., Оболенцев А.В.* Ртутная минерализация в триасовых вулканогенных породах Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 3. С. 653-655
10. *Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев А.С., Успенская Е.А., Арешин А.В.* История восточной части террейна Горного Крыма в средней-поздней юре // Геотектоника. 1998. №1. С. 27-44.
11. *Волынец О.Н., Колосков А.В.* Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. М.: Наука. 1976. 135 с.
12. *Воскресенский А.И.* К петрографии Крыма // Зап. Варшав. ун-та. 1915. Т. III. № 7.
13. *Габлиц К. И.* Физическое описание Таврической области, по её местоположению, и по всем трем царствам природы. СПб.: тип. И. Вейтбрехта. 1785. 199 с.
14. Геологическая карта СССР. Серия Крымская, масштаб: 1:200000, L-36-XXXIV, XXXV., составлена: Днепрогеология, 1967 г. (отв. ред. М.В. Муратов).
15. Геология СССР. Том VIII. Крым. Геологическое описание. М.: Недра. 1969. 576 с.
16. *Гетлинг Р.В.* Датолит района дер. Бодрак в Крыму и некоторые особенности его генезиса // Зап. ВМО. 1960. Ч. 89. Вып. 1. С. 102-106.
17. *Грибоедов А. С.* Путевые записки // Грибоедов А. С. Сочинения / Подгот. текста, предисл. и коммент. В. Орлова. М.; Л.: Гослитиздат. 1959.
18. *Давыдова В.О., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д.* Высоко калиевые базальтовые трахиандезиты ксенолитов в пирокластических отложениях вулкана Безымянный, Камчатка // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1087-1099.
19. *Двойченко П.А.* Минералы Крыма. // Зап. Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы. Симферополь. 1914. Т. 4. 208 с.
20. *Дехтярёва Л.В., Безвинный В.П., Киреев С.В., Нестеровский В.А., Рубис Т.М.* О надвиговых структурах киммерид района с. Лозовое под г. Симферополем // Вестник Киевского Ун-та. Геология. 1958. № 4. С. 41-43.

21. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы.-Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир. 1966.
22. *Добровольская Т.И., Лебединский В.И., Макаров Н.Н., Юрк Ю.Ю.* Геохронология Крыма по радиологическим данным // Тр. XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Наука, 1970. С. 227-237.
23. *Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовенко В.С., Чернявский С.В., Михаленок Д.К.* Вулканы Карадага. Киев: Наук. думка, 1991. 104 с.
24. *Ерёменко Г.К., Ерёменко Е.И.* Метакарбонатные контактовые роговики Аю-Дага // Докл. АН УССР. Серия Б. 1972. № 7. С. 585- 589.
25. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: АН СССР. 1955. 480 с.
26. *Заика-Новацкий В.С.* О возрасте вулканитов Крымского предгорья // Тектоника и стратиграфия. 1981. Вып. 21. С. 70-76.
27. *Заика-Новацкий В.С., Соловьев И.В.* Структурная эволюция вулканогенных образований Горного Крыма // Тектоника и стратиграфия Киев. Ун-т. 1983. № 24. С. 39-43.
28. *Заика-Новацкий В.С., Соловьев И.В., Сухорада А.В.* Петропавловский палеовулкан Горного Крыма // Вісник Київського Університету. Сер. геології. 1989. № 8. С. 3-8 (на мукр.).
29. *Зайцев А.М.* К петрографии Крыма // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1908. Т. X. Вып. 5-6. 1910. Т. XII. Вып. 3-4. Вып. 7-8. С. 208-223.
30. *Звездов В. С.* Механизмы внедрения базитовой магмы в многослойную толщу чехла Восточно-Сибирской платформы и влияние деформационных свойств пород на размещение и морфологию рудоносных трапповых интрузивов (на примере Норильского района) // Отечественная геология. – 2020. – №. 3. – С. 47-74.
31. *Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука. 1975. 434 с.
32. *Зуев В.* Путешественные записки от Санкт-Петербурга до Херсона в 1781 и 1782. СПб.: 1778.
33. *Карпенко В.Ю., Игнатенко К.И.* Бабингтонит из Первомайского карьера в Крыму // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991. Вып. 37. С. 158-163.
34. *Ковалевский С.А.* Корни Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 3. С. 673-676.
35. *Корнейко А.А., Веселовский Р.В.* Новые данные о палеомагнетизме среднеюрского магматического комплекса долины р. Бодрак (Горный Крым) и их геологическая интерпретация // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2013. № 4. С. 10-17.
36. *Короновский Н.В., Милеев В.С.* О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине реки Бодрак (Горный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1974. № 1. С. 80-87.
37. *Коснырева М.В., Золотая Л.А.* Магнитные свойства горных пород: методика измерений и обработки данных. Тверь: ПОЛИПРЕСС. 2018.
38. *Котов Н.В., Порицкая Л.Г., Михаленок Д.К., Чернявский С.В.* Петрохимические особенности вулканических пород Карадага // Геохимия. 1992. № 11. С. -.
39. *Кочурова Р. Н.* Геология и петрология магматических комплексов северо-западной части Качинского антиклинория (Горный Крым): дисс. канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ. 1963. 395 с.
40. *Кочурова Р.Н.* Магматизм Северо-Западной части Горного Крыма. Л.: изд. ЛГУ. 1968. 112 с.
41. *Кравченко С. М.* Геология интрузивного комплекса юга центральной части Горного Крыма: диссер. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ. 1958а. 260 с.
42. *Кравченко С.М.* Петрографические особенности интрузивных массивов южной части центрального Крыма в свете новых данных // Изв. АН СССР. Серия геология. 1958б. № 11. С. 100-105.

43. *Лагорио А.Е.* К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологической роли // Зап. Варшавск. ун-та. 1887. № 5. С. 1-16. № 6. С. 17-48.
44. *Латышев А.В., Панов Д.И.* Юрские магматические тела Горнокрымской зоны в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2008. № 2. С. 70-78.
45. *Лебединский В. И., Макаров Н. Н.* Вулканизм горного Крыма. Киев: АН УкрССР. 1962. 208 с.
46. *Лебединский В.И.* Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму // Изв. АН СССР. Серия геология. 1962а. № . С. 84-94.
47. *Лебединский В.И.* Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма // Изв. АН СССР. Серия геология. 1962б. № 4. С. 32-39.
48. *Лебединский В.И., Кириченко Л.Н.* Расслоенный массив габбро-диабазов Аю-Даг // Докл. АН УССР. Серия Б. 1988. № 9. С. 22-25.
49. *Лебединский В.И., Соловьёв И.В.* Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геол. журнал. 1988. № 4. С. 85-93.
50. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Палеовулкан Карадаг в Крыму // Изв: Геол. Ком. 1926. Т. 45. 95 с.
51. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л.: АН СССР. 1933. 150 с.
52. *Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П.* Литология и генезис таврической формации Крыма. 1961. Харьков: ХГУ. 400 с.
53. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78-92.
54. *Луцицкий В.И.* Петрография Крыма. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.-Л.: АН СССР. 1939. 98 с.
55. *Малыгин А. А.* Порфиновые интрузии и колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982. – С. 67-76.
56. *Мандельштам О.Э.* Читая Палласа. Собрание сочинений в 2 т. М.: Художественная литература, 1990. Т. 2.
57. *Матросова Т.И., Степанов В.И., Осолодкина Г.А.* Апофиллит в собрании крупнейшего музея (типы минерализации, зависимость формы кристаллов и их свойств от содержания фтора). В кн.: Среди минералов. М.: изд. Минерал. Музея РАН им. А.Е.Ферсмана. 1997. С. 65-75.
58. *Мейстер А.К.* Материалы по петрографии Крыма // Изв. Геолкома. СПб.: 1908. Т. 27. № 10. С. 667-706.
59. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 323 с.
60. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северная Евразия). М.: МГУ. 1996. 448 с.
61. *Милеев В. С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Rogov М.А.* Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы, отдел геологический, Москва, т.81, вып.6, с.22-33, 2006
62. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В.* Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 497-500.
63. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Rogov М.А.* Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–21.
64. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Никитин Ю.М., Шалимов И.В.* Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22-31.

65. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма. // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 3. С. 17-21.
66. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир. 1976. 536 с.
67. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66-72.
68. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А. U-Pb – цирконовый (SHRIMP) возраст Джидайрской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма (Крымский учебный полигон) // Вестник СПбГУ. 2014. Серия 7. Геология и география. Вып. 4. С. 25-32.
69. Мудренко С.В., Печников В.А., Самсоненко В.Л. Гипабиссальные и субвулканические образования Бодракско-Салгирской зоны (Предгорный Крым) // Регион. геология некоторых районов СССР. 1983. № 6. С. 18–23.
70. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра. 1973. 192 с.
71. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат. 1960 г. 217 с.
72. Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Структурная эволюция Горного Крыма в сравнении с Западным Кавказом и восточной частью Балканского хребта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 3-10.
73. Мурзаев П.М. О датолите и десмине с горы Карадаг // Тр. КрымНИИ. 1929. Т. 2. Вып. 2. С. 50-55.
74. Никитин М.И., Польских Г.М., Суслов А.В. О некоторых геолого-петрографических особенностях малых интрузий в бассейне р. Бодрак (Бахчисарайский район Крыма) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1979. № 6. С. 39-43.
75. Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: МГУ. Ч. 1. 2006. 135 с. Ч. 2. 2007. 110 с.
76. Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма. М.: МГУ. 2006. 60 с.
77. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Еришов А.В., Клуцинг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 3. С. 6-16.
78. Никишин А.М., Габдуллин Р.Р., Махатадзе Г.В., Худолей А.К., Кубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ к познанию среднеюрской геологической истории Крыма // Вест. МГУ. Геология. 2016. № 6. С. 20-27.
79. Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю. Копаевич Л.Ф., Петров Е.И., Янаскурт В.О. Меловые вулканические пояса в истории формирования Черноморского бассейна // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2013. № 3. С. 6-18.
80. Овсянников Г.Н. Керсутит и гастингсит оливиновых габбро-норит-долеритов и лампрофиров среди них. Интрузив у реки Бодрак, Горный Крым // Мат. XIV Междунар. научно-практической конф. "Новые идеи в науках о Земле". Т. 2. М.: РГГУ им. С. Орджоникидзе. 2019. С. 340–341.
81. Овсянников Г.Н., Спиридонов Э. М., Филимонов С. В. Плагиоклаз интрузивных пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма—от плагиолецитов до плагиогранитов // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2024. №. 2. С. 85-95.
DOI:1055959/MSU0579-9406-4-2024-2-85-95
- Ovsyannikov G.N., Spiridonov E.M., Filimonov S.V.** Plagioclase of intrusive rocks from the Pervomai-Ayudag Island Arc Complex (Mountain Crimea) from plagiolerzolites to

- plagiogranites // Moscow University Geology Bull. 2024. Vol. 79. № 3. P. 431-443. <https://doi.org/10.3103/S0145875224700418>
82. **Овсянников Г.Н., Спиридонов Э.М.** Состав пироксенов островодужного первомайско-аюдагского интрузивного комплекса Горного Крыма как индикатор параметров магматической дифференциации // *Мат. XIV Всеросс. петрограф. совещ. "Петрология и геодинамика геол. процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании"* ВСЕГЕИ: 2025, с. 249-250.
 83. **Овсянников Г.Н., Шакуров Д.И.** Бадделеит кварцевых габбронорит-долеритов Лозовского интрузива, южная окраина Симферопольского поднятия, Горный Крым // *Мат. XIV конф. "Новые идеи в науках о Земле"*. М.: МГРИ. 2019.
 84. **Оникиенко С.К.** Низкотемпературные изменения диабазовых порфириров в бассейне р.Бодрак (Горный Крым) // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 1986. №1. С. 121-123.
 85. Отчет о результатах работ по объекту «Выполнение геолого-съёмочных работ в пределах опорной площади листа L-36–Симферополь (с клапаном К-36)», руководитель проекта Р. Р. Габдуллин, Геологический факультет МГУ, Москва, 2019
 86. **Павлинов В.Н.** Форма и механизмы образования малых интрузий типа лакколлитов. М.: МГРИ. 1946. 411 с.
 87. **Панов Д.И.** Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас – лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2009. Т. 84. Вып. 5. С. 75-84.
 88. **Перевозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т.** Природа вариаций состава рудной и аксессуарной хромшпинели ультрабазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 2007. №. 4. С. 5-15.
 89. **Перчук Л.Л.** Термодинамический аспект полиметаморфизма. В кн.: *Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы*. М.: Наука. 1983. С. 21-37.
 90. **Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А., Тихонов Л.В., Цельмович В.А.** Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // *Изв. АН СССР. Серия геология*. 1991. № 3. С. 85-104.
 91. **Плошко В.В., Сиденко О.Г.** Пикриты Крымско-Кавказской складчатой системы // *Геол. журнал*. 1982. Т. 42. № 1. С. 60-67.
 92. **Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И., Сукач В.С.** Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 244. С. 442-445.
 93. **Попов Д.В., Некрылов Н.А., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Портнягин М.В., Серова М.С.** Состав и условия образования исходных расплавов юрских долеритов юго-западного Крыма по данным изучения расплавных включений во вкрапленниках оливина // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 3. С. 265–298.
 94. **Попов С.П.** Минералогия Крыма. М.: изд. АН СССР. 1938. 352 с.
 95. **Прендель Р.А.** Кристаллические породы горы Кастель и прилегающей к ней местности // *Зап. Новороссийского общества естествознания*. Одесса: 1886. Т. VI. Вып. 1. С. 173-210.
 96. **Прозоровский-Голицын А.А.** О горных породах горы Кара-Даг в Крыму // *Вестник естествознания*. 1891. № 8. С. 228-230.
 97. **Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М.** Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия // *Новые данные о минералах*. 2016. Вып. 51. С. 62-94.
 98. **Пчелинцев В.Ф.** Заметка о фауне туфобрекчии Карадага (в Крыму) // *Докл. АН СССР*. 1927. Т. 16. С. 94-105 .
 99. **Пчелинцев В.Ф.** Киммериды Крыма. М.-Л.: Наука. 1966. 126 с.

100. *Ремизов И.Н.* Среднеюрский вулкан Карадаг в Крыму в свете новой глобальной тектоники. В кн.: Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. Тбилиси: 1980. С. 305-307.
101. *Рид С. Дж. Б.* Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера. 2008. 232 с.
102. *Романовский Г. Д.* Геологический очерк Таврической губернии и обзор Крымского полуострова относительно условий для артезианских колодцев // Горный журнал. 1867. Часть 3.
103. Севастопольский музей камня [электронный ресурс]: 2012-2022 URL:<http://www.sevstone.ru/articles/mineraly-pervomajskogo-shtoka/> (дата обращения 22.03.2026)
104. *Семка В.А.* Об абсолютном возрасте мезозойских вулканитов Горного Крыма. В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: 1979. С. 102-105.
105. *Семка В.А.* Петрохимические особенности мезозойского вулканизма Горного Крыма. В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: 1979. С. 96-101.
106. *Семка В.А., Самойлович Л.Г., Бондаренко И.Н.* Результаты микрорентгеновского изучения сульфидов и магнетитов изверженных пород северо-западной части Горного Крыма // Геол. журнал. 1976. Т. 36. № 5. С. 142-145.
107. *Соловьев А.В., Рогов М.А.* Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 74–82.
108. *Соловьев И.В.* Байосская вулканоструктура мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вісник Київського Університету. Сер. геології. 1988. Вып. 7. С. 42-50.
109. *Спиридонов Э. М.* Неоальпийская активизация в киммеридях Горного Крыма: минидайки флогопитовых минетт и эгириновых Mn-Fe карбонатитов, телетермальная Sb-Hg и Au-Hg минерализация // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты. – 2017. – С. 53-56.
110. *Спиридонов Э. М.* О наличии древнего кристаллического фундамента Крыма // Мат. XIV Всеросс. петрограф. совещ. "Петрология и геодинамика геол. процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании" ВСЕГЕИ: 2025, с. 325-326.
111. *Спиридонов Э. М., Овсянников Г. Н.* Псевдоморфозы псевдобрукита и псевдорутила, титанита, рутила по армоколиту, титаномагнетиту и ильмениту в низкоградно метаморфизованных интрузивных породах Горного Крыма // Новые данные о минералах. 2024. Т. 58. № 2. С. 36–45. DOI:10.25993/FM.2024.58.003 https://fmm.ru/images/1/1c/Spiridonov_Ovsyannikov_2_2024-2.pdf
112. *Спиридонов Э.М.* Арфведсонит-флогопитовые минетты Горного Крыма с высокостронциевым апатитом. // Зап. РМО. 2021г. Ч. 150. Вып. 2. С. 1–17.
113. *Спиридонов Э.М.* Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма. В кн.: Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ. 1989б. С. 136-152.
114. *Спиридонов Э.М.* Метаморфические образования киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М.: Геос. 2018б. Т. II. С. 223-227.
115. *Спиридонов Э.М.* Образование натролита за счет мезолита механизмом ионного обмена в метабазах (спилитах) Карадага в Горном Крыму // Зап. РМО. 2021д. Ч. 150. Вып. 3. С. 98–113.
116. *Спиридонов Э.М., Кортаева Н.Н., Ладыгин В.М.* Хромшпинелиды, титаномагнетит и ильменит островодужных вулканитов Горного Крыма // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1989в. № 6. С. 37-55.

117. *Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н., Путинцева Е.В., Семиколенных Е.С., Фролова Ю.В.* Островодужные авгит-битовнит-лабрадоровые дациты Карадага, Горный Крым // Вестник МГУ. Геология. 2019. № 5. С. 53-61. DOI: 10.3103/S0145875219060115
Spiridonov E.M., Korotayeva N.N., Krivitskaya N.N., Ladygin V.M., Ovsyannikov G.N., Putintseva E.V., Semikolennykh E.S., Frolova Yu.V. Island-Arc Augite-Bytownite-Labradorite Dacites of the Kara-Dag Massif, Crimea // Moscow University Geology Bull. 2019. Vol. 74. No. 6. P. 582–591. DOI: 10.3103/S0145875219060115
118. *Спиридонов Э.М., Кравченко С.М., Степанов В.К., Путинцева Е.В., Тевелев Арк.В., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Семиколенных Е.С.* Эффузивоподобные породы в составе гипабиссальных интрузивов габбро-долеритов мезозойд Горного Крыма и трапповой формации Восточно – Сибирской платформы (рудоносных и безрудных) // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021а. Т. 3. С.107-109. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=49362464>
119. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Коротаева Н.Н., Филипенко О.В., Самсонов А.В.* Ключевская сопка: базальты прорыва имени Б.И. Пийпа 1966 г. // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН. 2015. С. 539-541.
120. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н.* Два генетических типа плагиогранитов Горного Крыма: островодужные (габброидной формации) и послеостроводужные ксенотим-монацитовые (гранитоидной формации) // Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. ВСЕГЕИ: 2025, с. 229-230.
121. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Коротаева Н.Н.* Ti-V алланит-(Ce), V алланит-(Ce), алланит-(Ce), REE эпидот, Y эпидот в островодужных биотит-кварцевых габброидах интрузива Чамны-Бурун, Горный Крым // Новые данные о минералах. 2025а. Т. 59. Вып. 2, с. 37-44. DOI: 10.25993/FM.2025.59.2025.007
122. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Филимонов С.В., Койбагарова Е.С., Коротаева Н.Н.* Ti ферриалланит-(Ce), Ti и Ti-V алланит-(Ce), алланит-(Ce), алланит-(Y), REE эпидот в биотит-содержащих кварцевых габброидах и плагиогранитоидах островодужного первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма // Геохимия. 2025б. Т. 70. № 8. С. 41–70. DOI:10.31857/S0016752525080039
Spiridonov E.M., Ovsyannikov G.N., Filimonov S.V., Koybagarova E.S., Korotayeva N.N. Ti ferriallanite-(Ce), Ti and Ti-V allanite-(Ce), allanite-(Ce), allanite-(Y), and REE epidote in biotite-bearing quartz gabbroids and plagiogranitoids within the Island-Arc Pervomaysk-Ayudag Complex of the Mountain Crimea // Geochim. Intern. 2025. Vol. 63. № 8. P. 686-719. ISSN 0016-7029.
DOI: 10.1134/S001670292600021X.
123. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Филимонов С.В., Кравченко С.М., Семиколенных Е.С., Путинцева Е.В., Тевелев Арк.В., Шалимов И.В., Лавров О.Б., Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М.* Петрогенетическая схема Н.Л. Боуэна и акцессорные минералы Cr, Ti, Zr, REE, Y. Армоколлит и продукты его превращений // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка, ИЭМ РАН: 2023а. С. 47.
124. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Филимонов С.В., Путинцева Е.В., Семиколенных Е.С.* Региональный низкоградный метаморфизм в мезозойдах Горного Крыма // Ломоносовские чтения МГУ-2023. Секция геологии. Подсекция «Геология, геохимия, геофизика и водные ресурсы Крыма». Сб. тез. докл. М.: 2023б. С. 37-42.

125. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Филимонов С.В., Путинцева Е.В., Семиколенных Е.С., Тевелев Арк.В., Шалимов И.В., Лысенко В.И., Никитин М.Ю.* Островодужный гипабиссальный первомайско-аюдагский интрузивный комплекс Горного Крыма: геология и петрология // Ломоносовские чтения МГУ-2023. Подсекция «Геология, геохимия, геофизика и водные ресурсы Крыма». Сб. тез. докл. М.: 2023в. С. 22-33. https://lomonosov.msu.ru/file/event/8033/eid8033_attach_2cbc7ba1641649578b0fef14850da1fa3e2badcf.pdf
126. *Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., Филимонов С.В., Тевелев Арк.В., Шалимов И.В., Семиколенных Е.С., Путинцева Е.В., Кравченко С.М., Лысенко В.И., Никитин М.Ю.* Петрогенетическая схема Н.Л. Боуэна и минеральные ассоциации горных пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса: от плагиолеццолитов до плагиогранитов // Современные направления развития геохимии. Иркутск: Ин-т географии СО РАН. 2022. Т. 2. С. 149-153. ISBN 978-5-94797-418-8. 2 том.
127. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В.* Интрузив послеостроводужных фаялитовых плагиогранитов горы Кастель в киммеридах Горного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2021. №1(4). С. 98-108. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-4-98-108>
128. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б., Филимонов С.В. Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н.* Петля регионального метаморфизма Л.Л. Перчука: низкоградные варианты // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Черноголовка, ИЭМ РАН: 2018. С. 71-72.
129. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В.* Характер контактов габброидного интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Новые идеи в науках о Земле. 2019в. Т. I. С. 97-100.
130. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В., Руденко И.Е., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Семиколенных Е.С.* Горно-Крымская петля регионального низкоградного метаморфизма позднеюрского возраста // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021б. Т. 3. С. 120-124. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=49362464>
131. *Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Лысенко В.И., Филимонов С.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н.* Армоколлитсодержащие островодужные плагиолеццолиты и оливиновые габбро-норит-долериты Балаклавы, Горный Крым // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2019а. № 3. С. 51-60.
132. *Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Филимонов С.В., Путинцева Е.В., Кривицкая Н.Н., Овсянников Г.Н.* Генетическая минералогия титана в плагиоперидотитах, оливиновых габбро-норит-долеритах, кварцевых габбро-норит-долеритах, кварцевых диоритах Первомайско-Аюдагского интрузивного комплекса, мезозойды Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2019. 2019г <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>
133. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В. М., Щербакова М.Н.* Магматические образования // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования). М.: 1989а. С. 69—130.
134. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990а. Т. 65. № 4. С. 102—112.
135. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990б. Т. 65. № 6. С. 119—134.
136. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Коротаева Н.Н., Овсянников Г.Н., Кривицкая Н.Н.* Ортит (алланит) – (Се) – характерный минерал габбро-норит-долерит-плагиогранитной ассоциации Кушнарёвского (Первомайского) интрузива в Горном Крыму //

- Ломоносовские чтения-2017.
https://conf.msu.ru/file/event/4305/eid4305_attach_9b67f70e49d08402bb069e1e001ace09775c92c2
137. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Кривицкая Н.Н., Овсянников Г.Н.* Низкотитанистый керсутит и гастингсит в оливиновых габбро-норит-долеритах силлобразного интрузива у реки Бодрак (Первомайско-Аюдагский комплекс) и в лампрофирах среди них // Ломоносовские чтения-2019. 2019д <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>
 138. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Коротаева Н.Н.* Керсутитовые лампрофиры мелового возраста в долине реки Бодрак в Горном Крыму // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021в. Т. 3. С. 127-129. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=49362464>
 139. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Тевелев Арк.В., Шакуров Д.* Уплотненные тела габбро-норит-долеритов Ферсмановского (Лозовского) карьера (Симферопольское поднятие Горного Крыма) – Интрузивы или олистолиды? // Ломоносовские чтения. 2018в <https://conf.msu.ru/rus/event/4912/>
 140. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Руденко И.Е., Путинцева Е.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н.* Петля регионального низкоградного метаморфизма вулканогенных, интрузивных и терригенных пород мезозойд Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2018. <https://conf.msu.ru/rus/event/4912/>
 141. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н.* Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных кварцевых габбронорит-долеритов интрузива Аю-Даг (Горный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2018а. № 5. С. 70–78.
 142. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаева, Н.Н., Кривицкая Н.Н.* Чевкинит-(Се) и перрьерит-(Се) островодужных кварцевых габбронорит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Зап. РМО. 2019б. Ч. 148. Вып. 4. С. 61–79.
 143. *Степанов В.К.* Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162. 1981. С. 13-19.
 144. *Степанов В.К., Туровцев Д.М.* Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ, 1988. Вып. 223. С. 86-94.
 145. *Супрычов В.А.* Нові дані про гейландит з магматичних порід Криму // Доповіді АН УССР. Сер. Б. 1968б. № 9. С. 800-804 (на укр.).
 146. *Супрычов В.А.* Нові дані про ломонтит та леонгардит Криму // Доповіді АН УССР. Сер. Б. 1968а. № 8. С. 711-716 (на укр.).
 147. *Супрычов В.А.* Нові знахідки та дослідження прениту магматичних порід Гірського Криму // Доповіді АН УССР. Сер. Б. 1968в. № 11. С. 986-990 (на укр.).
 148. *Тевелев Арк.В., Шмонова Е.А., Тевелев Ал.В.* Морфология и условия формирования нижнеюрского складчатого комплекса Донузوران (Юго-Западный Крым) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 6. С. 24-41.
 149. *Тищенко А.И.* Минералы Крыма. Симферополь: Бизнес Информ. 2015. 304 с.
 150. *Тищенко А.И., Касаткин А.В.* Минералы и минеральные комплексы Крыма. Изд. 2-е, исправленное и дополненное. Симферополь: Бизнес-Информ. 2020. 468 с
 151. *Торсуев Н.Н.* К петрографии Крыма. Некоторые породы окрестностей Балаклавы и Георгиевского монастыря // Тр. СПб Политехн. ин-та. 1915. Т. 23. Вып. 2.
 152. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре, М.: Мир, 1981, 436 с.
 153. *Фёдоров Е.С.* О петрографической номенклатуре // Тр. Моск. сельхоз. ин-та. 1899. Т. 5. С. 17-24.
 154. *Федорчук А.В., Глухов А.М.* Петрографические типы субвулканических тел долины р. Бодрак и их возраст // Регион. геология некоторых районов СССР. 1980. № 4. С. 39–45.

155. *Федосеев Г. С.* О масштабах базитового силлогенеза в северной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – 2001. – С. 181-186.
156. *Ферсман А.Е.* Драгоценные и цветные камни СССР. М.: изд. АН СССР. 1925. 592 с.
157. *Ферсман А.Е.* Материалы к познанию цеолитов России // Тр. Геол. музея им. Петра Великого Император. АН. СПб.: 1911. Т. VII. Вып. 5. С. 181-204.
158. *Фирсов Л.В.* Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 4. С. 24—34.
159. *Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н.* О физико-механических свойствах метавулканитов Горного Крыма // Инженерная геология. 2018. Т. XIII. № 4-5. С. 36-51. DOI:10.25296-5056-2018-13-4-5-36-51.
160. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийско-Средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. 341 с.
161. *Хейнрих Э. У.* Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья: Пер. с англ. – Иностранной литературы, 1962.
162. *Четвериков С.Д., Фиолетова А.Ф.* Селадонит из Коктебеля (Крым) // Докл. АН СССР. 1935. Т. 2. № 3-4. С. 269-272.
163. *Чирвинский П.Н.* Изверженные горные породы, вулканические брекчии и туфы Кара-Дага в Крыму // Изв. Алексеевского Донского политехн. ин-та. Новочеркасск. 1916. Т. 5. Вып. 1. С. 88-138.
164. *Чирвинский П.Н.* К вопросу о возрасте вулканических извержений в Крыму // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1915. Т. XV. Вып. . С. -.
165. *Чирвинский П.Н.* Новые месторождения исландского шпата в Крыму // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1907. Т. IX. Вып. 3. С. 105-107.
166. *Чирвинский П.Н.* Цеолиты Карадага // Изв. Донского политехн. ин-та. Новочеркасск. 1919. Т. VII. С. 168-208.
167. *Чирвинский П.Н., Орлов Н.А.* Цеолиты Карадага в Крыму // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1913. Т. 15. Вып. 4-6. С. 144-148.
168. *Шатагин Н.Н.* Пумпеллит из Бахчисарайского района // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1964. № 4. С. 68-71.
169. *Шаталов Н.Н., Борисенко Л.С., Пивоваров С.В., Дубина, Е. Л.* Дайки Гераклеийской вулcano-тектонической структуры Крыма // Докл. АН УССР. Б. 1990. № 9. С. 19-23.
170. *Шитовкин Н.Т., Михайлов А.С., Супрычов В.А.* Юрские морденитовые породы вулканической группы Карадага (Крым) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 1. С. 189-192
171. *Шишлов С. Б. и др.* Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым) // Учебное пособие. СПб.: изд-во «ЛЕМА». – 2020.
172. *Шкабара М.Н.* Минералогия крымских и некоторых кавказских месторождений цеолитов. Дисс. докт. геол.-мин. наук. Харьков: ХГУ. 1951. 474 с.
173. *Шкабара М.Н.* Прениты из крымских изверженных пород // Докл. АН СССР. 1949. Т. 68. С. 1081-1083.
174. *Шкабара М.Н., Штурм Е.А.* Датолит из вулканической группы Карадаг в Крыму // Докл. АН СССР. 1939. Т. 24. № 2. С. 165-169
175. *Шнюкова Е. Е.* Эволюция магматизма Горного Крыма и Крымского континентального склона. Дисс. канд. геол.-минерал. наук. Киев. 1994.
176. *Шнюкова Е.Е.* Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автореферат докт. дисс. Киев. 2013. 40 с.
177. *Шнюкова Е.Е.* Магматические породы мыса Фиолент. В кн. Петрография XXI века. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 289-291.

178. Шнюкова Е.Е. Субдукционно-связанный магматизм южного Крыма: море и суша // ГПИМО. 2019. № 3 (57).
179. Штукенберг А. Геологический очерк Крыма. Диссертация. Типография Императорской Академии Наук. Санкт-Петербург. 1873. 110 с.
180. Штукенберг А. О кристаллических породах Крыма // Тр. СПб об-ва испыт природы. 1874. Т. V.
181. Щербаков Д.И. Зеленокаменные породы Алупки // Сб., посвященный проф. Ф.Ю. Левинсон-Лессингу. СПб.: Политехн. ин-т. 1915. С. 117-122.
182. Яковлев А.В. К вопросу о происхождении Крымских кристаллических пород // Зап. Минерал. об-ва, 1882. Т. 17. С. 231-259.
183. Яковлев А.В. О характере кристаллических горных пород Крымского полуострова // Горный журнал. 1881. №7-8. С. 44-69.
184. Яценко Н.Я., Артёменко В.М., Шехоткин В.В. Золотоносність Криму, перспективні формаційно-генетичні типи // Мінеральні ресурси України. 1997. № 4. С. 12-14.
185. Яценко Н.Я., Артёменко В.М., Шехоткин В.В. Прогнозируемые формационно-генетические типы золотого оруденения Крыма. В кн.: Актуальные вопросы развития инновационной деятельности в государствах с переходной экономикой. Симферополь: Сонат. 2001. С. 125-126.
186. Almeev R., Kimura J.-I., Ariskin A., et al. Decoding crystal fractionation in calc-alkaline magmas from the Bezymianny Volcano (Kamchatka, Russia) using mineral and bulk rock compositions // J. Volcan. Geotherm. Res. 2013. Vol. 263. P. 141-171.
187. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications // Geochem. Intern. 2004. Vol. 42. P. 1-157.
188. Ariskin, A.A., Bychkov, K.A., Nikolaev, G.S., Barmina G. S. Updated COMAGMAT-5: Modeling the Effects of Sulfide Precipitation in Parallel to the Crystallization of Alumino-Chromian Spinel. // Petrology, V. 31, P. 558-575 (2023). <https://doi.org/10.1134/S0869591123050028>
189. Barnes S., Roeder P. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2279-2302.
190. Cassilas, R., Nagy, G., Panto, G. Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain) // Eur. J. Mineral., 1995, vol. 7, pp. 989-1006.
191. Ercit T.S. The mess that is "allanite" // Canad. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 1411-1419.
192. Fleischer M. A summary of the variations in relative abundance of the lanthanides and yttrium in allanites and epidotes // Bull Geol Soc Finl. – 1985. – Т. 57. – С. 151-155.
193. Ghiorso M. S., Sack O. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 108. № 4. P. 485-510.
194. Gratz R., Heinrich W. Monazite-xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system CePO₄-YPO₄ // American Mineralogist. – 1997. – Т. 82. – №. 7-8. – С. 772-780.
195. Grove, T.L. Corrections to expressions for calculating mineral-components in "Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing" and "Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone: 22o-25oN, mid-Atlantic ridge" // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. P. 422-424.
196. Grove, T.L., Gerlach, D.C., Sando, T.W. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 80. P. 160-182.
197. Hey M. H. A new review of the chlorites // Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society. – 1954. – Т. 30. – №. 224. – С. 277-292.

198. *Housh T. B., Luhr J. F.* Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems // *Amer. Mineral.* 1991. Vol. 76. P. 477-492.
199. *Humphreys M.C.S.* Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard intrusion // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52. № 1. P. 147-174.
200. *Irvine T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator: part 1. Theory. // *Canad. J. Earth Sci.* 1965. Vol. 2(6). P. 648–672.
201. *Irvine T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator: part 2. Petrologic applications // *Canad. J. Earth Sci.* 1967. Vol. 4(1). P. 71–103.
202. *Lagorio A.* Itinéraire géologique par le Kara-Dagh. // *Guide des excursion du VII Congrès Géologique International.* Saint-Petersburg: 1897, p. 1-13.
203. *Lindsley, D. H., Andersen, D. J.* A two-pyroxene thermometer // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88(S02), A887–A906. DOI:[10.1029/JB088iS02p0A887](https://doi.org/10.1029/JB088iS02p0A887)
204. *Lundgaard K. L., Tegner C.* Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt // *Contrib. Mineral.Petrol.* 2004. Vol. 147. P. 470-483.
205. *Meijers M.J.M.* Tethyan evolution of the Black Sea region since the Paleozoic: a paleomagnetic approach // *Geologica Ultraiectina.* 2010. Vol. 319. 247 p.
206. *Meijers M.J.M., Vrouwe B., Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Matenco L., Saintot A.* Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // *Lithos.* 2010. Vol. 119. P. 412-426.
207. *Miyashiro A.* Volcanic rock series and tectonic setting // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences,* Vol. 3, p. 251. – 1975. – T. 3. – C. 251.
208. *Miyashiro A., Shido F.* Progressive metamorphism in zeolite assemblages. // *Lithos.* 1970. Vol. 3. P. 252–260.
209. *Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Internal. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. Iss. 5-8. P. 1051-1076
210. *Pallas P.S.* Bemerkungen auf einer Reise in die südlichen Statthalterschaften des Russischen Reichs in den Jahren 1793 und 1794. Leipzig. Bd. 1. 1799. Bd. 2. 1801. Переиздано на русском: Наблюдения, сделанные во время путешествия по южным наместничествам русского государства, в 1793-1794 годах. М.: Наука, 1994
211. *Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.
212. *Plissart G., Femenias O., Maruntiu M., Diot H., Demaiffe D.* Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita–Iuti ophiolite, Southwestern Romania // *The Canadian Mineralogist.* – 2009. – T. 47. – №. 1. – C. 81-105.
213. *Popov D.V., Brovchenko V.D., Nekrylov N., Plechov P.Y., Spikings R.A., Tyutyunnik O.A., Krigman L.V., Anosova M.O., Kostitsyn Y.A., Soloviev A.V.* Removing a mask of alteration: Geochemistry and age of the karadag volcanic sequence in se Crimea // *Lithos.* 2019. Vol. 325. P. 371–384.
214. *Putirka K. D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in mineralogy and geochemistry.* – 2008. – T. 69. – №. 1. – C. 61-120.
215. *Ridolfi F.* Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry // *Minerals.* – 2021. – T. 11. – №. 3. – C. 324.
216. *Sapegina A. V., Perchuk A. L., Shatsky V. S.* Two Types of Symplectites in a Lower Crust Granulite Xenolith from the Zarnitsa Kimberlite (Yakutia): A Record of Si-Metasomatism and Decompression // *Russian Geology and Geophysics.* 2024. T. 65. № 6. C. 671-688.
217. *Spiridonov E.M.* Gemstone deposits of the former Soviet Union // *J. Gemmol.* 1998. Vol. 26. № 2. P. 111-125.

218. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42 (1). P. 313-345.
219. *Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust: its composition and evolution. – 1985, 312 p.
220. *Tschernich R.W.* Zeolites of the World. Phoenix/AZ. 1992. 563 p.
221. *Volynets, A. O., Nekrylov, N., Gorbach, N., Ovsyannikov, G. et al.* Geochemical diversity and tectonic relationships in monogenetic volcanic fields: A case study of the Sredinny Range, Kamchatka. *Lithos*, 2023, V. 456-457, 107306, DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107306 .
222. *Warr L. N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – T. 85. – №. 3. – C. 291-320.