

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт им. Н.Л.Добрецова Сибирского Отделения
Российской академии наук



На правах рукописи

Хромова Елена Александровна

Возраст и петрогенезис пород щелочно-ультраосновного карбонатитового
Белозиминского массива (Восточный Саян)

1.6.3 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
Дорошкевич Анна Геннадьевна

Улан-Удэ 2023

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. КАРБОНАТИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (обзор проблемы) 13	
1.1 История открытия и классификация карбонатитов	13
1.2 Механизмы образования карбонатитов	16
1.3 Карбонатиты - источник ниобия и редкоземельных элементов	20
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗИМИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА.....	23
2.1 Геологическая характеристика Зиминского рудного района	23
2.2 История геологического исследования Белозиминского массива	26
2.3 Краткая геологическая характеристика массивов Зиминского рудного района	28
2.4 Геологическое строение Белозиминского массива.....	31
2.5 Возраст пород Белозиминского массива.....	37
Глава 3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА.....	44
3.1 Мельтейгиты.....	44
3.2 Ийолиты	47
3.3 Нефелиновые сиениты.....	50
3.4 Кальцитовые карбонатиты	53
3.5 Кальцит - доломитовые карбонатиты	57
3.6 Анкеритовые карбонатиты.....	60
3.7 Особенности химического состава минералов из пород комплекса.....	65
Глава 4. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА	92
4.1 Мельтейгиты.....	92
4.2 Ийолиты	95
4.3 Нефелиновые сиениты.....	97
4.4 Карбонатиты	98
4.5 Sr-Nd-Pb изотопная характеристика пород	103
4.6 Lu-Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов	108
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	112
ЛИТЕРАТУРА.....	113
ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (таблицы к главе 3).....	145
ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (таблицы к главе 4).....	174

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Щелочные карбонатитовые комплексы, несмотря на масштабы изученности и тот факт, что они образуют только ничтожно малую часть земной коры, продолжают вызывать постоянный интерес, так как происхождение этих пород связано с частичным плавлением глубинных мантийных пород Земли, обогащенных летучими веществами, РЗЭ и другими микроэлементами. В результате фракционной кристаллизации таких расплавов возникают различные серии щелочных пород с карбонатитами и разноплановой рудной минерализацией.

Изучение этих пород важно, как для решения фундаментальных научных, так и для экономических задач. Щелочные карбонатитовые комплексы являются уникальными объектами с многообразной и сложной минерализацией. С ними связаны месторождения редкоземельных элементов, ниобия, слюды, железа, фосфора, флюорита, а также стронция и бария. Многие из этих полезных ископаемых являются остродефицитными как на мировом, так и российском рынках. В связи с этим, развитие минерально-сырьевой базы редких, редкоземельных, благородных и радиоактивных металлов является важной и актуальной задачей геологической отрасли России. Большой научный и практический интерес к рудоносным щелочным комплексам обусловил накопление в наши дни значительного объема информации о геологическом строении и вещественном составе этих пород, в том числе и связанных с ними гипергенных месторождений. Интерпретация такой эмпирической информации не всегда позволяет определить процессы, ответственные за высокую рудоносность щелочных расплавов и флюидов, а также механизмы концентрирования, распределения и перераспределения рудных компонентов в процессе эволюции карбонатитовых систем. Комплексные методы (минералогические, изотопные, геохронологические, геохимические) исследования эволюции щелочных магм, с привлечением современных высокоточных аналитических приборов, позволяют

достичь глубокого понимания процессов и механизмов образования рудоносных щелочных комплексов.

Белозиминский массив является многофазной интрузией, сложенной щелочными силикатными породами (мельтейгиты, ийолиты-уртиты, нефелиновые сиениты) и карбонатитами, относится к комплексному ниобий-РЗЭ месторождению. Его изучение может быть важным в понимании вопросов карбонатитового петрогенезиса и того, какие механизмы являются ответственными за образование месторождений РЗЭ и Nb, связанных с карбонатитами.

Цель настоящего исследования заключается в детальном минералого-петрографическом, петрохимическом и геохимическом изучении пород, слагающих массив, изучению ниобиевого и редкоземельного оруденения Белозиминского массива.

Для достижения поставленной цели в ходе работы решались следующие **задачи:**

- Получение минералогических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических характеристик щелочных силикатных пород и карбонатитов;
- Определение макро- и микроэлементного состава основных породообразующих, акцессорных и рудных минералов щелочных силикатных пород и карбонатитов;
- Определение Ar-Ar возраста карбонатитов и построение Pb/Pb изохроны по основным разновидностям пород;
- Характеристика источников вещества пород Белозиминского массива

Основным **объектом исследования** являются породы, слагающие Белозиминский массив.

Научная новизна

Впервые детально исследована эволюция состава пироклора, который является основным концентратором ниобия. Изучены минералы концентраторы

РЗЭ, определён редкоэлементный состав основных породообразующих минералов и прослежена эволюция их состава. Определен возраст образования карбонатитов Белозиминского массива, построена Pb-Pb геохронология по основным разновидностям пород. Изучен микроэлементный и Lu-Hf изотопный состав цирконов из пород массива.

Практическая значимость работы

Полученные новые данные о составе пород и минералов могут быть важными для составления эффективных технологических схем извлечения основных рудных и попутных полезных компонентов при отработке месторождения, реконструкции процесса рудообразования, факторов оруденения и разработки поисковых критериев.

Защищаемые положения

1. Карбонатиты Белозиминского массива сформировались 645 млн лет назад синхронно с щелочными силикатными породами.

2. Образование ряда мельтейгит–ийолит–нефелиновый сиенит Белозиминского массива связано с процессом фракционной кристаллизации, что выражено в изменении химического состава основных породообразующих минералов и состава пород.

3. Эволюция химического состава минералов группы пироклора в карбонатитах выразилась в смене раннего флюоркальциопироклора на кенопироклор и далее на гидропироклор, замещающийся Fe–содержащим колумбитом. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования Nb- и Zr- минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточной карбонатитовой магме, а обогащение РЗЭ, Ва, U, Fe продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов.

Фактический материал. Каменный материал был предоставлен научным руководителем д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич. Исследованы образцы керна из 8 скважин, пробуренных при проведении поисково-оценочных и разведочных работ на ниобиевые руды. Проведено описание 50 шлифов. На электронном микроскопе и микрозонде проанализировано 30 аншлифов, 10 шашек и получено порядка 3000 анализов минералов. Определена редкоэлементная характеристика (LA ICP MS) основных породообразующих и акцессорных минералов пород массива. В работе использовано 20 химических анализов макрокомпонентов и редких элементов (ICP-MS), 10 анализов радиогенных изотопов (Sr, Nd) щелочных силикатных пород и карбонатитов. Датирование пород произведено Ar-Ar (1 проба) и Pb-Pb (6 проб) методами. Отобраны и изучены цирконы из 6 образцов карбонатитов.

Методы исследований

Породообразующие и акцессорные минералы, их микроструктурные особенности были детально изучены посредством различных рентгеноспектральных методов: на электронных сканирующих микроскопах с энергодисперсионным спектрометром (EDS): LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300), с использованием оборудования центра коллективного пользования «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и MIRA 3 LMU (система микроанализа INCA Energy 450 XMax-80, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток электронного пучка – 1.5 нА, время набора спектров – 20-40 с. В качестве образцов сравнения для большинства элементов были использованы простые химические соединения и металлы: SiO₂ (Si, O), Al₂O₃ (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), BaF₂ (Ba, F), Ca₂P₂O₇ (P), Ti, Nb, Zr, Fe, Mn, Zn и др. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся металлический Co. Также были получены карты распределения химических элементов в пироклорах. Время набора

спектров для построения карт составило 40-70 минут (Геологический институт им. Л.Н. Добрецова).

Часть анализов пироклора и других минералов была проведена на электронных микронзондах в режиме волновой дисперсии (WDS): JEOL Hyperprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле, Потсдам, Германия) и JEOL JXA-8100 (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Условия WDS-анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток – 20-40 нА, размер пучка - 2 μm . В качестве стандартов на основные элементы были использованы: гематит (Fe), диопсид (Ca, Si, Mg), Mn-гранат (Mn), альбит (Na, Al), ортоклаз (K), рутил (Ti), циркон (Zr), LiNbO_3 (Nb), фторфлогопит (F). По результатам рентгеноспектральных анализов (WDS+EDS) формулы минералов группы пироклора были рассчитаны по кислородному методу при условии, что сумма катионов в позиции В равна 2.0 (Булах, 1987; Hogarth, 1977; Atencio et al., 2010, Christy). Рентген и Рамановская спектроскопия использовались для диагностики некоторых минералов: баотит, катаплеит, цирконолит, норсетит и другие.

Анализ микроэлементов с помощью LA-ICP-MS проводился в шлифах (с использованием аксессуаров для лазерной абляции ESI New Wave UP193FX, соединенного с ICP-MS Agilent Technologies 7500i в Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Эрланген, Германия). ICP-MS работал с мощностью плазмы 1350 Вт, в то время как He (0,65 л / мин.) и Ar (1,10 л / мин.) использовались в качестве газа-носителя. Кроме того, Ar действовал как плазма (14,9 л / мин) и вспомогательный газ (0,9 л / мин.). Плотность лазерного излучения составляла 2,7 Дж / cm^2 , а частота повторения составляла 16 Гц. Данные были откалиброваны с использованием стеклянного эталонного материала NIST SRM 610 для оксидов, стекла; NIST SRM 612 - для силикатов и карбонатов. Внутренние стандарты: SiO_2 для силикатов, CaO для карбонатов, пироклора, перовскита и фосфатов, FeO для магнетита и гематита, TiO_2 для ильменита. Измерения проводились с размером пятна 10–50 мкм в диаметре. Расчет концентраций микроэлементов проводился с помощью программы

GLITTER созданной для LA – ICP-MS (Van Achterbergh et al., 2000). Ошибка 1σ , основанная на подсчете статистики по сигналу и фону, составляет 10%. Воспроизводимость измерений была проверена путем повторного анализа образцов NIST SRM 610 и 612.

Измерения изотопного состава неодима и стронция, концентраций Rb, Sr, Sm и Nd проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик Саватенков В.М.) на многоколлекторном твердофазном масспектрометре Triton. Для выделения Sm и Nd использована методика, подробно описанная в работе (Savatenkov et al, 2004). Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm и 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): [Sr]=336.7 $\mu\text{g/g}$, [Rb]=47.46 $\mu\text{g/g}$, [Sm]= 6.47 $\mu\text{g/g}$, [Nd]=28.13 $\mu\text{g/g}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705036\pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512642\pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2σ , 10 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составила 0.511847 ± 8 (2σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd - по величине $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}=0.7219 = 0.7219$. Изотопный состав приведен к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511860$).

Ar/Ar возраст определен по флогопиту, который является типоморфным минералом кальцит-доломитовых карбонатитов. Анализ выполнен в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике (Травин и др., 2009). При расчете $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраста использовался метод возрастного плато (Fleck et al., 1977). По методу плато рассчитывается средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трех) температурных ступеней.

Измерения Pb-изотопного состава выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Свинец анализировали на масс-спектрометре TRITON в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме. Измерялись отношения изотопов свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, каждое из них состояло из 50 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2.2—2.3 А и температуре 1300 °С. Перед каждой партией проб измерялся стандарт — 50 нг NIST 981. Средняя точность анализов составила 0.05 % (2σ) для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс - фракционирование 0.120 % а.е.м. для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 0.135 % а.е.м. для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0.2 нг для Pb. Его состав: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.120$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.542$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.354$. Соотношение свинца бланка к пробе не превышало 1/200000, поэтому поправка на содержание холостого свинца для измеренных отношений не вводилась.

Измерение микроэлементного состава цирконов и Lu-Hf изотопов проводили на ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для LA NWR 213 (ESI), размещенных в помещении класса чистоты ИСО 7 в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Описание методики измерения приведено в работе (Щапова и др., 2020).

Апробация работы и публикации

Основные положения работы представлялись и обсуждались на конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» в 2015 г (г. Якутск), на Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике в 2015 и 2019 гг. (г. Улан-Удэ), на Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения северной и центральной Азии», в 2018 г (г. Иркутск), на XVIII Всероссийском научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского

подвижного пояса: от океана к континенту» в 2020 г (г. Иркутск), научной конференции «Петрология и рудоносность магматических формаций» в Новосибирске (2022) и ежегодных научных сессиях Геологического института СО РАН г. Улан-Удэ (2017-2019 гг).

По теме диссертации опубликовано 12 печатных работ, из них 5 в рецензируемых российских и зарубежных журналах по списку ВАК.

Личный вклад. Автор принимал участие на всех этапах процесса обработки и интерпретации результатов. Автору диссертации принадлежат аналитические исследования на электронном микроскопе, расчет кристаллографических формул минералов, построение дискриминационных и других диаграмм, включая интерпретацию полученных данных, анализ и оформление результатов в виде публикаций и научных докладов.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из 4 глав, Введения, Заключения, списка литературы и 2 приложений. Работа имеет объем в количестве 182 машинописных страниц, в том числе 53 рисунка, 43 таблицы. Список литературы содержит 282 наименования.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю, д.г.-м.н. Анне Геннадьевне Дорошкевич, за всестороннюю поддержку, помощь, ценные советы, внимательное отношение и терпение.

Неоценимую помощь при оформлении работы оказал к.г.-м.н Иван Александрович Избродин.

Автор глубоко признателен чл.- корр. РАН, д.г.-м.н. Евгению Викторовичу Склярову и д.г.-м.н. Андрею Александровичу Цыганкову за доскональное обсуждение материалов и текста работы.

Автор благодарен к.г.-м.н В.В. Шарыгину за изучение включений в минералах, Н.Н. Егоровой за консультации при исследовании шлифов. Существенная помощь была оказана сотрудниками ГИН СО РАН во главе с заведующим лабораторией инструментальных исследований к.г.-м.н. С.В. Канакиным при выполнении аналитических работ. Автор крайне признателен У. Аппельт (Потсдам, Германия), Х. Братц (Эрланген, Германия), Н.С. Карманову и Е.Н. Нигматулиной (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за проведение рентгеноспектральных и LA-ICP-MS исследований.

Условные сокращения названий минералов согласно номенклатуре Warr L.N. 2021 год.

Ab- альбит
Amp- амфибол
Adt- андрадит
Anc- анкилит – (Ce)
Ank- анкерит
Ap- апатит
Vdy- бадделеит
Brt- барит
Cal- кальцит
Csp- канкрениит
Clt- целестин
Clb- – колумбит
Chl- хлорит
Cpx- клинопироксен
Ctp- катаплеит
Dol- доломит
Grt- гранат
Ilm- ильменит
Kfs- калиевый полевой шпат
Mag- магнетит
Marf- магнезиоарфедсонит
Mrbk- магнезиоребекит
Mnz- монацит
Ms- мусковит
Nph- нефелин
Ol- оливин
Phl- флогопит
Po- пирротин.
Py- пирит
Pcl - пирохлор
Rt- рутил
Srp- серпентин
Ttn - титанит
Str- стронцианит
Thr- торит
Zrn- циркон
Zrc- Nb-содержащий минерал группы цирконолита
Kas- кассит

Глава 1. КАРБОНАТИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (обзор проблемы)

1.1 История открытия и классификация карбонатитов

КАРБОНАТИТЫ (carbonatites; karbonatite; carbonatites; carbonatitas) — магматические карбонатные и силикатно-карбонатные породы, которые состоят более чем на 50% из карбонатных минералов (кальцит, доломит, сидерит, анкерит) и содержат не более 20 мас. % SiO_2 (Le Maitre, 2002). Согласно классификации Международного союза геологических наук, карбонатиты подразделяются по преобладанию карбонатного минерала на следующие виды: кальцитовые, доломитовые, сидеритовые, анкеритовые (Le Maitre, 2002). По химическому составу выделяют магнезиокарбонатиты, кальциокарбонатиты, феррокарбонатиты, натрокарбонатиты. Последние были классифицированы после изучения карбонатитов Олдоинью Ленгаи (Oldoinyo Lengai), для которых характерно высокое содержание Na_2O (до 34 мас. %) и K_2O (до 10 мас. %) (Du Bois et al., 1963; Guest, 1963; Dawson, 1962; Keller, Krafft, 1990; Dawson et al., 1995; Gittins, Harmer, 1997; Simonetti et al., 1997; Woolley, Kempe, 1989; Le Maitre, 2002; Зайцев, Петров, 2008). Карбонатиты, обогащенные барием, стронцием и редкоземельными элементами, Р.Х. Митчелл предложил называть «карботермальными» (Mitchell, 2005). Некоторые исследователи считают это определение некорректным, так как такая классификация искусственно разрывает единую эволюцию карбонатитовых систем, как правило, проходящих через магматическую к гидротермально-метасоматической стадии (Минаков и др., 1981; Булах, Иванников, 1984; Zaitsev et al., 1996, 1998; Рипп и др., 1998, 2000; Doroshkevich et al., 2008, 2010).

В карбонатитах в числе основных породообразующих минералов встречаются: клинопироксен, щелочные амфиболы, минералы группы биотита, форстерит, апатит, магнетит, титанит, щелочной полевой шпат. Второстепенными и аксессуарными являются пироклор, бадделеит, циркон, фторapatит, цирконолит, анкилит-Се, баотит, катаплеит, бербанкит, олекминскит, баритокальцит, торит, Nb-рутил, гумит-клиногумит, фторкарбонаты редкоземельных элементов

(бастнезит-Се, синхизит-Се), монацит-Се, сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит) и многие другие. Исходя из наличия перечисленных минералов, практически все карбонатиты мира обладают специфической особенностью состава - **обогащение редкими элементами**, важнейшими из которых в промышленном значении являются ниобий, тантал, редкоземельные элементы, цирконий, стронций (Le Maitre, 2002), содержание которых часто достигает промышленных значений. Крупнейшими месторождениями, связанными с карбонатитами, являются: Араша (Бразилия), Гулинское (Сибирь), Ковдор (Кольский полуостров), Сокли (Финляндия), Альнё (Швеция), Палабора (Южная Африка), Белозиминское (Россия) и другие. Стоит отметить, что являясь промышленно важными, карбонатиты встречаются достаточно редко. На сегодняшний день в мире известно всего лишь 527 проявлений карбонатитов (Woolley, Kjarsgaard, 2008).

Термин "карбонатиты" ввел в употребление норвежский ученый В.К. Бреггер при изучении карбонатитового массива Фён в Норвегии (Brøgger, 1920), он выдвинул гипотезу об образовании карбонатитов магматическим путем. Н. Боуэн раскритиковал точку зрения о магматическом образовании карбонатитов. Он пришёл к выводу, что карбонатные породы имеют гидротермально-метасоматическое происхождение (Bowen, 1924). В последующем гипотеза формирования карбонатитов в результате пневматолито-гидротермальной деятельности была поддержана многими зарубежными и советскими исследователями (например: King, 1949; Saether, 1950; Davies, 1952; Шейнманн, 1955; Бородин, Назаренко, 1957; Кухаренко, 1966; Фролов, 1960). Некоторые советские исследователи считали, что Белозиминская группа карбонатитовых массивов образовалась именно гидротермально-метасоматическим путем (Гинзбург и др., 1958; Самойлов, Багасаров, 1975).

А.Г. Булах и В.В. Иваников считали, что карбонатиты щелочно-ультраосновных массивов являются магматическими горными породами, но в богатой флюидами среде они подвергаются длительной, частичной метасоматической переработке (Булах, Иваников, 1984). Соответственно эти

породы являются гетерогенными образованиями, интрузивно-магматическими изначально и вторично гидротермально-метасоматическими.

Идея кристаллизации карбонатов из расплава совместно с силикатными минералами была предложена значительно раньше А. Хегбомом (Högbom, 1895). Р.А. Дели (Daly, 1925) описал карбонатные дайки магматического происхождения. В 1934 году был изучен массив Чилва, который стал первым интрузивным комплексом карбонатитов на территории Африки (Dixsy et al., 1937). К концу 50-х годов Х. Эккерман опубликовал работу, где называл карбонатиты магматическими образованиями, которые образуются при дифференциации щелочной силикатной магмы (Eckerman, 1948). В результате проведенных экспериментов по плавлению кальцита под давлением водяного пара в системе $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ было доказано, что кальцит может кристаллизоваться как ликвидусная фаза при температурах около 650°C и давлении 0.1 ГПа (Wyllie, Tuttle, 1960). В пользу магматического происхождения свидетельствуют данные, полученные в результате термометрических исследований расплавных включений в минералах из карбонатитов с температурой гомогенизации выше 550°C (Keller, 1989; Соколов, 2006; Андреева и др. 2004, 2007, 2014). Одним из основных доказательств магматического генезиса карбонатитов является существование щелочно-углекислых, кальциево-углекислых лав вулкана Ол-Доиньо Ленгаи в Танзании. Также подтверждением образования карбонатитов из магмы является флюидальная текстура некоторых карбонатитов.

В ходе изучения карбонатитов наибольший всплеск их обсуждения наступил в 50-60 годы прошлого столетия, когда в них были обнаружены высокие концентрации редких элементов, и, соответственно, сделаны выводы о их важном экономическом потенциале. В то время было обнаружено много новых массивов и целые провинции карбонатитов и связанных с ними месторождений. Современные знания о карбонатитах основаны на научных трудах советских (большой вклад в изучение карбонатитов внесли научные школы ВИМСА, ЛГУ, НИИГА, ИМГРЭ, ИГХ СО РАН, ИГЕМ и др.), и иностранных исследователей прошлого. Важнейшими публикациями являются: «Carbonatites...» (Pecora, 1956), «alkaline

rocks...» (King, 1960), «Liquid immiscibility ...» (Kjarsgaard and Hamilton, 1988), «Каледонский комплекс...» (Кухаренко и др., 1965), «Карбонатиты» (Таттл, Гиттинс, 1969), «Минералогия карбонатитов» (Капустин, 1971), «Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов...» (Пожарицкая, Самойлов, 1972), «Редкометальные камафориты...» (Бородин и др., 1973), «Доломитовые и анкеритовые карбонатиты...» (Сомина, 1975), «Карбонатиты» (Самойлов, 1977), «Минералы карбонатитов...» (Чернышева, 1981), «Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов» (Булах, Иваников, 1984), «...генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов» (Гинзбург, Эпштейн, 1994), «Карбонатитовые месторождения России» (Фролов, 2003) и многие другие.

1.2 Механизмы образования карбонатитов

Карбонатиты практически всегда ассоциируют с рядом щелочных ультраосновных и основных силикатных пород: мельтейгитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами, кимберлитами, мелилититами, щелочными габброидами (Gittins, 1966; Heinrich, 1966; Woolley, 1987, 2001; Kogarko et al., 1995; Владыкин, 2016). Наиболее распространенными среди них являются породы якупирангит-уртитового ряда и нефелиновые сиениты, с которыми связаны более 30 % карбонатитовых массивов (Карбонатиты, 1969).

Встречаются карбонатиты, находящиеся вне видимой связи с щелочными силикатными породами, их количество составляет менее 5 % от общего числа карбонатитовых проявлений (Bailey, 1990; Woolley, 2003; Woolley, Kjarsgaard, 2008).

Существует три точки зрения на механизм образования карбонатитов и их связи с щелочными породами. Следует отметить, что основополагающим для каждого является карбонатизированный силикатный первоначальный источник. **Первая** точка зрения предполагает, что карбонатитовые магмы образуются в результате частичного плавления карбонатизированных мантийных перидотитов. В соответствии со **второй** считается, что образование карбонатитов происходит при разделении карбонатизированного силикатного расплава на две несмешиваемые

силикатную и карбонатную жидкости (ликвация). **Третья** предполагает, что породы могут образовываться вследствие кристаллизационной дифференциации карбонатизированных щелочных силикатных магм.

Механизм образования карбонатитов в результате выплавки из карбонатизированного мантийного перидотита основан на результатах многочисленных экспериментов (Wylhe, Huang, 1975; Wallace, Green, 1988; Egger, 1989; Рябчиков и др, 1989; 1993, Thibault et al, 1992; Dalton, Wood, 1993; Sweeney, 1994; Yaxley, Green, 1996; Dalton, Presnall, 1998; Lee, Wyllve, 1998, 2000). Авторы показали, что карбонатитовый расплав, образующийся при низкой степени частичного плавления метасоматизированного мантийного перидотита, имеет высокомагнезиальный доломитовый состав (Sweeney, 1994; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wallace, Green, 1988). Признаками такого механизма образования карбонатитов являются наличие шпинели и, соответственно, повышенные содержания хрома и никеля в составе карбонатитов, отсутствие в составе комплексов щелочных силикатных пород, доломитовый, высокомагнезиальный состав карбонатитов, вариации SiO_2 (от долей до 11%) и другие (Wallace, Green, 1988; Dalton, Wood, 1993; Sweeney, 1994; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Bell, Rukhlov, 2004; Mitchell, 2005; Дорошкевич, 2013). К природным примерам этого типа карбонатитов можно отнести Сарфартог в Гренландии (Secher, Larsen, 1980), Невания в Индии (Doroshkevich et al., 2010), Тамазерт в Марокко (Mourtada et al., 1997), Веселое и Пограничное в России (Дорошкевич, 2013).

Механизм формирования карбонатитовых расплавов в результате разделения карбонатизированной магмы на две несмешивающиеся жидкости, карбонатную и силикатную, подтверждается экспериментальными данными (Koster van Groos, 1975; Wedlandt, Harrison, 1979; Freestone, Hamilton, 1980; Kjarsgaard, Hamilton, 1988; Kjarsgaard, 1998; Brooker, 1998; Wyllie, Lee, 1998; Veksler et al., 2012; Сук, 2012). Эксперименты показывают наличие широкой области несмесимости между щелочными силикатными и карбонатными расплавами. В ходе экспериментов, направленных на исследование силикатно-

карбонатного расслаивания расплавов при $T=1100$ и 1250°C и $P=2$ кбар, была выявлена широкая область расщепления исходных силикатно-карбонатных расплавов на две несмешивающиеся жидкости – силикатную и карбонатную (Сук, 2001, 2003). Между ними отмечены фазовые границы с образованием слоев или каплевидных обособлений одной жидкости в другой, а также характерные текстурные особенности (Сук, 2012). При условиях низкого давления (≤ 1000 МПа), малой вязкости ($\sim 5 \cdot 10^{-3}$ Па*с), плотности (~ 2.2 г/см³) и низкой температуры солидуса ($\sim 650^{\circ}\text{C}$), глубины ≤ 30 км, карбонат-содержащая магма весьма подвижна и затвердевает позднее силикатной. В подтверждение этому механизму служат данные по изучению расплавных включений в минералах пород щелочно-ультраосновных комплексов Гули, Белая Зима, и Кайзерштуль (Германия) (Rankin, Le Bas, 1974; Романчев, Соколов, 1980; Nielsen et al., 1997; Veksler et al., 1998; Расс, Плечов, 2000; Андреева и др., 1998, 2007; Bühn, Rankin, 1999; Bell, Rukhlov, 2004; Panina, 2005; Соловова и др., 2005; Дорошкевич и др., 2004; Doroshkevich et al., 2010; Дорошкевич, 2013).

Карбонатиты, образованные таким способом, характеризуются наличием расплавных включений в минералах, при этом состав последних в карбонатитах близок по минеральному составу щелочных пород, а также силикатно-карбонатной жидкостной несмесимостью в расплавных включениях (Rankin, Le Bas, 1974; Романчев, Соколов, 1980; Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Wyllie, 1989; Brooker, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Рипп и др., 2000; Gittins, Harmer, 2003; Сук, 2003; Panina, 2005; Doroshkevich et al., 2010; Veksler et al., 2012).

Образование карбонатитов при кристаллизационной дифференциации подтверждено экспериментально (Ferguson, Curge, 1971; Романчев, Соколов, 1979; Корарко и др, 1992; Le Bas, Aspden, 1981; Соколов, 1993; Соловова и др, 1996; и многие другие). Было доказано, что кристаллизация карбонатизированных щелочных силикатных расплавов может проходить ниже смесимого интервала. В этом случае, кальцит кристаллизуется на заключительном этапе образования пород. Подобные расплавы характеризуются повышенной щелочностью,

благодаря чему, некоторые исследователи предполагают кумулятивную природу кальцитовых карбонатитов (Harmcr, Gittms, 1997; Kjarsgaard, 1998). Если в силикатных магмах присутствует остаточный карбонат, формируются «карботермальные» породы и силикокарбонатиты без ассоциирующих силикатных пород (Mitchell, 2005). Примерами являются такие проявления карбонатитов как Кандагуба (Pilipiuk et al., 2001), Ковдор (Veksler et al., 1998), Турий Мыс (Булах, Иванников, 1984), Одихинча и Кугда (Кононова, 1976), Чахыртойский и Чикский массивы (Кононова, 1976), массивы Витимской провинции (Конев, 1982; Врублевская, 1992; Doroshkevich et al., 2012).

В карбонатитах, образованных в результате фракционной кристаллизации, как правило, наблюдается отрицательная европиевая аномалия. Согласно экспериментальным данным, карбонатитовый расплав обогащен ниобием, цирконием, и РЗЭ относительно щелочных силикатных пород (Veksler et al., 2014; Martin et al., 2014), карбонатиты и силикатные породы имеют близкие изотопные отношения стронция и неодима. Изменение состава стабильных изотопов от ранних карбонатитов к поздним соответствует тренду изотопного фракционирования, происходящего при кристаллизационной дифференциации расплава (Wyllie, Haas, 1965; Heinrich, 1966; Кононова, 1976; Le Bas, 1987; Конев, 1982; Врублевская, 1992; Otto, Wyllie, 1993; Lee, Wyllie, 1994, 1998; Veksler et al., 1998; Pilipiuk et al., 2001; Tappe et al., 2006; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич, 2011).

Л.Н. Когарко была предложена двухстадийная модель зарождения карбонатитов (Kogarko et al., 1995a, b; 2006, Когарко, 2005). Для первой стадии характерно образование верлита и карбонатного расплава (карбонатизация мантийного субстрата), $2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ расплав = $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2$ флюид и $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ расплав = 4CaCO_3 расплав + $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2$ флюид, и обогащение мантийных пород редкими элементами. На второй стадии происходит частичное плавление мантийного карбонатизированного вещества, которое в результате эволюционирует с формированием карбонатитов и

щелочных силикатных пород – мельтейгитов, ийолитов, уртитов, нефелиновых и лейцитовых сиенитов.

1.3 Карбонатиты - источник ниобия и редкоземельных элементов

Существует 6 главных геолого-промышленных типов ниобиевых месторождений: 1) редкометально-пегматитовый (месторождения Бакенное в Восточном Казахстане, Гринбушес и Уоджина в Австралии); 2) редкометально-гранитный (месторождения Абу-Даббаб и Нувейби в Египте и др.); 3) магматический (Катугинское месторождение в Восточном Забайкалье, Россия) (Скляр и др., 2015); 4) лопаритовый в расслоенных агпаитовых нефелиновых сиенитах (месторождения Ловозерской группы, Россия); 5) альбититовый (месторождения Силл-Лейк в Канаде, Вишневогорское, Россия); 6) карбонатитовый (месторождения Араша и другие в Бразилии, Сент-Оноре в Канаде, Белозиминское в России).

Основным геолого-промышленным типом ниобиевых месторождений, с которыми связано 94% мировых подтвержденных запасов этого металла, являются карбонатиты и коры их выветривания. Ниобий (Nb) представляет собой пластинчатый тугоплавкий тяжелый металл, очень стойкий к коррозии и обладает многими другими свойствами. Металл включен в «Перечень основных видов стратегического минерального сырья», утвержденный Распоряжением Правительства РФ №50-р от 16 января 1996 г.

На сегодняшний день известно более 100 минералов ниобия. Промышленное значение имеют пирохлор, колумбит, лопарит, рутил (табл. 1.3.1). Россия обладает значительными запасами ниобия и находится на втором месте после Бразилии. По оценке «Инфомайн», запасы пятиоксида ниобия в России составляют около 3,5 млн т (2,45 млн т в пересчете на ниобий), (Internet: www.infomine.ru). Накопление ниобия происходит в наиболее поздних дифференциатах многофазных интрузивных комплексов, но главным образом связано с формированием карбонатитов. Основным минералом накопителем являются пирохлор и ферроколумбит, которые кристаллизуются на

магматической и постмагматической стадиях, соответственно (Mitchell, 2015; Chakmouradain, 2015).

Таблица 1.3.1 Основные промышленные минералы содержащие ниобий

Минерал	Химическая формула	Содержание Nb ₂ O ₅ , %
Пироклор	(Ca. Na) ₂ Nb ₂ O ₆ (OH. F)	40.5–82.5
Бариипироклор (пандаит)	(Ba. Sr) ₂ (Nb. Ta) ₂ O ₆ (O. OH)	64–67
Колумбит	(Fe. Mn) Nb ₂ O ₆	57–73
Ильменорутил (ниобистый рутил)	(Ti. Nb. Ta. Fe) O ₂	4.5–33.5
Лопарит	(Na. Ce. Ca) (Ti. Nb) O ₃	3.5–12.8

Белозиминское месторождение ниобия относится к разряду крупных, с запасами пятиоксида ниобия свыше 50 тыс. тонн (*Источник: «Гиредмет», «Инфолайн»*). На сегодняшний день месторождение зарезервировано (не разрабатывается).

Помимо ниобия, тантала, циркония, стронция, бария, урана, тория, карбонатиты так же являются одним из основных источников редкоземельных элементов. Редкоземельные элементы относительно широко распространены в земной коре, однако при этом редко встречаются в концентрациях, подходящих для их добычи. Основными промышленными минералами-концентраторами РЗЭ являются бастнезит (CeCO₃F, 75% РЗЭ) и монацит (CePO₄, 65% РЗЭ). На долю бастнезитовых и монацит-бастнезитовых руд карбонатитов приходится около 80% всех мировых запасов РЗЭ (<http://www.mineral.ru>; <http://www.tvc.ru/news/show/id/19411>). Около 50% всех мировых запасов РЗЭ сосредоточены в бастнезитовых рудах двух карбонатитовых месторождений – Баян Обо (Китай) и Маунтин Пасс (США). Россия владеет не менее 20% мировых запасов редкоземельных металлов, составляющими около 27,7 млн т. Основная

часть запасов редкоземельных металлов (40%) содержится в апатит-нефелиновых рудах Хибинской группы месторождений и на Томторском месторождении (Якутия), с прогнозными ресурсами (P1) 1 640,389 тыс. тонн редких металлов.

Белозиминское месторождение карбонатитов, включает почти 6% российских запасов редкоземельных элементов (<http://www.mineral.ru>; <http://www.tvc.ru/news/show/id/19411>).

Следует отметить неравномерность распределения редкоземельных минералов в карбонатитах, хотя обычно промышленные содержания РЗЭ формируются на завершающем этапе карбонатитообразования (Булах, 1961; Карбонатиты, 1969; Капустин, 1971; Самойлов, 1977; Mariano, 1989; Ngwenya, 1994; Wall & Mariano, 1996; Zaitsev, 1996; Zaitsev et al., 1998; Багдасаров, 2001, 2005). Главными минералами РЗЭ в карбонатитах являются паризит, бастнезит, монацит (Chakhmouradain, 2012).

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗИМИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА

2.1 Геологическая характеристика Зиминского рудного района

Основой для описания геологического строения и истории изученности Зиминского рудного района, являются работы А.А. Фролова с соавторами (1999, 2003, 2005).

Зиминский рудный район представляет уникальный объект для исследования редкометальных карбонатитов в России. Он включает ряд месторождений Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn и P, образующих Восточно-Саянскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Пожарицкая и др., 1972; Овчинников и др., 1990; Брынцев, 1994; Фролов, Белов, 1999; Багдасаров, 2001; Фролов и др., 2003).

Зиминский рудный узел находится в Восточном Саяне и занимает площадь около 1000 км². Район расположен на пересечении северо-западного Урикско-Ийского грабена с субмеридиональным Таймыро-Ангарским палеорифтом, где поверхность Мохо приподнята на 4-5 км и имеет ступенчато-блоковую структуру (Фролов, Белов, 1999). Грабен представляет собой вытянутую в северо-западном направлении линейную зону протяженностью до 200 км и шириной 30 км (Фролов и др., 2003).

Большую роль в строении Зиминского рудного района играют многочисленные разрывные нарушения. На юго-западе район примыкает к Главному Саянскому разлому. Центр Зиминского рудного района пересекает Белозиминский разлом северо-западного простирания (рис. 2.1.1).

Грабен представлен кристаллическими известняками, доломитами камчадальской свиты (мощность свиты 1000-1500 м), широко распространены сланцы, гнейсы и кварциты. Породы ингашинской свиты (мощность 3000-3500 м) залегают в основании средне - верхнепротерозойского яруса и представлены сланцами, песчаниками, кварцитами, доломитами. Выше по разрезу залегают урикская свита среднего протерозоя, которая занимает юго-западную часть грабена. Урикская свита сложена сланцами, песчаниками, кварцитами, мощность

4000 м. Ермосохинская свита верхнего протерозоя, мощностью 800-900 м, сложена конгломератами, песчаниками, гравелитами. Контакты между свитами тектонические (Фролов и др., 2003).

Массивы онотского интрузивного комплекса, которые расположены в восточной части Зиминской рудной зоны, представлены нижнепротерозойскими интрузиями гранитов и гранитогнейсов, являются наиболее ранним магматическими образованиями в районе. Породы ангуольского позднепротерозойского комплекса представлены диабазами и габбро-диабазами. На юго-западе района наблюдаются выходы гранитоидов саянского комплекса верхнего протерозоя. Комплекс ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов (УЩК) расположен в центральной части Зиминского рудного района, в его состав входят Белозиминский, Большетагнинский, Среднезиминский массивы и Ярминская рудная зона (Фролов и др., 2003) (рис. 2.1.1), формирование их было последовательным и занимало более 100 млн лет. Массивы расположены на разноглубинных уровнях: от гипабисального Белозиминского до близповерхностного Большетагнинского и субвулканического Среднезиминского плутона.

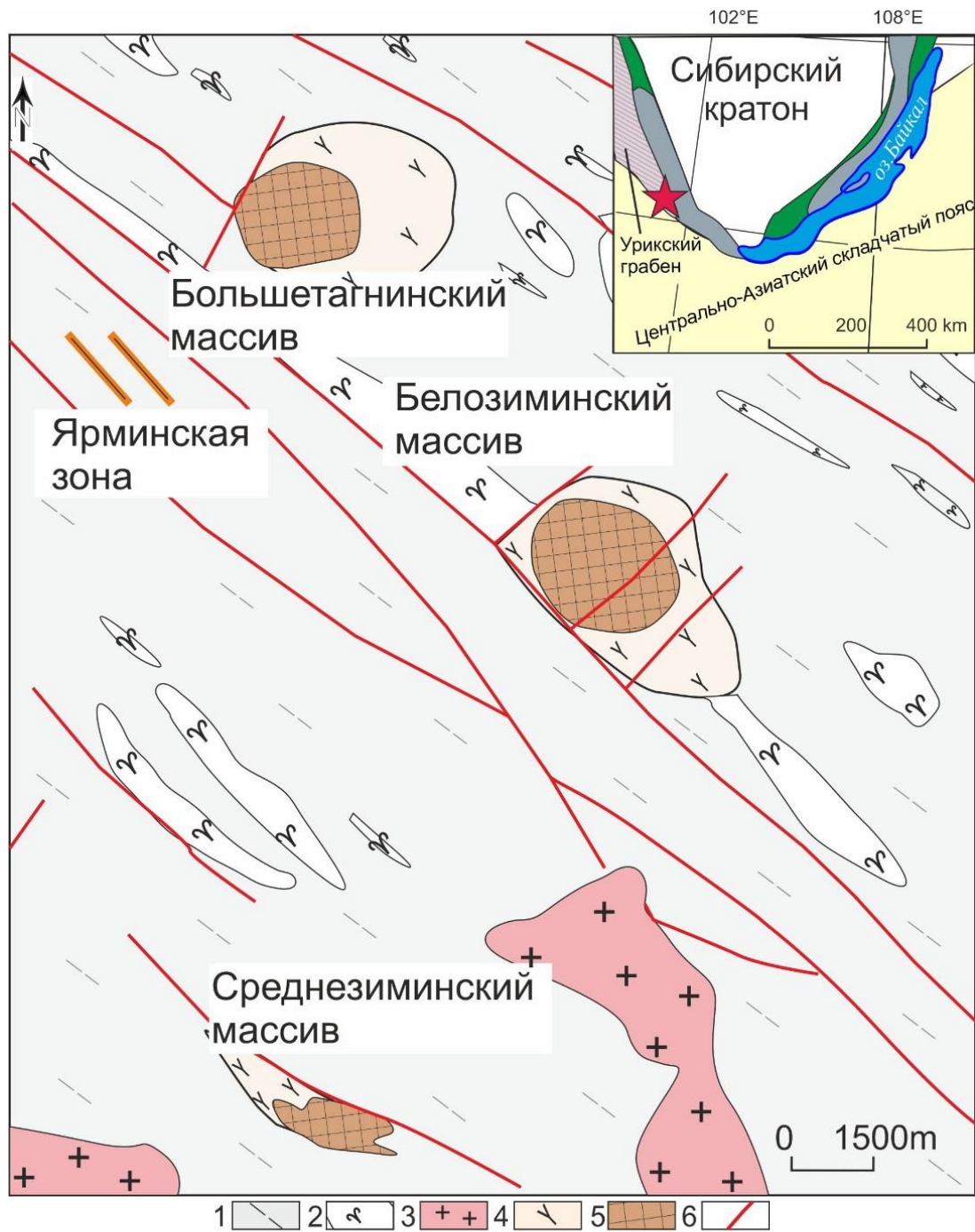


Рис. 2.1.1. Схема геологического строения Зиминского рудного района по данным Фролова и др., 2003. Условные обозначения: 1 - сланцы, 2 - долериты, 3 - граниты, 4 – ийолиты и мельтейгиты, 5 – карбонатиты, 6 - разломы.

2.2 История геологического исследования Белозиминского массива

Белозиминский массив был открыт в начале 50-х годов геологической экспедицией в составе ВИМСа (Всесоюзный институт минерального сырья). Ферганская экспедиция, занимавшаяся решением урановой проблемы во главе с главным геологом А.И. Сулоевым летом 1952 г. выполняли аэрогеофизическую съемку в предгорьях Восточных Саян в бассейне левых притоков реки Зима. В процессе вылетов в среднем течении реки Белая Зима оператором А.В. Нефедовым была обнаружена крупная аэрогаммарadiометрическая аномалия. На следующее лето для наземной проверки аномалии снарядили поисковый отряд ВИМСа под началом Н.Ф. Шармина. В результате проведенных работ, было сделано заключение о том, что аномалия имеет рудную природу и связана она с процессом скарнирования карбонатных толщ. Спустя четыре года А.И. Сулоев и Н.Е. Костин в 1956 г. на Всесоюзном совещании по редким металлам выступили с предложением возобновить работы на Белозиминском массиве. Летом 1957 года. совместный отряд ВИМСа (Ю.Б. Лавренев и Л.К. Пожарицкая) и Иркутского геолуправления (Б.П. Поляничко) провел геолого-минералогические исследования на Белозиминском рудопроявлении. Их главный вывод гласил, что изученный объект представляет собой ниобиевое (пироклоровое) месторождение нового карбонатитового типа. Такая генетическая интерпретация в корне меняла его оценку, открывая весьма существенные перспективы, поэтому в 1958 г. по распоряжению начальника Иркутского геологического управления И. А. Минеева для проведения разведки и более тщательного изучения Белозиминского массива была организована Белозиминская геологоразведочная экспедиция. А.А. Фроловым началось проводиться детальное геологическое картирование в районе Белозиминского массива. Геолого-структурная карта массива масштаба 1:10 000 была составлена им совместно с иркутским геологом В.Г. Кузнецовым. В ходе этих работ было определено, что Белозиминское месторождение имеет крупные запасы редкометально-фосфорных руд. Было установлено, что исследуемый массив характеризуется значительным экономическим потенциалом: высокими концентрациями ниобия, РЗЭ, фосфора, стронция и циркония, и является одним

из крупнейших месторождений в стране. В рудных зонах карбонатитов содержится: 0,1-0,5% Nb_2O_5 , 0,01-0,04% Ta_2O_5 , 0,5-3,0% TR_2O_3 , 3,5-4,5 P_2O_5 . Запасы и ресурсы Белозиминского месторождения оценены в 7,3 млн тонн оксида ниобия, 3,8 млн тонн оксидов редкоземельных минералов, 167 млн тонн оксида фосфора и 5 тысяч тонн оксида тантала (Фролов и др., 2003). Далее, в ходе изучения, был проведен геолого-структурный анализ комплекса, разработаны методы структурного геокартирования карбонатитов (Багдасаров, Вороновский, 1980; Фролов и др., 2003). В результате детальной разведки и комплексного геолого-минералогического изучения коры выветривания карбонатитов (ИГУ, ЦНИГРИ, Гиредмет, Бронницкая экспедиция ИМГРЭ, 1956-1980) было выявлено, что мощность коры выветривания карбонатитов Белозиминского месторождения 40-50 м. В коре выветривания выделены зоны дезинтеграции, которые представляют собой обломки карбонатитов с реликтовыми зернами пороодообразующих и рудных минералов, а так же глинисто-охристых продуктов (Терехов, 1992). По результатам минералого-геохимических исследований была разработана схема расчленения карбонатитов по стадиям их образования, выдвинута гипотеза о генезисе редкометальных карбонатитов (преимущественно метасоматическая природа). Была рассмотрена геохимическая эволюция поведения ведущих (натрий, кальций, калий, железо и др.) элементов на различных стадиях становления массива (Гайдукова, Здорик, 1962; Пожарицкая, 1962; Березина, 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Сомина, 1975). При изучении карбонатитов было выделено четыре типа карбонатитов: крупнозернистые безрудные, пегматоидные кальцитовые с фосфорно-тантал-ниобиевым оруденением, мелкозернистые кальцитовые карбонатиты, с которыми связано апатит - пироклоровое оруденение и анкеритовые карбонатиты с редкоземельной минерализацией (Пожарицкая, Фролов, 1962).

На основании изучения расплавных включений в минералах из кальцитовых карбонатитов и ийолитов были получены данные о составе первичных расплавов и температурах их кристаллизации (Панина, Подгорных, 1975, 1979; Андреева и др., 2004, 2007; Шарыгин и др., 2016). Доказано, что кальцитовые карбонатиты

образовались при температурах около 1000°C (Андреева и др., 2004, 2007; Андреева, 2014). Более широкий интервал по температурам гомогенизации включений в силикатах и апатите (990-1260°C) приводится для других типов карбонатитов Белой Зимы, а для анкеритовых карбонатитов - >730°C (Панина, Подгорных, 1975, 1979). По изотопным термометрам температуры попадают в интервал 800°C для кальцитовых и 570-430°C для анкеритовых карбонатитов, соответственно (Doroshkevich et al., 2016). Уже более современные исследования позволили выделить магматический и гидротермальный этапы образования карбонатитов, а также на основании изучения включений в форстерите из карбонатитов, охарактеризовать первичный химический состав расплава, участвовавшего в образовании редкометальных карбонатитов. Этот расплав имеет карбонатную специфику; в нем отмечается высокое содержание щелочей (до 17 мас. %), SrO (до 1.3 мас. %), BaO (до 1 мас. %), P₂O₅ (до 2 мас. %), F (до 4 мас. %) и Cl (до 1.2 мас. %) (Андреева, 2014; Doroshkevich et al., 2016). Изучена геохимия изотопов стронция и неодима (Владыкин, 2005, Лыхин, Никифоров, 2008).

2.3 Краткая геологическая характеристика массивов Зиминского рудного района

После открытия и изучения Белозиминского массива в ходе аэрогеофизических работ иркутскими геологами было открыто Ярминское рудопроявление. В 1956 году Б.П. Поляничко открыл Большетагнинский карбонатитовый массив, который расположен в 10 км северо-западнее Белозиминского массива, с содержанием оксида ниобия в апатит-пироксеновых рудах от 0,3 до 8-10%. Годом позднее в результате геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 А.В. Колесников и З.М. Анисимова обнаружили Среднезиминский массив, в котором содержания оксида ниобия составляют 0, 1 – 6,5% (Фролов, 2003).

Исследователями установлены несколько фаз внедрения пород – мельтейгиты→ ийолиты→ нефелиновые сиениты→ кальцитовые→ кальцит - доломитовые→ анкеритовые карбонатиты. На сравнительно небольшой площади

расположена серия разноэродированных массивов, которые являются ветвями единой рудно-магматической системы (Багдасаров, 2001; Фролов и др., 2003).

2.3.1 Среднезиминский массив

В изучении массива в различное время принимали участие многие исследователи: В.Г. Кузнецов, А.А. Фролов, Ю.А. Багдасаров, В.А. Кононова, М.Я. Сомина, Л.К. Пожарицкая и многие другие (Пожарицкая, 1972; Сомина, 1975; Булах, 1984; Фролов и др., 2003; Фролов и др., 2005). Наиболее ранними магматическими породами массива являются мельтейгиты, которые сложены преимущественно клинопироксеном и нефелином, с второстепенным титаномагнетитом и апатитом. Более поздние нефелиновые сиениты представлены серией линзовидных удлиненных тел. Они состоят из полевого шпата, нефелина и темноцветных минералов (клинопироксен и биотит). Карбонатиты массива представлены кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями. Карбонатиты часто прорывают тела сиенитов. Кальцит-доломитовые карбонатиты преимущественно жильные, в их составе часто присутствует флогопит, сульфиды и апатит. Карбонатиты завершающей стадии - доломитовые разности с эгирином, бербанкитом, карбоцернаитом, пиритом, ильменитом; хлорит-анкеритовыми с пирохлором, колумбитизированными пирохлором или гатчетолитом (уранпирохлором), магнетитом, апатитом; собственно, анкеритовыми карбонатитами с фторкарбонатами РЗЭ, стронцианитом, анкилитом, баритом, пиритом (Фролов и др., 1969). Относительный возраст по геологическим данным для карбонатитов Среднезиминского массива определен в интервале 625-600 млн лет (Фролов и др., 2003).

2.3.2 Большешетагнинский массив

Изучением пород массива занималась большая группа исследователей (Багдасаров, 1969; Корытов и др., 1972; Багдасаров, 1978; Фролов и др., 2003; Андреева и др., 2006; Пожарицкая, 2006; Соколов, 2008).

Породы Большетагнинского массива прорывают осадочные толщи протерозоя. Массив сложен ийолит-мельтейгитами, нефелиновые сиениты образуют небольшие дайкообразные тела среди пород ийолит-мельтейгитового ряда.

Преимущественно распространены кальцитовые карбонатиты. Главные минералы представлены кальцитом, клинопироксеном; второстепенные - амфибол, минералы группы биотита, полевые шпаты, апатит, сульфиды (пирит, сфалерит и др.), пирохлор. В северо-восточной части карбонатитового штока присутствуют линзовидные тела флюоритовых пород (Фролов, Багдасаров, 1967; Фролов и др., 2003). На северо-западе массива бурением вскрыта система линзовидных пирит-гематитовых пород мощностью до 18 м. Гематит ассоциирует с пиритом, кварцем, мангананкеритом и кальцитом, слагая маломощные прожилки, которые секут все разновидности пород массива.

А.А. Фролов, основываясь на совокупности особенностей геологического строения и состава пород массива и широком развитии гематитизации и флюоритизации, отмечал, что массив формировался на относительно небольших глубинах по сравнению с глубокоэродированным Белозиминским массивом. Относительный возраст карбонатитов Большетагнинского массива по геологическим данным соответствует интервалу 680-650 млн лет (Фролов, Багдасаров, 1967; Самойлов, Багдасаров, 1975). Определен возраст пород Большетагнинского ийолит-сиенит-карбонатитового массива и ультрамафитовых даек в пределах Урикско-Ийского грабена в юго-западной части Сибирского кратона. ^{147}Sm – ^{143}Nd -методом по породам массива получена изохрона с возрастом 640 ± 11 млн лет. В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования флогопитов из пород дайковой серии получены два плато с возрастaми 644.1 ± 8.6 и 646.1 ± 8.6 млн лет (Savelyeva et al., 2022) (таблица 2.4.1).

2.3.3 Ярминская зона

Ярминская зона жильных карбонатитов с редкоземельной минерализацией расположена на правом берегу р. Ярма. Она представляет собой

минерализованную зону дробления, которая прослеживается на несколько километров. На севере этой зоны были выявлены ореолы пирохлоровой минерализации. На южной части рудопроявления выделяется несколько рудоносных полос, расположенных субпараллельно контролирующей их зоне разлома (Гинзбург, Эпштейн, 1968; Фролов, 1970; Гайдукова, Здорик, 1962; Багдасаров, 1990; Фролови др., 2003).

Минерализация данной зоны связана с полевошпатовыми, кварцевыми, кварц-карбонатными и существенно карбонатными прожилками, которые секут песчано-сланцевые толщи протерозоя. В отдельных местах прожилки образуют густую сеть мощностью до нескольких метров. Вся прожилковая система связана с дайками пикритовых порфиритов и близких к ним лампрофиров, которые прослеживаются по простиранию Ярминской зоны, в направлении к Большетагнинскому массиву (Фролов и др., 2003).

В полевошпатовых прожилках достаточно широко распространены ксенотим, торит, рабдофан, черчит. В карбонатных жилах и прожилках, сложенных кальцитом и анкеритом, встречаются торит, ксенотим, монацит, рабдофан, бастнезит, колумбит. Возраст Ярминской зоны оценен как рубеж венда-кембрия (Фролов и др., 2003).

2.4 Геологическое строение Белозиминского массива

Белозиминский массив расположен в центре Зиминского рудного района. Массив характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными структурами, и распространяется на большую глубину (Фролов, 1975).

Массив (рис. 2.4.1) является многофазной интрузией центрального типа, занимающей на поверхности площадь около 18 км². Массив несколько вытянут в северо-западном направлении согласно простиранию контролирующего его разлома. Вмещающими являются породы метаморфизованной песчано-сланцевой толщи раннего протерозоя с пластами кварцитов и согласными дайками диабазов. Центр массива - это сложно построенный шток площадью около 10 км², выполненный карбонатитами и прослеженный бурением до глубины 1.5 км.

Щелочные силикатные породы представлены мельтейгитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами, они образуют полукольцевое тело, обрамляющее карбонатитовый шток по периферии.

Мельтейгиты и породы ийолит-уртитового ряда сложены варьирующими количествами нефелина и клинопироксена, с второстепенным перовскитом, Ti-гранатом, флогопитом, титанитом и апатитом. Нефелиновые сиениты преимущественно состоят из нефелина до (50%), калиевого полевого шпата (ортоклаз), клинопироксена. Второстепенные минералы представлены биотитом, щелочным амфиболом. Среди акцессорных встречаются циркон, титанит, кальцит, апатит, пироксид. Контакты между силикатными породами постепенные.

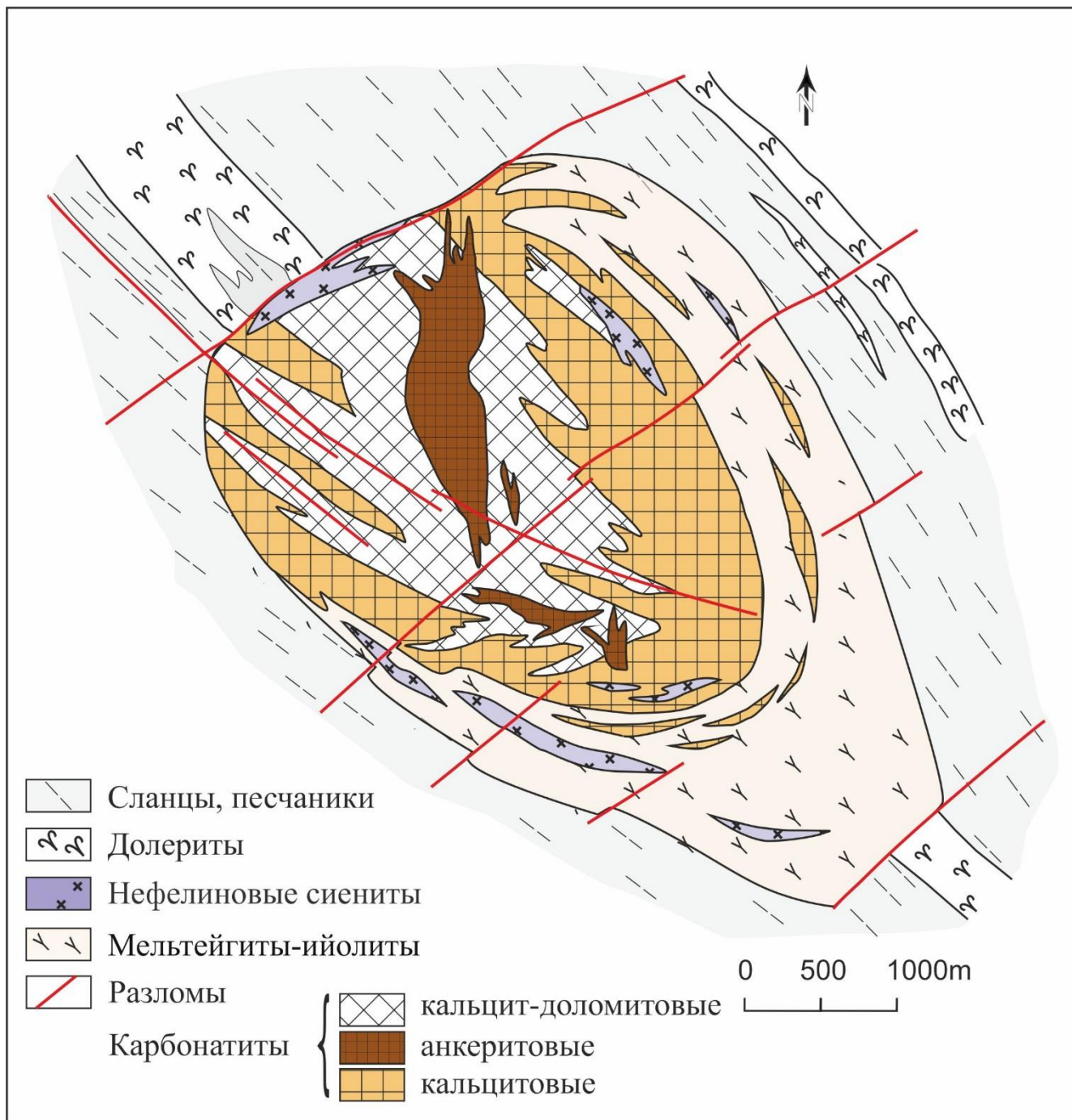


Рис. 2.4.1. Схема геологического строения Белозиминского массива по данным Фролова и др. (2003).

Карбонатиты представлены кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями. Они являются носителями всей разнообразной рудной минерализации. Карбонатитовый шток немного смещен к северо-западу относительно центра массива. Среди карбонатитов описаны останцы силикатных пород, расположенные в основном по периферии штока (Толстов, 2003).

Кальцитовые карбонатиты, как правило, крупнозернистые, массивные разновидности. Породы сложены кальцитом с второстепенными клинопироксеном, флогопитом, магнетитом, оливином. Кальцит-доломитовые карбонатиты – это среднезернистые, порфировидные, часто полосчатые породы, состоящие преимущественно из доломита и кальцита с подчиненным количеством слюды, реже амфибола и клинопироксена. Анкеритовые разновидности карбонатитов - среднезернистые, пятнистые, реже полосчатые. Главными минералами являются анкерит и доломит, второстепенными и акцессорными - барит, сульфиды (в основном пирит), монацит-Се, фторкарбонаты РЗЭ. Во всех разновидностях карбонатитов встречается гидроксил-фторапатит, минералы группы пирохлора. Акцессорные фазы представлены минералами группы цирконолита, баотитом, цирконом, колумбитом, рутилом, бадделеитом, анкилитом-(Се), минералами группы бурбанкита, катаплеитом, хилариитом, фторкарбонатами РЗЭ (бастнезит-(Се), синхизит-(Се)), монацитом-(Се), торитом и другими (Гайдукова, Здорик, 1962; Бородин, 1965; Пожарицкая, 1972; Сомина, 1975; Булах, 1984; Фролов, 2003; Багдасаров, 1974; Дорошкевич и др., 2012; Doroshkevich et al., 2016; Шарыгин, 2016; Khromova et. al., 2018; Хромова и др., 2020).

Одной из важных характеристик структуры карбонатитов Белозиминского массива является полосчатость. Она выражается в чередовании карбонатных прослоев и полос, обогащенных темноцветными минералами (амфиболом, пироксеном, флогопитом, оливином) а так же магнетитом, апатитом, пирохлором и другими минералами (рис. 2.4.2). Первичная полосчатость карбонатитов возникла в момент образования породы. Вторичная связана с последующей пластической деформацией (Фролов, 2003).

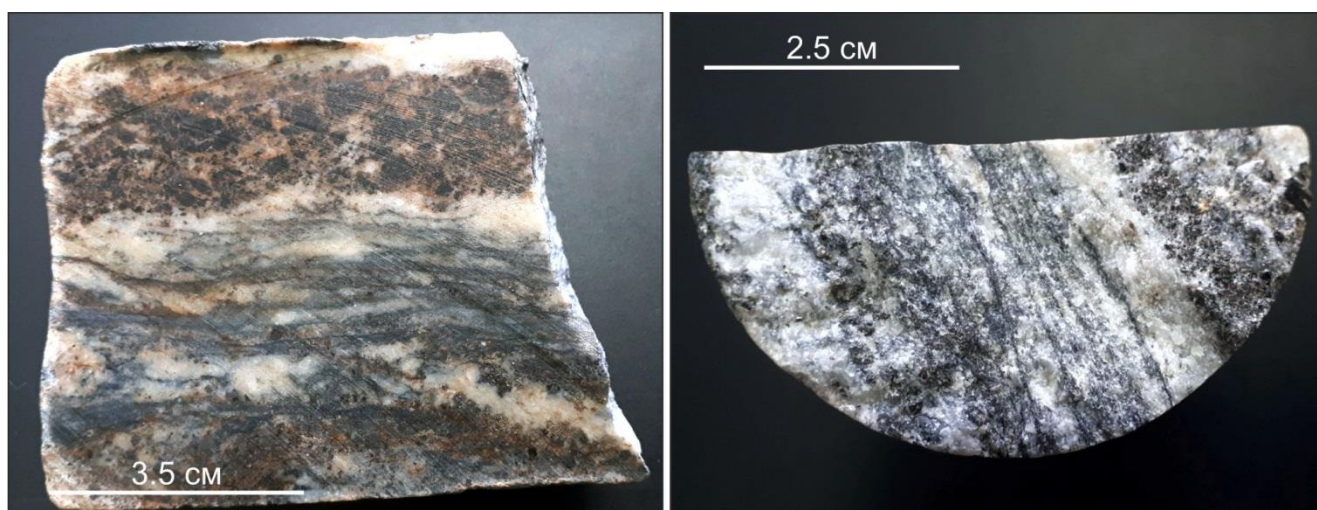


Рис. 2.4.2. Полосчатые кальцитовые карбонатиты (обр. 2043). (Фото X2)

Посткарбонатитовые разрывные нарушения, завершающие формирование структуры месторождения, представлены сдвигами и сбросами, образующими зоны расланцевания и интенсивной трещиноватости. Наиболее распространены нарушения северо-западного и северо-восточного простирания (Фролов и др., 2003).

Общая характеристика массивов, слагающих Зиминский рудный узел, приведена в таблице 2.4.1.

Таблица 2.4.1. Общая характеристика массивов, слагающих Зиминский рудный узел

Массив	Открыт (когда и кем)	Породы, слагающие массив	Минеральные типы руд	Полезные компоненты	Возраст
Среднезиминский	1957 г. А.В Колесниковым и З.М. Анисимовой	Ийолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты	Кальцитовые карбонатиты с апатитом. Эгирин-кальцитовые карбонатиты с уранпирохлором. Доломитовые и анкеритовые карбонатиты с редкоземельными карбонатами.	Nb ₂ O ₅ , P ₂ O ₅ , Ta ₂ O ₅ , TR ₂ O ₃	венд (625-600 млн лет) (Фролов, 2003)
Большешетагнинский	1957 г. Б.П.Поляничко	Ийолиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты	Кальцитовые карбонатиты с пирохлором и апатитом. Кальцит-доломитовые карбонатиты с флюоритом и пирохлором	Nb ₂ O ₅ , P ₂ O ₅ , CaF, Fe ₂ O ₃ ,	поздний рифей-венд Л. С. Егоров А.А. (Фролов, 2003) 640±11 млн лет (Savelyeva et al., 2022)
Ярминская зона	1958 г. Ю.И. Бывших	Карбонатиты	Анкеритовые карбонатиты с пирохлором, редкоземельными карбонатами и сульфидами	Nb ₂ O ₅ , P ₂ O ₅ , TR ₂ O ₃ , ThO ₂	рубеж венда-кембрия (Фролов, 2003)
Белозиминский	1952 г. Н.Ф. Шармин	Ийолиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты	Крупнозернистые кальцитовые, кальцит-доломитовые карбонатиты с апатитом, пирохлором. Анкеритовые карбонатиты с пирохлором, колумбитом и редкоземельной минерализацией	Nb ₂ O ₅ , P ₂ O ₅ , Ta ₂ O ₅ , TR ₂ O ₃	нефелиновые сиениты (U–Pb) 643±3 млн лет (Ярмолук, 2005), карбонатиты (Ar–Ar) - 645±6 млн лет (Doroshkevich et al, 2016), ийолиты - 645±6 млн лет (Salnikova et al., 2019), Pb–Pb изохрона - 631±11 млн лет (Хромова и др., 2020)

2.5 Возраст пород Белозиминского массива

Группа массивов (Белозиминский, Большетагнинский, Среднезиминский, Ярминская рудная зона), входящая в состав Зиминского рудного узла, имеет схожие черты геологического строения и формировалась на протяжении 80 млн лет в период 680-600 млн лет (Фролов и др., 2003).

Изначально возраст пород Белозиминского массива по геологическим данным считался средне палеозойским (Фролов и др., 2003). Результаты K-Ar датирования по флогопиту из кальцитовых карбонатитов составил 543 ± 3 млн лет (Багдасаров, Вороновский, 1980). Датирование нефелиновых сиенитов проведено U-Pb методом по циркону и составляет 643 ± 3 млн лет (Ярмолук и др., 2005). Возраст ийолитов, определенный U-Pb методом по гранату, равен 645 ± 6 млн лет (Salnikova et al., 2019).

Проведено определение возраста Ar-Ar методом по флогопиту из кальцит-доломитовых карбонатитов (Doroshkevich et al., 2016). Материал для исследования был отобран из образца № 2096 (керн). Спектры возрастного плато соответствуют 60% освобожденного ^{39}Ar (рис. 2.5.1, табл. 2.5.1). Полученный возраст флогопита соответствует 645 ± 6 млн лет и может быть принят за время формирования карбонатитов. Он хорошо согласуется с возрастом щелочных силикатных пород (Ярмолук и др., 2005; Salnikova et al., 2019).

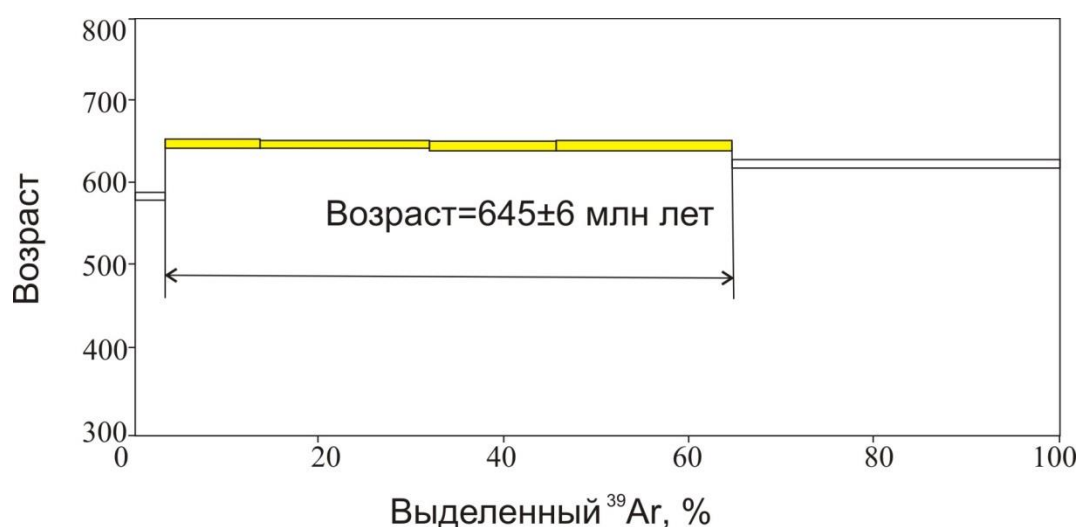


Рис 2.5.1. Возраст флогопита из анкеритовых карбонатитов (образец 2099), Белозиминский массив.

На диаграмме (рис. 2.5.2) отображены $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ значения для мельтейгитов (обр. 01/151), ийолитов (обр. И-2092/761-763), нефелиновых сиенитов (обр. С-1/135-144), кальцитовых (обр. 2099-75-80), кальцит-доломитовых (обр. 2050-119-121) и анкеритовых (обр. 2098) карбонатитов (Хромова и др., 2020). Результаты исследования Pb-Pb изотопных систем отображены в таблице 2.5.2. Все разновидности пород, включая карбонатиты, образуют единую линию и могут быть использованы для построения общей изохроны. Она отвечает возрасту 631 ± 11 млн лет и в целом, ложится в интервал значений возрастов, определённых для пород массива другими методами (Ярмолук и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019).

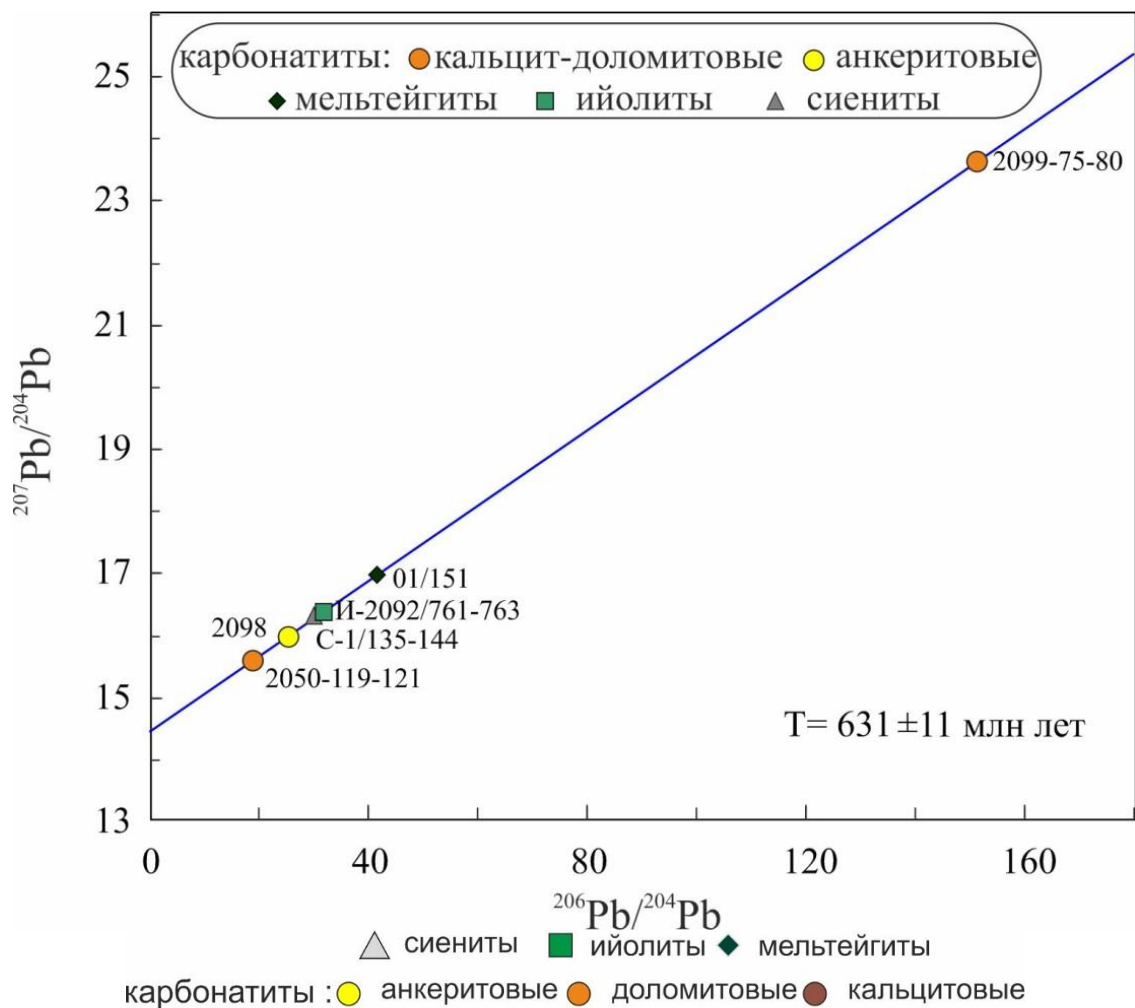


Рис. 2.5.2. Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород Белозиминского массива.

Таким образом, проведенные исследования позволили определить время образования карбонатитов Белозиминского массива. Полученные значения возраста Ar-Ar методом по флогопиту из кальцит-доломитовых карбонатитов (Doroshkevich et al., 2016) и для пород Белозиминского массива по Pb/Pb изохроне перекрываются с ранее полученными датировками по другим породам массива (Ярмолюк и др., 2005; Salnikova et al., 2019) и свидетельствуют о их синхронности и довольно узком интервале образования (рис. 2.5.3).

Важность результата полученных исследований заключается в том, что образование Белозиминского массива, наряду с другими щелочными карбонатитовыми массивами, которые расположены по краю Сибирского кратона, и характеризуются близкими типами редкометальных месторождений (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян), ложатся в интервал 650-630 млн лет (рис. 2.5.3). В.В. Ярмолюк с соавторами (2005) связывает их формирование с распадом лавразийской части суперконтинента Родинии (Ярмолюк, 2014).

Следует отметить, что вопрос формирования и распада суперконтинента, а также длительность этого события, разными исследователями оценивается неоднозначно. Начало раскола Родинии относят предположительно к концу раннего протерозоя, примерно 1150 млн лет назад, а окончательный раскол 750-600 млн лет (Кузьмин, 2014; Добрецов, 2011; Li, Zhong, 2009; Метелкин и др., 2007; Meert, Poweel, 2001, Гордиенко, 2019 и многие другие). Динамика распада суперконтинента оценивается интервалом 800-700 млн лет (Meert, Poweel, 2001). Эти тектонические события сопровождалось масштабным внутриплитным магматизмом на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в период 780-725 млн лет с образованием дайковых роев, расслоенных ультраосновных-основных комплексов и гранитов и в период 650-630 млн лет с формированием щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов и ультраосновных лампрофиров (например, Рыцк и др., 2002; Sklyarov et al., 2003; Ярмолюк и др., 2005; Gladkochub et al., 2007, 2010; Ernst et al., 2009; Ножкин и др., 2008; Marfin et al., 2021; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Salnikova et al.,

2019; Хромова и др., 2020; Врублевский и др., 2003, 2011; Сазонов и др. 2007; Верниковская и др. 2007; Ножкин и др. 2008; Рипп и др., 2009; Савельева и др., 2022; Прокопьев и др, 2022).

Временной разрыв между магматической активностью в период 780-725 млн лет и щелочной карбонатитовой - в 650-630 млн лет является значительным и, по-видимому, коррелирует с различными этапами распада и эволюции Родинии (например, Metelkin et al., 2007; Li et al., 2008, и ссылки в них). Некоторые исследователи утверждают, что формирование дайковых роев и расслоенных ультраосновных-основных комплексов в южной части Сибирского кратона в период 780-725 млн лет, также как щелочных комплексов в период 657-632 млн лет было вызвано активностью плюма (Ярмолюк и др., 2005; Ernst et al., 2009; Ножкин и др., 2008; Marfin et al., 2021). Кроме того, рои даек Франклина, формировавшихся в период 727–721 млн лет, в северной Лаврентии могут также указывать на активность плюма (например, Denyszyn et al., 2009; Ernst et al., 2009). Согласно Hoffman (1991), Condie & Rosen (1994), Frost et al., (1998), и Rainbird et al., (1998), Сибирь и Лаврентия были частями единого континента в мезо- и / или неопротерозое. Имеются противоречивые геологические данные о том, что, с одной стороны, в мезо- и неопротерозое океанический бассейн существовал вдоль юго-западной и южной окраин Сибирского кратона (Sklyarov et al., 2003; Верниковский и др., 2008); с другой стороны, в позднем мезопротерозое и неопротерозое в западной и южной окраинных частях Сибирского кратона был установлен разрыв в формировании морских отложений, а в неопротерозое осадконакопление происходило во внутриплитной обстановке (Кузнецов и др., 2019; Летникова и др., 2017).

Наиболее вероятно, что щелочной магматизм 650–630 млн лет назад контролировался только тектоническими внутриплитными процессами, связанными с рифтогенезом без участия плюма, поскольку щелочные комплексы по времени отделены от магматического этапа 780-725 млн лет, обусловленного активностью плюма. Кроме того, формирование глубинных щелочных карбонатитовых расплавов связано с низкой степенью частичного плавления, что

не требует избыточного мантийного тепла (например, Foley et al., 2009). Некоторые авторы (например, Moore et al., 2008, Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013; Tarpe et al., 2006; Tarpe et al., 2017) предположили, что движение плит во время раскола континентов может быть одним из наиболее важных факторов для подъема кимберлитовых, лампрофировых и карбонатитовых расплавов из конвективной верхней мантии. В результате раскола и рифтогенеза происходит подъем астеносферы на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в CO_2 -содержащих условиях и сопровождается образованием карбонатитоподобного расплава, продуцирующего карбонат-флогопитовые жилы. Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавить эти жилы, а образовавшиеся калиевые силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его частичное плавление и образование первичного карбонатизированного щелочного силикатного расплава, продуцирующего щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы.

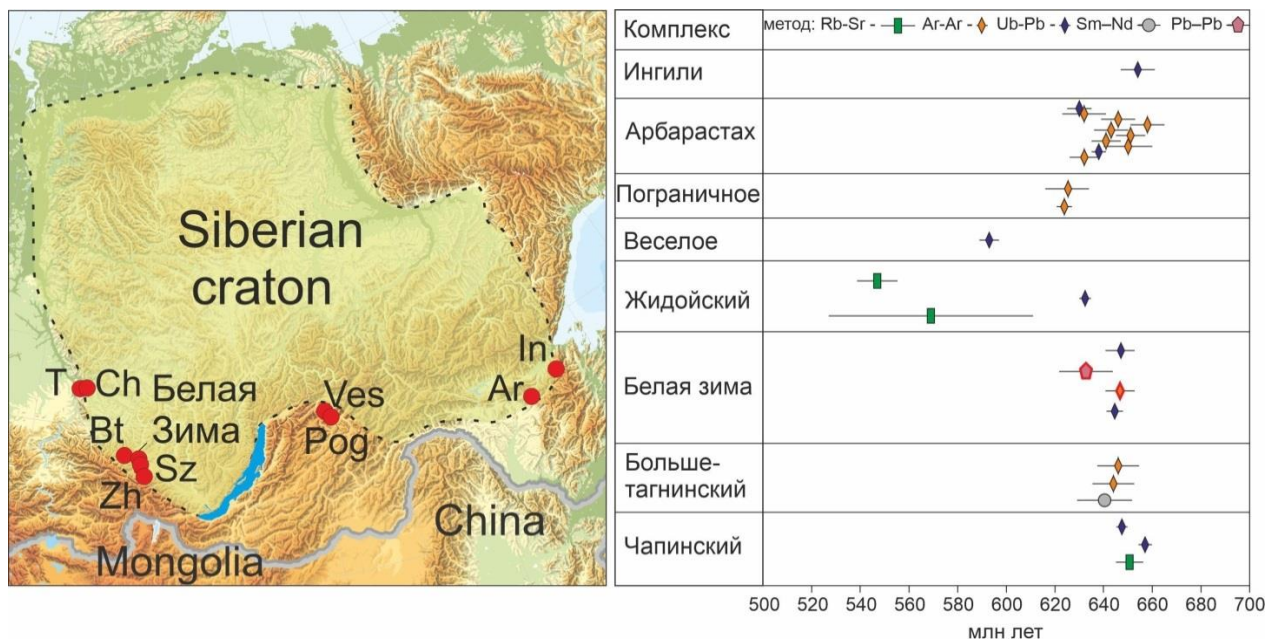


Рис. 2.5.3. Результаты геохронологического исследования для щелочных карбонатитовых массивов, расположенных по краю Сибирского кратона (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян). Использованы данные исследователей: Собаченко и др., 1986; Ярмолюк и др., 2005; Рипп и др., 2007, 2009; Врублевский и др., 2011; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Salnikova et al., 2019; Morikiyo et al., 2000; Рассказов и др., 2007; Верниковская и др.,

2007; Хромова и др., 2020; Прокопьев и др., 2022; Савельева и др., 2022; Шарыгин и др., 2022;
Геологическая карта масштаба 1:1000000

Таблица 4.5.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита из кальцит-доломитовых карбонатитов (Обр. 2096).

T ⁰ C	t (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
навеска 32,75 мг, J = 0.003920 ± 0.000040*; интегр. возраст = 631.5 ± 5.4 млн лет; возраст плато (875-1130°C, 97% выделенного ^{39}Ar) = 644.7 ± 5.6 млн лет														
500	10	1.6*e ⁻⁹	84.5163	5.8339	0.01324	0.03995	0.1953	2.1003	0.00828	0.06900	0.70	0.1	503.2	113.3
650	10	10.5*e ⁻⁹	103.5615	0.8482	0.04347	0.01056	3.3806	0.3405	0.09720	0.00822	12.17	0.5	464.1	14.3
725	10	70.3*e ⁻⁹	103.8478	0.0804	0.02610	0.00304	0.7888	0.0782	0.02234	0.00068	2.84	3.5	582.6	5.2
875	10	259.0*e ⁻⁹	111.9183	0.0649	0.01641	0.00053	0.0576	0.0187	0.00523	0.00049	0.21	13.6	648.6	5.6
950	10	464.1*e ⁻⁹	109.9595	0.0777	0.01792	0.00028	0.0196	0.0082	0.00110	0.00059	0.07	32.0	645.0	5.6
1010	10	342.9*e ⁻⁹	109.6029	0.0659	0.01839	0.00070	0.1169	0.0353	0.00181	0.00052	0.42	45.6	642.2	5.6
1070	10	474.7*e ⁻⁹	109.3882	0.0541	0.01694	0.00035	0.0462	0.0123	0.00044	0.00041	0.17	64.5	643.1	5.6
1130	10	852.5*e ⁻⁹	104.6496	0.0640	0.01778	0.00026	0.0228	0.0076	0.00315	0.00042	0.08	100.0	615.5	5.4

Таблица 4.5.2. Результаты исследования Pb-Pb изотопных систем для пород Белозиминского массива

Номер образца	Порода	m, мг	I ^{206}Pb mV	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma
01-151	мельтейгит	0,18	10711	41,4716	0,0009	16,9759	0,0004	54,4899	0,0014
2092-761-763	ийолит	0,18	2984	30,0934	0,0013	16,2799	0,0008	45,5747	0,0024
2099-75-80	кальцит-доломитовый карбонатит	0,26	3363	151,2387	0,0028	23,6372	0,0004	81,0165	0,0016
C-1/135-144	нефелиновый сиенит	0,21	6738	32,0893	0,0007	16,3845	0,0005	41,0004	0,0013
2050-119-121	кальцит-доломитовый карбонатит	0,19	4280	18,7349	0,0004	15,5977	0,0004	47,3074	0,0013
2098	анкеритовый карбонатит	0,26	5424	25,3672	0,0006	15,9718	0,0005	42,3962	0,0015

Примечание: поправка на содержание холостого свинца не вводилась.

Глава 3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА

Согласно А.А.Фролову (Фролов и др., 2003) образование пород слагающих Белозиминский массив, происходило в следующей последовательности: мельтейгиты → ийолиты – уртиты → нефелиновые сиениты → кальцитовые → кальцит – доломитовые → анкеритовые карбонатиты.

3.1 Мельтейгиты

Мельтейгиты представляют собой меланократовые, серо-зеленые крупно- и среднезернистые породы. Структура в основном, гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая, обусловленная наличием многочисленных включений апатита, магнетита, перовскита. Текстура массивная (рис. 3.1.1а), редко полосчатая, обусловленная линейной ориентировкой темноцветных и лейкократовых минералов. Мельтейгиты сложены клинопироксеном (60-90 %), нефелином (5-40 %), перовскитом (5-15 %) и магнетитом (5-10 %) (табл. 3.1.1). Второстепенные минералы представлены флогопитом, амфиболом, апатитом, титанитом, гранатом, ильменитом, которые в сумме составляют порядка 5 % (рис. 3.1.1б, в, г). Как аксессуарным относятся кальцит, рутил, бадделеит, сульфиды, кассит (рис. 3.1.1г). Вторичные минералы представлены группами канкринита, либнерита и хлорита.

Таблица 3.1.1 Процентное содержание основных минералов в породах Белозиминского массива

Порода / Минерал (%)	Nph	Cpx	Kfs	Gt	Prv	Ttn	Cal	Ap	Pcl
Мельтейгит	5-40	60-90	-	0-1	5-15	Ед.зн.	1-2	1-3	-
Ийолит	50-60	30-40	Ед.зн.	5-15	Ед.зн.	2-5	1-2	1-3	-
Нефелиновый сиенит	20-45	10-20	25-40	-	-	Ед.зн.	0-3	2-5	0-1

Примечание: Прочерк – не обнаружено; Ед. зн. – единичные знаки.

Клинопироксен в проходящем свете бурый, коричневый, слабо плеохроирует. Размеры его зерен колеблются от 0.01 до 3 мм (рис. 3.1.1б, в). Минерал по краям зерен замещается амфиболом и флогопитом (рис. 3.1.1в). В минерале наблюдаются многочисленные включения кальцита и фторапатита (рис. 3.1.1г). *Нефелин* представлен изометричными зернами, размером 0.1 - 0.7 мм, (рис. 3.1.1а), а так же выполняет интерстиции между зернами клинопироксена (рис. 3.1.1в). Иногда нефелин замещается мелкозернистым агрегатом минералов групп канкринита и либнерита.

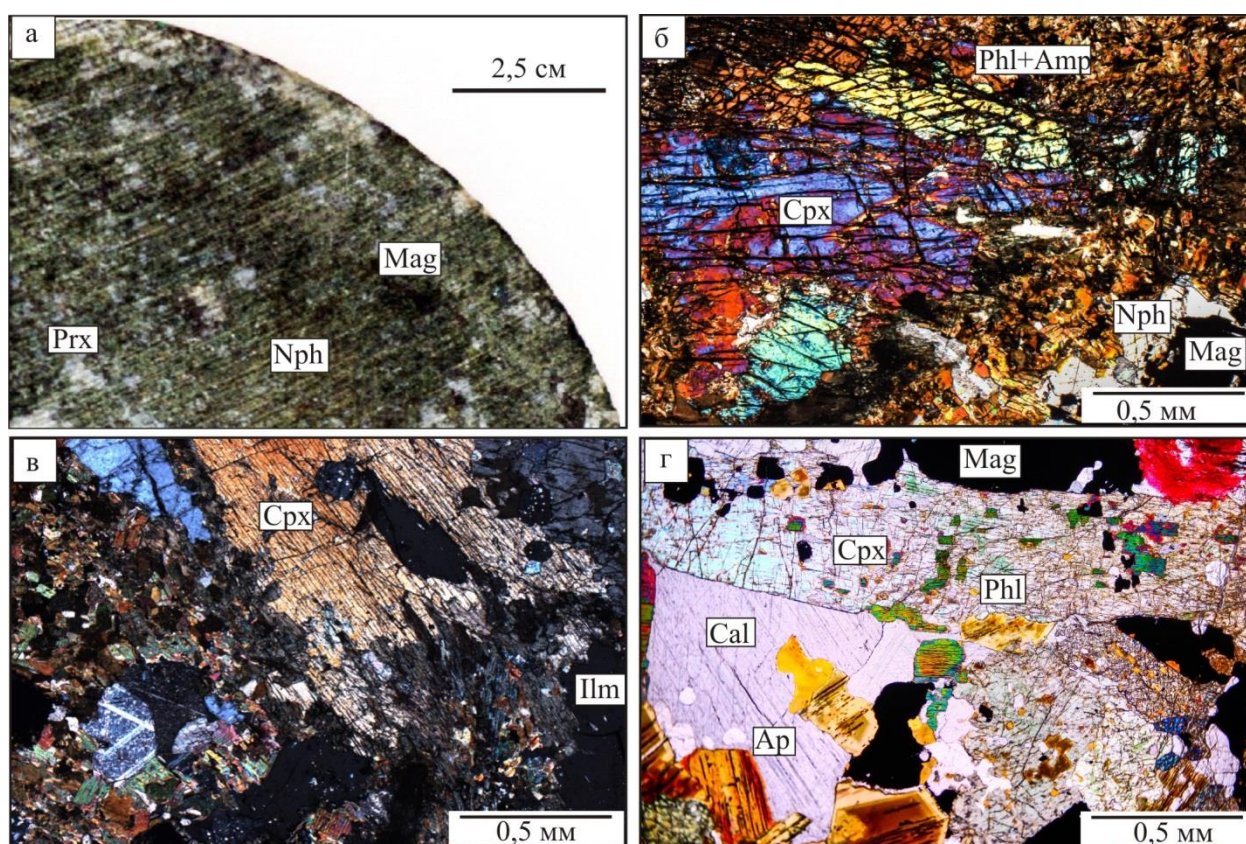


Рис. 3.1.1. Микрофотографии текстур и соотношений минералов в мельтейгитах Белозиминского массива, а) фрагмент керна, мельтейгит; б) микроскопический вид мельтейгита; в) клинопироксен замещенный агрегатом амфибола и флогопита; г) включения флогопита и апатита в клинопироксене.

Амфибол развивается по клинопироксену по периферии и трещинкам (рис. 3.1.1б). Минерал, совместно с клинопироксеном, местами замещается мелкопластинчатым агрегатом флогопита, размеры чешуек которого от 0.05 до 1.0 мм. *Флогопит* в мельтейгитах распространен в интерстициях зерен амфибола и нефелина (рис. 3.1.1г), образует агрегаты, состоящие из мелких

(от 0.01 до 0.5 мм) чешуек, часто развивающихся по амфиболу и клинопироксену. Минерал замещается хлоритом по периферии зерен и трещинкам спаянности. *Перовскит* образует бурые, с красным оттенком зерна, размером 0.05 - 2 мм. Минерал ассоциирует с магнетитом (рис. 3.1.2а), образуя гнездовидные обособления, отдельные зерна имеют неоднородное строение, связанное с вариациями концентраций РЗЭ и ниобия (рис. 3.1.2б). *Магнетит* встречается в виде короткотаблитчатых, неправильных зерен размером до 1.5 мм, распространен в породе повсеместно. В минерале присутствуют пластинчатые обособления ильменита как следствие распада твердого раствора (рис. 3.1.2в). Иногда наблюдается замещение ильменита касситом (рис. 3.1.2г). По краям крупных зерен магнетита отмечаются реакционные оторочки титанита (рис. 3.1.2а, б).

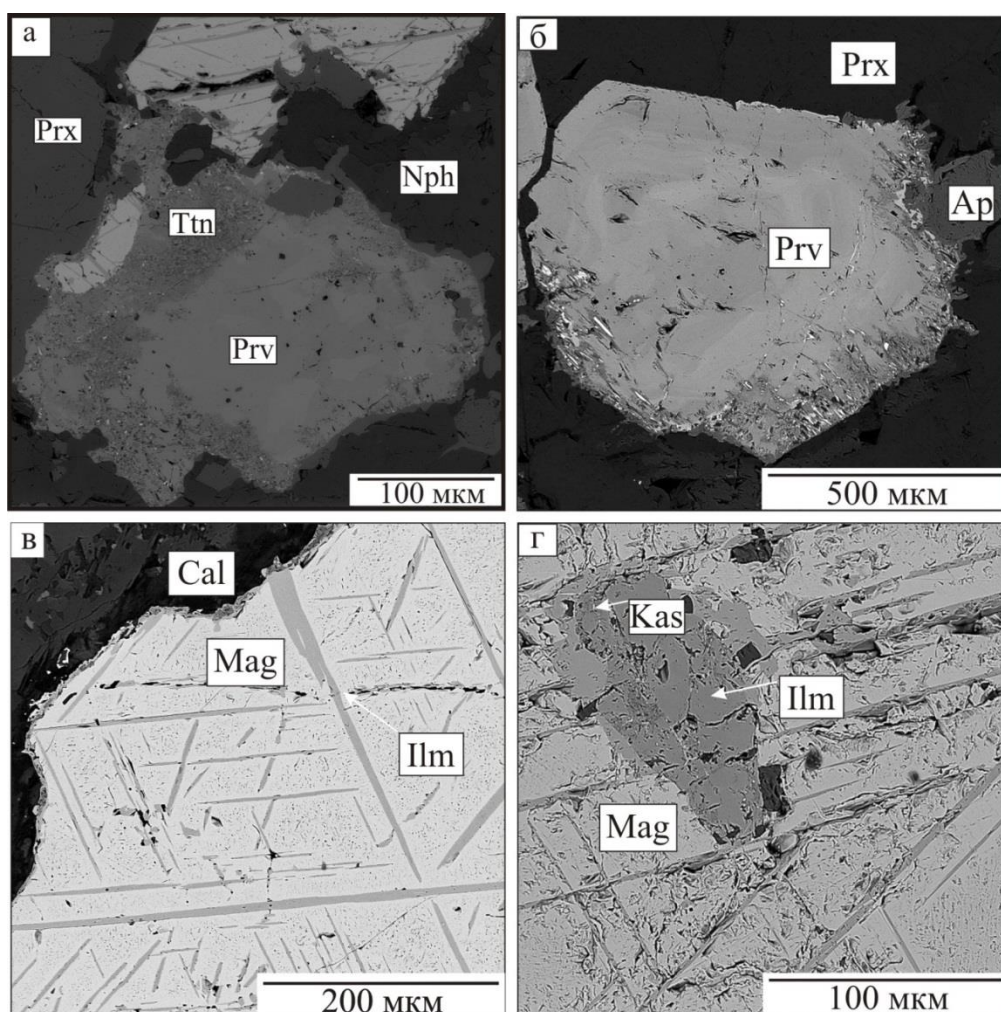


Рис. 3.1.2. а) неоднородный перовскит в ассоциации с магнетитом; б) внутреннее неоднородное строение перовскита; в) структура распада в магните; г) замещение ильменита касситом. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Кальцит встречается в виде неправильных зерен размером 0.05-0.5 мм в основной массе, так же в виде включений в клинопироксене (рис. 3.1.1г). Бесцветные зерна *фторапатита* присутствуют в виде включений в породообразующих минералах (нефелин, клинопироксен) и амфиболе (рис. 3.1.1б, г), реже отмечаются в межзерновом пространстве. Размеры зерен достигают 0.3 мм. *Гранат* представлен в виде округлых зерен, достигающих 0.3 мм, в ассоциации с фторапатитом. *Рутил* ассоциирует с магнетитом, ильменитом и титанитом, встречается редко, в виде отдельных зерен размером до 0.3 мм.

3.2 Ийолиты

Породы ийолит-уртитового ряда представляют собой массивные, средне- и крупнозернистые породы, серого цвета с размером зерен от 2 до 10 мм, с гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилитовой структурой, которая обусловлена наличием крупных кристаллов клинопироксена с многочисленными включениями фторапатита, кальцита и рудных минералов. Переход между мельтейгитами и породами ийолит-уртитового ряда резкий, обусловлен уменьшением количества клинопироксена от меланократовых пород к лейкократовым, а так же сменой размера зерен минералов в породе (рис. 3.2.1а). Ийолиты характеризуются наличием большего количества сульфидов, таких как пирит, сфалерит, халькопирит (рис. 3.2.1б).

Порода состоит преимущественно из субидиоморфных зерен нефелина составляющих 50-60 %, крупных таблитчатых кристаллов клинопироксена (30-40 %) (рис. 3.2.1в, г; табл. 3.1.1). Второстепенные минералы – гранат и магнетит, слюда, кальцит, перовскит и апатит (до 5 %). К аксессуарным относятся бадделеит, ильменит, титанит, рутил, пирит, сфалерит, халькопирит. Вторичные минералы представлены группами канкринита, либнерита, хлорита, мусковита. Крупные таблитчатые зерна *нефелина* (2-5 мм) по микротрещинкам и периферии, как правило, замещены вторичными

минералами (до 30 % площади) групп либнерита, канкринита (рис. 3.2.1б). *Клинопироксен* представлен слабо плеохроирующими короткотаблитчатыми призматическими и неправильно призматическими зернами темно-зеленого цвета размером до 5-7 мм в поперечнике. В зернах клинопироксена наблюдаются включения рудных минералов, мелких кристаллов перовскита, кальцита и слюды (рис. 3.2.1в, г).

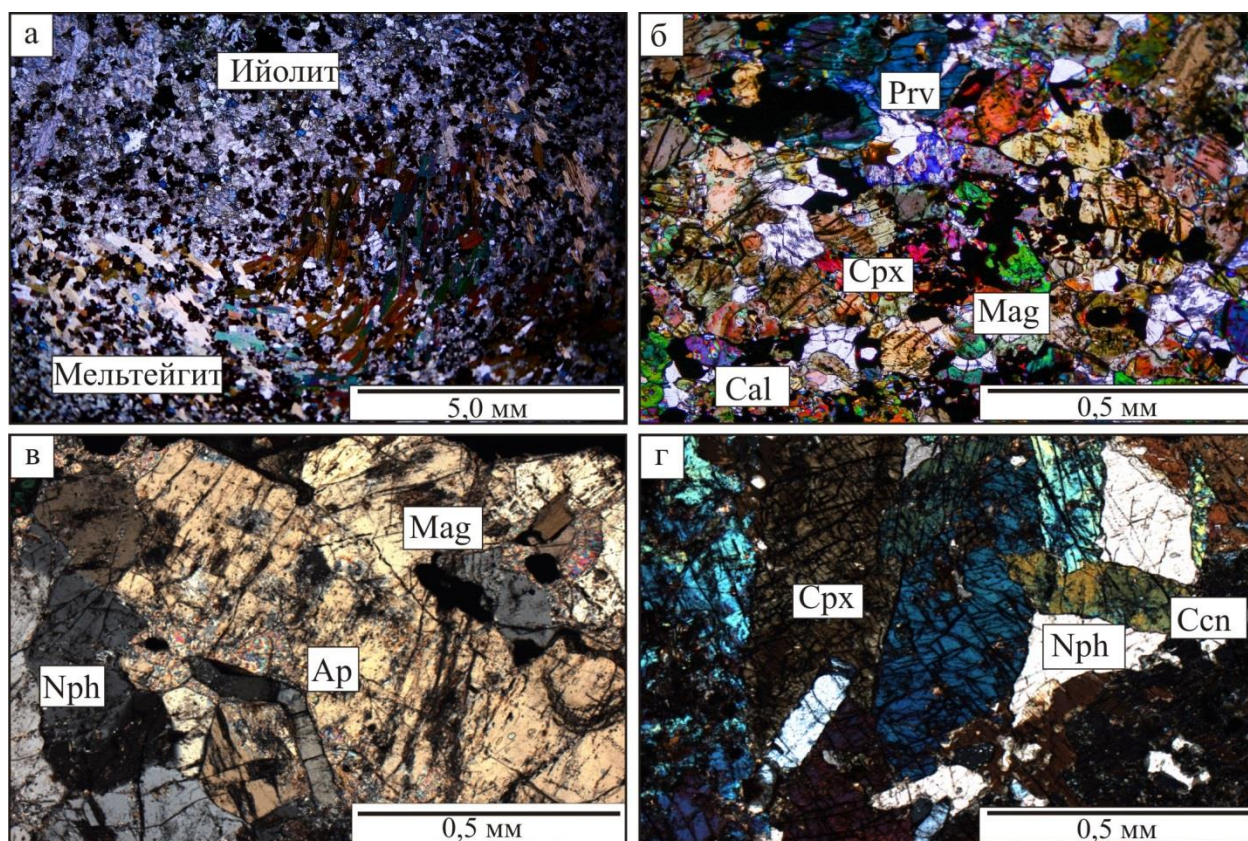


Рис. 3.2.1. Микрофотографии текстур и соотношений минералов в ийолитах Белозиминского массива. а) контакт мельтейгита и ийолита; б) взаимоотношения перовскита, клинопироксена и кальцита (черное – магнетит и сульфидные минералы); в) включения фторапатита в клинопироксене; г) соотношения породообразующих минералов в породе.

Слюда присутствует в виде включений в клинопироксене, а также встречается в виде отдельных зерен, частично замещенных хлоритом и мусковитом, а *амфибол* развивается по клинопироксену. *Перовскит* встречается реже, чем в мельтейгитах. Содержание в породе достигает 3% (табл. 3.1.1). Минерал обрастает титанитом, образуя зерна, которые имеют неоднородное пятнистое внутреннее строение, а также встречается в виде

включений в гранате (рис 3.2.2а, б). Крупные кристаллы *граната* размером до 1.5 см иногда занимают до 15% площади породы, его количество в породе резко увеличивается по сравнению с более ранними породами (табл. 3.1.1). Часто гранат обрастает зерна перовскита (рис 3.2.2в). *Кальцит* заполняет интерстиции между породообразующими минералами (рис 3.2.1б), иногда в нем содержатся мелкие включения магнетита и сульфидов (рис 3.2.2а). *Фторопатит* (до 1%) встречается в виде отдельных овальных зерен размером 0.05-0.7 мм, а также в виде скоплений более мелких зерен. Иногда зерна окружены агрегатом граната и перовскита (рис. 3.2.3б).

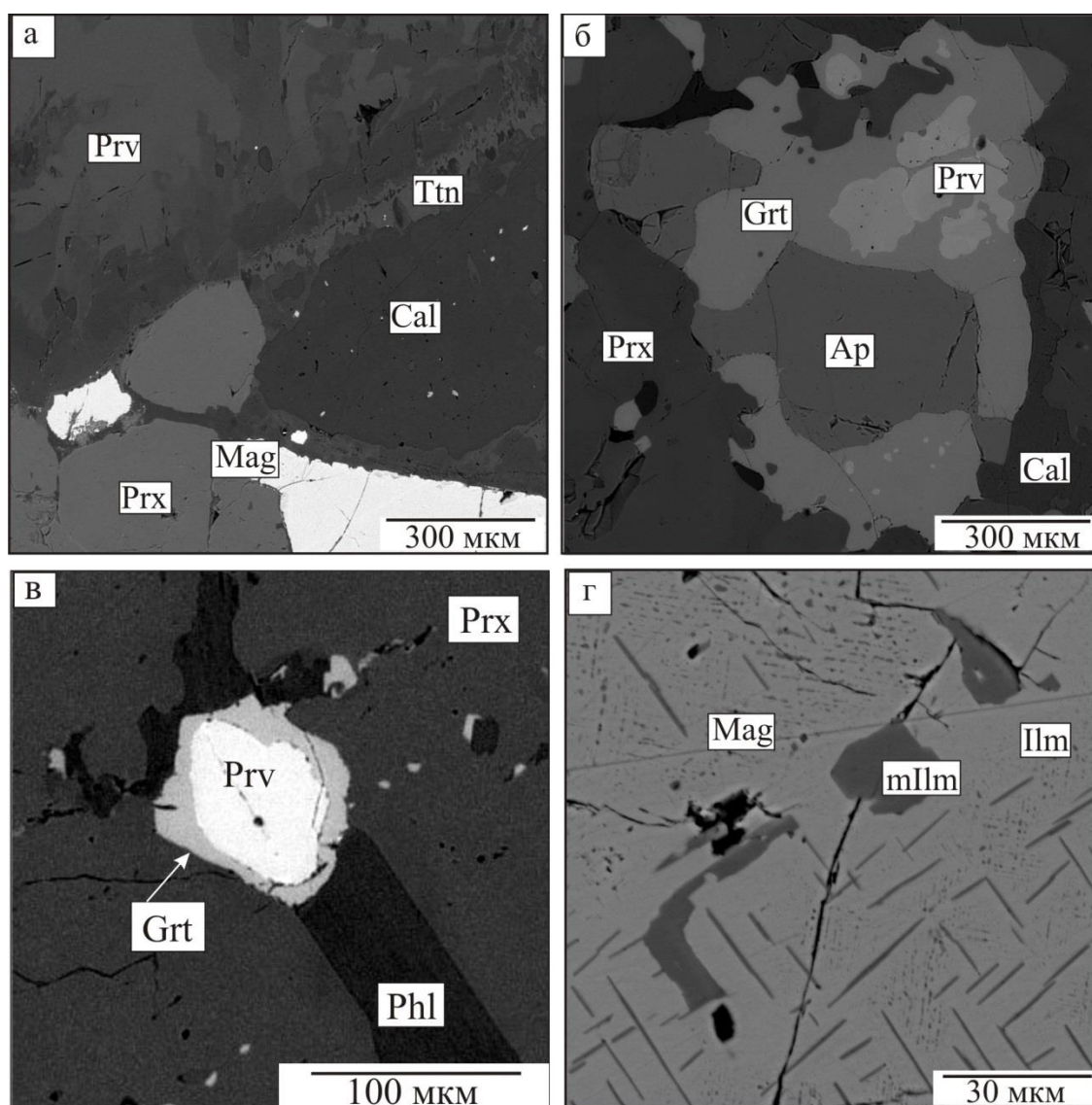


Рис. 3.2.2. Характер взаимоотношений минералов в ийолитах. а) оторочка титанита по перовскиту; б) распределение граната в породах; в) оторочка граната вокруг перовскита; г) включения манганильменита в магнетите. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Магнетит распространен в породе в виде изометричных, иногда таблитчатых зерен, достигающих 5 мм в поперечнике. В минерале наблюдаются пластинчатые обособления ильменита и манганоильменита (рис 3.2.2г). *Бадделеит* встречается в виде редких пластинчатых зерен, «вросших» в кальците, либо в ассоциации с фторапатитом, его размеры достигают 0,1 мм.

3.3 Нефелиновые сиениты

Породы представлены светло-серыми, розоватыми, темно-серыми разновидностями. Структура гипидиомофнозернистая, текстура такситовая (неоднородная), размер зерен минералов колеблется от 0.01 до 15 мм.

Основными породообразующими минералами в нефелиновых сиенитах являются калиевый полевой шпат (25-40 %), нефелин (20-45 %), клинопироксен (до 20 %) (табл. 3.1.1). Соотношения полевого шпата и нефелина колеблются в широких пределах. Второстепенные минералы - щелочной амфибол, флогопит, кальцит, апатит. К акцессорным относятся пироклор, фторапатит, титанит, циркон, бадделеит, баритокальцит, ториданит, ильменит, рутил. Общий вид породы показан на рисунке 3.3.1а.

Таблитчатые зерна *нефелина* размером до 5 мм частично замещены канкринитом (рис. 3.3.1б). *Клинопироксен* представлен короткотаблитчатыми кристаллами темно зеленого цвета, размером 0.1-1 мм, и нередко обрастает каймой практически чистого эгирина (рис. 3.3.1в). Иногда эгирин формирует кристаллы в ассоциации с калиевым полевым шпатом, которые по периферии частично замещаются минералами групп хлорита и мусковита, придавая зернам неровные очертания (рис. 3.3.2а).

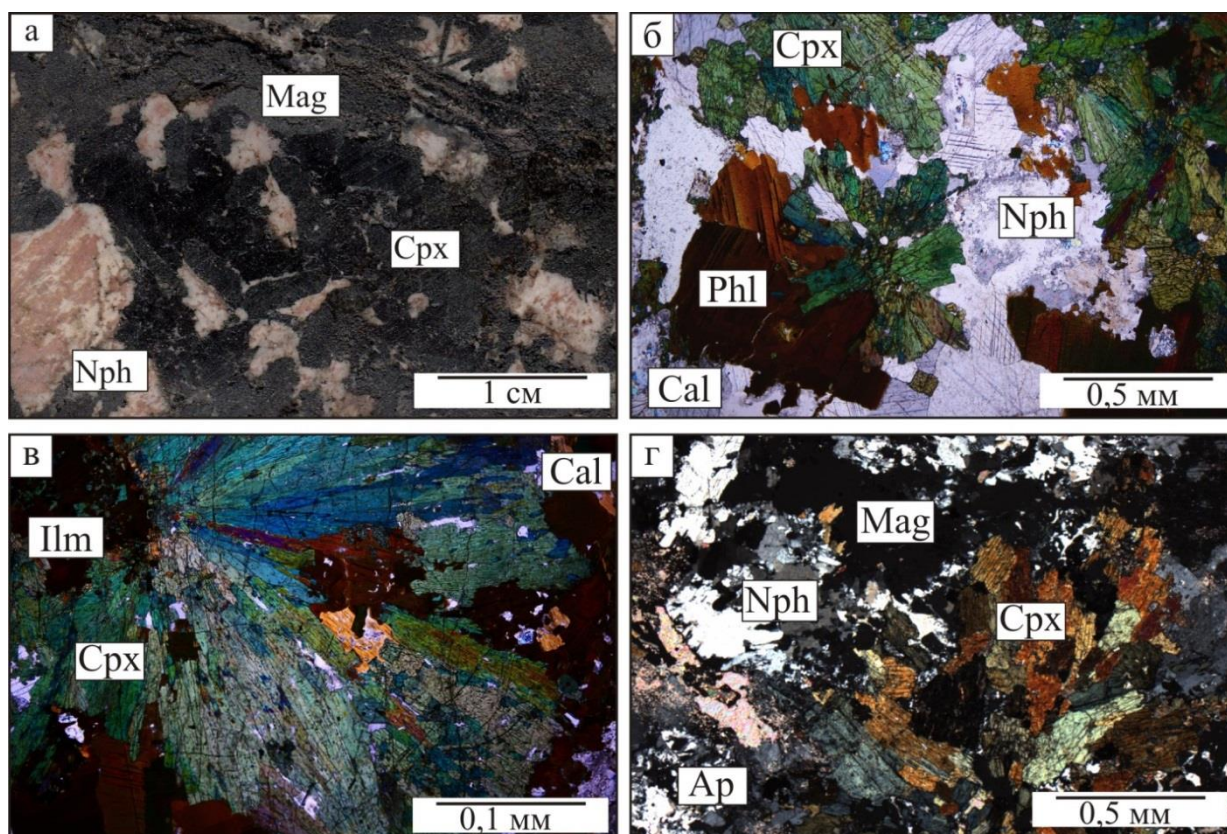


Рис. 3.3.1. Характер взаимоотношений минералов в нефелиновых сиенитах. а) нефелиновый сиенит; б) соотношение породообразующих минералов в нефелиновом сиените в) клинопироксен с включениями слюды и кальцита; г) соотношения минералов в нефелиновом сиените.

Кальцит встречается в виде включений в породообразующих минералах – клинопироксене и нефелине, (рис. 3.3.2 б, в), а также выполняет интерстиции между ними. *Калиевый полевой шпат* представлен крупными, до 2 см, вкрапленниками, а также более мелкими зернами, расположенными в интерстициях зёрен клинопироксена и нефелина (рис. 3.3.1а), иногда минерал по периферии замещается альбитом. *Амфибол* замещает клинопироксены по периферии, а также ассоциирует с флогопитом и эгирином, образуя игольчато-волокнистые агрегаты и зерна неправильной формы, размером до 0.1 мм. Окраска зеленая, светло-зеленая, голубовато-зеленая и голубая.

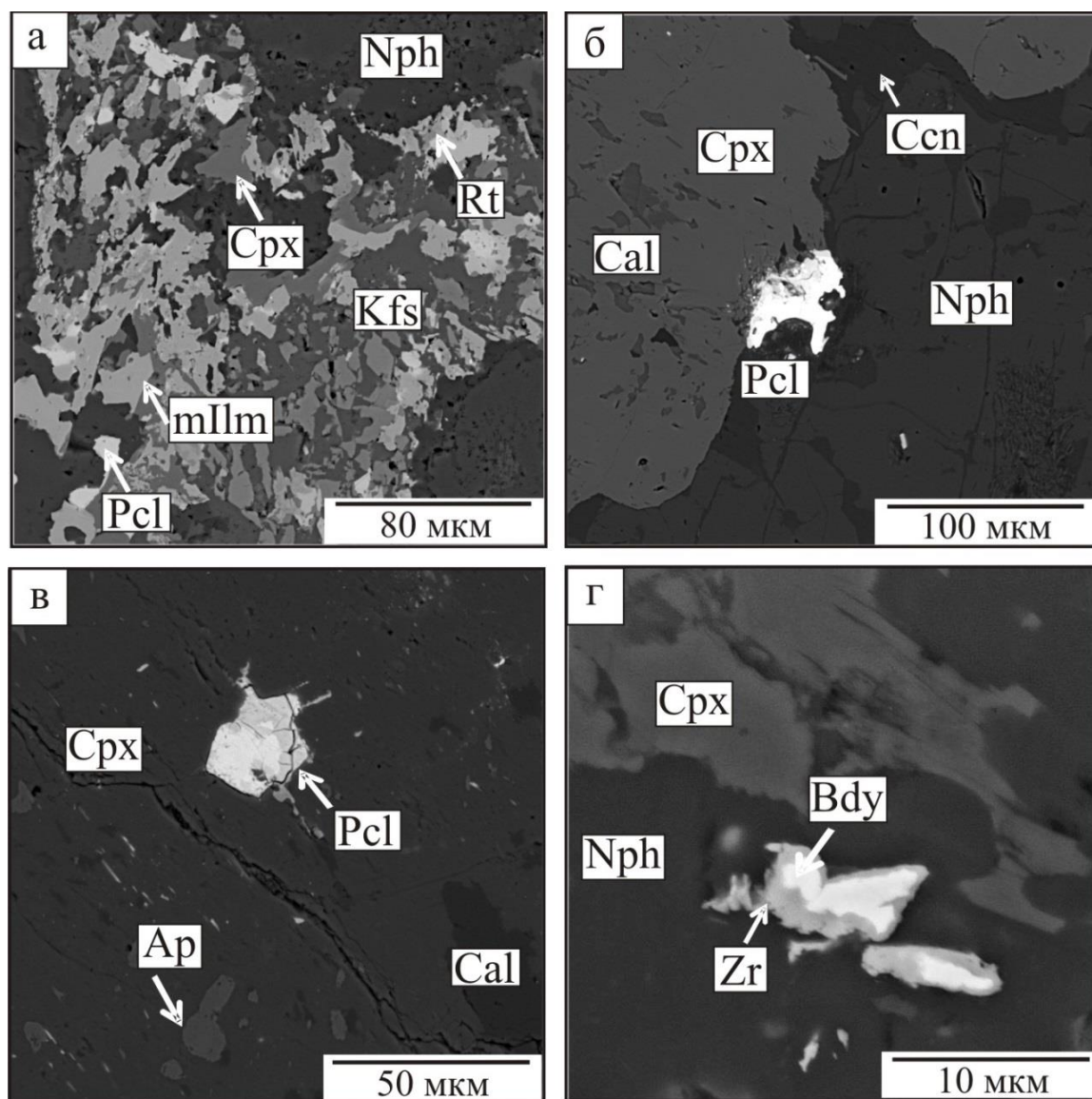


Рис. 3.3.2. Микрофотографии минералов из нефелиновых сиенитов Белозиминского массива. а) гломеровидное скопление минералов среди крупных зерен нефелина; б) зерно пироксена, корродированное кальцитом в межзерновом пространстве; в) включения апатита, кальцита и пироксена в клинопироксене; г) оторочка циркона вокруг зерен бадделеита. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Слюда в нефелиновых сиенитах распространена не равномерно, встречается в виде крупных, до 7 мм чешуек, расположенных среди зерен клинопироксена (рис. 3.3.1б). По периферии они замещается хлоритом. *Фтороапатит* встречается в виде включений в породообразующих минералах, а циркон обрастает мелкие зерна бадделеита. Единичные зерна *пироксена* встречаются в виде включений неправильной формы, размером 0.1-0.3 мм в клинопироксене (рис. 3.3.2а, в). Циркон обрастает бадделеит по периферии (рис. 3.3.2г).

3.4 Кальцитовые карбонатиты

Кальцитовые карбонатиты, как правило, представлены крупнозернистыми, массивными разновидностями, которые на 70 % сложены кальцитом (рис. 3.4.1а). Помимо карбоната типоморфными минералами являются клинопироксен, амфибол, оливин, флогопит, тетраферрифлогопит, фторкальциопирохлор (рис. 3.4.1б), фторапатит, магнетит. Акцессорные минералы представлены апатитом цирконолитом, баотитом, баритокальцитом. Встречаются циркон, барит, торит, Nb-рутил, стронцианит, сульфиды (пирротин, пирит, сфалерит). В породе редко отмечаются сростки фторкарбонатов РЗЭ (бастнезит-Се, синхизит-Се) а так же анкилита-Се, монацита-Се. Отмечаются редкие зерна бурбанкита, и недиагностированных X-минералов по-своему составу близких к лаахиту, моговидиту и эвеслогиту.

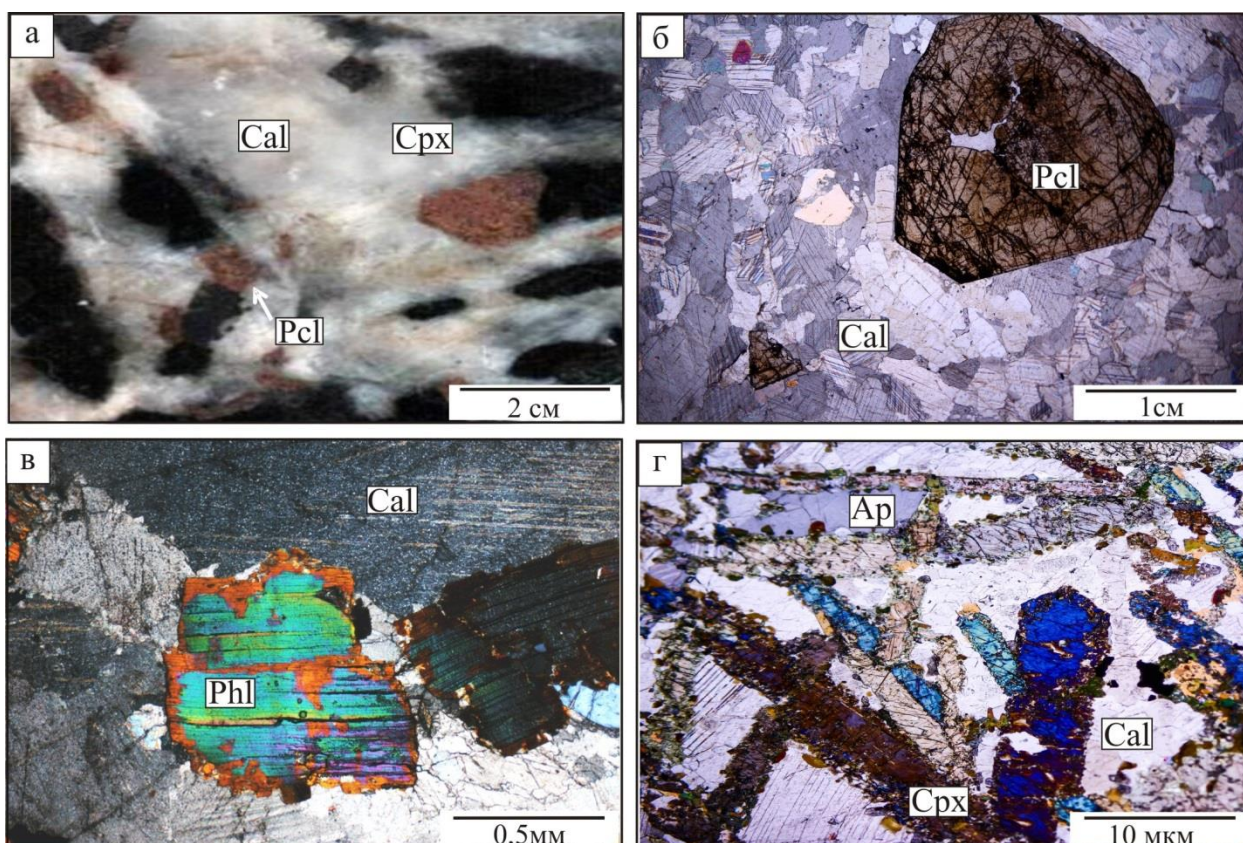


Рис. 3.4.1. Характер взаимоотношений минералов в кальцитовых карбонатитах. а) фото керна с крупными включениями пирохлора; б) кристалл пирохлора среди кальцита; в) флогопит с каймой тетраферрифлогопита; в) замещение пироксена агрегатом слюды и амфибола.

Структура породы неравнозернистая, изменяется от гигантозернистой до мелкозернистой, лепидогранобластовой, гипидиоморфнозернистой. Текстура массивная (рис. 3.4.1а).

Кальцит в основной массе представлен неправильной формы пластинчатыми зернами размером от долей до 10 мм, иногда до 20 мм (рис 3.4.1 б). Кальцит также наблюдается в виде включений в клинопироксене. Количество *оливина* в некоторых участках породы достигает 20 %. Он, как правило, формирует округлые, неправильные зерна, и имеет скелетную форму, за счет замещения вторичными минералами, такими как боулингит - иддингсит, серпентин (рис. 3.4.2а). Размеры зерен колеблются от сотых долей до 7-8 мм. *Клинопироксен* присутствует в основной массе, в виде изометричных, часто удлинённых кристаллов и зерен неправильной формы и содержит большое количество включений карбонатов, рудных минералов и пирохлора (рис 3.4.1г). В минерале наблюдаются включения кальцита (рис. 3.4.3а). Кристаллы по периферии замещаются амфиболом. Цвет изумрудно – зеленый, светло-зеленый, голубой, сиреневый. Размеры зерен варьируют от 0.01 до 5-6 мм (рис. 3.4.1а).

Амфибол распространен в породе неравномерно, его содержание не превышает 3-5 %. Минерал встречается в виде сноповидных, игольчатых кристаллов длиной до 5 мм (рис 3.4.3б), иногда образует полные псевдоморфозы по пироксену. Содержание *фтороапатита* не редко достигает 5-10 % породы, реже 20%. Представляет собой овальные зерна размером до 3 мм. Часто встречается в виде включений в породообразующих минералах и пирохлоре. В основном минерал приурочен к границам зерен кальцита, образуя цепочечные скопления. Часто зерна апатита трещиноватые, по трещинкам развивается кальцит.

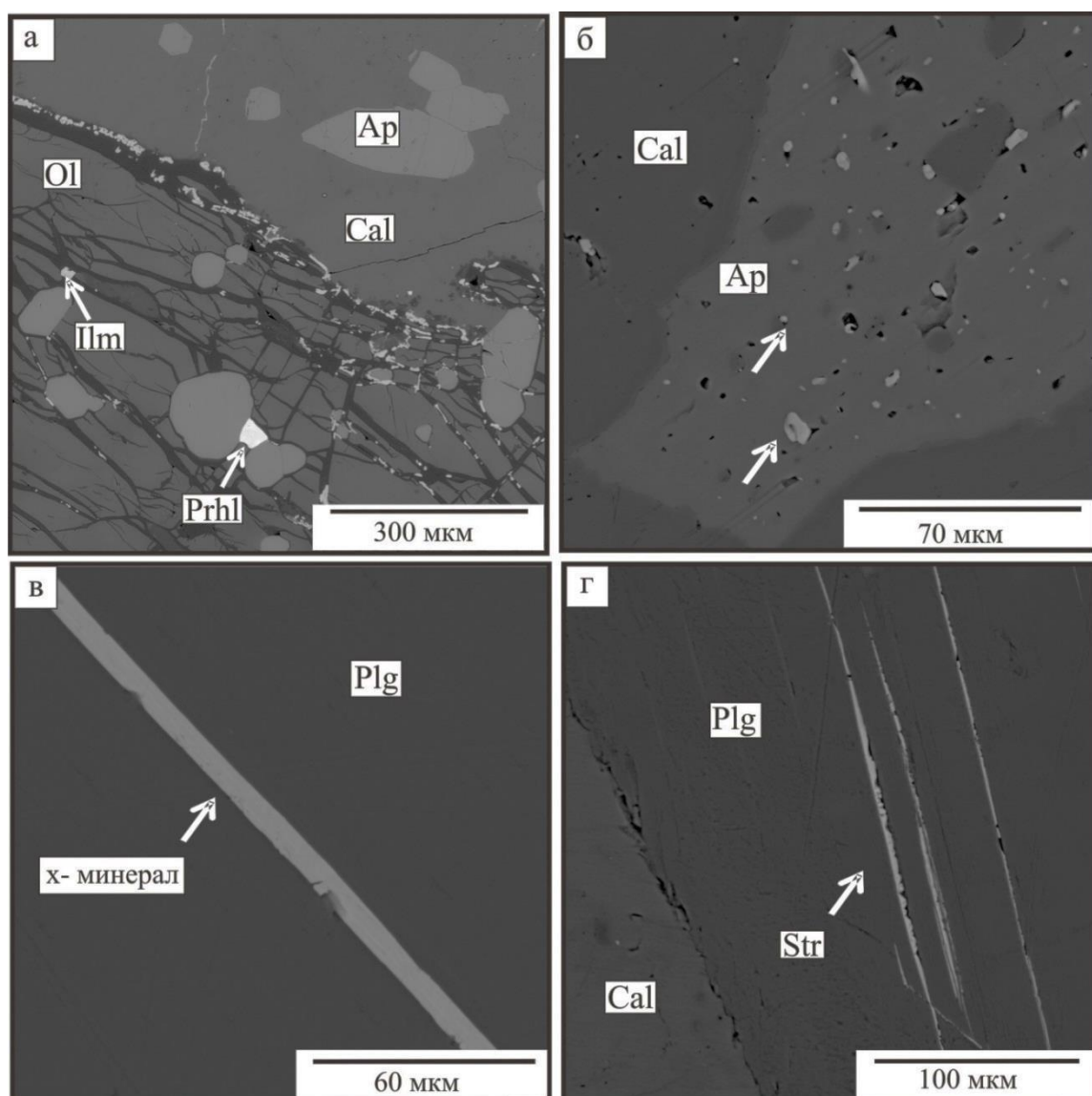


Рис. 3.4.2. Взаимоотношения минералов в кальцитовом карбонатите. а) оливин замещенный (темное) по трещинам боулингит-иддингситом и серпентином; б) многочисленные включения карбонатов натрия, стронция, бария и РЗЭ в апатите; в) удлиненный кристалл эвеслогита (?) в пластинчатом флогопите г) развитие баритоцелестина и стронцианита (светлое) по спаянности флогопита. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

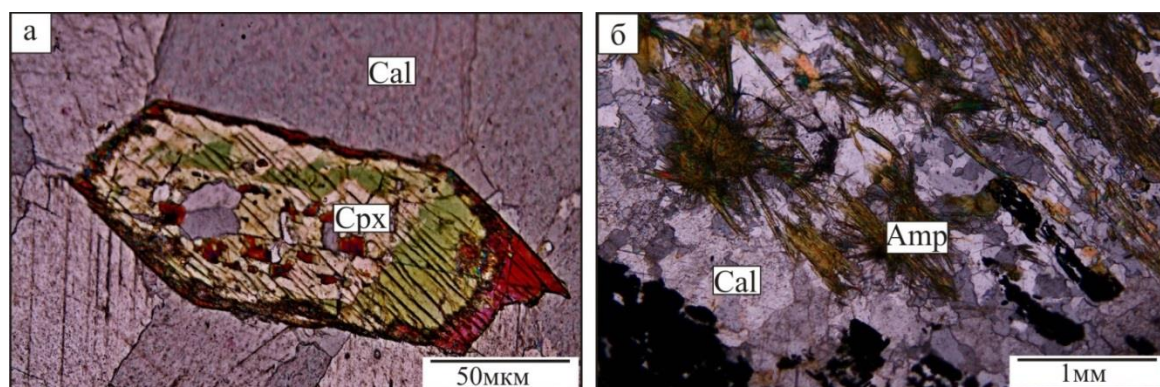


Рис. 3.4.3. Микрофотографии кальцового карбонатита. а) включения кальцита в клинопироксене, зеленое - эгирин; б) сноповидные, игольчатые агрегаты рихтерита.

Пирохлоры в кальцитовых карбонатитах распространены широко, занимая до 3-5 % площади породы. Минерал образует крупные ритмично зональные кристаллы октаэдрического облика с малоразвитыми гранями куба, содержит включения кальцита, бадделеита и фторапатита (рис. 3.4.4а). *Магнетит* распространен в породе неравномерно. Его количество варьирует от 1 до 5-10 %. Размеры зерен минерала достигают от 4 до 10 мм. Нередко в кристаллах магнетита наблюдаются многочисленные включения апатита, иногда пирохлора (рис. 3.4.5а, б), характерно наличие ильменитовых пластин (рис. 3.4.5б). Вероятно, для магнетита характерен близ-одновременный рост с основными породообразующими минералами. Иногда зерна магнетита резорбированы по краям и маркируются в таких случаях кристаллами титанита. *Слюда* в кальцитовых карбонатитах встречается в виде отдельных чешуек (0.03-2 мм), рассеянных в основной массе породы.

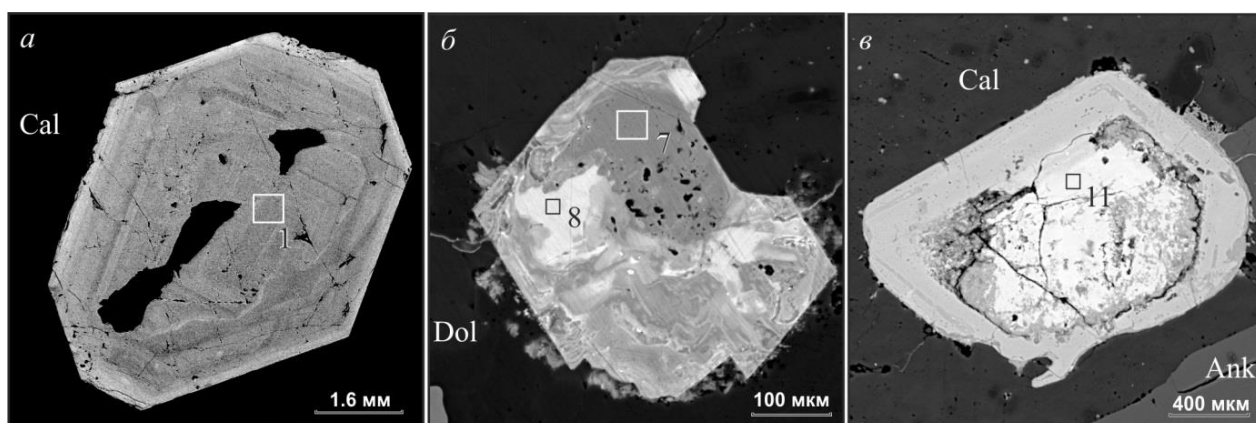


Рис 3.4.4. Зональность и секториальность в кристаллах пирохлора из карбонатитов Белозиминского массива. *а* – ритмичная зональность в кристалле из кальцитового карбонатита; *б* – пятнистая зональность–секториальность в кристалле из кальцит-доломитового карбонатита; *в* - измененный кристалл из анкеритового карбонатита (по минералу развивается кайма колумбита). 1, 7, 8, 11 – участки анализа. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

В кальцитовых карбонатитах отмечаются сростки редкоземельных фторкарбонатов (бастнезит-Се, синхизит-Се) а так же анкилит-Се, монацит-Се. Цирконолит, баотит, бурбанкит, баритоцелестин, X-1 (моговидит?), X-3 (лаахит?) встречаются в виде мелкой вкрапленности в основном в апатите

(рис. 3.4.2 б). X-2 (эвеслогит?), стронцианит, как правило, развиваются по спаянности флогопита (рис. 3.4.2в, г).

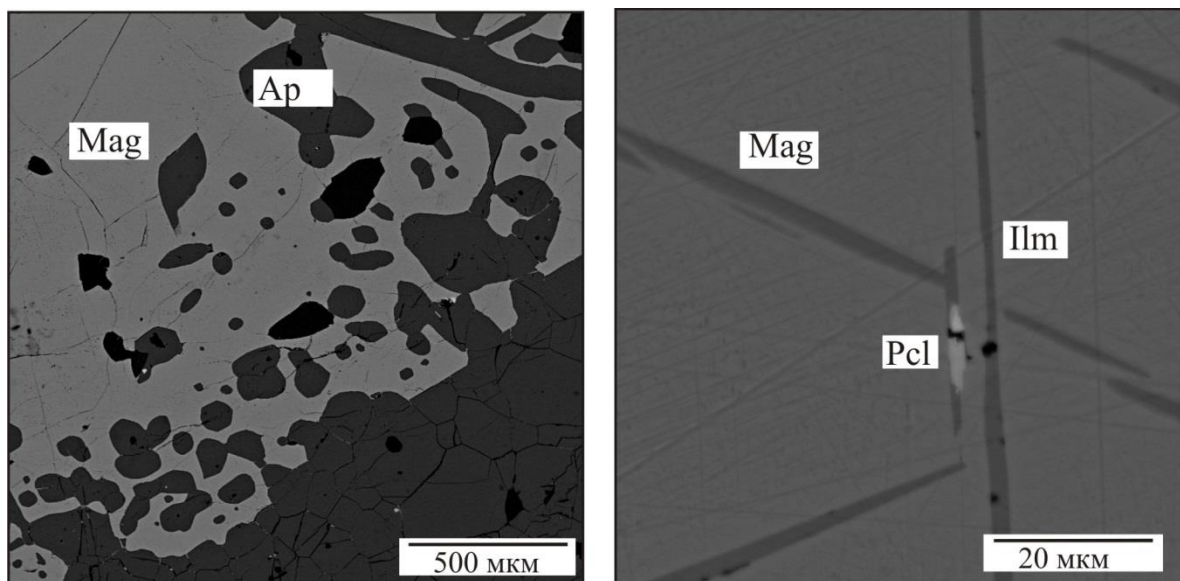


Рис. 3.4.5. Взаимоотношение минералов в кальцитовом карбонате.

а) многочисленные включения апатита в магнетите; б) пластины ильменита в магнетите.

3.5 Кальцит - доломитовые карбонатиты

Кальцит - доломитовые карбонатиты характеризуются наличием в минеральном составе до 30% доломита. Структура крупнозернистая, идиоморфнозернистая, гетерогранобластовая. Текстура массивная (рис. 3.5.1 а). Клинопироксен и слюда распространены широко. Изометричные, крупные (до 5 мм) зерна кальцита и доломита содержат включения стронцианита, анкилита-(Ce) и минералов бурбанкитовой группы, единичные знаки бетафита, пирохлора и фторапатита. Из сульфидов преимущественно встречаются пирит и халькопирит.

Кальцит и доломит (рис. 3.5.1а, б, в) присутствуют в породе примерно в равных количествах (рис. 3.5.2а) и содержат включения аксессуарных минералов, таких как баотит, бадделеит, циркон, монацит- (Ce), рутил, цирконолит (Doroshkevich et al., 2016, 2017; Шарыгин, 2017). *Слюда* распространена в основной массе породы неравномерно в виде чешуек, размером от долей до 2-3 мм (рис. 3.5.1в).

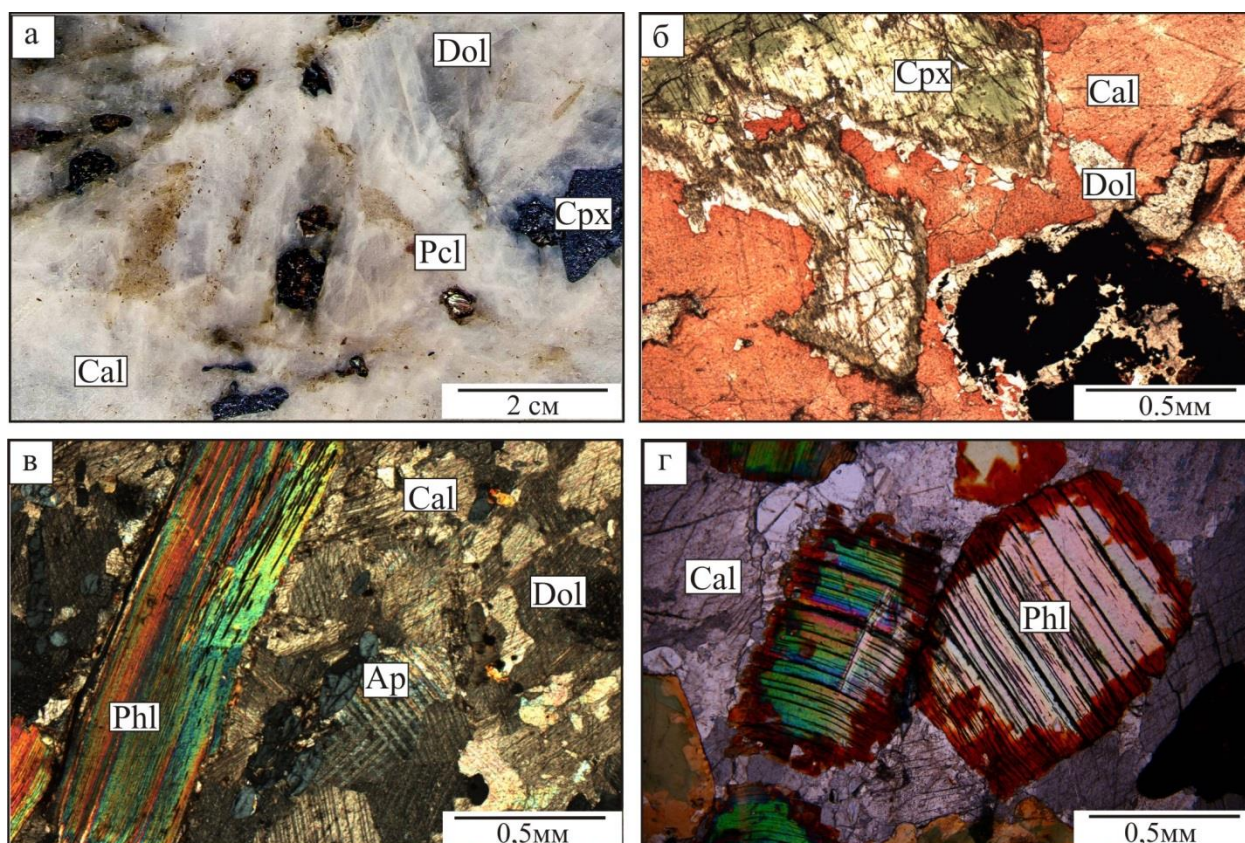


Рис. 3.5.1. Взаимоотношения минералов в кальцит-доломитовых карбонатах. а) фото фрагмента керна; б) оторочка эгирина по клинопироксену; в) скопление зерен апатита, ориентированная структура карбонатов; г) оторочка тетраферрифлогопита по флогопиту.

По *клинопироксену* развивается кайма эгирина (рис. 3.5.2б). *Фторапатит* ассоциирует со слюдой и представлен овальными зернами, размером 0.4-0.8 мм, (рис. 3.5.1в). Минерал встречается в виде единичных зерен в породе, также в виде включений в пироклоре и породообразующих минералах. Фторапатит содержит включения зональных ромбовидных кристаллов амфибола (рис. 3.5.2б). По периферии зерен клинопироксена развивается кайма эгирина. *Пироклоры* имеют неоднородное, пятнистое строение, часто изометричны, его содержание в породе достигает 3 %. Размеры кристаллов достигают 1.5 мм, (рис. 3.4.4б), (Хромова и др., 2017). Минерал содержит включения кальцита, цирконолита, фторапатита, монацита (Ce), фергусонита - (Ce).

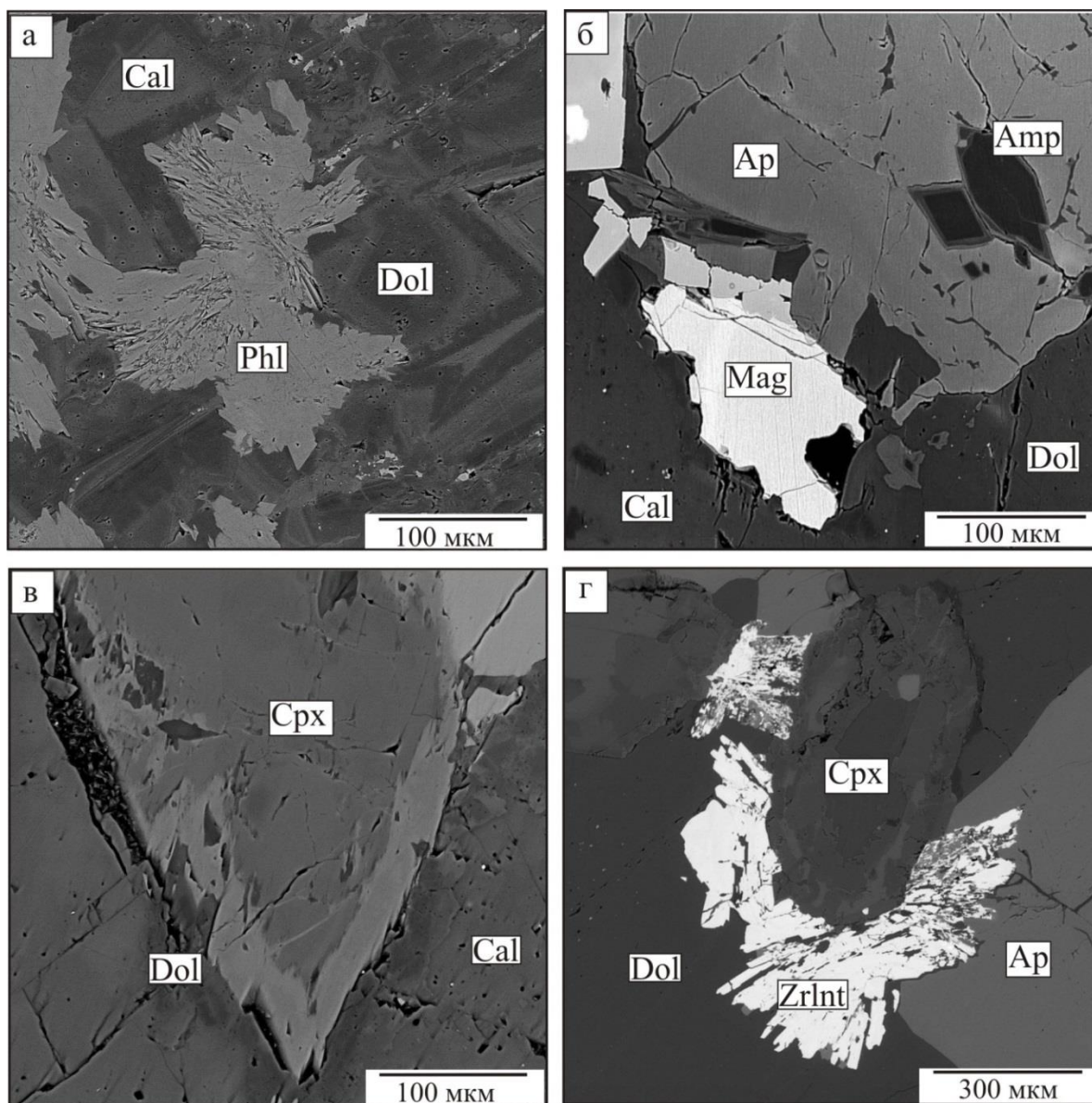


Рис. 3.5.2. Микрофотографии кальцит – доломитового карбоната. а) соотношение кальцита и доломита в карбонате, включения в них (белое) акцессорных минералов; б) псевдоморфозы амфибола по клинопироксену; в) кайма эгирина по диопсиду; г) сросток зерен цирконолита.

Магнетит и *ильменит* встречаются в ассоциации друг с другом. Магнетит иногда содержит включения рутила. *Цирконолит* встречается в виде включений в пироклоре и апатите, а также в основной массе в виде одиночных удлиненных кристаллов или их сростков (рис. 3.5.2г). Баотит в виде включений в кальците.

Среди акцессорных минералов в виде вкрапленности в фторапатите и пироклоре наиболее часто встречаются анкилит-Се, фторкарбонаты РЗЭ, монацит- Се, кальциобурбанкит, кальциртит.

3.6 Анкеритовые карбонатиты

Основными минералами анкеритовых карбонатитов являются анкерит, доломит. Второстепенные минералы представлены кальцитом, баритом, монацитом, фторкарбонатами редких земель. Акцессорные - гидропирохлор, фторапатит, гематит, ферриколумбит, сульфиды (пирротин, сфалерит), фторапатит, минералы бурбанкитовой группы, торит. Структура породы неравномернoзернистая, от мелко- до гигантозернистой, гранобластовая. Текстура массивная, пятнистая (рис. 3.6.1а).

Анкерит и доломит образуют изометричные зерна размером от долей мм до нескольких см (рис. 3.6.1б, в, г).

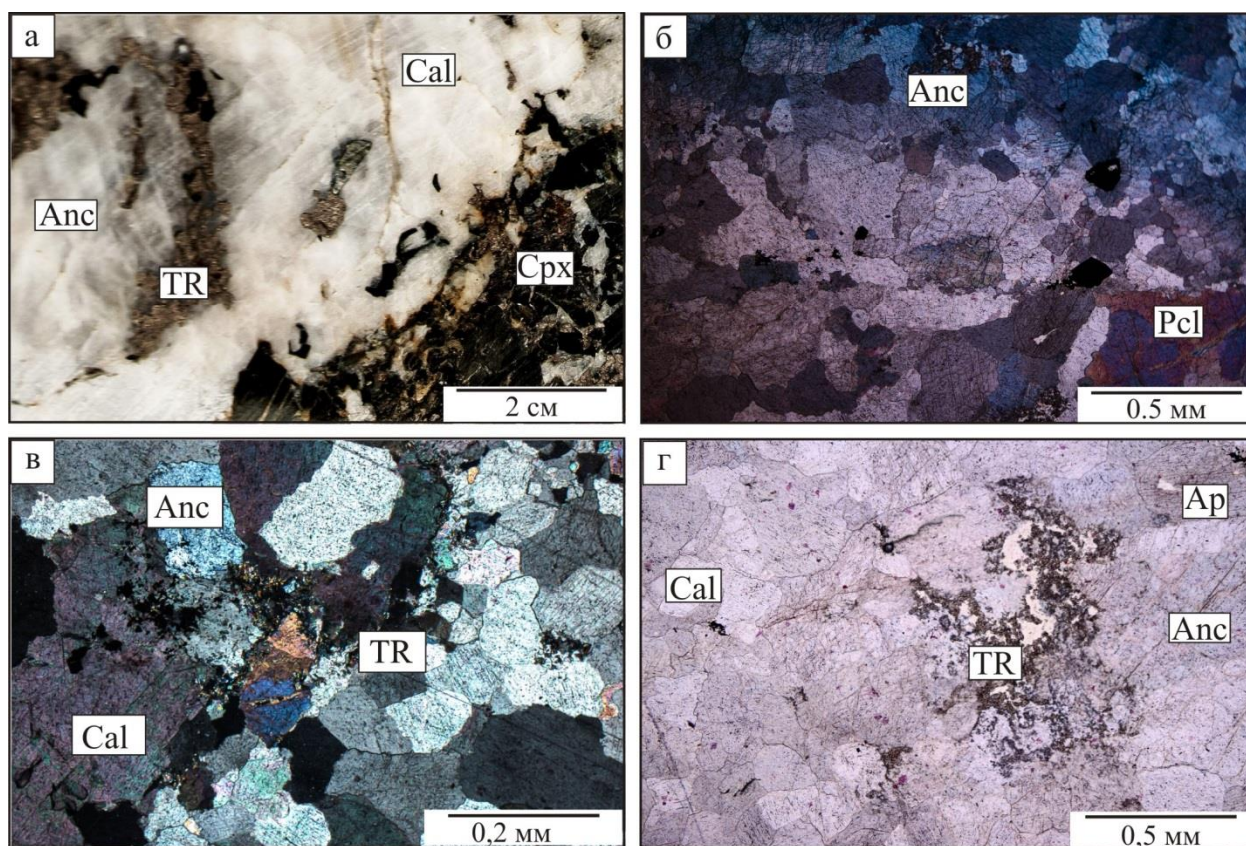


Рис. 3.6.1. Взаимоотношение минералов в анкеритовых карбонатитах Белозиминского массива. а) фото фрагмента керна б) соотношение анкерита (окрашено голубым) кальцита и доломита (более темное) в породах; в, г) распространение карбонатов РЗЭ и монацита в анкеритовых карбонатитах.

Пирохлор из анкеритовых карбонатитов характеризуется более неоднородным строением, чем кенопирохлор и фторкальциопирохлор (рис. 3.4.4 в), очень часто окружен каймой колумбита.

Количество редкоземельных минералов в отдельных участках анкеритовых карбонатитов занимает до 10-15% (рис. 3.6.2а). Монацит-Се образует агрегаты пластинчатых, шестоватых зерен и их скоплений (рис. 3.6.2б). Фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит-Се, паризит-Се и синхизит-Се) находятся в ассоциации с монацитом-Се и баритом, минералы формируют тесные срастания друг с другом, встречаются в виде вкрапленности, и образуют скопления кристаллов размером 0.1-0.8 мм (рис. 3.6.4в, г).

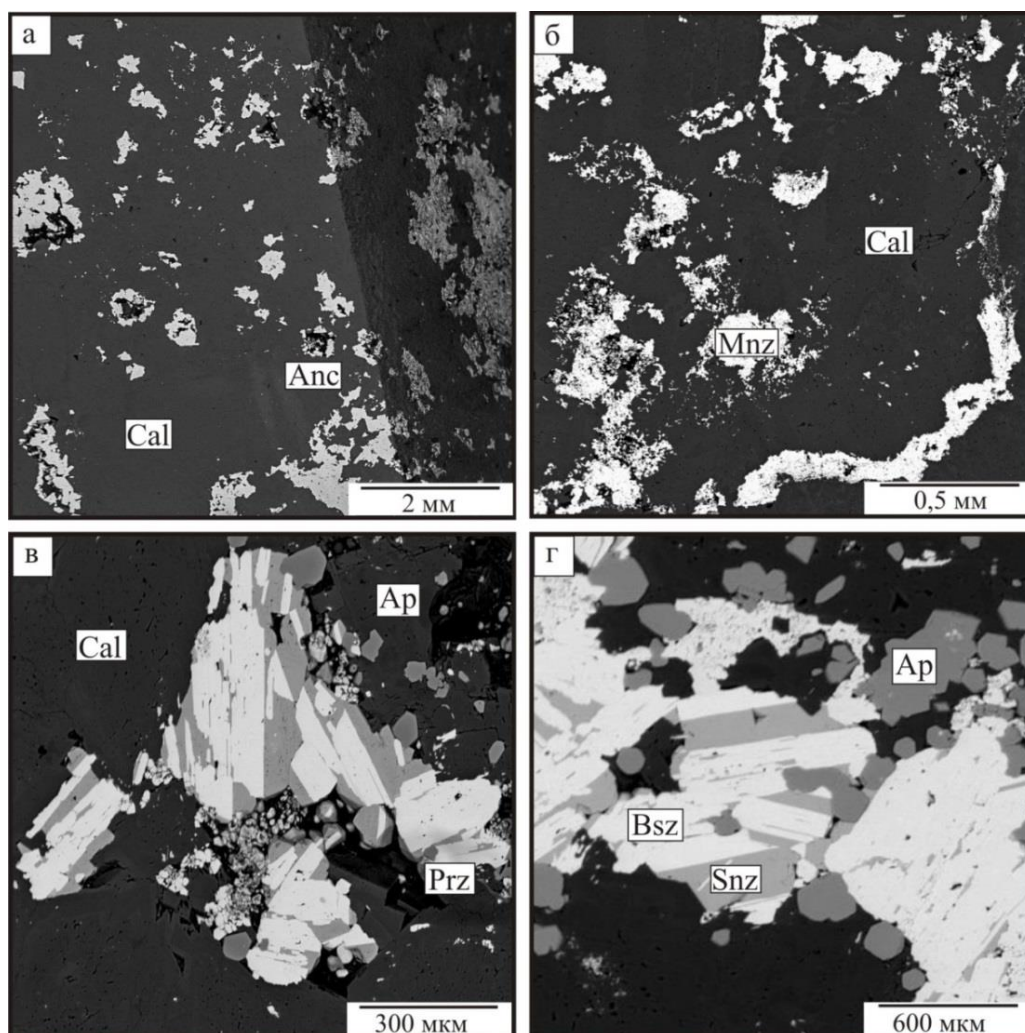


Рис. 3.6.4. Редкоземельная минерализация в анкеритовых карбонатитах. а-б) гнезда и прожилки монацита –Се (белое); в) синхизит–Се в срастании с паризитом–Се; г) синхизит–Се в срастании с бастнезитом–Се.

Таблица 3.6.1. Список минералов, слагающих Белозиминский массив.

Минералы в ультраосновных породах	Минералы в нефелиновых сиенитах	Минералы в карбонатитах
Диопсид	Диопсид	Кальцит
Авгит	Авгит	Доломит
Нефелин	Эгирин	Сидерит
Оливин	Калиевый полевой шпат	Анкерит
Магнезиорибекит	Нефелин	Эгирин
Магнезоарфведсонит	Рихтерит	Бурбанкит*
Магнетит	Биотит	Стронцианит
Титанит	Уранпирохлор	Норсетит*
Перовскит	Кальцит	Фторкальциопирохлор*
Ильменит	Циркон	Кенопирохлор*
Фторапатит	Бадделеит	Гидропирохлор*
Флогопит	Баритокальцит	Олексминскит*
Кальцит	Торианит	Фторапатит
Гранат	Магнетит	Шортит*
Титаномagnetит	Апатит	Эйтелит*
Канкринит	Титанит	Се-анкилит
Мусковит	Ильменит	Барит
Бадделеит	Рутил	Ханнешит
Кассит*	Мусковит	Торит
Рутил	Канкринит	Тетраферрифлогопит
Аннит	Гетит	Флогопит
Либнерит	Каолинит	Франклинит*
Хлорит	Хлорит	Паризит-(Ce)
Пирит	Сфалерит	Синхизит-(Ce)
Халькопирит	Молебденит	Монацит-(Ce)
Сфалерит	Пирит	Бастнезит-(Ce)
Галенит	Халькопирит	Фергусонит-(Ce) *
	Галенит	Баритокальцит
	Кассит	Форстерит
	Либнерит	Серпентин
		Циркон
		Сульфиды
		Баотит*
		Цирконолит
		Магнезиоарфведсонит
		Оливин
		X-1 (моговидит ?) *
		X-2 (эвеслогит ?) *
		X-3 (лаахит?) ?*
		Флюорит

Примечание: * - минералы описанные впервые. Также в таблице использованы данные: Гайдукова, Здорик. 1962; Пожарицкая, 1962; Березина. 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Сомина, 1975; Багдасаров, Вороновский, 1980; Фролов и др., 2003; Дорошкевич, 2016, 2017; Андреева, 2017; Шарыгин, 2017 и мн. др.

Крайне редко в анкеритовых карбонатитах отмечены такие минералы как барит, бурбанкит, карбоцернаит. Колумбит развивается по гидропирохлору, редко встречается в виде вкрапленности в карбонатах.

Породы, слагающие Белозиминский массив, характеризуются разнообразным минеральным составом, что проиллюстрировано в таблице 3.6.1, 3.6.2, однако большинство из них отражает в разной степени эволюцию комплекса.

Таблица 3.6.2. Основные минералы из пород Белозиминского массива

Порода. минерал	Мельтейгиты	Ийолиты	Нефелиновые сиениты	Карбонатиты		
				Кальцитовые	Кальцит- доломитовые	Анкеритовые
Клинопироксен	+	+	+	+	±	-
Амфибол	+	+	+	+	+	-
Нефелин	+	+	+	±	-	-
Полевой шпат	-	±	+	-	-	-
Флогопит	+	+	+	+	+	-
Магнетит	+	+	+	+	+	+
Фторapatит	+	+	+	+	+	+
Кальцит	±	±	±	+	+	±
Доломит	-	-	-	-	+	+
Анкерит	-	-	-	-	±	+
Пироклор	-	-	±	+	+	±

Примечание: Прочерк – не обнаружено

3.7 Особенности химического состава минералов из пород комплекса

Наиболее информативным минералом является **клинопироксен**, который входит в состав всех пород, слагающих комплекс, за исключением анкеритовых карбонатитов.

В мельтейгитах, клинопироксен относится к диопсид-геденбергиту (рис. 3.7.1, табл. 3.7.1), диопсидовый минал преобладает над геденбергитовым и эгириновым: 66-68 мол. %; 16-19 мол. %; до 5,5 мол. %, соответственно. Минерал, по сравнению с таковым из других типов пород массива, обогащен цирконием (900-700 ppm) и обеднен ванадием (до 280 ppm) (табл. 3.7.2). Суммарное содержание РЗЭ в клинопироксене из мельтейгитов достигает 42 ppm, что является максимальным в минерале из всех разновидностей пород массива. Клинопироксен из мельтейгитов имеет пологую конфигурацию спектров РЗЭ, нормированных к хондриту, с $La/Yb_{(CN)}$ отношением, не превышающим 2,5 и незначительным прогибом в пределах тяжелых лантаноидов (рис. 3.7.2).

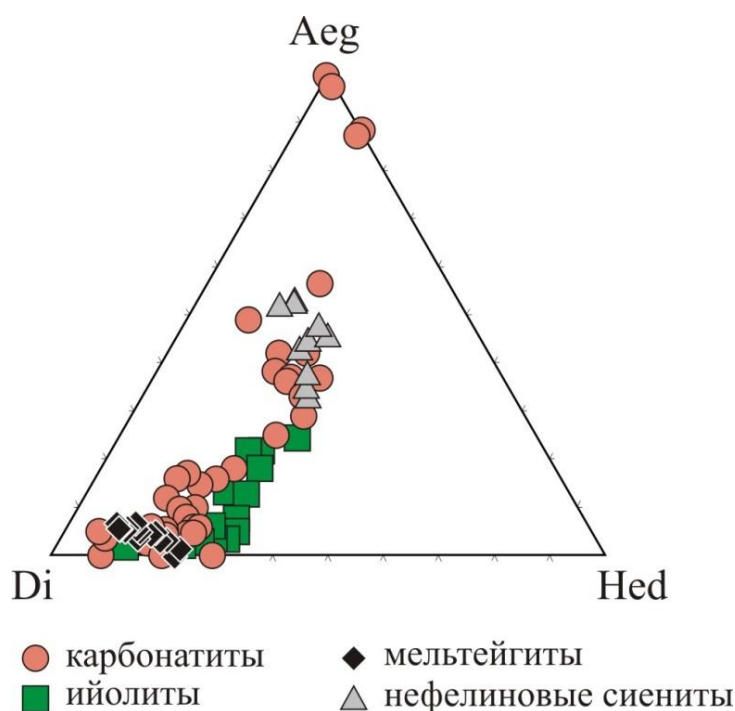


Рис. 3.7.1 Состав клинопироксена из пород Белозиминского массива. Aeg – эгирин, Di – диопсид, Hed – геденбергит.

Минерал из ийолит-уртитов характеризуется более высокими и варьирующими содержаниями эгиринового и геденбергитового миналов, чем клинопироксен из мельтейгитов (рис. 3.7.1, табл. 3.7.1). Содержание циркония в нем не превышает 500 ppm, количество ванадия достигает 340 ppm (табл. 3.7.2). В клинопироксене из ийолитов сумма РЗЭ достигает 25 ppm, $La/Yb_{(CN)}$ отношение равно 6-14 (рис. 3.7.2, табл. 3.7.2).

Состав клинопироксена из нефелиновых сиенитов отличается от состава минерала мельтейгитов и йиолитов более высоким содержанием эгиринового минала (рис. 3.7.1, табл. 3.7.1). Стоит отметить, что минерал обогащен ванадием (до 1700 ppm) и цирконием (до 4700 ppm) по сравнению с клинопироксеном из мельтейгитов и ийолитов (табл. 3.7.2). Концентрация РЗЭ в минерале равны 18-28 ppm, графики распределения, нормированные к хондриту, схожи с таковыми для клинопироксена из ийолитов (рис. 3.7.2, табл. 3.7.2).

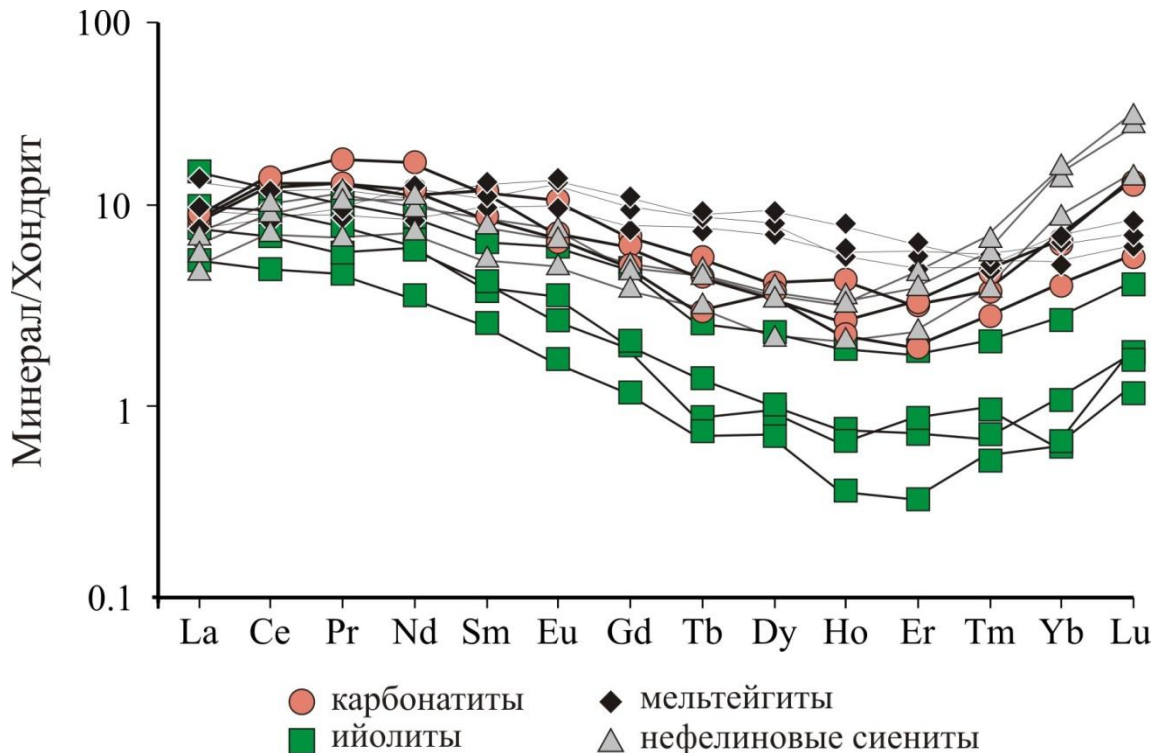


Рис. 3.7.2. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в клинопироксене из пород Белозиминского массива.

Химический состав **нефелина** представлен в таблице 3.7.4. В нефелине из мельтейгитов наблюдается максимальное содержание кальсилитового минала, по сравнению с нефелинами из ийолитов и сиенитов (рис. 3.7.3). Для минерала из нефелиновых сиенитов характерно более низкие содержание калия (5.1 – 5.9 мас %). Наблюдается тенденция уменьшения кальсилитового минала от мельтейгитов к ийолитам (рис. 3.7.3). Концентрация РЗЭ ниже предела обнаружения, концентрация стронция и циркония незначительно увеличивается в минерале из нефелиновых сиенитов по сравнению с минералом мельтейгитов (табл. 3.7.4).

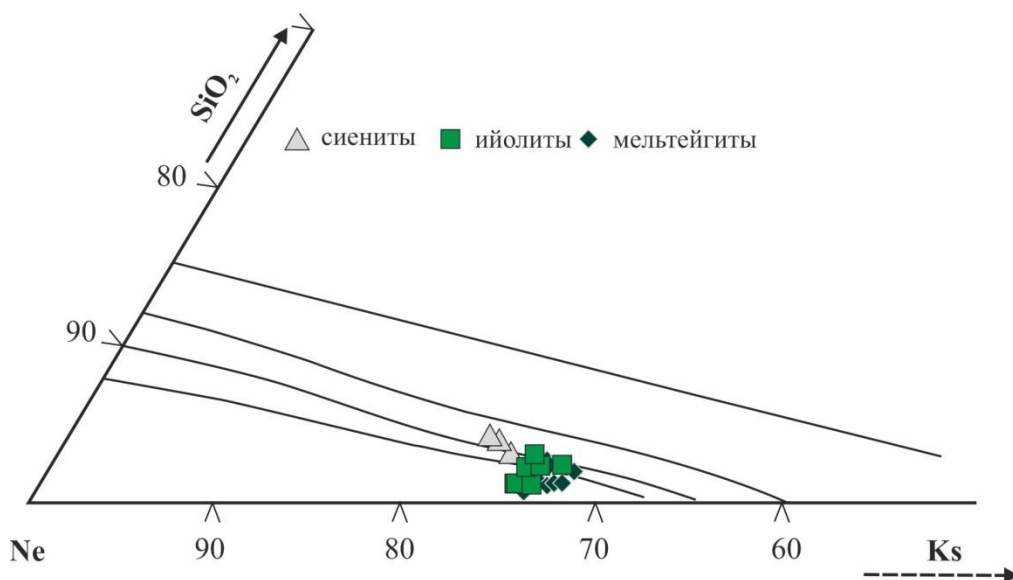


Рис. 3.7.3. Состав нефелина на диаграмме в координатах Ne-SiO₂-Ks (Hamilton, 1961) в породах Белозиминского массива.

Состав **амфибола** из пород Белозиминского массива представлен в таблице 3.7.5. На диаграммах (Leake et al., 1997) амфибол из мельтейгитов соответствует магнезиопаргаситу (рис. 3.7.5а).

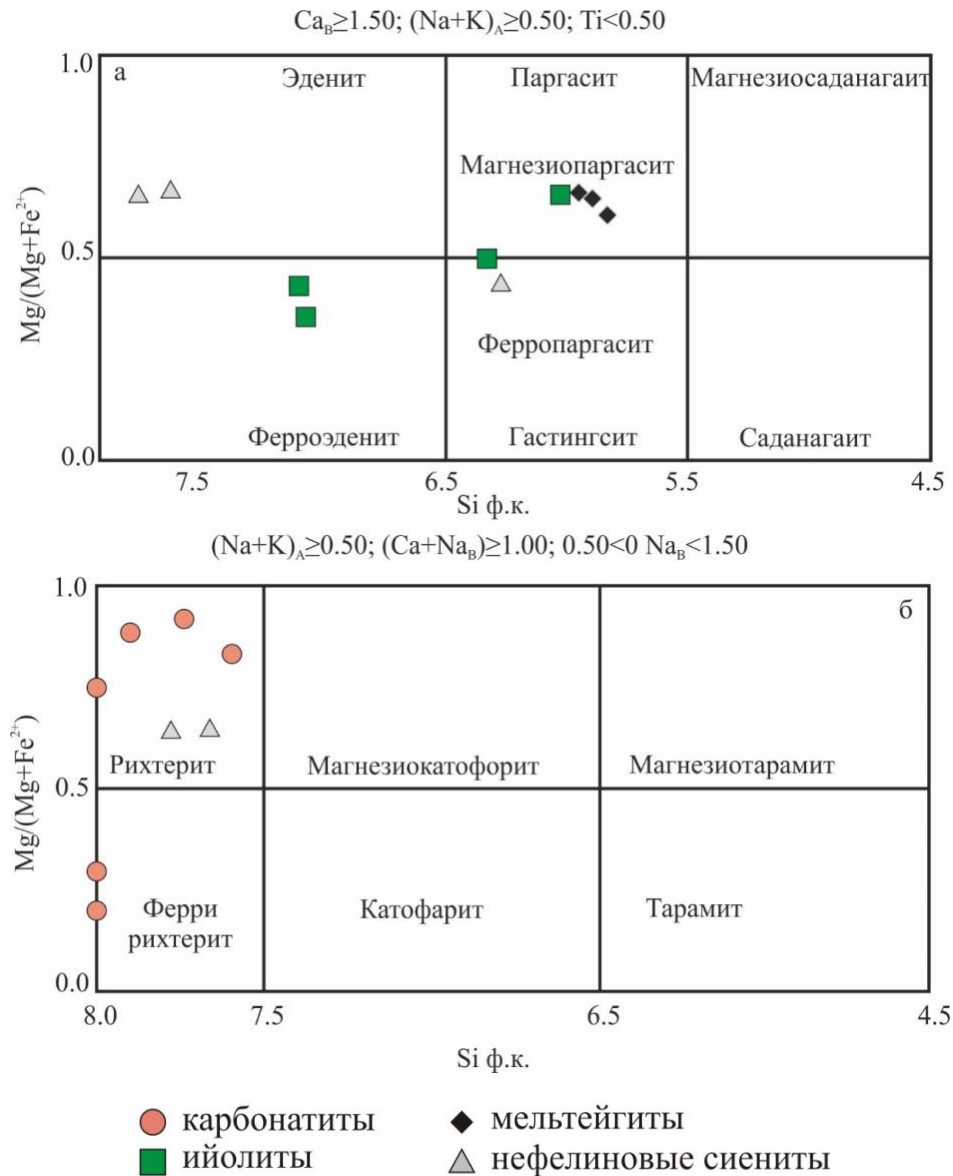


Рис. 3.7.5. Диаграмма состава амфиболов из пород Белозиминского массива (Leake et al., 1997).

В амфиболах из мельтейгитов наблюдается минимальное содержание кремния и высокое содержания кальция, по сравнению с минералом из ийолитов и карбонатитов (рис. 3.7.6). Состав минерала из ийолитов соответствуют ферропаргаситу, роговой обманке и магнезиогастингситу (рис. 3.7.5а). Содержание кремнезема в минерале по сравнению с минералом мельтейгитов увеличивается (рис. 3.7.6), концентрации титана, алюминия и магния - уменьшаются (табл. 3.7.5). Амфибол из нефелиновых сиенитов представлен магнезиальной роговой обманкой и рихтеритом, (рис. 3.7.5а, б). Минерал характеризуется большим содержанием кремния, фтора, магния и меньшим алюминия, по сравнению с амфиболом других щелочных

силикатных пород комплекса (рис. 3.7.6, табл. 3.7.5). Минерал из карбонатитов по составу соответствует натрово-кальциевому рихтериту (рис. 3.7.5б). Амфиболы из всех разновидностей пород содержат незначительную концентрацию фтора.

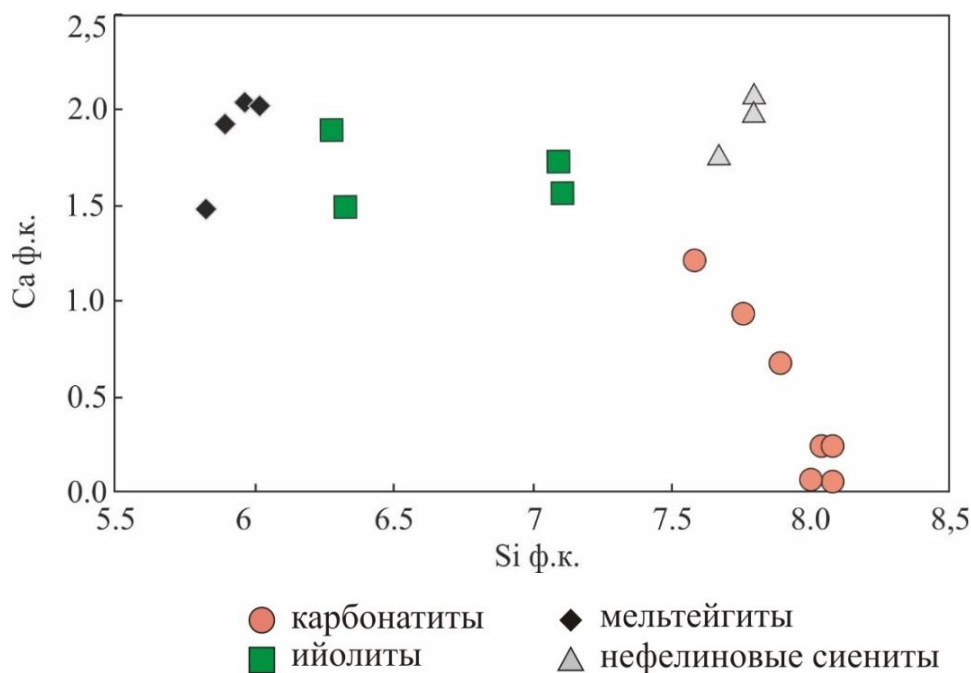


Рис. 3.7.6. График кальций-кремний для амфиболов из пород Белозиминского массива.

Слюда в мельтейгитах по составу (табл. 3.7.6) соответствует флогопиту, что отражено на рисунке 3.7.7.

Минерал содержит низкую концентрацию F, а значение $Fe / (Fe + Mg)$ в среднем 0.35. Слюды обогащены Ba, содержание которого достигает 3500 ppm в среднем, а содержание Zr и Nb, Hf и Ta значительно ниже, чем в карбонатитах (табл. 3.7.6). Содержание РЗЭ ниже предела обнаружения. Минерал из ийолитов и нефелиновых сиенитов по составу соответствует анниту и тетраферрианниту, что видно на рисунке 3.7.7. Тогда как слюда из кальцитовых карбонатитов повторяет состав минерала из щелочных силикатных пород и становится более железистой и менее глиноземистой, достигая состава тетраферрифлогопита, в кальцит-доломитовых и анкеритовых карбонатитах (рис. 3.7.7). Минерал из кальцитовых

карбонатитов характеризуется повышенной магниальностью по сравнению со слюдой из силикатных пород. Наблюдается повышенное содержание ниобия и скандия в отличие от минерала из мельтейгитов (табл. 3.7.6). В кальцит - доломитовых карбонатитах слюда по составу относится к тетраферрифлогопиту (табл. 3.7.7) с сохранившимся флогопитовым ядром. Минерал отличается отсутствием в составе значимых количеств титана, наименьшей глиноземистостью и более высокой железистостью, содержание ниобия возрастает по сравнению со слюдами из более ранних пород. Концентрация фтора в пределах 0,5 мас. %. Конечная кристаллизация тетраферрифлогопита в анкеритовых карбонатитах объясняется метасоматическим замещением флогопита.

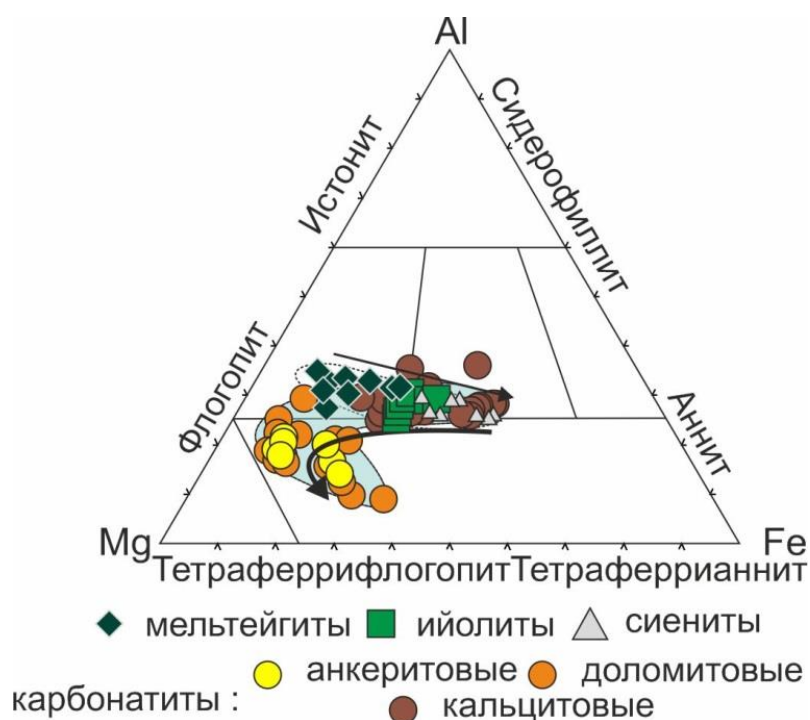


Рис. 3.7.7. Состав слюд из пород Белозиминского массива.

Перовскит имеет неоднородное внутреннее строение, связанное с вариациями содержания РЗЭ и ниобия (табл. 3.7.8). Суммарное содержание РЗЭ в среднем составляет 10000 ppm, при этом легкие лантаноиды преобладают над тяжёлыми, а $La/Yb_{(CN)}$ отношение достигает 90 (рис. 3.7.8).

Минерал из ийолитов отличается от перовскита из мельтейгитов более высоким содержанием бария, более 1 мас. % (табл. 3.7.8).

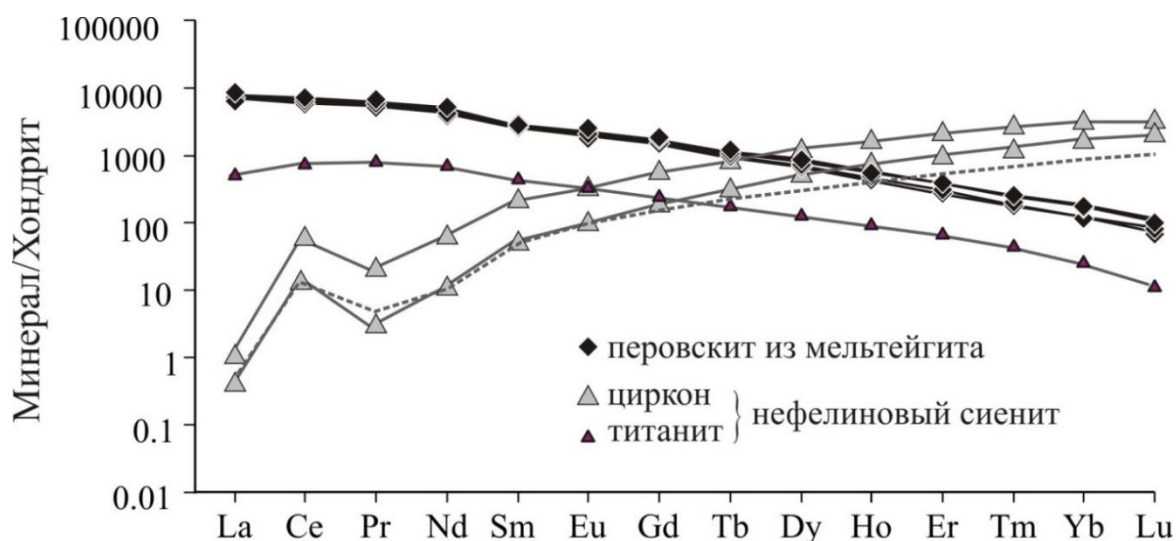


Рис. 3.7.8. Графики нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в перовските, титаните и цирконе из пород Белозиминского массива. Пунктирной линией обозначена кривая для цирконов по Белоусовой, (Belousova et al., 2002).

Концентрация TiO_2 в **магнетите** из мельтейгитов достигает 2 мас. %. Содержание хрома и ванадия в ядре минерала в редких случаях увеличивается. **Ильменит** содержит до 8 мас. % MnO , до 1,5 мас. % Nb_2O_5 (табл. 3.7.9). Fe-Ti оксиды из мельтейгитов Белозиминского массива на графике (рис. 3.7.9) ложатся в поля магнетита и ильменита. Некоторые точки минерала из карбонатитов располагаются в поле феррипсевдобрукита. Состав такого магнетита характеризуется низким содержанием Ni, Co, Cr, и более высоким содержанием циркония по сравнению с минералом из ультраосновных пород, что характерно для карбонатитовых комплексов (Reguir et al. 2008). Химический состав ильменита представлен в таблице 3.7.9. Магнетит иногда содержит включения рутила, с содержанием оксида ниобия до 11 мас. %.

Характерной особенностью состава **кассита**, развивающегося по ильмениту, является наличие в составе Nb_2O_5 (до 4 мас. %), и Se_2O_3 (в среднем 1.5 мас. %).

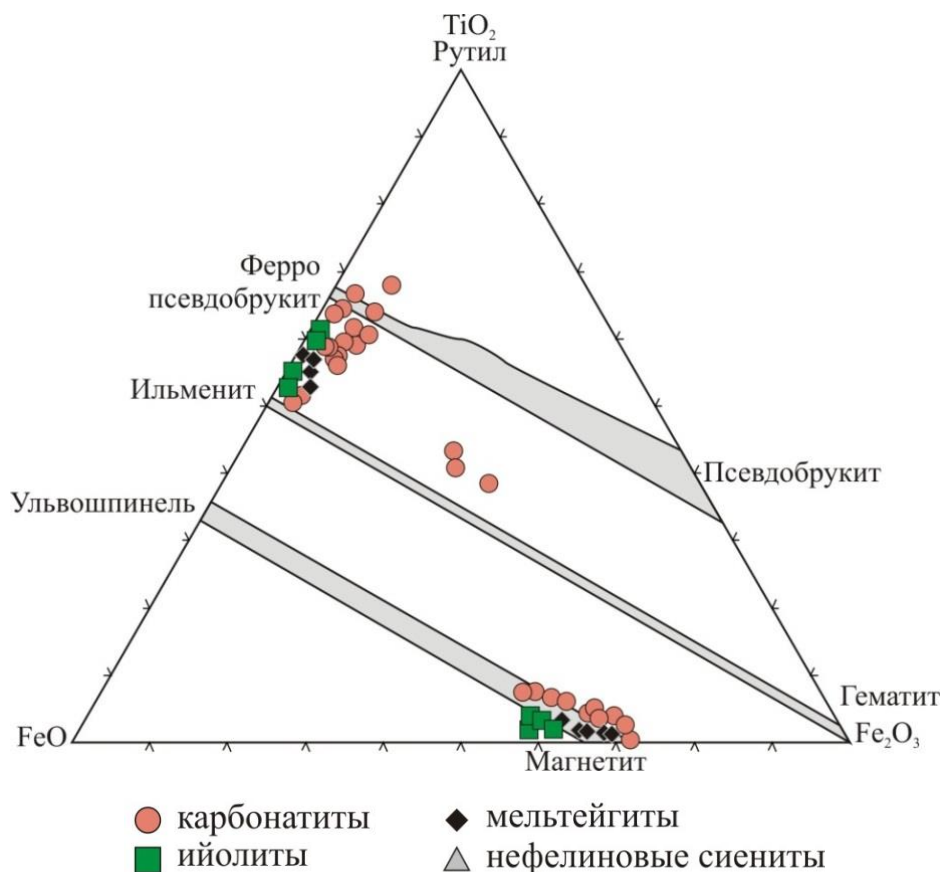


Рис. 3.7.9. Эволюция Fe-Ti оксидов из пород Белозиминского массива.

Карбонаты встречаются во всех разновидностях пород массива. Состав кальцита из щелочных силикатных пород и карбонатитов комплекса приведен в таблицах 3.7.10 и 3.7.11.

Состав кальцита из мельтейгитов и ийолитов характеризуется содержанием стронция, которое достигает 1000 ppm. В кальците из кальцитовых карбонатитов (4600-5700 ppm) наблюдается несколько более низкое содержание стронция, по сравнению с минералом из кальцит-доломитовых карбонатитов (до 7400 ppm). Содержание этого элемента в доломите значительно ниже (1500-3000 ppm).

Суммарное содержание РЗЭ в кальците из мельтейгитов 20-47 ppm, при этом легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми во всех разновидностях пород, с $La/Yb_{(CN)}$ отношением 16-58 (рис. 3.7.10). Минерал из кальцитовых карбонатитов характеризуется более высоким содержанием РЗЭ (в среднем 900 ppm), по сравнению с кальцитом из ийолитов и мельтейгитов; $La/Yb_{(CN)}$ отношения равны 7-39. Доломит и анкерит характеризуются более низким

уровнем РЗЭ по сравнению с кальцитом из карбонатитов, но имеют схожую с последним конфигурацию графиков, с $La/Yb_{(CN)}$ отношением в среднем 8-24 (рис. 3.7.10).

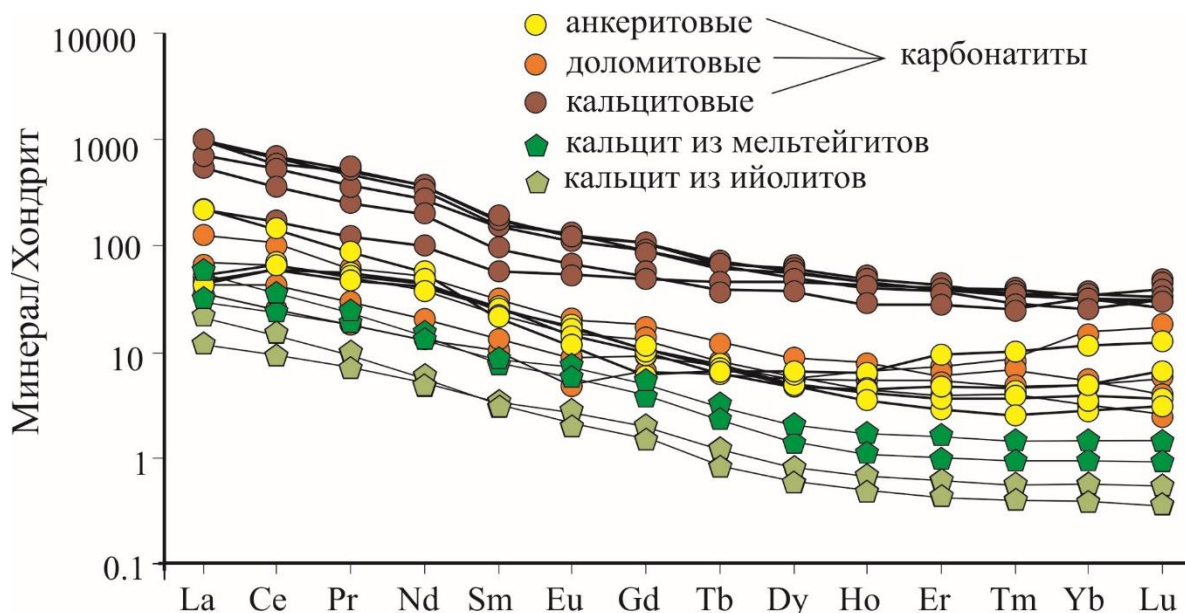


Рис. 3.7.10. Графики содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995), в карбонатах из пород Белозиминского массива.

Химический состав **фторапатита** из щелочных силикатных пород и карбонатитов приведен в таблице 3.7.12. Концентрация фтора увеличивается в минерале от ранних пород к фторапатиту более поздних анкеритовых карбонатитов, достигая в последних 4 мас. % в среднем (рис. 3.7.11). Минералы содержат незначительную концентрацию хлора (до 0.02 мас. %). В фторапатите из карбонатитов наблюдается максимальное содержание РЗЭ, в среднем 5000-6000 ppm, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми с $La/Yb_{(CN)}$ отношением равным 40 (рис. 3.7.12).

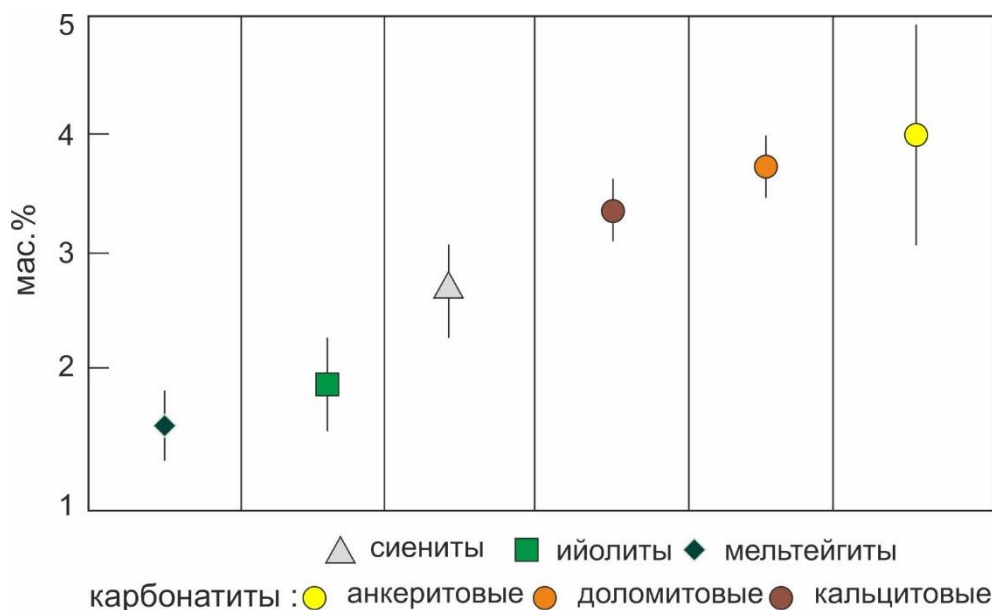


Рис. 3.7.11. Содержание F (среднее) в апатитах из пород Белозиминского массива.

Содержание суммы РЗЭ во фторапатите для ультраосновных пород примерно равны и достигают 2000 ppm (рис. 3.7.12), легкие лантаноиды также преобладают над тяжелыми.

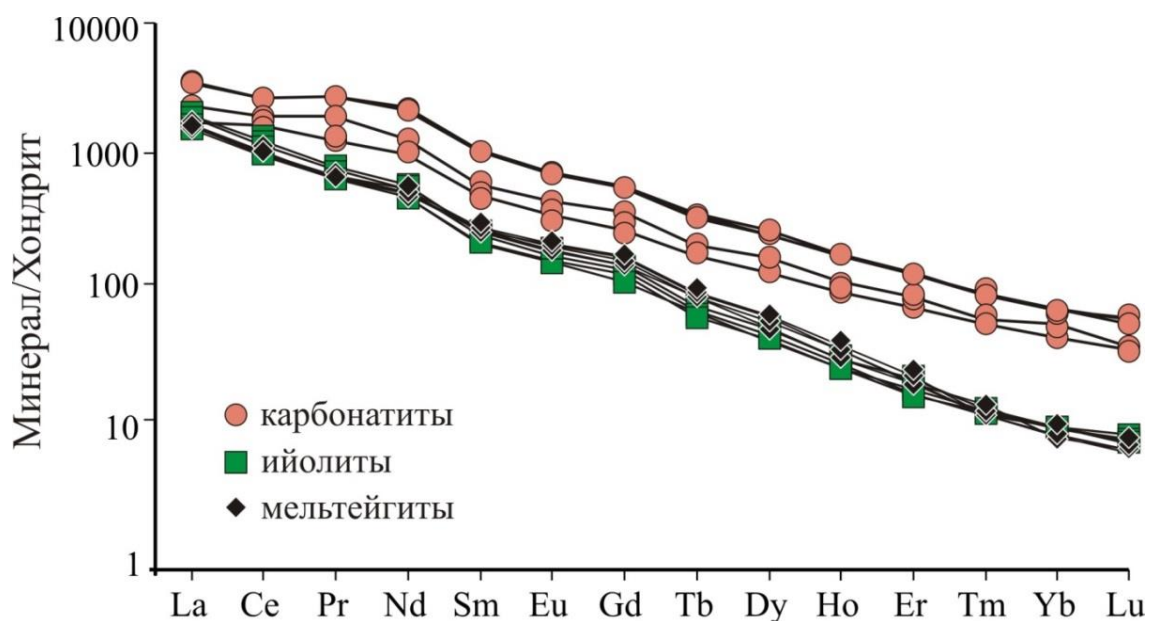


Рис. 3.7.12. Содержание РЗЭ в фторапатите из ультраосновных пород и карбонатитов Белозиминского массива.

По составу **гранат** соответствует андрадит-шорломитовому ряду, с 37-43 и 15-22 % андрадитового и шорломитового минерала, соответственно. Химический состав гранатов приведен в таблицах 3.7.13, 3.7.14.

Концентрация стронция, ванадия, иттрия, циркония и гафния по сравнению с гранатом из мельтейгитов увеличивается. На графике (рис. 3.7.13) для граната из мельтейгитов и ийолитов кривые распределения РЗЭ, нормированные к хондриту, имеют схожую конфигурацию с преобладанием средних лантаноидов над легкими и тяжелыми.

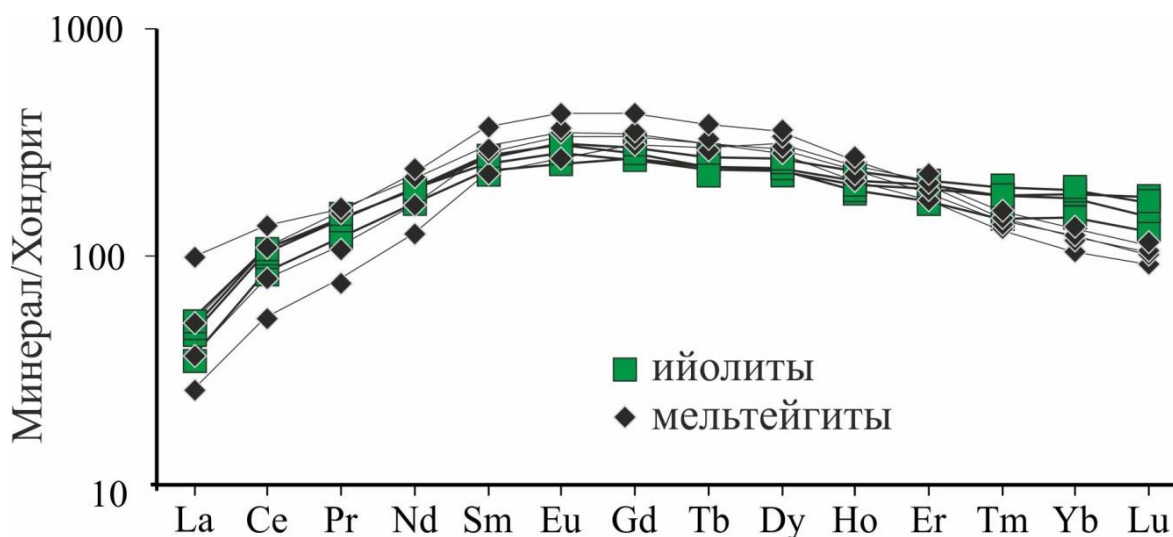


Рис. 3.7.13. Содержание РЗЭ в гранате ультраосновных пород Белозиминского массива.

Калиевый полевой шпат распространен в нефелиновых сиенитах, по составу минерал соответствует $Or_{96-100}Ab_{0-2}An_{0-2}$, содержание BaO в отдельных случаях достигает 0.6 мас. % а K_2O варьирует от 16,9 до 17,5 мас. %.

Титанит характеризуется повышенными содержаниями (в ppm): V-491, Sr-806, Zr-4092, а суммарное содержание РЗЭ составляет 1150 ppm (табл. 3.7.15), также наблюдаются повышенные концентрации ZrO_2 (в среднем - 0.25 мас. %) и Nb_2O_5 (в среднем 0.26 мас. %). На графике нормированных к хондриту значений РЗЭ в титаните из сиенитов наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми с $La/Yb_{(CN)}$ отношением до 30 (рис. 3.7.8).

Концентрация гафния в **цирконах** достигает 7500 ppm, а иттрия 1250 ppm в среднем (табл. 3.7.15). В спектрах РЗЭ циркона, нормированных к

хондриту, наблюдается слабая положительная аномалия церия (Ce/Ce^* от 5.5 до 10), что наряду с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 3.7.8), является типичной особенностью циркона из пород щелочных карбонатитовых комплексов (Belousova et al., 2002).

Состав **оливина** представлен в таблице 3.7.16. Минерал высокомагнезиальный (до 43 % MgO), характерной особенностью является наличие 2-3 мас. % оксида марганца. Он не несет значимого вклада в поведение РЗЭ в кальцитовых карбонатитах, поскольку содержание суммы РЗЭ в нем менее 10 ppm, легкие лантаноиды ниже предела обнаружения (рис. 3.7.14).

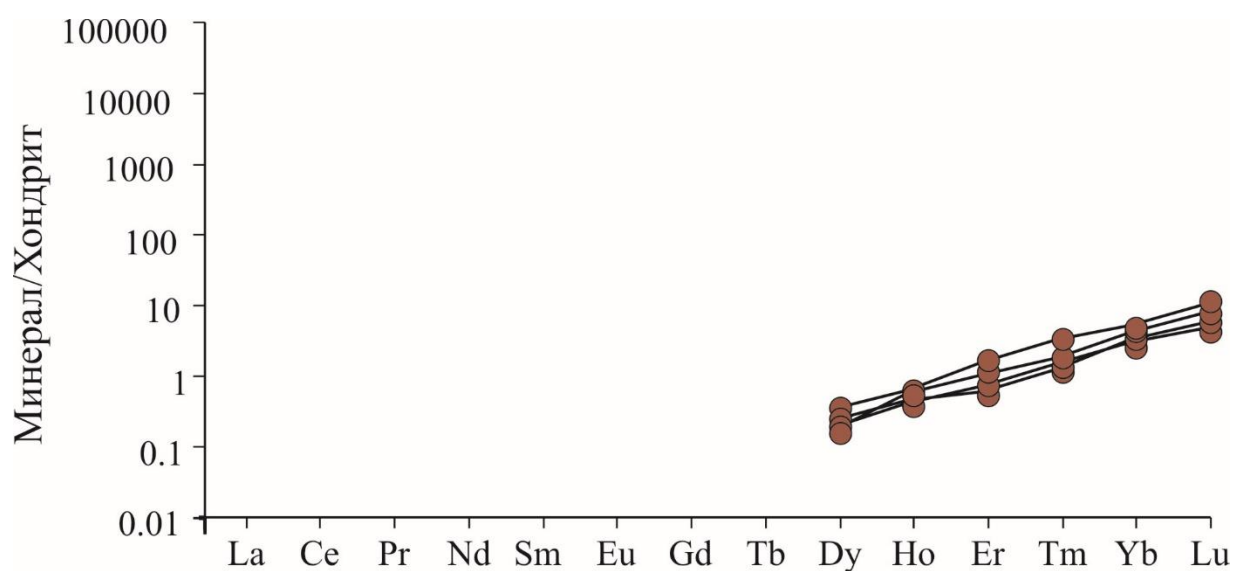


Рис. 3.7.14. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в оливине из карбонатитов Белозиминского месторождения

По классификации Антенцио (Atencio et al., 2010) **пирохлоры** из нефелиновых сиенитов относятся к уранпирохлору (UO_2 до 16 мас. %) (табл. 3.7.17). Содержание РЗЭ значительно ниже, чем в пирохлорах из более поздних карбонатитов, график нормированных к хондриту значений схож с кривой для минералов из карбонатитов (рис. 3.7.15). В ритмично-зональных пирохлорах из кальцитовых карбонатитов наблюдается наименьшее содержание суммы РЗЭ (табл. 3.7.18). Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (рис. 3.4.7). Наблюдается положительная аномалия церия.

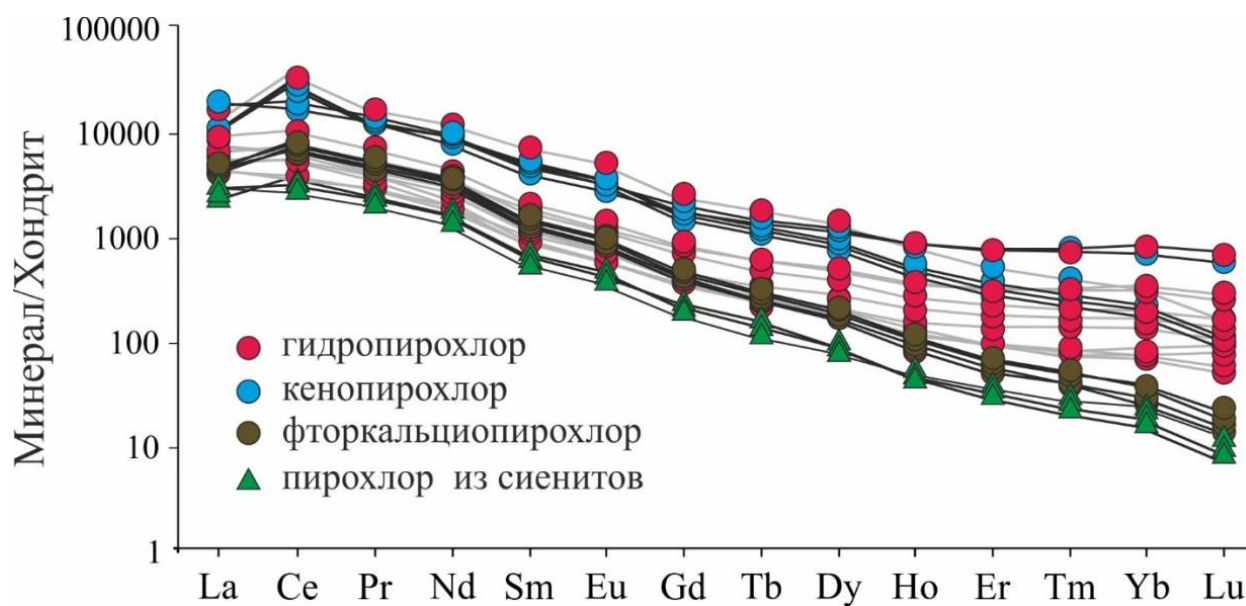


Рис. 3.7.15. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в пирохлорах из пород Белозиминского массива.

Ритмично-зональные кристаллы из кальцитовых карбонатитов по химическому составу соответствует фторкальциопирохлору $(Ca,Na)_2(Nb,Ti)_2O_6F$ (Khromova et al., 2017), а отклонения по составу (контрастные зоны) в основном обусловлены разными концентрациями ThO_2 . В отдельных зонах содержания ThO_2 могут достигать 7.3 мас. % (рис. 3.7.16 а, табл. 3.3.18, 3.3.20). В кальцитовых карбонатитах составы с большим количеством вакансий в позиции А (кенопирохлоры) встречаются достаточно редко и обычно приурочены к краевым зонам первичного фторкальциопирохлора.

В кристаллах пирохлора с тонкоритмичной (первичной) зональностью были выявлены обильные полифазные и монофазные кристаллические включения (Sharygin et al., 2017, Khromova et al., 2017). Они расположены хаотично, не приурочены к каким-либо зонам роста минерала-хозяина и их размер обычно не превышает 100 мкм (рис. 3.7.17). В этих включениях помимо главных фаз карбонатита (кальцит, доломит, гидроксил-фторапатит, тетраферрифлогопит, магнетит, пирротин) был выявлен очень широкий

спектр минералов, концентрирующих Zr, Nb, REE, Th и Sr: бадделеит, Nb-обогащенный минерал группы цирконолита, катаплеит, колумбит, стронцианит, анкилит-(Ce), Nb-рутил («ильменорутил»). Химический состав некоторых из них представлен в таблице 3.3.19. Следует отметить, что во включениях Ca-Mg-Fe-карбонаты образуют тонкокристаллический агрегат, в котором присутствуют кальцит, доломит и фазы промежуточного состава, приближающиеся к анкериту, иногда к кутнагориту и родохрозиту.

Минерал группы *цирконолита* имеет специфический состав и обогащен Nb₂O₅. Его эмпирическая формула (расчет на 8 катионов и 14 катионов) (Ca_{1.77}REE_{0.14}Na_{0.03}Th_{0.03}Mn_{0.02}Y_{0.01})_{2.0}Zr_{1.98}Nb_{1.81}Ti_{1.07}Fe³⁺_{0.27}Fe²⁺_{0.68}Mn_{0.13}Mg_{0.06}O₁₄. На данный момент по химическому составу этот минерал может рассматриваться как аналог лаахита (laachite) (Ca,Mn)₂Zr₂Nb₂TiFeO₁₄ (Chukanov et al., 2014), обедненный MnO, REE₂O₃ и Al₂O₃. Взаимоотношения фаз во включениях показывают, что бадделеит и минерал группы цирконолита, по-видимому, являются более ранними фазами, чем пироксорохляин (рис. 3.7.17).

Пятнисто-секториальные зерна относятся к кенопироксорохам (флюоркенопироксорохлор (□,Ca,Na,Sr,Ce)₂(Nb,Ti)₂O₆F и/или гидроксикальциопироксорохлор (Ca,Na,U,□)₂(Nb,Ti)₂O₆(OH) до гидропироксорохлора (H₂O,□)₂Nb₂(O,OH)₆(H₂O) (согласно классификации Atencio et al., 2010). Минерал имеет менее выраженную аномалию церия по сравнению с пироксорохом из кальцитовых карбонатитов и большее содержание суммы РЗЭ (табл. 3.7.18; 3.7.20, рис. 3.7.15). Количество вакансий в позиции А варьирует от 0.3 до 1.2 ф.е., концентрации фтора становятся ниже (0.3-0.8 ф.е.), в составе появляются Fe, Ta, Ba, Sr, K, U, Si и Al (табл. 3.4.4; рис. 3.5.3а, б; 3.6.2; 3.6.3). Содержание F во фторкальциопироксорохлоре из кальцитовых карбонатитов составляет 4–5 мас. %.

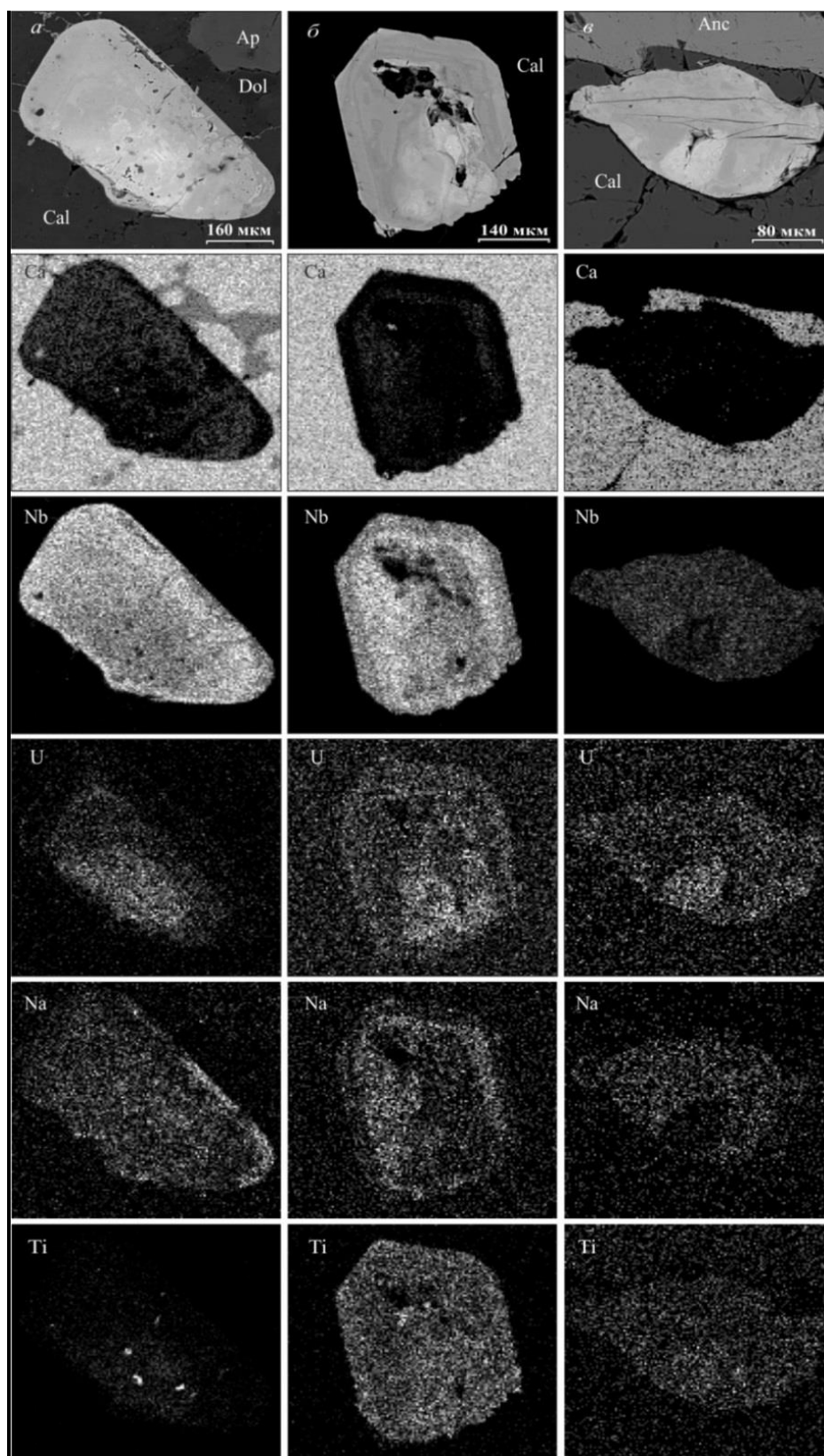


Рис. 3.7.16. BSE фотографии и элементные карты для зональных зерен пирохлора из карбонатов Белозиминского месторождения. *а, б* - пятнисто-секториальные кристаллы из кальцит-доломитового карбоната; *в* - замещенный кристалл из анкеритового карбоната.

Пирохлор из анкеритовых карбонатитов соответствует гидропирохлору $(H_2O, \square)_2 Nb_2(O, OH)_6(H_2O)$ и характеризуется более неоднородным строением, чем кенопирохлор и фторкальциопирохлор (рис. 3.7.16б, в). Вакансии составляют 0.8-1.5 ф.е., фтор стремится к нулевым значениям, Ca и Na снижаются до 0.2-0.4 ф.е., количество U возрастает до 0.2-0.3 ф.е. по сравнению с минералом из кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов (табл. 3.7.18; 3.7.20; рис. 3.7.18 и 3.7.19).

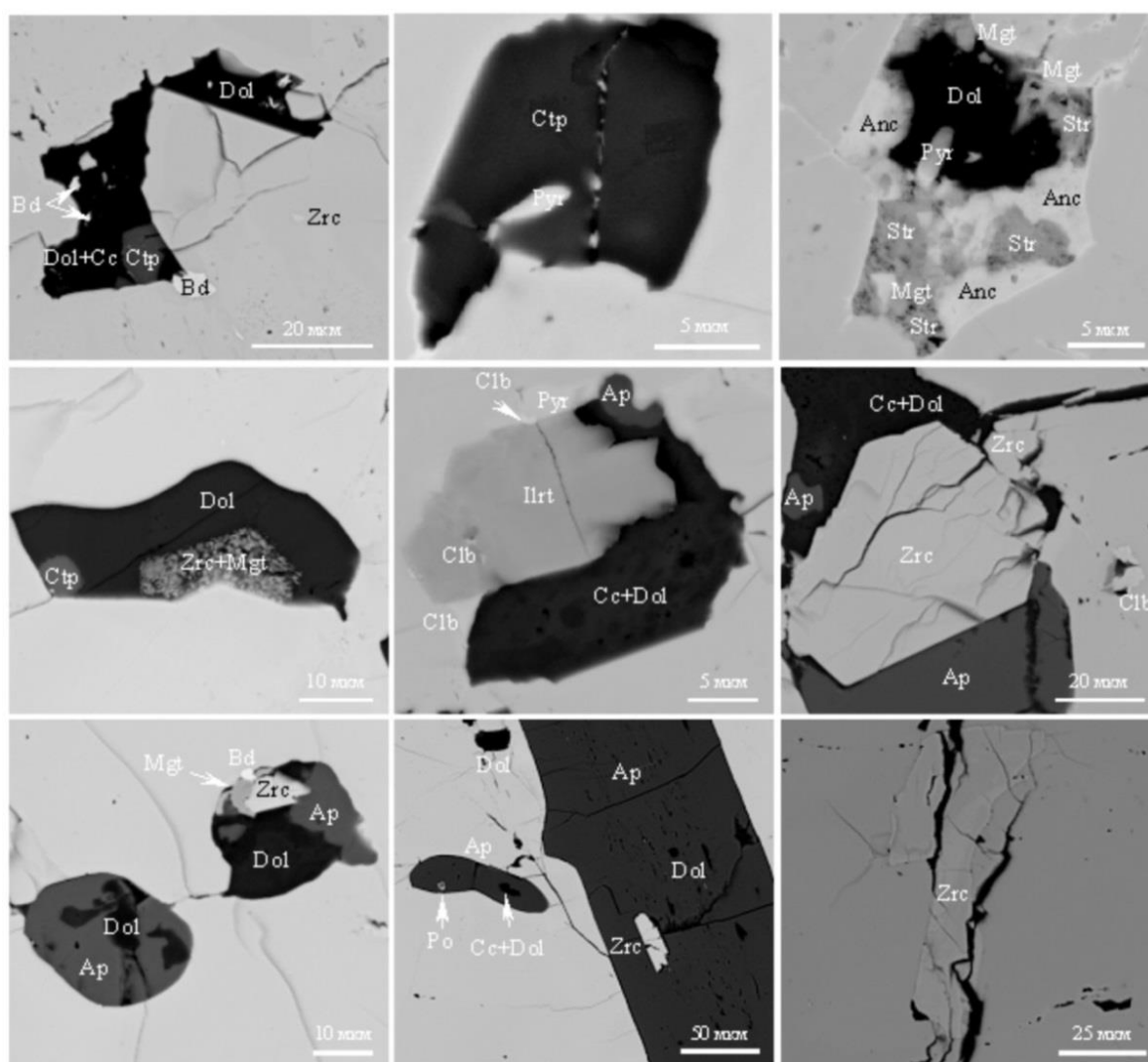


Рис 3.7.17. Полиминеральные и мономинеральные включения во фторкальциопирохлоре, кальцитовый карбонатит, образец BZ-2550, Белозиминский массив (BSE фотографии).

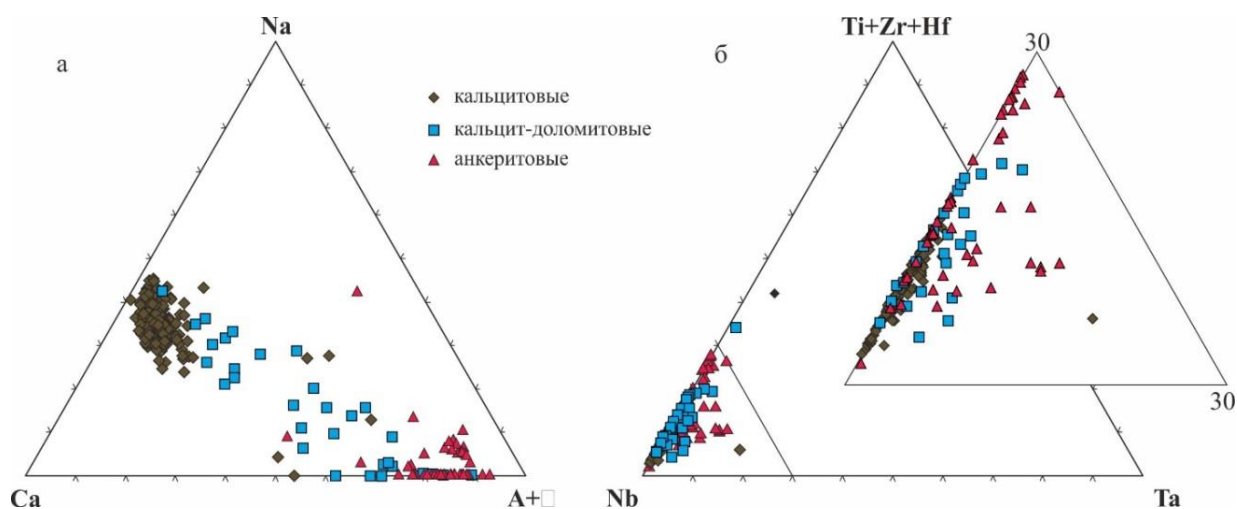


Рис. 3.7.18. Тройные диаграммы составов минералов группы пирохлора в карбонатитах Белозиминского месторождения: составы для А и В позиций. 1- кальцитовые; 2- кальцит-доломитовые; 3- анкеритовые.

A+□ – остальные элементы и вакансии в позиции А.

В позиции А отмечается общий тренд обратной зависимости содержаний с одной стороны UO_2 (до 16 мас. %) и изредка ThO_2 (до 3 мас. %) при понижении CaO и Na_2O от фторкальциопирохлора до гидропирохлора (рис. 3.7.19). Но есть единичные случаи, когда высокие количества UO_2 (до 20 мас. %) были зафиксированы и в зональных пирохлорах из кальцитовых карбонатитов (Хромова, 2015). Содержания кремния и железа в основном увеличиваются от раннего фторкальциопирохлора к позднему гидропирохлору (табл. 3.7.18).

Содержание F в гидропирохлоре ожидается более низкое и приближается к нулевым значениям (рис. 3.7.19), по сравнению с фторкальциопирохлором и кенопирохлором, что, по-видимому, указывает либо на изоморфизм $F \rightarrow OH$ в позиции Y, либо на первые признаки его замещения.

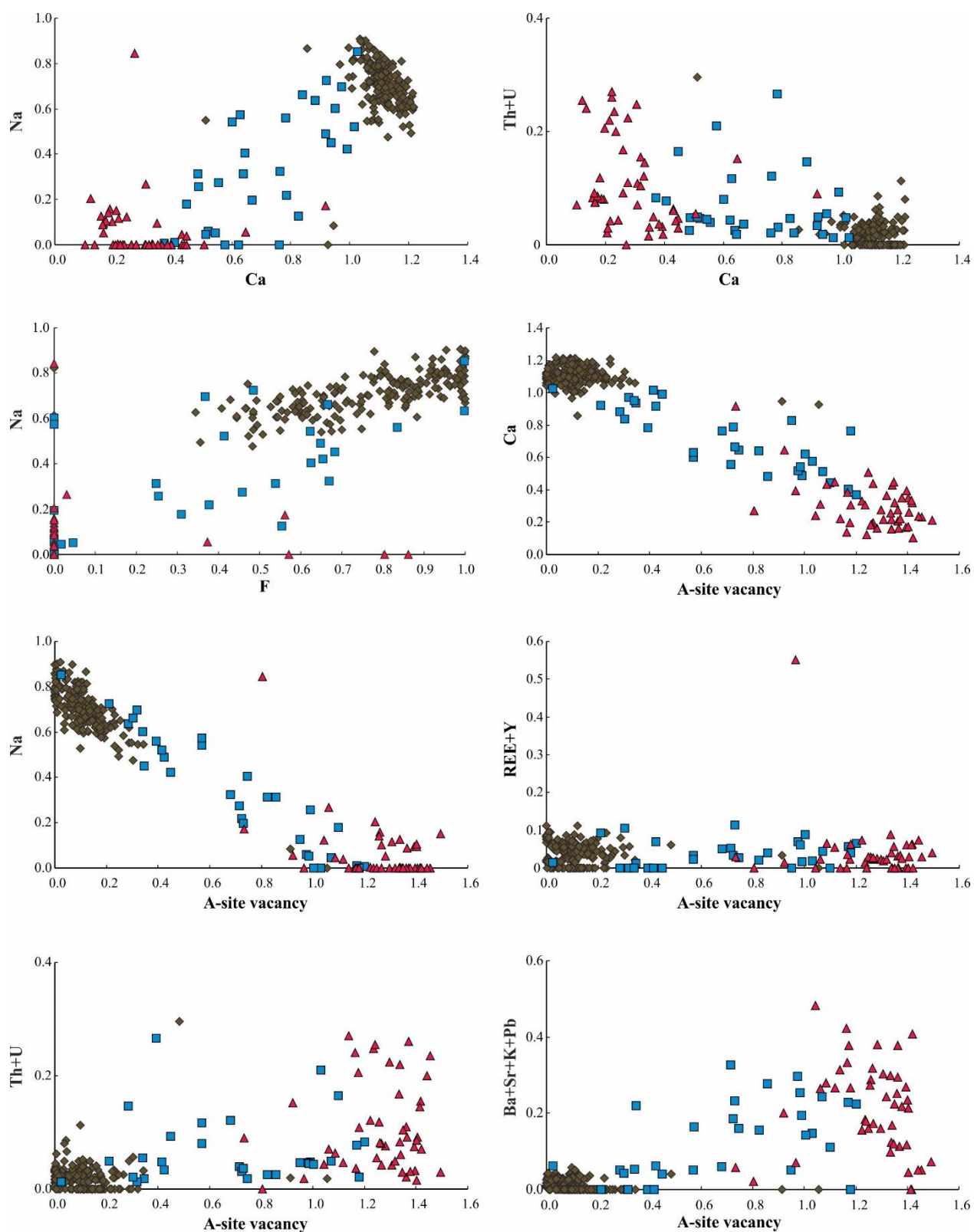


Рис. 3.7.19. Бинарные диаграммы составов минералов группы пирохлора (в ф.е.) в карбонатах Белозиминского массива. Условные обозначения см. на рис.3.7.18.

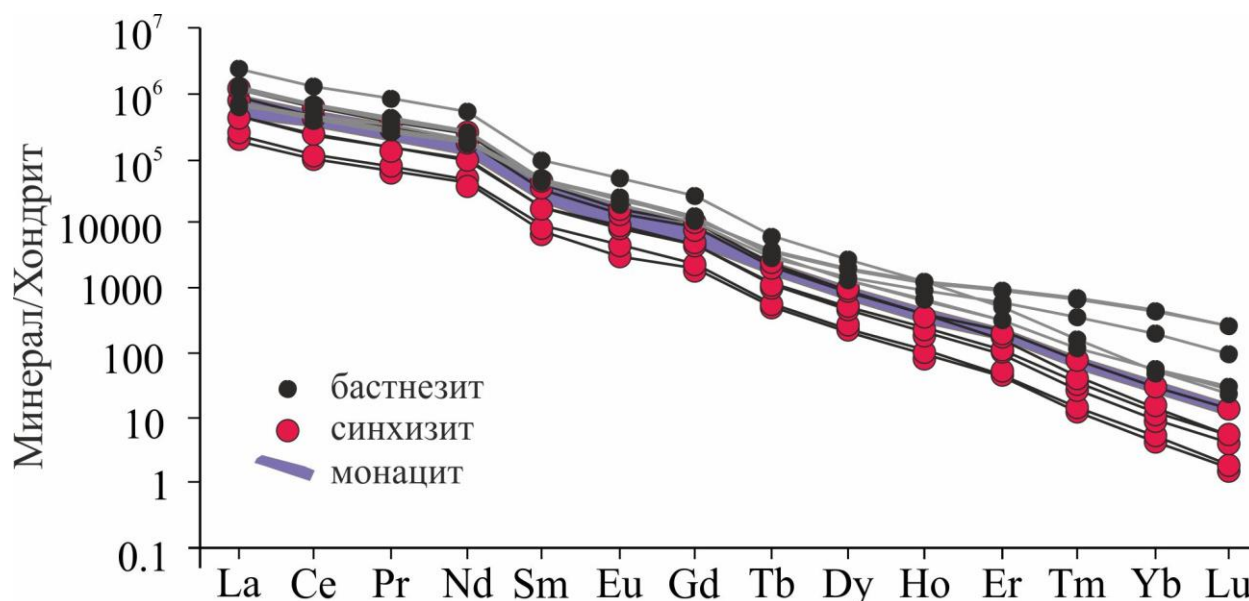


Рис. 3.7.20. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в бастнезите, синхизите и монаците из анкеритовых карбонатитов месторождения

РЗЭ- карбонаты и монацит распространены в анкеритовых карбонатитах. Составы минералов представлены в таблице 3.7.21, 3.7.22, 3.7.23. Для них характерны повышенные содержания стронция при практически полном отсутствии тория. Во всех минералах легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми с $La/Lu_{(N)}$ отношением 1500-40000 в бастнезите-Се, 15000-36000 в монаците-Се, 40000-80000 в синхизите-Се (рис. 3.7.20).

Цирконолит характеризуется незначительным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми с $La/Yb_{(CN)}$ отношением в среднем равном 4-6 (рис. 3.7.21). Уровень концентрации лантаноидов в цирконолите достигает 30000 ppm. Цирконолит обогащен ниобием и железом, характерны повышенные концентрации РЗЭ и стронция, что является типоморфным признаком для минерала из интрузивных карбонатитов (Бородин и др., 1960; Капустин, 1971; Williams, 1996; Williams, Gieré, 1996; Bulakh et al., 1999; Шарыгин и др., 2016).

Баотит характеризуется низким количеством РЗЭ (до 9 ppm), с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb_{(CN)}$ - 41). Характерной особенностью минерала является присутствие положительной

аномалии европия ($Eu/Eu^*=8-9$) (рис. 3.7.21), что может быть связано с особенностью структуры минерала, хотя не исключено, что минерал является индикатором окислительно-восстановительного потенциала среды. Химический состав цирконолита и баотита из кальцит - доломитовых карбонатитов Белозиминского массива представлен в таблице 3.7.24.

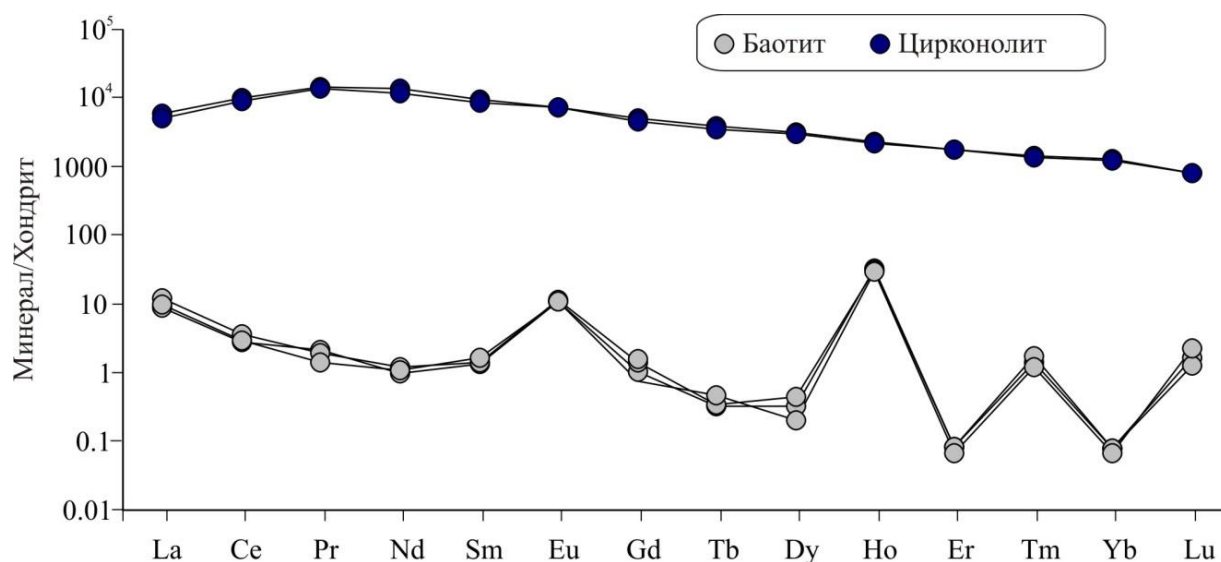
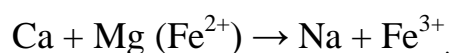


Рис. 3.7.21. График нормированных к хондриту (McDonough and Sun, 1995) содержаний РЗЭ в цирконолите и баотите из карбонатитов Белозиминского массива.

Для пород комплекса характерно изобилие крайне редких акцессорных минералов. Впервые на Белозиминском массиве обнаружен карбонат бария, норсетит. В его составе доминирует оксид бария до 60 мас. % и магнезия до 12 мас. %. В колумбите наблюдается высокое содержание $FeO_{общ}$ (12-17 мас. %). Стронцианит характеризуется повышенным содержанием BaO (до 11 мас. %). Для бурбанкита из кальцитовых и анкеритовых карбонатитов также характерно повышенные содержания BaO (до 5 мас. %), и содержания Na_2O достигают 12 мас. % (табл. 3.7.24). В фторапатитах и пироклорах были обнаружены включения акцессорных минералов, таких как анкилит, паризит, монацит и кальциобурбанкит. Состав таких включений отражен в таблице 3.7.25.

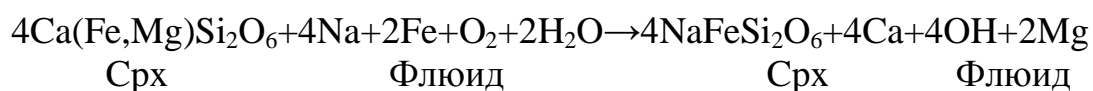
Выборочные анализы состава недиагностированных минералов из кальцитовых карбонатитов представлены в таблице 3.7.26.

Таким образом, состав и поведение минералов в разной степени выражают эволюцию пород. Как было показано выше, в наиболее ранних породах мельтейгитах клинопироксен представлен преимущественно диопсидом. Постепенно наблюдается возрастание количества геденбергитового и эгиринового минералов в ийолитах, которые продолжают увеличиваться в нефелиновых сиенитах. Такой переход между конечными членами твердого раствора диопсид – геденбергит – эгирин связан с тенденцией, при которой содержания кальция и магния уменьшается, а натрия увеличивается. Схему изоморфизма можно представить следующим образом:



Характерной особенностью минерала мельтейгитов является обогащенность цирконием, что типично для других щелочных комплексов (Когарко, 2015; Korobeynikov and Laaioki, 1994). Увеличение количества циркония в более поздних сиенитах можно объяснить повышением щелочности клинопироксена (Mann et al., 2006; Wu et al., 2016; Andersen et al., 2016), несмотря на появление собственно циркониевых минералов – бадделеита и циркона. Необходимо отметить, что бадделеит, который обнаружен в мельтейгитах и ийолитах, в более поздних нефелиновых сиенитах обрастает каймой циркона, что может свидетельствовать в пользу повышения активности кремния в остаточном расплаве (Harlov et al., 2015).

В кальцитовых карбонатитах пироксены имеют подобный нефелиновым сиенитам состав, при этом минерал обрастает каймой чистого эгирина. Можно полагать, что формирование каймы эгирина в карбонатитах происходило на поздней стадии из расплава или флюида, который был обогащен Na. Реакцию замещения можно представить в следующем виде:



Подтверждением участия обогащенного натрием флюида является появление натрового **амфибола** в карбонатитах поздних стадий, а также результаты изучения включений в минералах карбонатитов (Sharygin, Doroshkevich, 2017). Наблюдается довольно четкое изменение состава амфибола от ранних пород комплекса к поздним, от кальциевых в мельтейгитах и ийолитах, до натриевых - в карбонатитах (табл. 3.7.26).

Таблица 3.6.26. Разновидности амфиболов в породах Белозиминского массива (по классификации Leake et al., 1997, 2004).

Мельтейгиты, ийолиты	Нефелиновые сиениты	Кальцитовые карбонатиты	Доломитовые карбонатиты
Кальциевые амфиболы	Обогащенные Na кальциевые амфиболы	Натриево- кальциевые амфиболы	Натриевые амфиболы
Ферропаргасит, гастингсит	Магнезиальная роговая обманка, эденит	Рихтерит	Рибекит, арфедсонит

Стоит отметить тенденцию понижения содержания РЗЭ в клинопироксене от мельтейгитов к нефелиновым сиенитам, что отражает поведение РЗЭ в целом в породах и может быть объяснено ранней кристаллизацией редкоземельных и кумулюсных минералов (см. главу 4).

Слюда, наряду с клинопироксеном, является типоморфным минералом и присутствует во всех породах комплекса. Состав слюд свидетельствует о генетической общности пород массива. В щелочных силикатных породах минерал эволюционирует от высокомагнезиального флогопита в мельтейгитах к биотиту в нефелиновых сиенитах, что типично для образования пород в результате процессов фракционной кристаллизации (Brod et al., 2001). Тренд изменения состава слюды от кальцитовых карбонатитов к анкеритовым с конечной кристаллизацией тетраферрифлогопита отличается от тренда для ассоциирующих щелочных силикатных пород. Схожие тренды эволюции состава слюды отмечаются при

метасоматических процессах и связывают с высокой щелочностью среды и повышенным потенциалом кислорода (Багдасаров и др., 1985; Brod et al., 2001). Метасоматическое образование тетраферрифлогопита подтверждается текстурами замещения флогопита в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, а также его формированием в поздних анкеритовых карбонатитах.

Возрастающая фугитивность кислорода в процессе эволюции дополнительно может подтверждаться изменением соотношений двух- и трехвалентного железа во всех железосодержащих минералах, с постепенным уменьшением в минералах из более ранних щелочных силикатных пород к поздним (3.7.27).

Таблица 3.7.27. Соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в минералах из пород Белозиминского массива

Порода	Cpx	Bi	Amph	Mgt
Мельтейгиты	2-4	$Fe^{3+}=Fe^{2+}$	6-18	0.5-0.6
Ийолиты	0.9-1	50-63	1.5-5	0.5-0.6
Сиениты	0.2-0.6	34-53	2-5	-
Кальцитовые карбонатиты	0.6-2.7	12-14	2-17	0.4-0.7
Доломитовые карбонатиты	0.1-1.7	3-5	2-10	-
Анкеритовые карбонатиты	-	1.5-4	-	-

Примечание: Прочерк – не обнаружено

Апатит, присутствующий во всех разновидностях пород комплекса, характеризуется постепенным увеличением содержания фтора, где достигает максимума в анкеритовых карбонатитах (в среднем 4 %). Схожее поведение фтора отмечается в некоторых щелочных карбонатитовых комплексах Кольского полуострова и северной Карелии, вулкана Олдоиньо Ленгаи (Римская-Корсакова и др., 1979; Brassinnes et al., 2005; Mangler et al., 2014; Зайцев, 2010). Обычно такое поведение фтора интерпретируется процессом фракционной кристаллизации и свидетельствует о повышении концентрации

летучих в процессе эволюции расплавов. Подтверждением являются проведенные исследования включений в оливине из кальцитовых карбонатитов Белозиминского массива (Sharygin, Doroshkevich, 2017). Доказано, что многофазные включения в оливине отражают некоторые эволюционные особенности пород на поздних стадиях их формирования. В основном это обогащение щелочами (Na) и летучими компонентами (Cl, H₂O), в том числе F.

Перовскит является весьма распространенным минералом в мельтейгитах. Его наличие является важной особенностью и указывает на изначально низкую активность кремния. Иногда минерал обрастает тонкой каймой граната, что вероятнее всего связано с повышением активности кремния в кристаллизующемся расплаве. В более поздних ийолитах перовскит встречается в виде единичных зерен, появляется титанит. Смена перовскита на титанит может происходить при температуре 800° и значительном повышении активности кремния (Marks et al., 2008). Кроме того, появление реакционных оторочек титанита по периферии крупных зерен магнетита объясняется результатом реакции с окружающими Ca- и Si-содержащими минералами (Lloyd et al., 1987), либо как следствие повышения фугитивности кислорода в эволюционирующем расплаве (Marks et al., 2008).

Характеристика особенностей химического состава минералов группы **пирохлора** дана с учетом количества катионов в позиции А, так как известно, что магматические процессы отражаются именно в этой части структуры пирохлора (Лапин, Куликова, 1989; 2000; Ефимов и др., 1985; Nasraoui, Bilal, 2000; Lumpkin, Ewing, 1995; Wall et al., 1996). Согласно полученным данным, отмечается прямая взаимосвязь между содержанием Ca, Na и суммарным количеством катионов (включая вакансии) в позиции А. Ca преобладает над Na в пирохлорах из всех трех типов карбонатитов с понижением содержания Na и Ca в минерале от кальцитовых к кальцит-доломитовым и анкеритовым (Khromova et al., 2017).

По соотношению главных катионов в позиции В фторкальциопирохлор из кальцитовых карбонатитов характеризуется низкими количествами Ta_2O_5 (до 1 мас. %) и относительно равными содержаниями TiO_2 (до 6 мас. %) по сравнению с кенопирохлорами из кальцит-доломитовых карбонатитов. В гидропирохлоре из анкеритовых карбонатитов общее содержание TiO_2 значительно больше (до 10–15 мас. %) при низком содержании Ta_2O_5 (рис. 3.7.18.), по сравнению с минералом из более ранних карбонатитов.

Изучение минералов группы пирохлора из карбонатитов массива подтверждает факт многостадийности процессов их образования. Флюоркальциопирохлор из кальцитовых карбонатитов, имеющий зональное строение, характеризуется довольно выдержанным химическим составом, а его формула близка к теоретической $CaNaNb_2O_6F$. Во флюоркальциопирохлорах и кенопирохлорах позиция Y частично или полностью заполнена атомами F, что может свидетельствовать о высокой активности фтора в среде минералообразования. В кальцит-доломитовых и анкеритовых карбонатитах минерал группы пирохлора подвергся частичной гидратации за счет метасоматических/гидротермальных процессов. Учитывая этот факт, а также инертность некоторых элементов в структуре минерала, можно предположить, что в этих карбонатитах исходный пирохлор был представлен флюоркальциопирохлором. В этом случае можно показать эволюцию состава этого минерала от ранних кальцитовых к поздним анкеритовым карбонатитам: постепенно увеличиваются концентрации U, Ti, REE и Y.

При частичной гидратации и, возможно, изменении физических параметров, ритмично - зональный флюоркальциопирохлор преобразовывался в пятнистый кенопирохлор, а затем в гидропирохлор. Под воздействием гидротермальных процессов по минералу развивался Fe-содержащий колумбит, что привело к изменению в химическом составе с широкими ионно-обменными реакциями в позиции А. Эти реакции сопровождались вовлечением Ba, Si, Fe, H_2O , возможно U и Sr, в состав

минерала и одновременным выносом Na, Ca и F, и, как правило, частичной потерей ниобия в позиции В. Согласно исследованиям (Nasraoui, Bilal, 2000), обменные реакции между пирокслом и гидротермальным флюидом могут происходить при относительно низкой активности Ca и Na. Кроме того, замещение пирокслом колумбитом должно происходить в кислой среде, чтобы облегчить удаление Na, Ca, F и привнос Fe (Nasraoui, Bilal, 2000). Это подтверждается минеральными парагенезисами анкеритовых карбонатитов (анкерит + доломит + фторкарбонаты РЗЭ + Fe-содержащий колумбит + барит) (Doroshkevich et al., 2016, Khromova et al., 2017).

Стоит отметить зафиксированные повышенные количества кремния в гидратированных пирокслах. Некоторые исследователи (Hogarth, 1989) считают, что такие содержания в минерале связаны с наличием включений силикатов и рекомендуют исключать кремний из расчетов структурной формулы. Отсутствие включений силикатов в местах анализа минералов группы пирокслом дали основание считать, что кремний все же может входить в структуру минерала при замещающих реакциях. Подтверждением этого являются опубликованные данные о пирокслом с высоким содержанием кремния (Williams et al., 1997; Nasraoui, Bilal, 2000).

Эволюция химического состава, морфология и зональность минералов группы пирокслом в кальцитовых, кальцит-доломитовых и анкеритовых карбонатитах Белозиминского месторождения в силу длительного временного диапазона их формирования показывают, что эти фазы хорошо характеризуют общую эволюцию исследуемой системы и могут быть важными индикаторами в моделировании процессов взаимодействия карбонатитов с гидротермальным флюидом.

Таким образом, из всего выше сказанного можно сделать вывод: состав и поведение основных породообразующих минералов (клинопироксен, слюда, апатит и другие) отражают процессы формирования пород Белозиминского массива способом фракционной кристаллизации с возрастающей активностью кремния, щелочей и фугитивности кислорода.

Смена раннего флюоркальциопирохлора карбонатитов на кенопирохлор и далее в гидропирохлор, замещающийся Fe-содержащим колумбитом, характеризует позднюю стадию эволюции карбонатитовой системы, обогащенную барием, ураном, железом, РЗЭ. В процессе эволюции карбонатитового расплава также происходило обогащение щелочами и летучими компонентами (F и H₂O).

Глава 4. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА

Состав основных петрогенных и некоторых редких компонентов мельтейгитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов, исследовался в многочисленных работах (Гайдукова, Здорик, 1962; Пожарицкая, 1962; Березина, 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Сомина, 1975; Панина, Подгорных, 1975, 1979; Андреева и др., 2004, 2007, 2014). В результате исследований (Doroshkevich et al., 2017; Хромова и др., 2018, 2020) получены новые данные по широкому кругу редких элементов для всех типов магматических пород массива.

4.1 Мельтейгиты

Петрохимические и геохимические данные по мельтейгитам Белозиминского массива представлены в таблице 4.1.1. Породы характеризуются минимальным содержанием кремнезема среди щелочных силикатных пород комплекса. Сумма Na_2O и K_2O варьирует в широких пределах, достигает 8 мас. %. Отношение натрия к калию колеблется от 0,5 до 2,5. Щелочность пород значительно варьирует при относительно стабильной кремнекислотности (рис. 4.1.1а). Коэффициент агпаитности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$) мельтейгитов меньше единицы (рис. 4.1.1б, табл. 4.1.1).

Магнезиальность мельтейгитов ($\text{Mg}\# = 50-60$) является наиболее высокой среди щелочных силикатных пород комплекса и отражает их наименьшую степень дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород комплекса. Кроме того, породы характеризуются наиболее высокими содержаниями титана, кальция и низкими алюминия и щелочей по сравнению с ийолитами и нефелиновыми сиенитами (рис. 4.1.2). Содержание ниобия и других редких элементов в мельтейгитах выше, чем в нефелиновых сиенитах (рис. 4.2.1). Суммарные концентрации REE в среднем в пределах 700 ppm. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (среднее $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{CN})} = 50$, $\text{Gd}/\text{Yb}_{(\text{CN})} = \text{до } 7$), а европиевая аномалия отсутствует (рис.

4.2.2а) (Хромова и др., 2018). На графиках содержаний редких элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются отрицательные аномалии Pb и Ti и значительные вариации высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) (рис. 4.2.2б). Отношения Ce/Pb – высокие (140-230). Содержания бария, рубидия составляют 50-70 ppm.

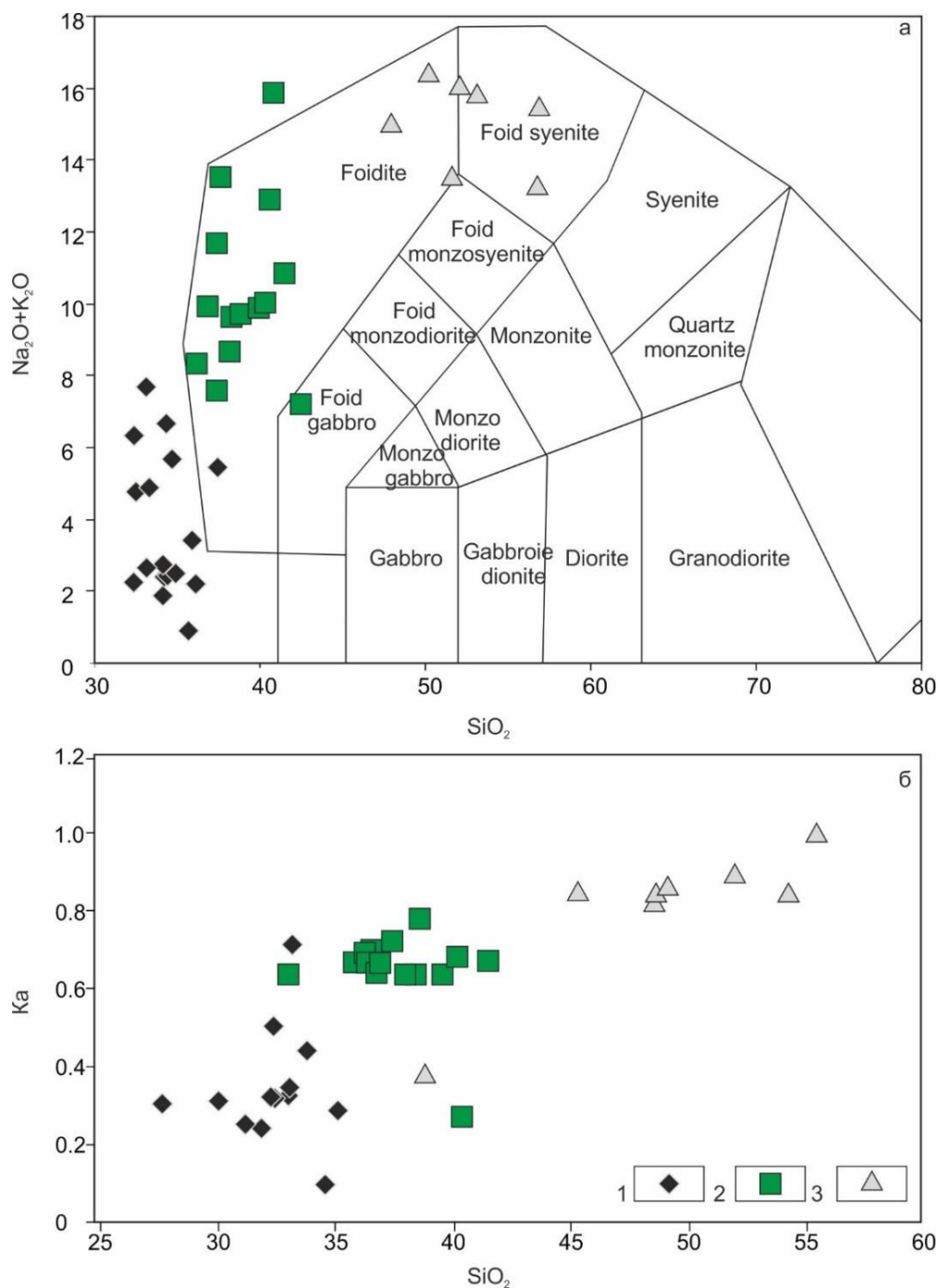


Рис. 4.1.1. а) диаграмма TAS; б) соотношение SiO_2 и коэффициента агапитности (Ka) I_{Kz} для силикатных пород Белозиминского массива. Условные обозначения: 1 – мельтейгиты, 2 – ийолиты, 3 – нефелиновые сиениты. Для построения графиков частично использованы данные (Кононова, Чернышева 1994; Андреева, 2007).

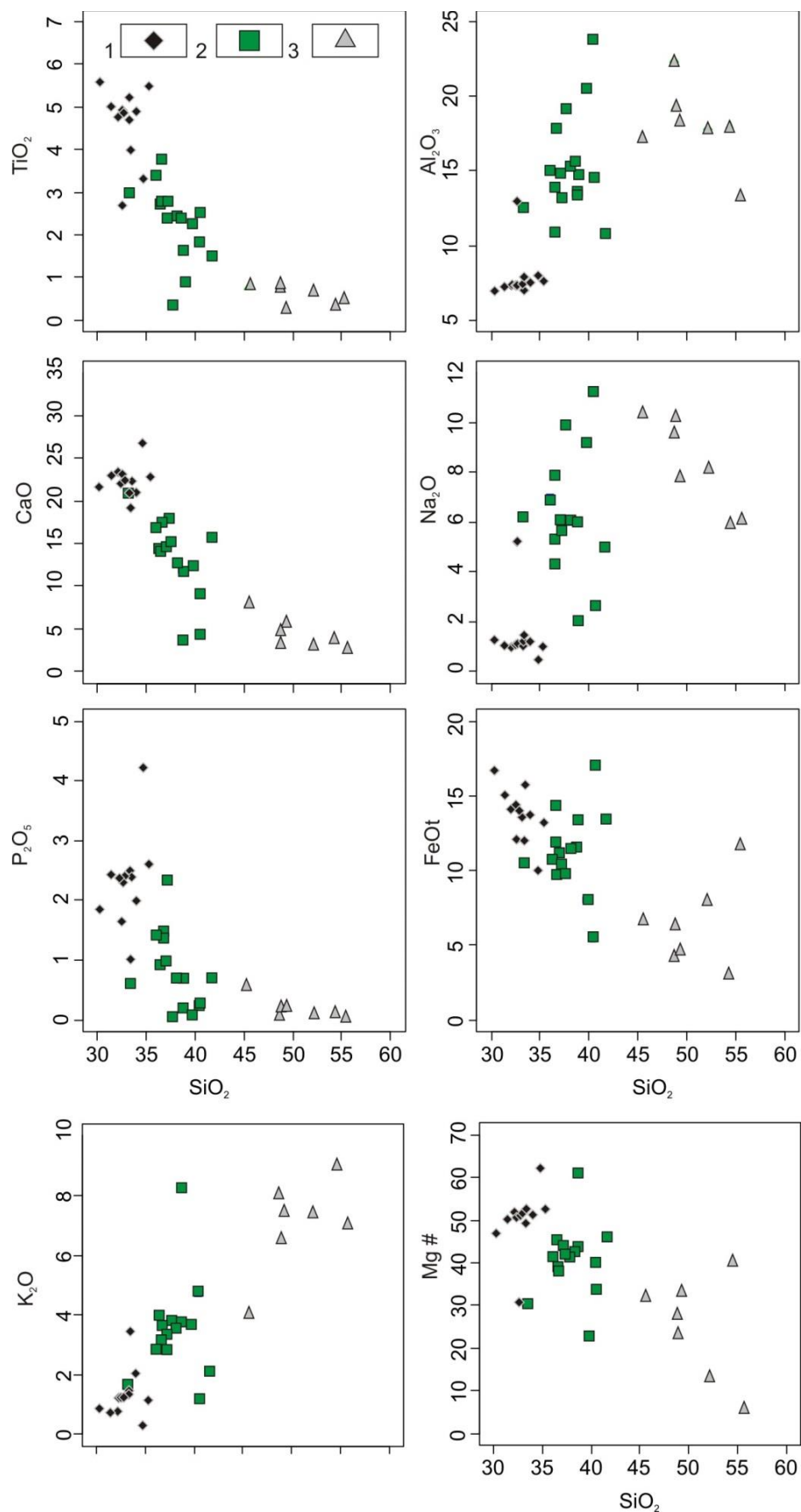


Рис. 4.1.2. Соотношение основных петрогенных компонентов и Mg\# к SiO_2 (мас. %) в щелочных силикатных породах Белозиминского массива. Условные обозначения: 1 – мельтейгиты; 2 – ийолиты; 3 – нефелиновые сиениты.

4.2 Ийолиты

Состав основных и редких элементов пород отражен в таблице 4.1.1. Для ийолитов характерно содержание кремнезема от 35 до 42 мас. % при более высокой общей щелочности пород по сравнению с мельтейгитами, сумма Na_2O и K_2O в отдельных пробах достигает 16 мас. % (рис. 4.1.1а, табл. 4.1.1). Натрий преобладает над калием $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2$, в среднем.

С повышением количества кремнезема до 42 мас. % увеличивается значение коэффициента агпаитности (Ка) (рис. 4.1.1б), последний варьирует в пределах 0.55-0.85. Относительно мельтейгитов, отчетливо прослеживается увеличение значений коэффициента агпаитности (Ка), а также содержания алюминия и уменьшение содержания таких элементов как железо, магний, титан и фосфор (рис. 4.1.1б; 4.1.2). Магнезиальность пород ($\text{Mg}\# = 25-45$).

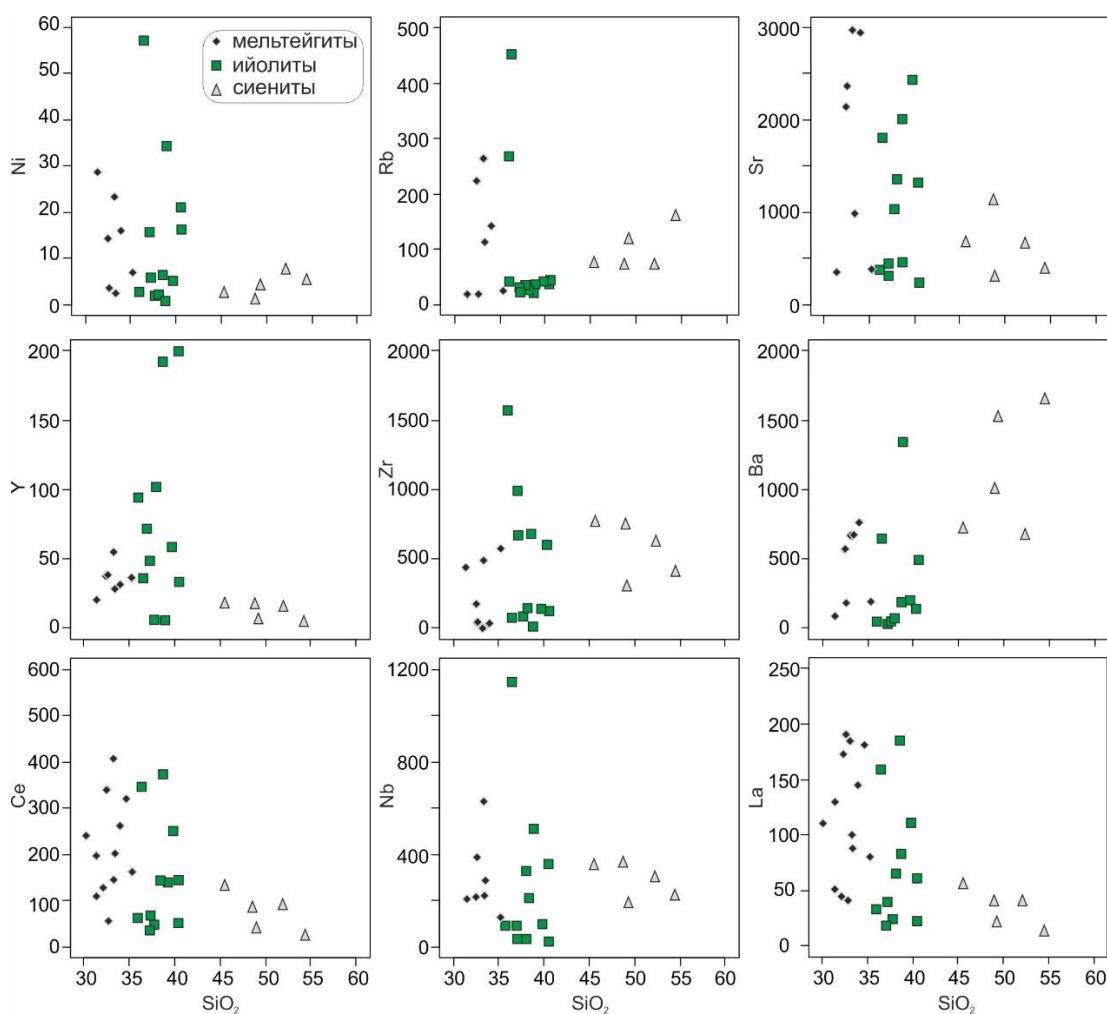


Рис. 4.2.1. Вариационные диаграммы для щелочных силикатных пород Белозиминского массива (ppm).

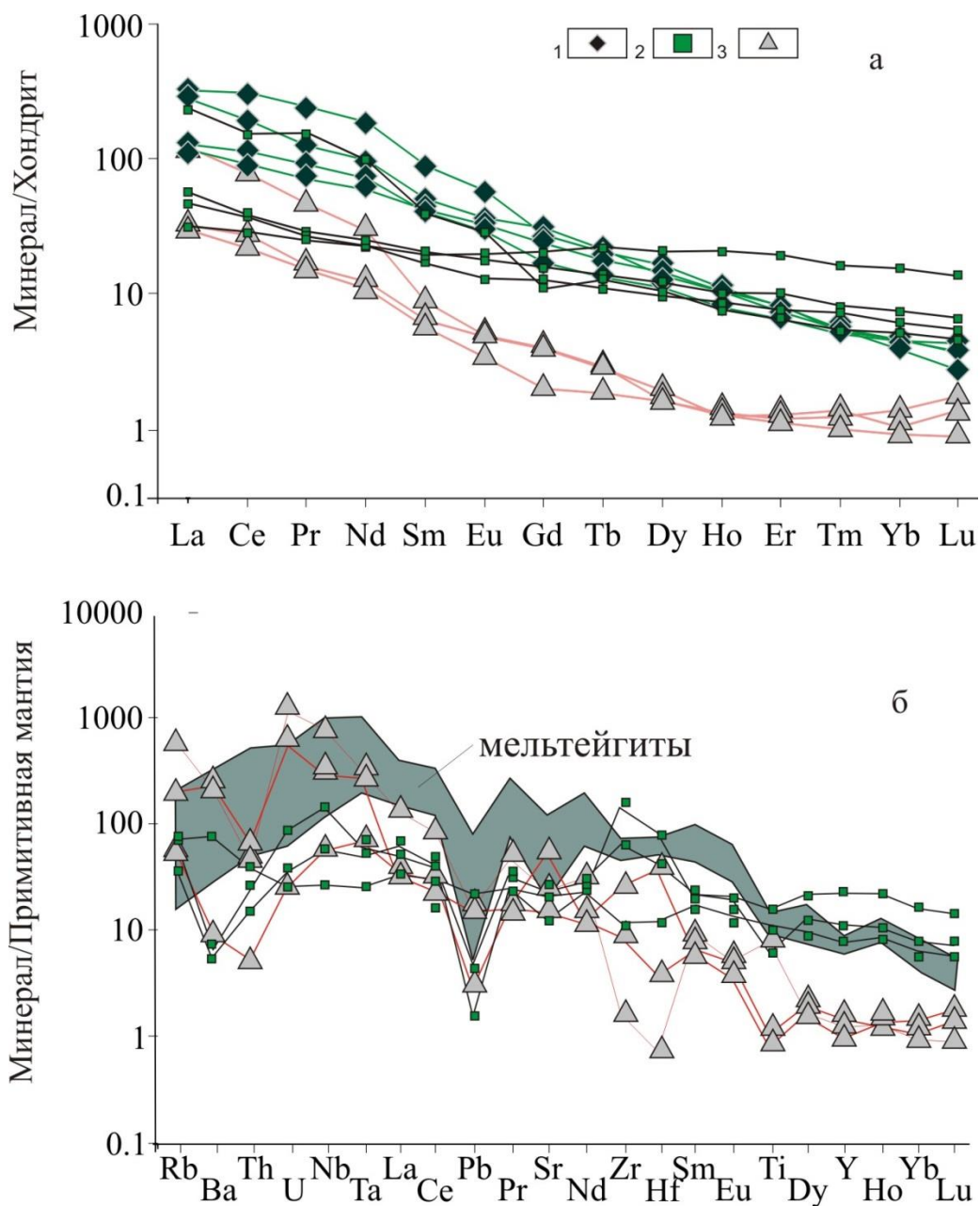


Рис. 4.2.2. Содержание РЗЭ (а) и редких (б) элементов в щелочных силикатных породах Белозиминского массива нормированные к хондриту по (McDonough and Sun, 1995) и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения: 1 – мельтейгиты; 2 – ийолиты; 3 – нефелиновые сиениты.

Сумма РЗЭ достигает 200 ppm (в среднем - 130 ppm). На графике нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в ийолитах наблюдается несколько отличное от мельтейгитов поведение (рис. 4.2.1а). Соотношения $La/Yb_{(CN)}$ и $Gd/Yb_{(CN)}$ в пределах 5. Вариации и уровень концентраций редких

элементов в ийолитах схож с таковым в мельтейгитах (табл. 4.1.1, рис. 4.2.2б). На графиках, нормированных к примитивной мантии содержаний редких элементов, наблюдаются отрицательные аномалии Pb и Ti (4.2.2б). Значения Ce/Pb высокие, как в мельтейгитах (до 88). Содержание стронция, ниобия, бария, суммы РЗЭ, в среднем, сравнительно ниже, чем в мельтейгитах (табл. 4.1.1).

4.3 Нефелиновые сиениты

Выборочные анализы основных петрогенных и редких компонентов пород представлены в таблице 4.1.1. Породы характеризуются широкими вариациями кремнекислотности и обогащены глиноземом по сравнению с ультраосновными щелочными породами (рис. 4.1.2). Содержание суммы Na_2O и K_2O варьирует от 11 до 16 мас. % (рис. 4.1.1) при практически равном содержании натрия и калия, отношение элементов в среднем равно 1. Коэффициент агпаитности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ до 0.83) наиболее высокий из всех разновидностей щелочных силикатных пород (рис. 4.1.1а).

Нефелиновые сиениты характеризуются более низкой магнезиальностью ($\text{Mg}\#=10-35$), наименьшим количеством кальция, фосфора, стронция, гафния и титана и наибольшим калия, бария и рубидия по сравнению с мельтейгитами и ийолитами (рис. 4.1.2, 4.2.1). Для них характерно более низкое содержание суммы РЗЭ (в среднем 100 ppm) по сравнению с другими разновидностями щелочных силикатных пород комплекса (табл. 4.1.1). При этом конфигурация графиков содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, для нефелиновых сиенитов несколько отличается от таковой для мельтейгитов и ийолитов. Это выражено в резком преобладании легких РЗЭ над тяжелыми ($\text{La}/\text{Yb}_{(\text{CN})} - 25-120$, $\text{Gd}/\text{Yb}_{(\text{CN})} =$ до 2,5) и незначительным прогибом в области тяжелых лантаноидов (рис. 4.2.2). Аномалия европия отсутствует.

4.4 Карбонатиты

Типовые анализы содержаний основных петрогенных и редких элементов карбонатитов представлены в таблице 4.4.1.

Согласно классификационной диаграмме (Woolley and Kempe, 1989), кальцитовые карбонатиты относятся к кальциокарбонатитам, кальцит-доломитовые карбонатиты по своему составу варьируют от кальциокарбонатитов до феррокарбонатитов, а фигуративные точки анкеритовых карбонатитов ложатся в поле магнезиокарбонатитов и феррокарбонатитов (рис. 4.4.1).

Карбонатиты характеризуются более высокой концентрацией РЗЭ (1200-52000 ppm) по сравнению с щелочными силикатными породами. В спектре редкоземельных элементов не наблюдается европиевой аномалии. Легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми. $La/Yb_{(CN)}$ отношение в среднем: 20-25 (кальцитовые), 25-50 (кальцит-доломитовые), 50-200 (анкеритовые карбонатиты) (рис. 4.4.2а). Максимальное содержание РЗЭ отмечено в анкеритовых карбонатитах, где РЗЭ концентрируются в синхизите-Се, бастнезите-Се и монаците-Се (Doroshkevich et al., 2017; Хромова и др. 2018, 2020).

Как видно из диаграммы нормированных к примитивной мантии микроэлементов в карбонатитах Белозиминского массива (рис. 4.4.2б), концентрации Ва, U, Nb, Та, Zr, Hf в различных типах карбонатитов варьируют, что объясняется различием в минеральном составе и вариациями минералов разных типов карбонатитов. Высокие значения Nb-Та и Zr-Hf отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах по сравнению с анкеритовыми разностями.

Sr всегда преобладает над Ва, Sr/Ва отношение в кальцитовых карбонатитах - 13, в анкеритовых карбонатитах достигает более высоких значений (до 100) (табл. 4.4.1).

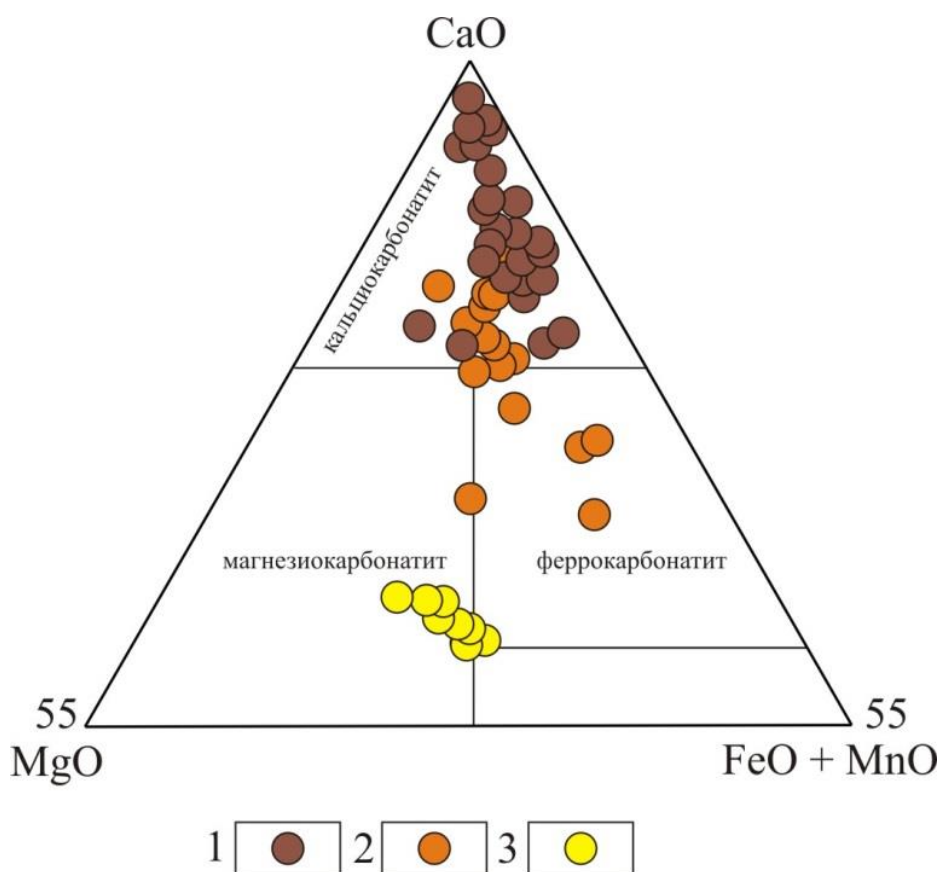


Рис. 4.4.1. Классификация и номенклатура карбонатов (Woolley & Kempe, 1989) Белозиминского массива. Условные обозначения: 1- кальцитовые карбонаты; 2 – кальцит-доломитовые карбонаты; 3 – анкеритовые карбонаты.

Таким образом, исходя из химического состава щелочных силикатных пород, которыми сложен Белозиминский массив, можно наблюдать рост концентраций алюминия, кальция, кремния, бария, рубидия и уменьшение содержания таких элементов как железо, магний, титан, фосфор, ниобий и РЗЭ. Общая щелочность возрастает от мельтейцитов к нефелиновым сиенитам, ведущая роль принадлежит натрию. Эти факты также были доказаны на основании изучения расплавных включений в минералах щелочных ультраосновных пород массива (Андреева и др., 2004, 2007). Состав родоначальной магмы соответствует недосыщенному кремнекислотой высококальциевому меланефелиниту (?), обогащенному щелочами, редкими и летучими компонентами (Андреева и др., 2004, 2007).

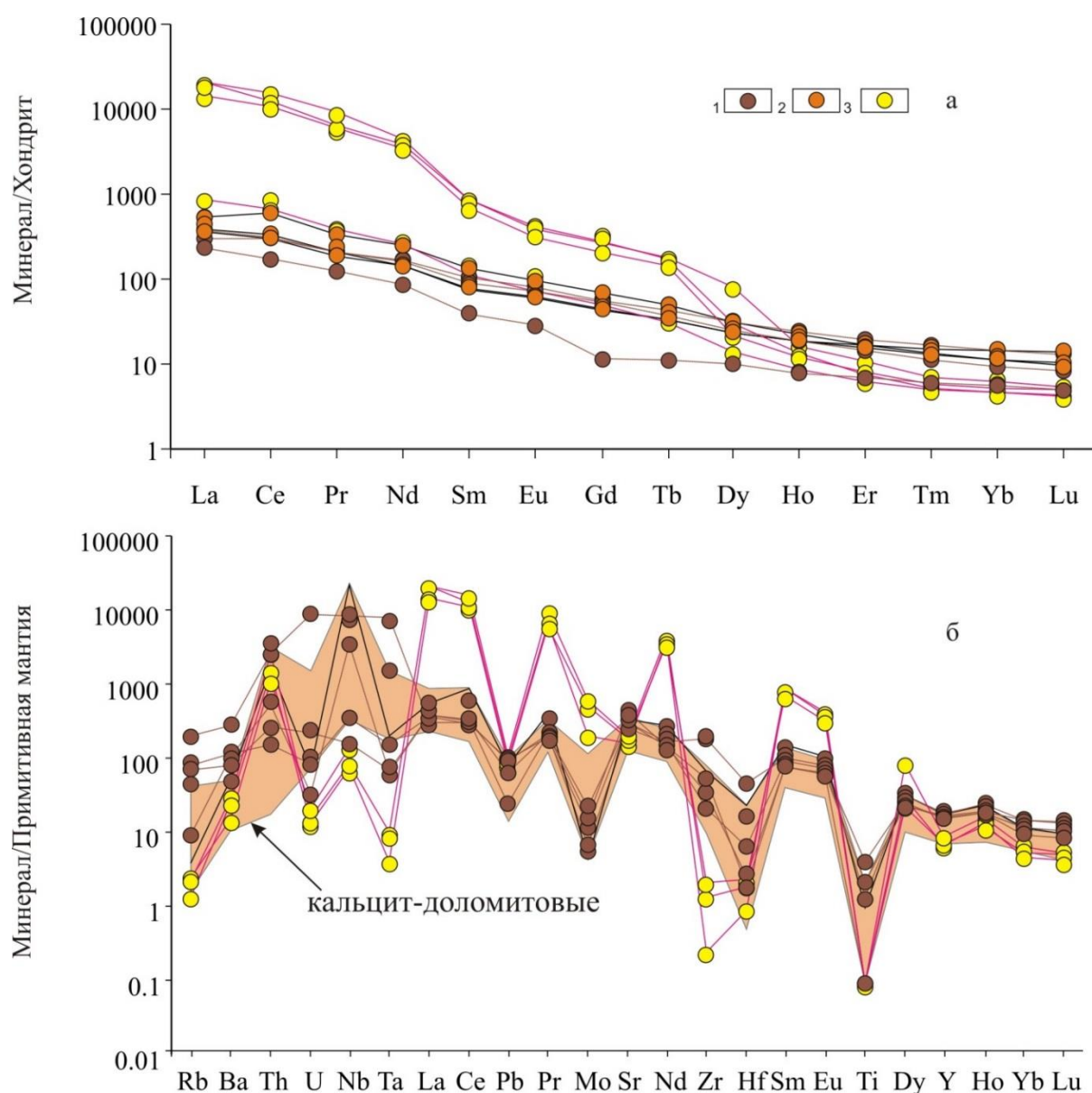


Рис. 4.4.2. Содержание РЗЭ и редких элементов в карбонатах Белозиминского массива, нормированные хондриту (McDonough, Sun, 1995) и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения: 1- кальцитовые карбонаты; 2 – кальцит-доломитовые карбонаты; 3 – анкеритовые карбонаты.

Магнезиальность мельтейгитов Белозиминского массива свидетельствует в пользу наименьшей степени дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород комплекса. Согласно исследованиям плавления системы нефелин-диопсид-титанит (Veksler, Terpelev, 1990), после кристаллизации оливина, меланефелиновый расплав будет эволюционировать в сторону диопсид-перовскитовой котектики. Можно предположить, что ранняя кристаллизация перовскита привела к обеднению остаточного расплава РЗЭ и Nb и кристаллизации РЗЭ-

деплетированных ийолитов и нефелиновых сиенитов. Апатит также может быть важной фазой в контроле РЗЭ, поскольку его количество в мельтейгитах достигает 3 %, а имеющиеся экспериментальные данные по коэффициентам распределения РЗЭ между минералом и силикатным расплавом выше единицы (Prowatke, Klemme, 2006; Watson, Green, 1981). Понижение количества РЗЭ в нефелиновых сиенитах дополнительно может быть обусловлено ранней кристаллизацией кумулюсного клинопироксена и таких РЗЭ-содержащих минералов как гранат и кальцит, а также «флотацией» нефелина. Рассмотренные особенности кристаллизации расплавов массива схематически изображены на рисунке 4.4.3.

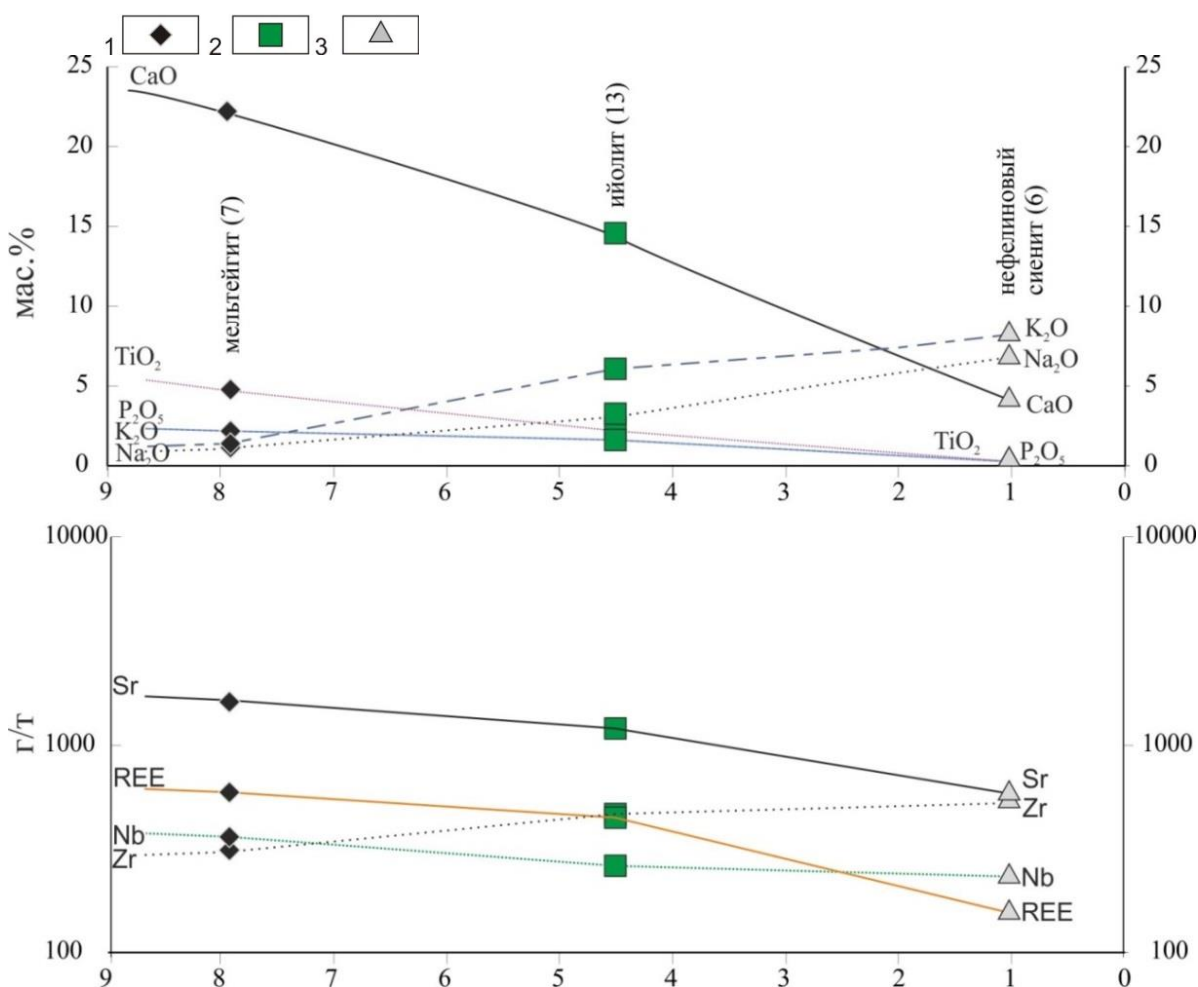


Рис. 4.4.3. Изменение содержаний некоторых основных компонентов и элементов примесей при кристаллизации щелочных силикатных расплавов Белой Зимы. а) ось абсцисс - содержание MgO (мас. %), ось ординат – средние концентрации элементов и оксидов в основных разновидностях щелочных силикатных пород Белой Зимы. б) Ось абсцисс - содержание MgO (мас. %), ось ординат – средние концентрации редких и редкоземельных элементов (г/т). Условные обозначения: 1 – мельтейгиты; 2 – ийолиты; 3 – нефелиновые сиениты. В скобках указано количество анализов.

Подобное поведение РЗЭ с понижением их количества к поздним нефелиновым сиенитам отмечается во многих щелочных карбонатитовых комплексах (например, Олдоиньио-Ленгаи (Dawson et al., 1995), массивы Кольской щелочной провинции (Арзамасцев, Арзамасцева, 2013), породы провинции Маймеча-Котуй (Егоров, 1991 и другие).

Другим возможным объяснением такого поведения редких элементов может быть отделение карбонатитового расплава на стадии кристаллизации ийолитов, с распределением РЗЭ и редких элементов в карбонатитовый расплав. Фракционная кристаллизация оливина и клинопироксена может приводить к формированию остаточного расплава, способного продуцировать несмешивающиеся силикатную и карбонатную жидкости (например: Kjarsgaard, 1998, Ryabchikov, Kogarko, 2016). Вполне возможно, что такой же механизм работал на Белой Зиме, хотя текстурных доказательств жидкостной несмесимости не было отмечено. С другой стороны, в пользу силикатно-карбонатной несмесимости свидетельствуют результаты изучения расплавных включений в минералах ийолитов и кальцитовых карбонатитов Белой Зимы (Андреева и др., 2007). При этом, процесс несмесимости может отражаться не только на геохимии кристаллизующихся пород, но и на геохимии минералов. Яркими примерами являются дайки лампроитов Рябинового массива на Алданском щите (Чайка, Изох, 2019) и лапрофиров чуйского комплекса Горного Алтая (Васюкова, 2017), в минералах (апатит, флогопит) которых, в результате процесса силикатно-карбонатной ликвации, происходило падение содержаний фтора, бария, стронция. Геохимические особенности состава минералов пород Белой Зимы не демонстрируют подобной четко проявленной зависимости, которую сложно ожидать в плутонических комплексах, по сравнению с субвулканическими дайковыми образованиями.

В любом случае, отделенный карбонатитовый расплав Белой Зимы продуцировал ранние кальцитовые, затем доломитовые и анкеритовые карбонатиты. Химический состав и текстуры ниобиевых и редкоземельных

минералов предполагают их комплексную историю. Наиболее высокие концентрации Nb и Zr отмечены в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, а анкеритовые экстремально обогащены РЗЭ. Высокие содержания Nb-Ta и Zr-Hf в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах по сравнению с анкеритовыми разностями, объясняются ранней кристаллизацией пироклора и цирконолита. Анкеритовые карбонатиты характеризуются самым высоким содержанием РЗЭ, что отразилось на их минеральном составе с присутствием фторкарбонатов редкоземельных элементов и монацита. В меньшей степени РЗЭ концентрируются в анкерите и доломите. Такой порядок образования минералов был отмечен во многих карбонатитовых комплексах мира и связан с процессом фракционной кристаллизации карбонатитовой магмы.

Таким образом, образование пород Белозиминского массива связано с процессом длительной кристаллизации и ликвации. Ранняя кристаллизация перовскита, являющегося главным концентратором РЗЭ и Nb, и отделение карбонатитового расплава привела к обеднению этими элементами остаточного расплава, из которого кристаллизовались ийолиты и нефелиновые сиениты. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования Nb- и Zr- минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточном карбонатитовом расплаве, в то время как обогащение РЗЭ, барием, ураном, железом продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов. В процессе эволюции карбонатитового расплава также происходило обогащение щелочами и летучими компонентами (F и H₂O).

4.5 Sr-Nd-Pb изотопная характеристика пород

Данные по Sr-Nd-Pb изотопному составу щелочных силикатных пород и карбонатитов Белозиминского массива представлены в таблицах 4.5.1 и 4.5.2. В большинстве разновидностей пород первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения колеблются в достаточно узком интервале 0.702672-0.703125 (табл. 4.5.1,

рис. 4.5.1). Отличным значением первичного изотопного состава стронция (0,70421) от приведенного диапазона обладает один образец нефелинового сиенита (обр. 2095/325), при этом он не характеризуется самым высоким отношением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в валовом составе и не подвержен интенсивными вторичными изменениями, подобное отклонение зафиксировано на Гулинском массиве (Когарко, Зартман, 2011).

Первичные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения в породах варьируют в более широком интервале (рис. 4.5.1). Точка верхнего предела диапазона значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствует мельтейгиту (обр. 0/150), а нижнего - нефелиновому сиениту (обр. 2095/325); последний характеризуется наиболее радиогенным составом стронция, что видно на рисунке 4.5.1.

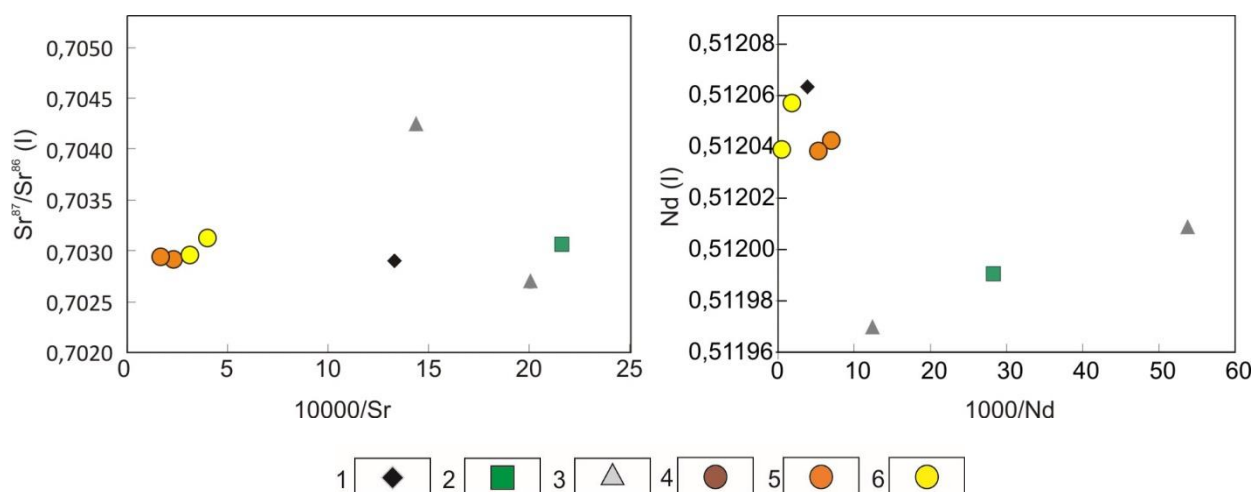


Рис. 4.5.1. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (l) vs. 10000/Sr (a) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. 1000/Nd (b) в породах Белозиминского массива. Условные обозначения: 1 – мельтейгиты, 2 – ийолиты, 3 – нефелиновые сиениты, 4 – кальцитовые, 5 – кальцит-доломитовые, 6 – анкеритовые карбонатиты.

Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породах Белозиминского массива, рассчитанные на 645 млн лет, варьируют от 3,14 до 4,97. Отрицательная корреляция между значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ и первичными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопными отношениями в породах комплекса (рис. 4.5.2) указывает на их общий умеренно деплетированный мантийный источник (Владыкин, 2005; Никифоров, Лыхин, 2007; Хромова и др., 2019, 2020). Наблюдается сходство между Sr-Nd изотопными значениями для пород Белозиминского массива с

одновозрастными породами щелочных карбонатитовых массивов, которые расположены в краевой части Сибирского кратона (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян) (рис. 4.5.2).

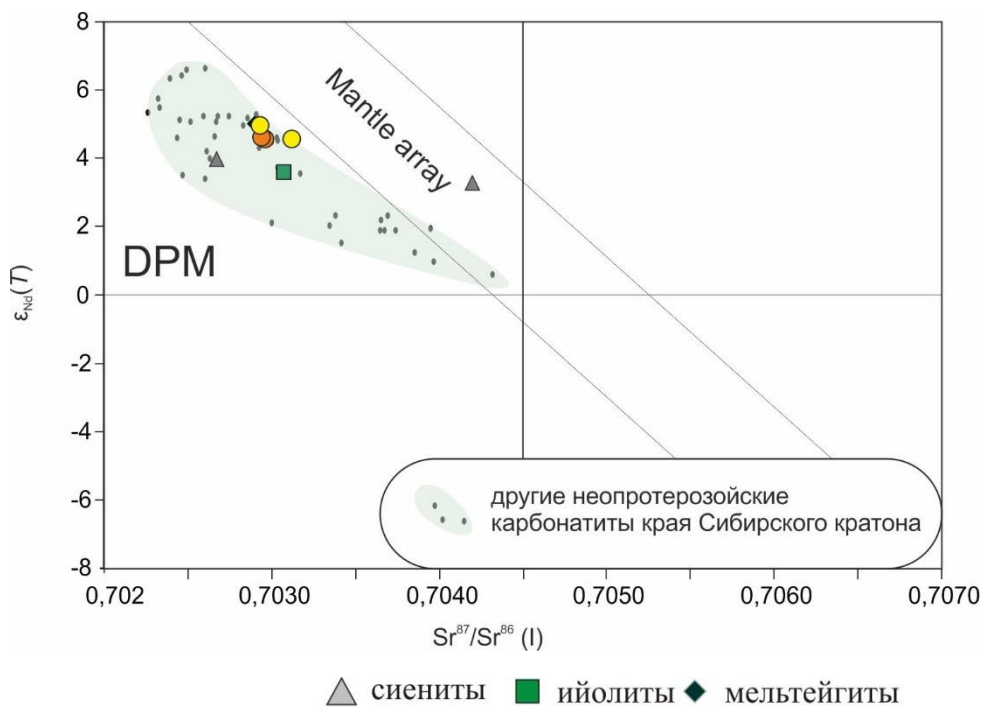


Рис. 4.5.2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ значения для пород Белозиминского массива. На диаграмме для сравнения нанесены значения других неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов, расположенных по краю Сибирского кратона (Morikiyo et al., 2000; Владыкин, 2005; Никифоров, Лыхин, 2007, 2008; Врублевский и др., 2011; Doroshkevich et al., 2007a, 2007b).

Измеренные $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах комплекса показывают значительные вариации в части проб обладают аномальными значениями (табл. 4.5.2, рис. 2.5.2). Наиболее радиогенные составы определены в кальцит-доломитовом карбонатите, который обогащен пироксеном и апатитом, и связаны с высокими концентрациями Th и U.

Таким образом, результаты проведенного исследования и полученные Sr-Nd изотопные данные для пород Белозиминского массива показывают, что их источники отвечают относительно неоднородному резервуару с умеренно деплетированными изотопными характеристиками. Исследователи (Когарко, 2006; Meen et al., 1989) считают, что обогащение щелочных магм редкими элементами и деплетированный характер в отношении радиогенных изотопов

определяется метасоматическим привнесом с высокой скоростью подачи вещества в зону магмообразования.

Наблюдаемые вариации изотопного состава Sr и Nd пород Белозиминского массива могут быть связаны с коровой контаминацией расплавов, неоднородностью их источника, либо с замещением вторичными карбонатами, низкотемпературными и гидротермальными процессами (Deines, 1989; Demény et al., 1998, 2004).

Вариант коровой контаминации выглядит маловероятным. С одной стороны, высокие концентрации стронция и РЗЭ в породах массива по сравнению с вмещающими породами (Никифоров, Лыхин, 2008) не предполагают возможности проявления изотопной гетерогенности. С другой стороны, совместимость изотопных данных Pb с изохроной указывает на то, что взаимодействие между первичными магмами и корой во время внедрения не привело к значительному изменению изотопного состава Pb между различными интрузивными фазами массива (Хромова и др., 2020). Подтверждением этого также являются отрицательная аномалия свинца для пород Белозиминского массива, высокие Ce/Pb отношения, а также опубликованные данные по изотопному составу кислорода (Doroshkevich et al., 2016).

Приемлемым, можно считать вариант изначальной изотопной гетерогенности источника пород массива, что вполне согласуется с распространенной точкой зрения, согласно которой, непосредственно перед плавлением, деплетированный мантийный субстрат подвергался активной метасоматической проработке и привнесу вещества, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами (Когарко, 1999; Владыкин и др, 2005; Андреева, 2007). Работы по изучению радиогенных изотопов Восточно-Саянской провинции, в том числе Белозиминского массива (Никифоров, Лыхин, 2007, 2008), подтверждают факт неомогенности первичного источника.

Одновозрастные породы щелочных карбонатитовых массивов, которые расположены по краю Сибирского кратона (Алдан-Становой щит, Енисейский кряж, Восточный Саян) характеризуются Sr-Nd изотопными значениями схожими с таковыми для пород Белозиминского массива (Morikiyo et al., 2000; Владыкин и др., 2005; Никифоров, Лыхин 2007, 2008; Врублевский и др., 2011; Doroshkevich et al., 2007a, 2007b). Это является подтверждением того, что первичные магмы для пород вышеперечисленных комплексов были сформированы из единого умеренно деплетированного мантийного источника, расположенного под Сибирским кратоном. Можно предположить, что карбонатный (или карбонатно-силикатный) метасоматический агент взаимодействовал с литосферным мантийным материалом (гарцбургитом). Это согласуется с исследованием изотопного состава кислорода в минералах изученного массива (Doroshkevich et al., 2016), где было показано, что первичные расплавы характеризовались низкими $\delta^{18}\text{O}$ и могли быть связаны с метасоматическими агентами, выделяющимися из субдуцированной гидротермально-измененной коры с низким $\delta^{18}\text{O}$. А.В. Соболев с соавторами (Соболев и др., 2009) предложили схожую модель формирования первичных магм для триасовых меймечитов и щелочных пород провинции Маймеча-Котуй, которые рассматриваются как продукты деятельности Сибирского мантийного суперплюма.

Высокое содержание несовместимых элементов в породах Белозиминского массива (Sr и Nb, La/Sm отношение), присутствие карбонатитов свидетельствуют о пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Андреева с соавторами (Андреева и др., 2007), на основании изучения стекол расплавных включений в минералах из ийолитов Белозиминского массива, также пришли к выводу о карбонатном составе метасоматического мантийного компонента.

Высокое Gd/Yb отношение в породах массива указывает на то, что первичные расплавы были сформированы из гранат-содержащего источника

при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания рубидия, калия и свинца по сравнению с HFSE и LREE позволяют полагать, что в первичных расплавах элементы буферировались флогопитом в процессе плавления.

4.6 Lu-Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов

В работе впервые получены Lu-Hf изотопные данные и редкоэлементный состав для цирконов из карбонатитов Белозиминского массива методом лазерной абляции. Были проанализированы цирконы из шести отобранных образцов карбонатитов. Образцы разделены на три группы: пироксеновые, кальцитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты. Все зерна минерала размером 50-150 мкм. Циркон из пироксеновых карбонатитов (первая группа) представлен короткотаблитчатыми кристаллами с едва заметной осцилляторной зональностью и преобладанием светлых тонов в катодолюминесцентном (КЛ) изображении. Часть зерен несут следы перекристаллизации и характеризуются слабой трещиноватостью (рис. 4.6.1а). Минерал из кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов (вторая и третья группы, соответственно) характеризуется неоднородным пятнистым строением в КЛ и содержат различное количество микровключений апатита, ильменита и других минералов (рис. 4.6.1а,б).

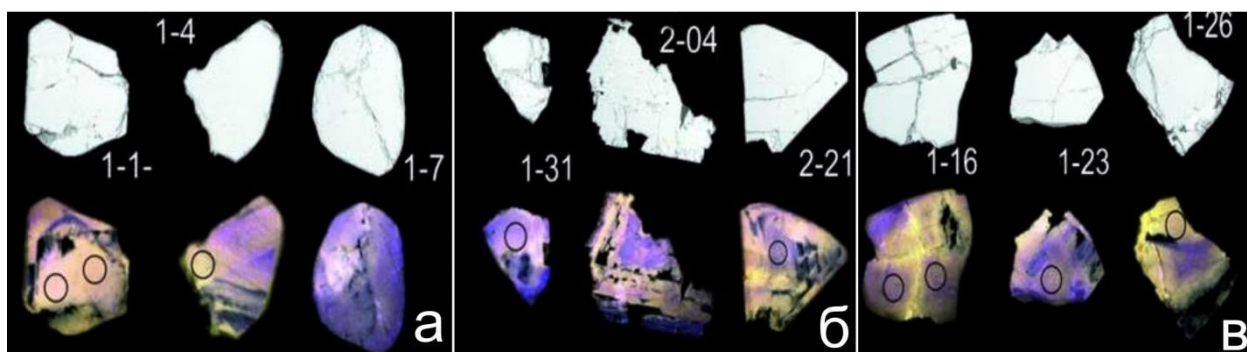


Рис. 4.6.1 КЛ изображение цирконов из карбонатитов Белозиминского массива. а) пироксеновые; б) кальцитовые; в) кальцит-доломитовые карбонатиты.

Максимальное содержание гафния отмечается в цирконе из пироксенового карбонатита (5300 ppm, в среднем 4400 ppm), тогда как в минерале из других групп пород в среднем 2750-2800 ppm. Средние содержания урана увеличиваются от минерала из пироксенового карбонатита к минералу из кальцит-доломитового, достигая максимума в минерале из кальцитового: 0.47, 1.94, 7.60, соответственно. Стоит отметить, что цирконы карбонатитов обычно сильно обеднены ураном и обогащены торием, а Th/U отношение может достигать десятков, сотен, а иногда и тысяч (Rodionov et al., 2012), что не противоречит полученным данным по цирконам из карбонатитов массива. В них Th/U отношение по отдельно взятым цирконам достигает 7400, 350, 2400 для минерала из пироксеновых, кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов (в среднем - 16-20), (приложение 2, таблица 4.6.1).

Количество REE в цирконе из карбонатитов массива варьирует в близких пределах: в пироксеновых - 685 ppm, в кальцит-доломитовых - 675 ppm, в кальцитовых - 860 ppm. Распределение REE имеет дифференцированный спектр от легких к тяжелым лантаноидам. Отмечается положительная Ce аномалия в минерале из первой и второй групп ($Ce/Ce^* 1-4$), в цирконе третьей группы она проявлена сильнее ($Ce/Ce^* 1-5$). Во всех типах цирконов наблюдается незначительная отрицательная Eu-аномалия (0.7-0.9). На графике распределения нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в цирконе наблюдается крутой подъем линии распределения элементов от La к Lu в минерале из пород массива (рис. 4.6.2, таблица 4.6.2). Отличие наблюдается в одной пробе из пироксенового и кальцитового карбонатита, в которой отношение La/Yb_{CN} выражено слабее и стремится к нулевым значениям (0.001-0.01), что, наиболее вероятно, связано с процессом рекристаллизации циркона.

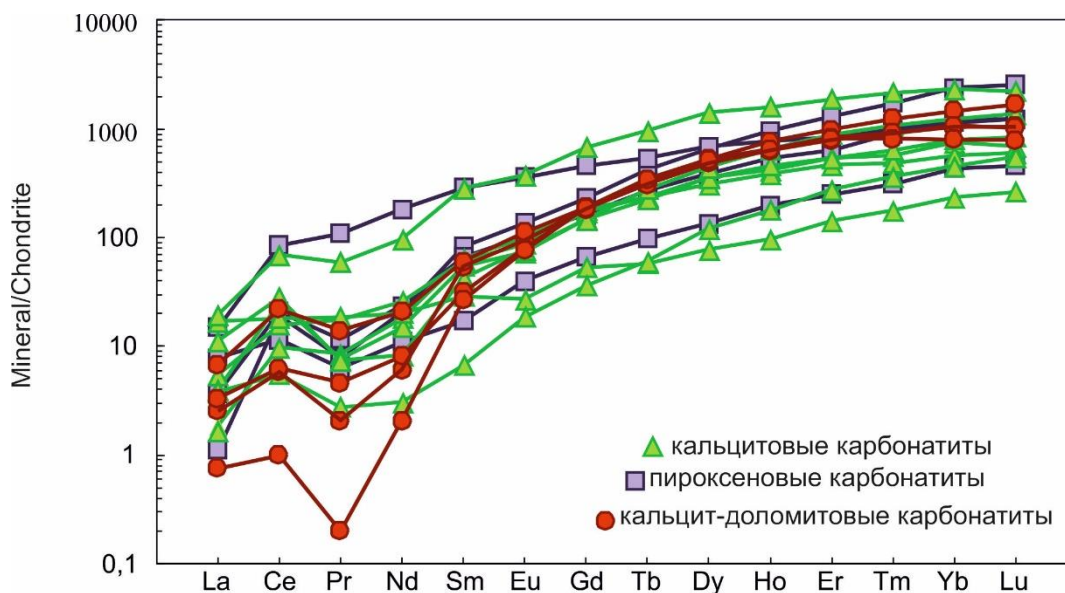


Рис. 4.6.2 Графики распределения РЗЭ в цирконе из карбонатитов Белозиминского массива, нормированные к хондриту (McDonough, W.F., Sun, S., 1995).

Результаты изучения Lu-Hf изотопной системы в цирконе из карбонатитов массива приведены на рисунке 4.6.3.

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ для циркона всех трех разновидностей близки и колеблются в интервале 0.0005-0.0045 (рис. 4.6.3а). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (I) - 0.2825-0.2830. Наиболее низкие значения характерны для более поздних кальцит-доломитовых, а для цирконов из пироксеновых и кальцитовых карбонатитов схожи. Значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$ циркона из карбонатитов первой и второй группы имеют схожий диапазон вариаций: от 6.9 до 14.5, от 9.3 до 16.9, соответственно. Несколько отличны значения для минерала из третьей группы от 3.5 до 8.2, для них характерно самое низкое положение точек для изотопов гафния. В целом, значения схожи для всех групп пород (рис. 4.6.3б, таблица 4.6.3). Следует отметить, что значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$ для всех изученных групп цирконов являются положительными, что характерно для производных деплетированной мантии (Griffin et oll., 2000).

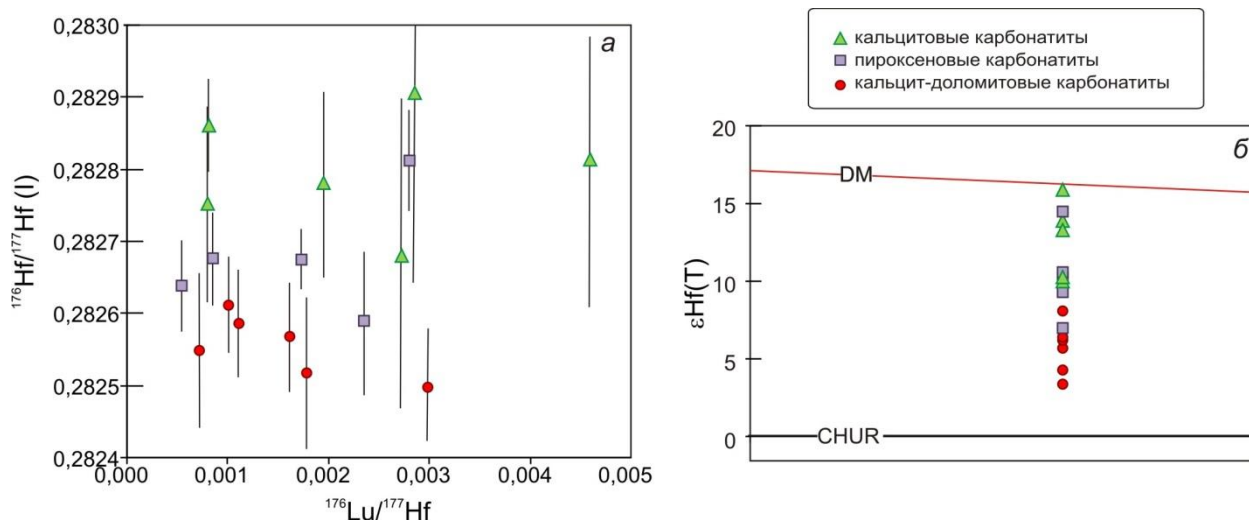


Рис. 4.6.3. а) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (I) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ значения для цирконов из карбонатов массива; б) Диаграмма $\epsilon\text{Hf}(t)$ – возраст, для цирконов из карбонатов Белозиминского массива.

Из выше изложенного можно сделать вывод, что редкоэлементный состав циркона из различных типов карбонатов Белозиминского массива схож с таковым для минерала из пород щелочных карбонатитовых комплексов мира. Полученные Lu-Hf-изотопные данные для цирконов массива (наряду с ранее полученными Sr-Nd изотопными данными) свидетельствуют о том, что первичные расплавы для пород, слагающих Белозиминский массив, формировались из гетерогенного умеренно деплетированного мантийного источника. Несколько более низкие значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (I) в цирконе из поздних кальцит-доломитовых карбонатов можно связать незначительной коровой контаминацией на заключительной стадии эволюции комплекса. При этом изотопные отношения неодима и стронция являются нечувствительными к такой контаминации из-за высокой концентрации этих элементов в карбонатитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований получены следующие результаты:

Карбонатиты Белозиминского массива были сформированы 645 млн лет назад синхронно с щелочными силикатными породами из изотопно умеренно деплетированного мантийного источника.

Поведение основных петрогенных и редких элементов в породах Белозиминского массива и состав основных породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов в них отражают процесс длительной эволюции. Ранняя кристаллизация перовскита, являющегося одним из основных концентраторов РЗЭ и Nb, и отделение карбонатитового расплава привели к обеднению этими элементами остаточного расплава, из которого кристаллизовались ийолиты и нефелиновые сиениты. Формирование на ранней стадии процесса карбонатитообразования Nb- и Zr-минералов обусловило снижение концентрации этих элементов в остаточном карбонатитовом расплаве, в то время как обогащение РЗЭ, Ba, U, Fe продолжилось с формированием позднестадийных карбонатитов. В процессе эволюции карбонатитового расплава также происходило обогащение Na и летучими компонентами (F и H₂O).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Андреева И.А.** Карбонатитовые расплавы в оливине и магнетите из редкометальных карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // Доклады Академии наук. –2014. –Т. 455. – № 3. –С.562–566.
2. **Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Натровые карбонатитовые расплавы Большетагнинского массива, Восточный Саян // Доклады Академии Наук. –2006. –Т. 408. –№1. –С.78–82.
3. **Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Химический состав магмы (расплавных включений) мелилитсодержащего нефелинита карбонатитового комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Доклады Академии наук. –2004. –Т. 394. –№ 4. –С.518–522.
4. **Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н.** Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. –2007. –Т. 15. –№ 6. –С.594–619.
5. **Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Фторидно–сульфатные и хлоридно–сульфатные солевые расплавы карбонатитового комплекса Мушугай–Худук, Южная Монголия // Петрология. – 1998. – №6. –С.284–292.
6. **Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В.** Геохимические индикаторы эволюции щелочно–ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. –2013. –Т. 2. –№ 3. –С.277–308.
7. **Багдасаров Ю.А.** Мелилитовые породы и апомелилитовые метасоматиты Большетагнинского массива и некоторые вопросы их генезиса. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. ВМО АН СССР. Л.: Наука, ЛО, 1978. –С.46–55.
8. **Багдасаров Ю.А.** Металлогения карбонатитовых комплексов России. Раздел 2 в кн.: Металлогения магматических комплексов внутриплитовых

геодинамических обстановок. МПР РФ–ИМГРЭ–Геокарт. М.: ГЕОС, 2001. – С.128–506.

9. **Багдасаров Ю.А.** Некоторые вопросы гетерогенности карбонатитов и оруденения в щелочноультраосновных карбонатитовых комплексах // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. –1978. –Ч. 107. –№.6. – С.685–696.

10. **Багдасаров Ю.А.** О главных петро– и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условия их образования // Геохимия. –1990.– №8. – С.1108–1119.

11. **Багдасаров Ю.А.** О распределении редкометальной минерализации в карбонатитах // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. – 1969. –Ч.98. –№ 4. –С.395–406.

12. **Багдасаров Ю.А.** О типах тантало–ниобиевых руд и некоторых особенностях их размещения в карбонатитах // Геология рудных месторождений. –1974. –Т.16. №5. –С.15–24.

13. **Багдасаров Ю.А.** Сравнительная характеристика и вопросы генезиса крупнейших фосфорно–редкометальных карбонатитовых месторождений мира // Геология рудных месторождений. – 2005. –Т. 47. –№ 1. –С.70–79.

14. **Багдасаров Ю.А.** Фосфорно–редкометальные карбонатиты Белозиминского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. –2002. –Т. 44. – № 92. – С.148–159.

15. **Багдасаров Ю.А., Власова Е.В., Скосырева М.В.** Типоморфизм слюд из ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов Маймеча–Котуйской провинции // Известия академии наук СССР. Серия геологическая. –1985. – №6. –С.78–93.

16. **Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н.** Новые данные К–Аг–возраста ультраосновных – щелочных карбонатитовых комплексов Восточного Саяна и некоторые вопросы их образования // Доклады АН СССР. –1980. –Т. 254. – №1. –С.171–175.

17. **Белов С.В., Фролов А.А.** Посланцы мантийных магм // Природа. – №11. О кимберлитах и карбонатитах. –1998. –С.44–56.
18. **Березина Л.А.** Геохимия радиоактивных элементов в редкометальных карбонатитовых комплексах (на примере одного из массивов Сибири) // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1972. –С.154–174.
19. **Бородин Л. С.** Парагенезисы минералов Zr, Nb и Ti и фации глубинности карбонатитов. В книге «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов». Издательство: М.: «Наука», 1965. – 288с.
20. **Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков АГ.** Редкометальные камафориты. М.: Недра. –1973. –176 с.
21. **Бородин Л.С., Назаренко Н.И.** Химический состав пирохлора и изоморфные замещения в формуле $A_2B_2X_7$ // Геохимия. –№4. –1957. – С.278–295.
22. **Брынцев В. В., Секерин А. П., Меньпагин Ю. В., Сумин Л. Б.** Габбро–сиенитовая формация Главного Саянского разлома, геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика. –1994. –№ 12. – С.41–53.
23. **Булах А.Г.** Редкометальные анкеритовые карбонатиты Себлявского массива (Кольский п–ов) // Материалы ВСЕГЕИ. –1961. –Вып. 45. –3–14 с.
24. **Булах А.Г., Иваников В.В.** Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л.: изд–во ЛГУ, 1984. –244 с.
25. **Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н.** Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология. –2003. –Т. 11. –№ 2. – С.145–163.
26. **Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.** Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: $^{40}Ar/^{39}Ar$ – геохронология

пенченгинского комплекса // Доклады Академии наук. –2011. – Т. 437. –№. 4. –С.514–519.

27. **Васюкова Е.А.** Петрология и флюидный режим формирования лампрофиров чуйского комплекса (Юго-восточный Алтай-северо-западная Монголия. Новосибирс. Изд-во СО РАН. – 2017. – 158 с.

28. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д.** Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. –2007. –Т. 48. –№ 1. – С.5–21.

29. **Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М.** Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 419. –№ 1. – С.90–94.

30. **Владыкин Н.В.** Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. – Иркутск, 2005. – С.13–30.

31. **Владыкин Н.В.** Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных щелочных карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С.889 – 905.

32. **Врублевская Т.Т.** Стадийность формирования Мухальского щелочного массива (Забайкалье). – Н.: Наука, 1992. – 133 с.

33. **Врублевский В.В., Ревирдатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.** Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ – геохронология пенченгинского комплекса // Доклады Академии наук. –2011. –Т. 437. –№. 4. – С.514–519.

34. **Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Колмаков Ю.В.** Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья, Енисейский Кряж. // Известия Томского политехнического университета. –2012. –Т. 320. –№ 1. – С.63–70.
35. **Гайдукова В.С., Здорик Т.Б.** Минералы редких элементов в карбонатитах // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. –№86. –117 с.
36. **Гинзбург А.И., Нечаева Е.А., Лавренев Ю.Б., Пожарицкая Л.К.** Редкометальные карбонатиты // Геология месторождений редких элементов. Вып 1. М.: ГНТИ, 1958. 128 с.
37. **Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М.** Карбонатитовые месторождения. Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра. – 1968. –152–212 с.
38. **Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярв Е.В., Пономарчук В.А.** Комплексы–индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. –2007. –Т. 48. –№ 1. – С.22–41.
39. **Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А.** Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско–Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. –2014. –Т 48. –№ 5. – С.17–31.
40. **Гордиенко И.В.** Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и палеоазиатского океана в неопротерозе и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т. 10. –№ 2. – С.405-457.
41. **Государственная геологическая карта Российской Федерации,** Масштаб 1:1000000 (третье поколение) Серия Алдано–Забайкальская Лист О–52 – Томмот. Санкт–Петербург. 2016.
42. **Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. –2011. –№ 12. –1957– С.1973.

43. **Дорошкевич А.Г.** Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: Автореферат дис. доктора геолого-минералогических наук. - 25.00.05. / Место защиты: Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2013. – 330 с.
44. **Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С.** К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья // Геология и Геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 4. – С.492–500.
45. **Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Саватенков В.М.** Источники карбонатитового магматизма Северного Забайкалья в позднем рифее: геохимические и изотопно–геохимические данные // Геохимия. –2011. –№12. – С.1271–1283.
46. **Егоров Л.С.** К петрологии мелилитовых пород // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. –1966. –Т. 95. –№.4. – С.400–411.
47. **Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Лебедева С.И., Левин В.Я.** Типохимизм акцессорного пироклора в породах щелочного комплекса Урала // Геохимия. –1985. –№ 2. – С.201–208.
48. **Зайцев, А. Н., Петров, С. В.** Карбонатиты вулкана Олдоиньо Ленгаи, Северная Танзания // Глубинный Магматизм, Его Источники и Плюмы. Институт географии СО РАН. – Иркутск. –2008. – С.59–70.
49. **Зайцев А. Н.** Минералогия, геохимия и посткристаллизационные преобразования вулканических карбонатитов рифта Грегори: Восточная Африка. Автореферат дис. доктора геолого-минералогических наук. - 25.00.05 / Место защиты: С.-Петерб. гос. ун-т - Санкт-Петербург, 2010. – 40 с.
50. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. – Т. 2. – 1990. – 334 с.
51. **Капустин Ю.Л.** Минералогия карбонатитов. М. Наука. –1971. –288 с.
52. **Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм в истории Земли // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. – Иркутск. - 2001. – С.5-18.

53. **Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // *Геохимия*. –2006. –№1. – С.5–13.
54. **Когарко Л.Н., Зартман Р.Э.** Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // *Геохимия*. – 2011. –№5. – С.462-472.
55. **Когарко Л.Н., Курат Г., Нтафлос Т.** Карбонатитовый метасоматоз мантии острова Фернандо де Наронья, Бразилия. Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами // *Труды IV междунар. семинара*. Иркутск; Улан-Удэ: Изд-во Института географии СО РАН. 2004. – Т. 2. – С.35–55.
56. **Когарко Л.Н.** Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // *Геология и геофизика*. –2005. –Т. 46. –№ 12. – С.1234 – 1245.
57. **Когарко Л.Н., Рябухин В.А., Волынец М.П.** Геохимия карбонатитов островов Зеленого мыса // *Геохимия*. –1992. –№ 5. – С.672–684.
58. **Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К.** Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // *Доклады Академии наук*. –1999. –Т. 364. –№ 2. – С.235–237.
59. **Когарко, Л. Н.** Фракционирование циркония в пироксенах щелочных магм // *Геохимия*. –2015. –Т. 1. –№ 1. – С.3–11.
60. **Конев А.А.** Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Н.: Наука, 1982. –200 с.
61. **Кононова К. А.** Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. –215 с.
62. **Корытов Ф.Я., Фролов А.А., Багдасаров Ю.А.** О температурах формирования флюоритсодержащих карбонатитов Большетагнинского массива. В кн.: *Геология, минералогия и генезис карбонатитов (ВИМС*.

Геология месторождений редких элементов, вып.35). М.: Недра, 1972. –106–108 с.

63. **Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кочнев Б.Б.** Верхний рифей Енисейского хребта: Sr–хемостратиграфия и Pb–Pb-возраст известняков Тунгусской и широкой групп // Стратиграфия и геологическая корреляция. –2019. –Т. 27(5). – С.538-554.

64. **Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо–Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. –2014. –Т. 55. –№ 2. – С.153—184.

65. **Кухаренко А.А., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская–Корсакова О.М., Нефедов Е. И., Ильинский Г.А, Сергеев А.С., Абакумова Н.Б.** Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М. Недра, 1965. 772 с.

66. **Кухаренко А. А.** К проблеме происхождения карбонатитов // Материалы II конференции по околорудному метасоматизму. (29 ноября - 4 декабря 1966 г.). Ленинград: Изд–во ВСЕГЕИ, 1966. –387 с.

67. **Лапин А.В., Куликова И.М.** Онтогенические типы зональности кристаллов пирохлора в карбонатитах и их диагностика // Записки Российского минералогического общества. – 2000. –Ч. 129. –№ 1. – С.75–82.

68. **Летникова Е.Ф., Прошенки А.И., Вишневская И.А., Иванов А.В.** Смена источников сноса рифейских и вендских терригенных отложений краевых частей Сибирской платформы (север, запад, юг): результаты U–Pb датирования детритовых цирконов и Sm–Nd изотопные данные // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. – 2017. М.: ГЕОС. – С.243-246.

69. **Лиханов И. И., Ревердатто В. В.** Неопротерозойские комплексы–индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов

распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. –2015. – № 8. – С.675–694.

70. **Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. –Т. 48. –№1. – С.42—59.

71. **Минаков Ф.В., Дудкин О.Б., Каменев Е.А.** О карбонатитовом комплексе Хибин // Доклады Академии Наук СССР. –1981. –Т. 259. –№ 3. – С.672–675.

72. **Никифоров А.В., Лыхин Д.А.** Источники рудных компонентов в породах щелочноультраосновных массивов Восточно–Саянской провинции: на основе изучения изотопного состава Sr и Nd // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально – Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) –Санкт-Петербург, 2007. – Вып. 5. – С.24–26.

73. **Никифоров А.В., Лыхин А.В.** Геохимия изотопов Sr и Nd в породах щелочно–ультраосновных массивов Восточно–Саянской провинции. // Глубинный Магматизм, Его Источники и Плюмы. Институт географии СО РАН. – Иркутск. –2008. – С.24–27.

74. **Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутрипоитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. – 2008. –Т. 49. –№ 7. – С.666–688.

75. **Овчинников Л.Н.** Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

76. **Панина Л.И., Подгорных Н.М.** Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива // Доклады Академии Наук СССР. – 1975. –Т. 233. –№ 6. – С.1447–1450.

77. **Панина Л.И., Подгорных Н.М.** Температуры кристаллизации минералов в карбонатитах щелочно–ультраосновных комплексов // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. – 1979. – С.222–230.

78. **Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.** Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 268 с.
79. **Пожарицкая Л.К.** Геохимические особенности процесса формирования карбонатитов // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. –117–125 с.
80. **Пожарицкая Л.К., Фролов А.А.** Пожарицкая Л.К. Минералого–петрографические особенности карбонатитов // Геологические месторождения редких элементов. –1962. – №. 17. –С.70–86.
81. **Прокопьев И. Р., Дорошкевич А. Г., Пономарчук А. В., Крук М. Н., Избродин И. А. и Владыкин Н.В.** Геохронология Арбарастахского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Алданский щит, Якутия): новые данные Ar-Ar и U-Pb // Геосферные исследования. – 2022. – № 4. –С.48-66.
82. **Расс И.Т., Плечов П.Ю.** Включения расплавов в оливинах оливин–мелилитовой породы, массив Гули, северо–запад Сибирской платформы // Доклады Академии Наук. –2000. –Т. 375. –№ 3. – С.389–392.
83. **Рассказов С.В., Ильясова А.М., Конев А.А., Ясныгина Т.А., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Демонтерова Е.И., Саранина Е.В.** Геохимическая эволюция Задойского щелочно–ультраосновного массива Присяянья, юг Сибири // Геохимия. –2007. –№ 1. –С.3–18.
84. **Римская–Корсакова О.М., Краснова Н.И., Копылова Л.Н.** Типохимические особенности апатитов Ковдорского комплексного месторождения // Минералогия и геохимия. Ленинград. –1979. –№ 6. –С.58–70.
85. **Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.** Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. –2009. –Т. 17. –№1. –С.79–96.
86. **Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья // Улан–Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. –224 с.

87. **Рипп Г.С., Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Кобылкина О.В.** Халютинское месторождение барий–стронциевых карбонатитов // Улан–Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. –117 с.
88. **Романчев В.П., Соколов С.В.** Ликвация в образовании и геохимии пород карбонатитовых комплексов // Геохимия. –1980. –№16. – С.125–135.
89. **Рыцк Е.В., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымжий Р.Ш., Манеев А.Ф., Рилс Г.В.** Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно–геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. –2002. –№ 1. –С.29–41.
90. **Рябчиков И.Д., Брай Г., Булатов В.К.** Карбонатитовые расплавы, сосуществующие с мантийными перидотитами при 50 кбар // Петрология. – 1993. –Т. 1. –№ 1. – С.189–194.
91. **Рябчиков И.Д., Брай Г., Когарко Л.Н., Булатов В.К.** Парциальное плавление карбонатизированного перидотита при 50 кбар. // Геохимия. – 1989. –№ 1. –С.3–9.
92. **Савельева В.Б., Базарова Е.П. Хромова Е.А.** Минералы стронция и бария в щелочных породах Большетагнинского ийолит-сиенит карбонатитового массива (юго-западная окраина Сибирского кратона) // Записки Российского минералогического общества. – 2023. – Т. – №1. –С.78-101.
93. **Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.** Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr Sm-Nd изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 413. – № 6. –С.798–802.
94. **Самойлов В.С.** Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. –292 с.
95. **Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А.** Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород // Известия Академии Наук СССР. – №10. –1975. –С.27–35.

96. **Седова А. М., Евдокимов М. Д.** Характеристика химического состава и эволюция клинопироксенов комплекса эвдиалитовых луювритов Ловозерского щелочного массива // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. –2018. –Т. 63. Вып. 1. –С.69– 102.
97. **Скляр Е.В., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Хромова Е.А.** Метасоматическая природа оруденения Катугинского редкометального месторождения: про и контра // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы конференции. – 2015. – Якутск. – С. 446-448.
98. **Собаченко В.С., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Рубидий–стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско–Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // Доклады Академии наук СССР. -1986. –Т. 287. Вып. 5. – С.1220–1224.
99. **Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. –2009. –Т. 50. –№12. – С.1293–1334.
100. **Соколов С. В.** Генетическая природа, формационная принадлежность и условия образования карбонатитов. М.: МГ11 "Геоинформмарк", 1993. –73 с.
101. **Соколов С.В.** Флюоритовые карбонатиты Большетагинского массива (Восточный Саян, Россия) // Геохимия магматических пород. Материалы XXV Всероссийского семинара. Школа "Щелочной магматизм Земли". Санкт-Петербург, 2008. – С.144–145.
102. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология. –1996. –Т. 4. –№ 4. – С.339–363.
103. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Расс И.Т., Кононкова Н.Н., Келлер Й.** Состав и эволюция высококальциевых флюидонасыщенных расплавов.

Включения в минералах оливинового мелилитита (Мальберг, Рейнский грабен) // Геохимия. –2005. –№9. – С.928–946.

104. **Сомина М.Я.** Доломитовые и анкеритовые карбонатиты Восточной Сибири. М.: Недра, 1975. –191 с.

105. **Сук Н.И.** Жидкостная несмесимость во флюидно–магматических алюмосиликатных системах, содержащих Ti, Nb, Sr, REE и Zr (эксперимент) // Петрология. –2012. –Т. 20. –№ 2. – С.156–165.

106. **Сук Н.И.** Экспериментальное исследование карбонатно–силикатной несмесимости в связи с образованием барий–стронциевых карбонатитов // Петрология. – 2003. – Т.11. – №4. – С.443–448.

107. **Сук Н.И.** Экспериментальное исследование несмесимости силикатно–карбонатных систем // Петрология. –2001. –Т. 9. –№ 5. – С.547–558.

108. **Таттл О.Ф., Гиттинс Дж.** (редакторы). Карбонатиты. М: Мир, 1969. – 486 с.

109. **Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Геохронология Чернорудной гранулитовой зоны (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. –Т. 11. – С.1181–1199.

110. **Фролов А.А.** Некоторые вопросы детального геолого–структурного изучения карбонатитов // Геология рудных месторождений. –1960. –№5. – С.82. –93.

111. **Фролов А.А., Багдасаров Ю.А.** Большетагнинский массив ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов // Советская геология. – 1967. –№12. – С.80–93.

112. **Фролов А.А., Волженкова А.Я., Нечаева Е.А.** Малоэродированный массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в Сибири // Геология рудных месторождений. –1969. –Т. 11. –В. 1. – С.27–39.

113. **Фролов А.А.** К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов) // Академия Наук СССР. –№ 9. –1970. – С.52–61.

114. **Фролов А.А.** Структура и оруденение карбонатитовых массивов. –М.: Недра, 1975. 160 с.
115. **Фролов А.А., Белов С.В.** Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. –1999. –Т. 41. –№ 2. – С.109-130.
116. **Фролов А.А., Толстов А.Р., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА – Природа, 2003. – 287 с.
117. **Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В.** и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: НИА–Природа, 2005. –540 с.
118. **Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Эволюция состава пирохлора в породах карбонатитового комплекса Белая Зима // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Улан–Удэ: БНЦ СО РАН. –2015. – С.136–138.
119. **Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Распределение редкоземельных элементов в минералах из пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // V Всероссийская научно–практическая конференция: Геодинамика и минерагения северной и центральной Азии. –2018. – С.367–369.
120. **Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Характеристика источников вещества для пород карбонатитового комплекса Белая Зима. Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике Улан–Удэ: БНЦ СО РАН. – 2019. – С.93–95
121. **Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Геохимическая и Sr–Nd–Pb характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. –2020. –№ 1. – С.33–55.
122. **Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Редкоэлементный и Lu–Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов массива Белая Зима (Восточный Саян) // Материалы научной конференции Петрология и

рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИГМ СО РАН имени В.С. Соболева. – 2022. – С.206 – 209.

123. **Чайка И.Ф., Изох А.Э.** Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса // Минералогия. – 2017. –Т. 3. –№ 1. –С.38–51.

124. **Чернышева Е.А.** Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск: Наука, 1981. 152 с.

125. **Щапова Ю.В., Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Червяковская М.В., Панкрушина Е.А.; под ред. Вотякова С.Л.** Минералы-концентраторы d- и f-элементов: локальные спектроскопические и ЛА-ИСП-МС исследования состава, структуры и свойств, геохронологические приложения: монография / Ин-т геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2020. – 424 с.

126. **Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Хромова Е.А.** Nb–Fe–минералы группы цирконолита в кальцитовых карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян) // Минералогия. –2016. – № 4. – С.3–18.

127. **Шейнманн Ю.М.** Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. – 1955. – Т. 84. –№ 2. – С.143–158.

128. **Эпштейн Е.М.** Геолого–петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М.: Недра, 1994. 256 с.

129. **Эрнст Р.Э., Гамильтон М.А.** Возраст бадделеита U–Pb 725 млн лет для довиренской мафийно-ультрамафитовой интрузии юго-западной Сибири; реконструкция с использованием гигантской 723 млн лет крупной магматической провинции Франклина (ГУБА) северной Лаврентии. В кн.: Геология полярных областей Земли, Ежегодная Московская конференция по тектонике. – 2009. – GEOS, Москва. – С.330-332.

130. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Доклады Академии наук. –2001. –Т. 379. –№ 1. – С.94–98.
131. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.** Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно–ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. –2005. –Т. 404. –№3. – С.400–406.
132. **Ярошевский А.А., Багдасаров Ю.А.** Геохимическое разнообразие минералов группы пирохлора // Геохимия. –2008. –Т 46. –№12. –1322–1345 с.
133. ИАЦ «Минерал». Все о минерально–сырьевом комплексе России и мира. [Электронный ресурс]. (<http://www.mineral.ru>; <http://www.tvc.ru/news/show/id/19411>).
134. Источник: «Гиредмет», «Инфомайн»). [Электронный ресурс]. (Internet: www.infomine.ru).
135. **Andersen, T., Elburg, M., Erambert, M.** The miaskitic–to–agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaite) from the Pilanesberg Complex, South Africa // Chemical Geology. – 2016. – V. 455. – 166–181 p.
136. **Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P. M.** The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // Canadian Mineralogist. – 2010. – V. 48. – P.673–69.
137. **Bailey D.K.** Mantle carbonatite eruptions: Crustal context and implications // Lithos. – 1990. – V. 26. – P.37–42.
138. **Bell K., Rukhlov A.S.** Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province // Mineralogical Society Series. – 2004. – V.10. – P.433–468.
139. **Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.U.** Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2002. – V. 143. – P.602–622.

140. **Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D.** Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia): a LA-ICP-MS study of apatite // *Lithos.* – 2005. – V. 85. – P.76–92.
141. **Blichert-Toft J., Arndt N. T., Ludden J. N.** Precambrian alkaline magmatism. // *Lithos.* –1996. – V. 37. – P.97–111.
142. **Brod J.A., Gaspar I.C. de Arajo D.P. Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira–Brod T.S.** Phlogopite and tetra–ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral–chemistry systematics // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2001. – V. 19. – P.265–296.
143. **Brøgger W.C.** Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes // IV Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen. Skr. I Mat. -naturv. Kl. №9 (Norske Vidensk. 1920. 408 p.
144. **Brooker R.A.** The effect of CO₂ saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study // *Journal of Petrology.* – 1998. – V.39. – P.1905–1915.
145. **Bühn B., Rankin A.H.** Composition of natural, volatile–rich Na–Ca–REE–Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1999. – V.63. – P.3781–3797.
146. **Bowen N. L.** The carbonate rocks of the Fen area in Norway // *American Journal of Science.* – 1924. – V.12.
147. **Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kressall R.D., Crozier J., Pisiak L.K., Sidhu R., Yang P.** Carbonatite–hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. // *Ore Geology Reviews.* – 2015. – V. 64. – P.642–666.
148. **Chakhmouradian A.R., Wall F.** Rare earth elements: minerals, mines, magnets (and more). // *Elements.* – 2012. – Vol.8. – P.333–340.

149. **Dalton J. A., Wood B.J.** The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – V. 119. – P.511–525.
150. **Dalton J.A., Presnall D.C.** The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: Data from the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ at 6 GPa // *Journal of Petrology*. – 1998 – Vol. 39 (11– 12). – P.1953–1964.
151. **Daly R.A.** The geology of Ascension Island. In: *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*. American Academy of Arts and Sciences. – 1925. – P.3–80.
152. **Davies K.A.** The building of Mount Elgon (East Africa) // *Geol. Surv. Uganda Mem.* – 1952. –V.7. – 57 p.
153. **Dawson J.B.** Sodium carbonatite lavas from Oldoiny Lengai, Tanganyika // *Nature*. – 1962. – V. 195. – P.1075–1076.
154. **Dawson J.B., Keller J., Nyamweru G.** Historic and recent eruptive activity of Oldoinyo Lengai. In *Carbonatite volcanism. Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites* // Berlin Heidelberg: Springer Verlag. – 1995. – P.4–22.
155. **Deines P.** Stable isotope variations in carbonatites. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution* / Unwin Hyman, London. – 1989. P.301–359.
156. **Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., Vennemann, T.W.,** Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // *Lithos*. – 1998. – V. 44. – P.101–115.
157. **Demény, A., Vennemann, T.W., Ahijado, A., Casillas, R.,** Oxygen isotope thermometry in carbonatites, Fuerteventura, Canary Islands, Spain // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2004. – V. 80. – P.155–172.
158. **Denyszyn, S.W., Halls, H.C., Davis, D.W., Evans, D.A.D.,** Paleomagnetism and U-Pb geochronology of Franklin dykes in High Arctic Canada and Greenland: a revised age and paleomagnetic pole constraining block

rotations in the Nares Strait region // *Canadian Journal of Earth*. – 2009. – V. 46. – P.689–705.

159. **Dixey F., C. Bisset, W. Smith** The Chilwa Series of Southern Nyasaland: a group of alkaline and other intrusive and extrusive rocks and associated limestones // *Bulletin - Malawi Geological Survey Department*. – 1937. – Vol. 5. – 85 p.

160. **Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.** Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // *Lithos*. – 2012. – V. 152. – P.157–172.

161. **Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R.** Genesis of the Khaluta alkaline–basic Ba–Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2010. – V. 98. – P.245–268.

162. **Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S.G., Vladykin N.V.** The Arshan REE carbonatites, southwestern Transbaikalia: mineralogy, paragenesis and evolution // *Canadian Mineralogist* – 2008. – V. 46. – P.807–824.

163. **Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V.** Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2016. V. 26. – P. 81–96.

164. **Doroshkevich A.G., Prokopyev I. R., Kruk M. N., Sharygin V.V., Izbrodin I.A., Starikova A. V., Ponomarchuk V.A., Izokh A. E.** and Nugumanova Ya Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // *Journal of Petrology*. – 2022. – V. 63. (9). egac073
<https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>

165. **Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemd R., Khromova E.A., Izbrodin I.A.** Trace–element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma

evolution and carbonatite formation // *Lithos.* – 2017. – V. 284. – P.91–108.

166. **Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible 29 Cr-rich mantle xenoliths // *Mineralogy and Petrology.* – 2007a. – V. 90. – P.19–49.

167. **Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia // *Contribution to Mineralogy and Petrology.* – 2007b. – V. 153. – P.339–353.

168. **Du Bois C. G. B., Furst J., Guest N. J., Jennings D. J.** Fresh natrocarbonatite lava from. Oldoinvo L'Engai // *Nature.* – 1963. – V. 197. – P.445–446.

169. **Dunworth, E. A., Bell, K.** The Turiy massif, Kola peninsula, Russia: Isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // *Journal of Petrology/* – 2001. – V. 42. – P.377–405.

170. **Eckermann H. Von.** The alkaline district of Alno Island // *Sver. geol. under-sokn Ser. Ca.* – 1948. – V. 36. – P.1-166.

171. **Ferguson, J., and Currie, K.L.** Evidence of Liquid Immiscibility in Alkaline Ultrabasic Dikes at Callander Bay, Ontario // *Journal of Petrology.* – 1971. – V. 12. – P.561–585.

172. **Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1977. – V. 41. – P.15–32.

173. **Foley, S.F., Yaxley, G.M., Rosenthal, A., Buhre, S., Kiseeva, E.S., Rapp, R.P., Jacob, D.E.** The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO_2 and H_2O between 40 and 60 kbar // *Lithos.* – 2009. – V. 112. – P.274–283.

174. **Freestone J.C., Hamilton D.L.** The role of liquid immiscibility of the genesis of carbonatites an experimental study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. – V. 73. – №2. – P.105–117.

175. **Frost, B.R., Avchenko, O.V., Chamberlain, K.R., Frost, C.D.** Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan Shield and implications for

- Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precamb. Res.* – 1998. – V. 89. – P.1–23.
176. **Gittins J.** Summaries and bibliographies of carbonatite complexes // *Carbonatites.* – New York. – 1966. – P.417–540.
177. **Gittins J., Harmer R.E.** Myth and reality in the carbonatite – silicate rock “association” // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 2003. – V. 72. – P.19–2.
178. **Gittins J., Harmer R.E.** What is ferrocarbonatite? A revised classification // *Journal of African Earth Sciences.* – 1997. – V.25. – P.159–168.
179. **Guest N.J.** The volcanic activity of Oldoinyo L’engai // *Rec. Geol. Surv. Tanganyika.* – 1963. – V. 4. – P.56–59.
180. **Gladkochub D.A., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst, R.E.** Hanes, J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precambrian Res.* – 2010. – V 183. – P. 660–668.
181. **Condie, K.C., Rosen, O.M.** Laurentia-Siberia connection revisited // *Geology.* – 1994. – V. 22. – P.168–170.
182. **Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E., Jackson S. E., O’Reilly S. Y., van Achterberg E., Shee S. R.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. – Cosmochim. – Acta.* – 2000. – V. 64. – P. 133–147.
183. **Halama, R., Vennemann, T., Siebel, W., Markl, G.** The Gr_nnedal–Ika carbonatite syenite complex, south Greenland: Carbonatite fromation by liquid immiscibility // *Journal of Petrology.* – 2005. V. 46. – P.191–217.
184. **Hamilton D. L.** Nephelines as crystallization temperature indicators // *Journal of the Geological Society.* – 1961. – V. 69. – 321 p.
185. **Harmer R.E. Gittins J.** The case for primary, mantle–derived carbonatite magma // *Journal of Petrology.* – 1998. – V. 39. – № 11–12. – P.1895–1903.
186. **Heinrich E.W.** *The Geology of Carbonatites.* – Chicago.: Rand McNally and Co, 1966. – 601 p.

187. **Hoffman, P.F.** Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? *Science*. – 1991. – V. 252. – P. 1409–1412.
188. **Hofmann A.F** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. V.385. 1997. P.219–229.
189. **Hogarth D.D.** Classification and nomenclature of the pyrochlore group // *American Mineralogist*. – 1977. – V. 62. – P.403–410.
190. **Hogarth D.D., Home J.E.T.** Non-metamict uranoan pyrochlore and uranopyrochlore from tuff near Ndale, Fort Portal area, Uganda // *Mineralogical Magazine*. – 1989. – V. 53. – P.257–262.
191. **Hogarth D.D., Williams C.T., Jones P.** Primary zoning in pyrochlore group minerals from carbonatites // *Mineralogical Magazine*. – 2000. – V. 64. – P.683–697.
192. **Jelsma, H., Barnett, W., Richards, S., Lister, G.** Tectonic setting of kimberlites. *Lithos*. – 2009. – V. 112S. –P. 155–165.
193. **Keller J.** Extrusive carbonatites and their significance. In *Carbonatites: genesis and evolution*. –London: Unwin Hyman, 1989. – P.70–88.
194. **Keller J., Krafft M.** Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June–1988 // *Bulletin of Volcanology*. – 1990. – V. 52. – P.629–645.
195. **Khromova E.A., Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Izbrodin I.A.** Compositional Evolution of Pyrochlore–Group Minerals in Carbonatites of the Belaya Zima Pluton, Eastern Sayan // *Geology of Ore Deposit*. – 2017. –V. 8. – 7 P.52–764.
196. **King B.C.** Alkaline rocks of eastern and southern Africa. Part. III. *Petrogenesis*. *Sci. Progress.*, 1960 v.XLVIII, №.192, 709 p.
197. **King B.C.** The Napak area of Karamoya, Uganda // *Geol. Surv.Uganda Mem*. – 1949. –5.
198. **Kjarsgaard B. A., Hamilton D.L.** Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Mineralogical Magazine*. –1988. – V. 52. – P.43–55.

199. **Kjarsgaard B.A.** Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0,2 and 0,5 Gpa // *Journal of Petrology*. – 1998. – Vol. 39. – № 11–12. – 2061–2075 p.
200. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** The genesis of carbonatites by liquid immiscibility // In: *Carbonatites: genesis and evolution* (ed. K. Bell). –London: Unwin Hyman, 1989. – P.88–404.
201. **Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H.** Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate–silicate–sulphide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1995a. –V. 121. – P.267–274.
202. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley, A.R.** Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2: former USSR. London: Chapman and Hall. 1995b. 226 p.
203. **Kogarko, L. N., Williams, C. T., Woolley, A. R.,** Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. – 2006. – V. 70. –№ 4. – P.347–359.
204. **Korobeynikov, A. N., Laaioki, K.,** Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif // *Geochemistry International*. – 1994. – V. 31. – P.69–76.
205. **Le Bas M.J.** Nephelinites and carbonatites // *Alkaline Igneous Rocks*. Editors: Fitton J.G. and Upton B.G.J. *Geol. Soc. Spec. Publ.* –1987. –№ 30. – P.53–83.
206. **Le Maitre R.W.** *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms*. – Cambridge. – 2002. – 236 p.
207. **Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S. Birch W. D., Burke E. J., Ferraris G., Grice J. D., Hawthorne F., Kisch H. J., Krivovichev V., Schumache J.r., Stephenson N. C. N., Whittaker E. W.** Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *European Journal of Mineralogy*. – 1997. –V. 9. – №3. – P.623–651.

208. **Lee Bas M.J.** Carbonatite–nephelinite volcanism. London: John Wiley and Sons. – 1977. – 347 p.
209. **Lee W., Wyllie P.J.** Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites // *International Geology Review*. – 1994. – V. 36. – P.797–819.
210. **Lee W., Wyllie P.J.** Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO–(MgO–FeO)–(Na₂O–K₂O)–(SiO₂–Al₂O₃–TiO₂)–CO₂// *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – P.495–517.
211. **Lee W–J, Wyllie PJ** Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – V. 127. – P.1–16.
212. **Li Z.X., Zhong S.** Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole–mantle tectonics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2009. – V. 176. – P.143–156.
213. **Lloyd FE, Nixon PH, Hornung G, Condliffe E** Regional K–metasomatism in the mantle beneath the west branch of the East African Rift: alkali clinopyroxenite xeno–liths in highly potassic magmas. In: Nixon PHed *Mantle xenoliths*. John Wiley andSons, Chichester. –1987. – P.641–659.
214. **Lumpkin G.R., Ewing R.C.** Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup // *American Mineralogist*. – 1995. – V. 80. – P.732–743.
215. **Mangler M.F. Michael A.W. Marks A. Zaitzev N. G. Nelson E, Markl G.** Halogens (F, Cl and Br) at Oldoinyo Lengai volcano (Tanzania): Effects of magmatic differentiation, silicate–natrocarbonatite melt separation and surface alteration of natrocarbonatite // *Chemical Geology*. – 2014. – V. 365. – P.43–53.
216. **Mann, U., Marks, M., Markl, G.,** Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany // *Lithos*. – 2006. – Vol. 91. – P.262–285.

217. **Mariano A.N.** Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In *Carbonatites: genesis and evolution*. –London: Unwin Hyman, 1989. – P.149–176.
218. **Markl G.** A new type of silicate liquid immiscibility in peralkaline nepheline syenites (lujavrites) of the Ilimaussaq complex, South Greenland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2001. – V. 141. – P.458–472.
219. **Markl G., Marks M., Schwinn G. Sommer H.** Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilimaussaq Complex, South Greenland // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P.2231–2258.
220. **Marks M., Markl G.** Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P.1947–1969.
221. **Marks M., Schilling J., Coulson I. M., Wenzel T. Markl G.** The alkaline peralkaline Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco: Mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source // *Journal of Petrology*. –2008. – V. 49. – P.1097–1131.
222. **Marks M., Vennemann T., Siebel W., Markl G.** Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite–alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes // *Journal of Petrology*. – 2003. V. 44. – P.1247–1280.
223. **Marfin A.E., Radomskaya T.A., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Yakich T.Yu., Gertner I.F., Kamo S.L., Ernst R.E., Bryanskiy N.V., Glazunov O.M., Belozerova O.Yu.** U–Pb Dating of Apatite, Titanite and Zircon of the Kingash Mafic–Ultramafic Massif, Kan Terrane, Siberia: from Rodinia Break-up to the Reunion with the Siberian Craton // *Journal of Petrology*. – 2021. – V. 62. – P. 19. – egab049. DOI: [10.1093/petrology/egab049](https://doi.org/10.1093/petrology/egab049).

224. **Marsh J. S.** Aenigmatite stability in silica-undersaturated rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1975. – V. 50. – P.135–144.
225. **McDonough W.F., Sun S.-S.** Composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P.223–253.
226. **Meen J.K., Ayers J.C., Fregeau E.J.** A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: Trace – element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatitic and other magmas//Carbonatites: Genesis and Evolution Unwin Hyman. –London, 1989. – P.464–499.
227. **Meert J.G., Powell C. McA.** Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume // Precambrian Research, Special Issue. –2001. – V. 110. - P.1–8.
228. **Mitchell R.H.** Carbonatites and carbonatites and carbonatites // Canadian Mineralogist – 2005. – V. 43. – P.2049–2068.
229. **Mitchell. R.H.** Primary and secondary niobium mineral deposits associatedwith carbonatites // Ore Geology Reviews. – 2015. –V. 64. – P.626–641.
230. **Moore, A., Blenkinsop, T., Coterill, F.** Controls on post-Gondwana alkaline magmatism in Southern Africa // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. –V. 268. –P. 151–164.
231. **Morikiyo, T., Takano, K., Miyazaki, T., Kagami, H., Vladykin, N.V. Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2000. – V. 95. – P.162–172.**
232. **Nasraoui M., Bilal E.** Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of deferent alteration stages // Journal of Asian Earth Sciences. – 2000. – V. 18. – P.237–251.
233. **Ngwenya B.T.** Hydrothermal rare earth mineraliza–tion in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: processes at the fl uid/rock interface // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1994. – V. 58. – P.2061–2072.

234. **Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.** Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner complex // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – V. 126. – P.331–344.
235. **Otto J.W., Wyllie P.J.** Relationship between silicate melts and carbonate – precipitating melts in $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at 2 kbar // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1993. – V. 48. – P.343–365.
236. **Panina L.I.** Multiphase carbonate–salt immiscibility in carbonate melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. –V.150. – P.19–36.
237. **Pilipiuk A.N., Ivanikov V.V., Bulakh A.G.** Unusual rocks and mineralisation in a new carbonatite complex at Kandaguba, Kola Peninsula, Russia // *Lithos*. – 2001. –V. 56. – P.333–347.
238. **Prowatke, S., Klemme, S.** Trace element partitioning between apatite and silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – V. 70. – P.4513–4527.
239. **Rainbird, R.H., Stern, R.A., Khudoley, A.K., Kropachev, A.P., Heaman, L.M., Sukhorukov, V.I.** U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1998. –V. 164. – P.409–420.
240. **Rankin A.H. Le Bas M.J.** Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma // *Nature*. – 1974. – V. 250. – P.206–209.
241. **Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N. Sergeev S.A.** Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Research*. – 2012. – V. 21. – P.728–744.

242. **Ryabchikov I. D., Kogarko L. N.** Deep Differentiation of Alkali Ultramafic Magmas: Formation of Carbonatite Melts. // *Geochemistry*. – 2016. – Int. 54 (9). – P.739–747.
243. **Saether E.** On the genesis of peralcaline rock province. In: Rept.XVIII sess. Intern. Geol. Congr., 1950. -Part II.
244. **Salnikova E. B., Chakhmouradian A. R., Stifeeva M. V., Reguir E. P., Kotov A.B., Gritsenko Y. D., Nikiforov A. V.** Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. – 2019. – V. 338. – P.141–154.
245. **Savelyeva V. B., Danilova Yu. V., Academician Letnikov F. A., Demonterova E. I., Yudinb D. S., Bazarova E. P., Danilov B. S., Sharygin I. S.** Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton) // *Doklady Earth Sciences*. – 2022. – Vol. 505. – V. 1, P. 452–458.
246. **Secher K., Larsen L.M.** Geology and mineralogy of the Sarfartôq carbonatite complex, southern West Greenland // *Lithos*. – 1980. – V. 13. – P.199–212.
247. **Chalapathi Rao N.V., Wu Fu-Yuan, Mitchell R.H., Li Qiu-Li, Lehmann B.** Mesoproterozoic U–Pb ages, trace element and Sr–Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the Eastern Dharwar craton, southern India: Distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event *Chemical Geology*. – 2013. – V353. – P. 48-64.
248. **Sharygin V.V, Doroshkevich A.G.** Mineralogy of secondary olivine–hosted inclusions in calcite carbonatites of the Belaya Zima alkaline complex, Eastern Sayan, Russia: evidence for late–magmatic Na–Ca–rich carbonate composition // *Journal Geological Society of India*. – 2017. –V.90. – P.524–530.
249. **Simonetti A, Bell K, Shradly C.** Trace– and rare–earth–element geochemistry of the June 1993 natrocarbonatite lavas, Oldoinyo Lengai (Tanzania): Implications for the origin of carbonatite magmas // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1997. – V. 75. – P.89–106.

250. **Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 22. – P.359–377.
251. **Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – V.42. – P.313–345.
252. **Sweeney R.J.** Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett* 128(3–4):259–270 Taylor HP Jr, Frechen J, Degens ET (1967) Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden // *Geochim Cosmochim Acta*. – 1994. – V. 31. – №3. – P.407–430.
253. **Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J.** Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // *Journal of Petrology*. – 2006. – V. 47. – P.1261–1315.
254. **Tappe, S., Romer, R.L., Stracke, A., Steinfeld, A., Smart, K.A., Muehlenbachs, K., Torsvik, T.H.** Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2017. – V. 466. – P.152–167.
255. **Thibault Y, Edgar A.D., Lloyd F.E.** Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: Implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle // *American Mineralogist*. – 1992. – V. 77. – 7–8. – P.784–794.
256. **Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B.** Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts with implications to the origin of natrocarbonatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012. – V. 79. – P.20–40.

257. **Veksler I.V., Fedorchuk Y.M., Nielsen T.F.D.** Phase equilibria in the silica_undersaturated part of the $\text{KAlSiO}_4\text{--Mg}_2\text{SiO}_4\text{--Ca}_2\text{SiO}_4\text{--SiO}_2\text{--F}$ system at 1 atm and the larnite–normative trend of melt evolution // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1998. – V. 131. – 4. – P.347–363.
258. **Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V.** Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – P.2015–2031.
259. **Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B.** Trace element partitioning in immiscible silicate– carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – P.2095–2104.
260. **Veksler I.V., Teptev M.P.** Conditions for Crystallization and Concentration of Perovskite Type Minerals in Alkaline Magmas // *Lithos*. – 1990. – V. 26. №1. – P.177– 189.
261. **Wall F., Mariano A.** Rare earth minerals in carbonatites: a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi. In: Jones AP, Wall F, Williams CT (eds) *Rare earth minerals: chemistry origin and ore deposits*. Chapman and Hall. –London, 1996. – P.193–226.
262. **Wall F., Williams C.T., Woolley A.R., Nasraoui M.** Pyrochlore from weathered carbonatite at Lueshe, Zaire // *Mineralogical Magazine*. – 1996. – V. 60. – P.731–750.
263. **Wallace M.E., Green D.H.** An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*. – 1988. – V. 335. – P.343–346.
264. **Warr L.N.** IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85. – P. 291–320
265. **Watson, E.B., Green, T.H.** Apatite liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1981. – V. 56. – P.405–421.
266. **Wendlandt, R. F., Harrison, W. J.,** Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids 122 and CO_2 vapour: Results and

implications for the formation of light rare earth enriched rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1979. – V. 69. – P.409–419.

267. **Williams C.T., Wall F., Woolley A.R., Phillip S.** Compositional variation in pyrochlore from the Bingo carbonatite, Zaire. J. Journal of African Earth Sciences. – 1997. – V. 25. – №1. – P.137–145.

268. **Woolley A.R.** Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis // Periodico di Mineralogia. – 2003. – V. 72. – P.9–17.

269. **Woolley A.R. Kjarsgaard B.A.** Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database // Canadian Mineralogist. – 2008. – V. 46. – P.741–752.

270. **Woolley A.R.** The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 1. North and South America. –London, 1987. – 216 p.

271. **Woolley A.R.** The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 3. Africa. –London, the Geological Society. –2001. – 366 p.

272. **Woolley A.R., Kempe D.R.C.** Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution. –London, 1989. – P.1–46.

273. **Wu, B., Wang, R. C., Yang, J. H., Wu, F.–Y., Zhang, W.–L., Gu, X.–P., Zhang, A.–C.,** Zr and REE mineralization in sodic lujavrite from the Saima alkaline complex, northeastern China: A mineralogical study and comparison with potassic rocks // Lithos. – 2016. – V. 262. – P.232–246.

274. **Wyllie P. J., Huang W. L.** Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites // Nature. – 1975. V. 257. – P.297– 299.

275. **Wyllie P.J.** Origin of carbonatites – evidence from phase equilibrium studies // Carbonatites: genesis and evolution. –London, 1989. – P.500–545.

276. **Wyllie P.J., Haas J.L.** The system CaO–SiO₂–CO₂–H₂O. Melting relationships with excess vapor at 1 kilobar pressure // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1965. – V. 29. – P.871–892.

277. **Wyllie P.J., Lee W-J.** Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – P.1885–1993.
278. **Wyllie P.J., Tuttle O.F.** The system CaO–CO₂–H₂O and the origin of carbonatites // *Journal of Petrology*. –1960. –V. 1. – 1–46p.
279. **Yaxley, G. M., Green, D. H.** Experimental reconstruction of sodic dolomite carbonatite melts from metasomatised lithosphere // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, – 1996. – V. 124. – P.359–369.
280. **Zaitsev A.N., Wall F., Le Bas M.J.** REE–Sr–Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution // *Mineralogical Magazine*. – 1998. – V. 62. – P.225–250.
281. **Zaitsev, A.N.:** Rhombohedral carbonates from carbonatites of the Khibina massif, Kola Peninsula, Russia // *Canadian Mineralogist*. – 1996. – V. 34. – P.453–468.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (таблицы к главе 3).

Таблица 3.7.1. Выборочные анализы химического состава клинопироксена из ультраосновных пород Белозиминского массива.

Состав (мас %)	Мельтейгиты				Ййолиты			
	2092-761-763		01/151		2092-761-763			
Образец								
SiO ₂	45.87	51.41	46.31	44.90	51.53	51.14	52.33	47.86
TiO ₂	2.64	0.69	2.71	2.76	0.52	0.57	0.17	1.35
Al ₂ O ₃	6.84	2.41	7.24	7.26	1.94	1.94	1.03	4.38
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
FeO (общ.)	8.80	6.93	8.87	8.57	9.57	8.34	9.99	11.74
MnO	0.17	0.26	0.20	0.16	0.35	0.34	0.40	0.40
MgO	11.19	13.43	10.86	11.19	12.12	13.01	11.85	10.49
ZrO ₂	0.10	0.10	0.08	0.09	0.03	0.00	0.02	0.07
CaO	23.32	23.70	22.93	23.58	22.71	23.60	22.79	22.60
Na ₂ O	0.55	0.70	0.71	0.60	0.86	0.64	0.94	0.95
Сумма	99.48	99.64	99.91	99.11	99.64	99.58	99.56	99.84
Формульные коэффициенты рассчитаны на 4 катиона и 6 кислорода								
Si	1.73	1.91	1.74	1.70	1.93	1.91	1.97	1.81
Ti	0.08	0.02	0.08	0.08	0.02	0.02	0.01	0.04
Al	0.30	0.11	0.32	0.32	0.09	0.09	0.05	0.20
Fe+3	0.13	0.08	0.10	0.17	0.08	0.11	0.07	0.18
Cr+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.15	0.13	0.18	0.10	0.22	0.15	0.24	0.19
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.63	0.75	0.61	0.63	0.68	0.73	0.67	0.59
Ca	0.94	0.94	0.92	0.95	0.91	0.95	0.92	0.92
Na	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.07
Миналы								
Эгирин (Aeg)	4.30	5.20	5.50	4.80	6.30	4.70	6.90	7.30
Диопсид (Di)	66.80	76.60	64.40	68.50	68.30	73.80	66.90	61.80
Геденбергит (Hed)	16.30	14.60	19.30	11.10	22.90	16.70	25.30	21.10

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт СО РАН. Улан-Удэ); JEOL Nureprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия); JEOL JXA-8100 (Институт геологии и минералогии СО РАН. Новосибирск).

Таблица 3.7.2. Содержание РЗЭ и редких элементов в клинопироксене из пород Белозиминского массива.

Порода	Мельтейгиты			Ййолиты			Нефелиновые сиениты			Карбонатиты			
	№ обр.	2092-761-763	01/151	2092-761-763			С1-135-144			BZOL		2550	
SiO ₂ . мас %	44.52	51.41	44.90	51.53	49.60	52.33	49.65	52.43	52.55	52.61	51.36	53.10	51.85
TiO ₂	2.94	0.69	2.76	0.52	0.90	0.17	0.86	0.59	0.41	0.54	0.30	0.20	0.21
Al ₂ O ₃	7.78	2.41	7.26	1.94	3.36	1.03	2.96	1.18	0.98	1.09	0.86	0.25	0.66
FeO _(общ)	9.11	6.93	8.57	9.57	8.74	9.99	11.48	20.27	18.18	17.97	15.81	9.70	13.24
MnO	0.20	0.26	0.16	0.35	0.27	0.40	0.39	0.38	0.68	0.54	1.01	0.74	1.07
MgO	10.60	13.43	11.19	12.12	12.30	11.85	10.70	4.94	6.40	6.36	8.20	12.24	9.84
CaO	23.10	23.70	23.58	22.71	23.55	22.79	22.60	11.83	13.12	12.73	18.59	20.14	19.91
Na ₂ O	0.67	0.70	0.60	0.86	0.54	0.94	0.95	7.13	6.33	6.73	3.13	2.59	2.40
Сумма	98.92	99.53	99.11	99.64	99.26	99.56	99.59	99.12	98.65	99.07	99.26	99.05	99.18
Sc	42.2	8.41	49.0	2.23	2.64	2.57	1.40	9.37	24.9	10.4	22.1	31.7	29.2
V	270	280	203	161	256	213	337	942	1700	997	248	558	806
Cr	<4.2	<4.8	<1.4	<4.2	<1.2	<4.1	<4.3	<3.8	<3.9	<3.6	<4.5	<4.2	<4.1
Ga	22.3	17.1	18.5	13.8	18.4	16.0	19.2	14.6	16.5	16.8	1.34	3.89	3.32
Sr	282	189	200	278	373	279	300	92.7	93.9	93.7	190	212	126
Nb	1.25	1.60	2.05	0.73	2.36	1.32	2.84	5.64	72.4	4.42	41.4	1.66	1.56
Zr	919	760	719	114	185	161	493	4168	3993	4655	351	814	985
Hf	35.4	21.2	29.9	2.00	3.32	3.50	11.0	92.4	108	112	6.89	12.5	11.5
La	2.49	1.99	3.50	1.37	2.62	1.99	3.98	1.60	1.25	1.85	2.09	2.17	2.27
Ce	6.10	5.72	8.01	3.17	6.44	4.71	8.41	6.00	4.82	6.83	8.34	8.77	9.45
Pr	0.93	1.01	1.27	0.46	0.82	0.59	1.08	1.12	0.71	1.21	1.37	1.38	1.83
Nd	4.39	6.38	5.63	1.70	3.21	3.09	4.52	5.55	3.71	5.13	6.29	5.88	8.66
Sm	1.65	1.86	2.18	0.40	0.63	0.68	1.09	1.31	0.88	1.45	1.47	2.02	2.00
Eu	0.64	0.82	0.87	0.09	0.21	0.16	0.39	0.43	0.31	0.48	0.43	0.45	0.68
Gd	1.79	2.26	2.54	0.24	0.42	0.42	1.06	1.14	0.82	1.07	1.09	1.38	1.58
Tb	0.31	0.36	0.37	0.02	0.05	0.03	0.10	0.18	0.12	0.18	0.12	0.18	0.22

Dy	1.98	2.29	2.67	0.18	0.26	0.24	0.61	0.99	0.59	0.95	0.96	0.92	1.11
Y	9.68	9.96	12.2	0.765	1.24	1.29	3.27	3.81	2.50	4.15	3.42	3.75	4.60
Ho	0.36	0.34	0.50	0.02	0.04	0.04	0.11	0.20	0.12	0.20	0.13	0.156	0.26
Er	1.05	0.86	1.15	0.05	0.12	0.14	0.30	0.67	0.40	0.80	0.33	0.578	0.55
Tm	0.16	0.13	0.15	0.01	0.02	0.02	0.05	0.12	0.10	0.19	0.07	0.13	0.10
Yb	1.16	1.31	0.95	0.10	0.18	0.10	0.482	2.70	1.61	2.81	0.72	1.21	1.27
Lu	0.19	0.23	0.17	0.03	0.04	0.04	0.11	0.68	0.40	0.81	0.15	0.37	0.36
Сумма РЗЭ	32.90	35.54	42.16	8.64	16.33	13.57	25.58	26.56	18.37	28.12	27.00	29.35	34.95
La/Lu _(Сп)	1.34	0.92	2.19	4.74	6.10	4.54	3.88	0.25	0.33	0.24	1.48	0.63	0.67
Nb/Ta	10.42	4.83	7.37	8.75	15.32	10.15	13.92	35.25	37.51	22.44	137.54	69.17	78.00
Zr/Hf	25.96	35.85	24.05	57.00	55.72	46.00	44.82	45.11	36.97	41.56	50.94	65.12	85.65

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт СО РАН. Улан-Удэ); JEOL Nureprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия); JEOL JXA-8100 (Институт геологии и минералогии СО РАН. Новосибирск). Содержание редких и РЗЭ в ppm.

Таблица 3.7.3. Выборочные анализы химического состава (мас. %) клинопироксена из карбонатитов Белозиминского массива.

Порода	Кальцитовые карбонатиты				Кальцит-доломитовые карбонатиты			
SiO ₂	51.29	52.52	48.88	53.10	53.75	52.83	51.82	54.11
TiO ₂	0.25	0.85	0.58	0.20	0.14	0.14	0.26	0.65
Al ₂ O ₃	0.76	0.87	3.12	0.25	0.10	0.64	0.77	0.61
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO _(общ.)	15.70	30.55	12.10	9.70	5.50	9.47	13.61	30.06
MnO	1.11	0.03	0.64	0.74	0.65	0.78	1.00	0.04
MgO	8.13	0.02	10.20	12.24	15.08	12.20	9.45	0.02
ZrO ₂	0.21	0.31	0.00	0.09	0.06	0.18	0.15	0.12
CaO	18.65	0.03	22.87	20.14	23.35	21.19	19.44	0.29
Na ₂ O	3.11	13.59	0.62	2.59	0.85	1.85	2.86	13.19
Сумма	99.21	98.79	99.01	99.05	99.48	99.29	99.38	99.09
Формульные коэффициенты рассчитаны на 4 катиона и 6 кислорода								
Si	1.96	1.98	1.87	1.98	1.97	1.98	1.96	2.04
Ti	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	0.03	0.04	0.14	0.01	0.01	0.03	0.03	0.030
Fe ⁺³	0.26	0.95	0.13	0.20	0.08	0.14	0.24	0.83
Fe ⁺²	0.24	0.02	0.25	0.10	0.09	0.16	0.19	0.12
Mn	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
Mg	0.46	0.01	0.58	0.68	0.83	0.68	0.53	0.01
Ca	0.76	0.01	0.94	0.81	0.92	0.85	0.79	0.01
Na	0.23	0.99	0.05	0.19	0.06	0.13	0.21	0.96
Миналы								
Эгирин (Aeg)	23.18	93.30	4.77	18.66	6.1	13.4	21.2	85.7
Ферричермакит (Fe-Ts)	1.40	0.00	4.49	0.63	0.8	0.20	1.30	0.00
Жадеит (Jd)	0.00	3.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.10
Ti-Чермакит (Ti-Ts)	0.71	1.23	1.72	0.50	0.10	0.40	0.80	0.00
Диопсид (Di)	46.59	1.00	60.41	67.76	82.1	68.0	53.8	0.90
Геденбергит (Hed)	28.11	0.70	28.60	12.35	10.8	17.8	23.0	1.00
Энстатит (En)	0.00	0.30	0.00	0.08	0.10	0.20	0.00	0.40
Ферросилит (Fs)	0.00	0.80	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	4.90

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт СО РАН. Улан-Удэ); JEOL Nureprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия); JEOL JXA-8100 (Институт геологии и минералогии СО РАН. Новосибирск).

Таблица 3.7.4. Выборочные анализы химического состава нефелина из пород Белозиминского массива.

Мас. %	Мельтейгиты		Ййолиты			Нефелиновые сиениты			
Образец	2092-761-763 М		2092-761-763 I			С1-135-144		2095-325	
SiO ₂	41.39	41.29	41.32	41.58	41.64	43.15	42.68	43.80	44.11
Al ₂ O ₃	33.59	34.00	34.36	34.25	34.20	33.83	33.37	33.03	33.47
FeO _(общ)	0.56	0.72	0.48	0.50	0.56	0.61	0.53	0.65	0.63
CaO	0.60	0.27	0.21	0.14	0.15	0.08	0.62	0.05	0.01
Na ₂ O	15.73	15.59	15.67	15.98	15.57	15.83	16.34	15.98	15.69
K ₂ O	7.22	7.48	7.51	7.28	7.34	5.92	5.19	5.89	5.44
Сумма	99.09	99.35	99.55	99.73	99.46	99.42	98.73	99.40	99.35
Редкие элементы. ppm									
Cr	13.8	13.8	28.1	25	22.9	42.2	56.3	54.3	41.3
Ga	98.4	44.3	59	62.5	76.4	486	8.1	3.98	374
Sr	0.09	0.09	0.06	0.08	0.10	1.63	0.06	0.05	0.57
Y	0.20	0.15	0.17	0.14	0.20	1.68	0.13	0.12	0.97
Zr	0.06	0.08	0.08	0.08	0.10	3.24	0.11	0.11	1.29
Nb	1.54	0.65	0.71	1.08	1.23	862	1.27	1.41	1097

Примечание: JEOL Нурегprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия).

Таблица 3.7.5. Выборочные анализы химического состава амфибола из пород Белозиминского массива.

Порода	Мельтейгиты				Ййолиты				Нефелиновые сиениты			Кальцитовые карбонатиты			Кальцит- доломитовые		
мас. %	2092-761-763 М				2092-761-763 I				С1-135-144			2550			БЗ		
SiO ₂	39.36	40.26	39.32	39.94	45.59	46.06	40.61	40.63	53.06	53.74	53.44	53.91	55.82	51.71	53.77	53.78	56.29
TiO ₂	2.81	3.05	2.29	2.70	1.18	1.02	1.10	1.26	0.56	0.50	0.43	0.28	0.21	0.20	0.44	1.61	0.42
Al ₂ O ₃	13.81	12.56	13.86	12.00	4.82	5.73	10.30	12.33	3.23	1.78	1.81	1.00	0.72	2.55	0.09	0.12	0.33
FeO _(общ.)	12.20	12.61	18.44	13.79	22.67	24.84	19.54	17.63	13.01	13.04	12.56	6.72	6.96	7.26	32.28	32.06	12.58
MnO	0.39	0.36	0.51	0.41	0.39	0.30	0.31	0.54	0.42	0.58	0.55	0.48	0.45	0.45	0.12	0.07	0.05
MgO	12.72	12.76	10.17	12.30	8.77	7.23	9.93	8.58	14.74	14.51	14.29	19.07	19.30	18.41	4.70	3.15	14.95
CaO	12.04	12.64	9.34	12.41	9.42	10.55	8.95	11.45	11.29	12.67	13.11	6.09	4.58	7.77	0.26	0.21	1.83
Na ₂ O	2.81	2.97	2.78	2.95	2.26	1.85	0.51	3.29	0.59	0.39	0.49	6.98	7.54	4.79	6.21	6.68	8.82
K ₂ O	1.86	1.09	2.27	0.70	0.73	0.77	6.57	0.65	0.86	0.24	0.19	1.30	1.23	1.96	0.24	0.80	1.97
F	0.09	0.21	0.11	0.15	0.34	0.70	0.49	0.37	0.62	0.94	1.10	1.45	0.87	1.53	1.52	1.53	1.10
Сумма	98.09	98.51	99.09	97.36	96.17	99.05	98.31	96.72	98.38	98.39	97.97	97.28	97.68	96.63	99.62	100.01	96.87
0=F	0.04	0.09	0.05	0.06	0.14	0.29	0.21	0.16	0.26	0.40	0.46	0.61	0.37	0.64	0.64	0.64	0.46
Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 кислорода																	
Si	5.89	5.98	5.84	6.01	7.11	7.07	6.33	6.28	7.67	7.80	7.80	7.74	7.91	7.59	8.01	8.06	8.08
Al	2.11	2.02	2.16	1.99	0.89	0.93	1.67	1.72	0.33	0.20	0.20	0.17	0.09	0.41	0.00	0.00	0.00
Ti	0.32	0.34	0.26	0.31	0.14	0.12	0.13	0.15	0.06	0.06	0.05	0.03	0.02	0.02	0.05	0.18	0.05
Fe ³⁺	0.00	0.16	0.92	0.23	0.30	0.19	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	0.48	0.33	0.13	1.61	1.33	0.51
Al	0.33	0.18	0.27	0.14	0.00	0.11	0.22	0.52	0.22	0.10	0.11	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06
Mn	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01
Fe ²⁺	1.53	1.41	1.37	1.51	2.65	3.00	2.27	2.27	1.57	1.58	1.53	0.33	0.50	0.77	2.42	2.70	1.01
Mg	2.84	2.83	2.25	2.76	2.04	1.66	2.31	1.98	3.18	3.14	3.11	4.08	4.08	4.03	1.05	0.70	3.20
Ca	1.93	2.01	1.49	2.00	1.57	1.74	1.49	1.90	1.75	1.97	2.05	0.94	0.70	1.22	0.04	0.03	0.28
Na	0.82	0.86	0.80	0.86	0.68	0.55	0.15	0.99	0.17	0.11	0.14	1.94	2.07	1.36	1.80	1.94	2.46
K	0.36	0.21	0.43	0.14	0.15	0.15	1.31	0.13	0.16	0.04	0.04	0.24	0.22	0.37	0.05	0.15	0.36
OH	1.96	1.90	1.95	1.93	1.83	1.66	1.76	1.82	1.72	1.57	1.49	1.34	1.61	1.29	1.28	1.27	1.50
F	0.04	0.10	0.05	0.07	0.17	0.34	0.24	0.18	0.28	0.43	0.51	0.66	0.39	0.71	0.72	0.73	0.50

Таблица 3.7.6. Выборочные анализы химического состава слюд из пород Белозиминского массива.

Порода № обр.	Мельтейгиты			Карбонатиты		
	01/151			2099-75-80	2550	
SiO ₂ мас. %	37.88	41.71	37.14	39.80	39.88	39.37
TiO ₂	2.42	0.69	2.49	0.73	1.12	1.37
Al ₂ O ₃	15.43	11.71	13.74	12.85	13.33	13.32
FeO _(общ.)	14.20	9.82	15.34	6.28	6.56	6.04
MnO	0.25	0.11	0.42	0.21	0.21	0.17
MgO	16.65	21.23	15.88	23.83	23.38	23.85
CaO	0.26	0.06	0.05	0.05	0.08	0.06
Na ₂ O	0.25	1.10	0.54	0.19	0.23	0.20
K ₂ O	9.05	9.34	9.40	10.05	9.84	10.08
F	0.00	0.05	0.15	1.02	0.82	1.08
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Сумма	96.39	96.05	95.15	95.01	95.46	95.55
O=F.Cl	0.00	0.02	0.06	0.43	0.35	0.46
ppm						
Sc	1.07	1.46	1.45	8.29	11.30	0.53
V	211	254	246	80.5	86.4	35.4
Cr	1.5	1.5	1.5	1.8	1.9	1.3
Ga	27.30	27.30	27.80	34.30	32.00	28.10
Sr	32.20	22.90	46.50	30.80	52.30	5.62
Zr	1.84	1.27	2.76	48.50	61.20	7.44
Nb	23.50	31.40	34.10	680	671	139
Ba	3169	3883	3352	2444	3221	83.10
Hf	0.08	0.09	0.13	0.64	0.87	0.13
Ta	0.50	0.75	0.90	13.10	32.10	1.16

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт СО РАН. Улан-Удэ); JEOL Hyperprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия); JEOL JXA-8100 (Институт геологии и минералогии СО РАН. Новосибирск).

Таблица 3.7.7. Выборочные анализы химического состава слюд (мас. %) из пород Белозиминского массива.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	38.60	37.66	37.89	37.30	38.64	38.91	35.92	37.46	39.80	39.88	39.37	42.75	40.49	41.05	38.51	39.54	40.42	37.88
TiO ₂	0.90	2.05	1.61	1.99	3.45	1.57	3.19	2.83	0.73	1.12	1.37	0.11	0.68	0.00	0.33	0.00	0.17	2.42
Al ₂ O ₃	12.00	11.72	11.89	13.33	11.11	11.43	11.15	11.40	12.85	13.33	13.32	10.24	12.41	6.95	6.93	3.93	7.80	15.43
FeO _(общ.)	16.59	17.86	17.57	15.91	17.37	18.18	24.91	21.00	6.28	6.56	6.04	5.97	6.33	9.02	12.66	18.19	9.04	14.20
MnO	0.66	0.46	0.54	0.33	0.35	0.00	0.34	0.51	0.21	0.21	0.17	0.26	0.20					0.25
MgO	17.00	15.80	16.09	16.39	15.11	15.46	10.13	12.56	23.83	23.38	23.85	25.82	24.35	25.82	21.03	19.98	24.58	16.65
CaO	0.48	0.79	0.64	0.53	0.00	0.00	0.00	0.17	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07	0.00	0.39	0.00	0.09	0.26
Na ₂ O	9.98	10.22	10.03	10.22	10.61	10.90	10.46	10.11	0.19	0.23	0.20	0.47	0.31	11.28	12.50	10.71	11.33	0.25
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.05	9.84	10.08	9.37	9.63	0.00	2.11	1.15	1.57	9.05
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.04	0.02	0.00	0.02	-	-	-	-	0.02
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26	0.32	0.20	0.22	0.31	-	-	-	-	0.56
F	-	-	-	-	-	-	-	-	1.02	0.82	1.08	0.00	0.65	-	-	-	-	0.00
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	-	-	-	-	0.00
Сумма	96.23	96.55	96.25		96.64	96.45	96.08	-	95.29	95.81	95.78	95.28	95.47	94.12	93.25	92.83	-	96.97
Формульные коэффициенты рассчитаны на 11 атомов кислорода																		
Si	5.80	5.70	5.73	-	5.81	5.88	5.68	-	5.79	5.76	5.70	6.10		6.12	6.00	6.28	-	5.55
Al iv	2.13	2.09	2.12	-	1.97	2.04	2.08	-	2.20	2.24	2.27	1.72		1.22	1.27	0.74	-	2.45
Al vi	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.03	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	-	0.22
Ti	0.10	0.23	0.18	-	0.39	0.18	0.38	-	0.08	0.12	0.15	0.01		0.00	0.04	0.00	-	0.27
Fe	2.09	2.26	2.22	-	2.19	2.30	3.29	-	0.76	0.79	0.73	0.71		1.12	1.65	2.42	-	1.74
Mn	0.08	0.06	0.07	-	0.04	0.00	0.05	-	0.03	0.03	0.02	0.03		0.00	0.00	0.00	-	0.03
Mg	3.81	3.57	3.63	-	3.39	3.48	2.39	-	5.17	5.04	5.15	5.50		5.74	4.88	4.73	-	3.64
Ca				-				-	0.01	0.01	0.01	0.01					-	0.04
Na	0.14	0.23	0.19	-	0.00	0.00	0.00	-	0.05	0.07	0.06	0.13		0.00	0.12	0.00	-	0.07
K	1.91	1.97	1.94	-	2.04	2.10	2.11	-	1.87	1.81	1.86	1.71		2.14	2.48	2.17	-	1.69
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00		-	-	-	-	0.00
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.01	0.01		-	-	-	-	0.03
ОН*	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	3.53	3.62	3.50	4.00		0.00	0.00	0.00	-	4.00
F	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.47	0.37	0.49	0.00		0.00	1.04	0.58	-	0.00

Примечание. 1-4 – ийолиты, 5-8 нефелиновые сиениты, 9-13 – кальцитовые карбонаты, 14-17 – кальцит-доломитовые карбонаты, 18 – анкеритовые карбонаты. ан. 4, 8, 13, 17 – среднее по 11 пробам. – не обнаружено.

Таблица 3.7.8. Выборочные анализы химического состава и содержания редких и редкоземельных элементов в перовските из ультраосновных пород Белозиминского массива.

Мас %	Мельтейгиты				Ййолиты			
Образец	01-151				2092-761-763 М			
TiO ₂	52.94	58.3	53.71	58.2	57.81	58.22	56.84	57.75
FeO _(общ.)	1.78	0.6	1.8	0.91	0.56	0.68	0.54	0.57
CaO	36.84	37.95	36.28	39.21	38.69	39.56	38.21	39.18
Na ₂ O	1.25	-	-	-	0.19	0.1	0.37	0.13
Ce ₂ O ₃	3.14	2.6	1.89	1.52	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	1.44	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	4.42	0.82	4.75	1.36	0.64	0.26	0.51	0.51
ZrO ₂	-	-	-	-	0.04	0.02	-	-
BaO	-	-	-	-	1.23	0.78	1.27	1.33
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	0.1	0.16	0.44	0.1
MnO	-	-	-	-	0.04	0.04	0.03	0.04
Сумма	101.82	100.27	98.43	101.2	99.3	99.82	98.21	99.61
ppm								
Sc	0.47	0.53	0.38	0.21	-	-	-	-
V	308	271	305	288	-	-	-	-
Sr	1545	1699	1746	1694	-	-	-	-
Y	464	443	583	596	-	-	-	-
Zr	290	288	402	413	-	-	-	-
Nb	2645	2989	3055	2784	-	-	-	-
Ba	2.94	1.87	1.99	2.36	-	-	-	-
La	1750	1899	1902	1800	-	-	-	-
Ce	3683	4367	4001	3744	-	-	-	-
Pr	523	603	574	537	-	-	-	-
Nd	2083	2405	2286	2157	-	-	-	-
Sm	398	434	441	421	-	-	-	-
Eu	116	125	134	123	-	-	-	-
Gd	307	308	352	335	-	-	-	-
Tb	37.9	35.5	43.7	41.7	-	-	-	-
Dy	188	174	229	212	-	-	-	-
Ho	27.2	24.7	34.0	32.6	-	-	-	-
Er	51.9	46.3	64.8	66.3	-	-	-	-
Tm	4.94	4.62	6.31	6.73	-	-	-	-
Yb	21.9	21.3	30.6	32.0	-	-	-	-
Lu	2.18	1.97	2.79	3.04	-	-	-	-
Hf	8.00	7.11	9.65	9.64	-	-	-	-
Ta	254	284	247	210	-	-	-	-

Примечание: - элемент не определялся

Таблица 3.7.9. Выборочные анализы химического состава (мас. %) Ti-Fe оксидов из пород Белозиминского массива.

Порода	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	FeO	MgO	MnO	V ₂ O ₃	Сумма
Мельтейгиты	50.04	0.04	40.73	-	8.41	-	99.29
	49.86	0.02	41.13	-	8.10	-	99.21
	50.41	-	39.83	-	8.24	-	98.62
	52.71	1.30	44.06	-	2.81	-	100.89
	50.11	-	40.96	-	8.15	-	101.02
	52.64	-	39.02	-	8.14	-	101.19
	52.00	-	42.38	-	7.72	-	102.10
	0.9	-	94.45	-	-	0.34	95.69
	1.82	-	94.12	-	-	0.32	96.26
	1.75	-	93.45	-	0.43	0.28	95.91
Ййолит	50.38	-	38.12	-	11.54	-	101.10
	51.56	-	38.45	-	11.25	-	102.11
	49.71	-	38.75	-	10.82	-	99.28
	47.04	-	42.15	-	10.14	-	100.21
	3.7	-	90.26	-	0.87	0.38	95.21
	4.59	-	87.78	-	1.46	0.35	94.18
	4.5	-	88.28	-	1.1	0.34	94.97
Кальцитовые карбонаты	49.46	1.13	27.11	0.03	21.58	-	99.33
	53.63	0.52	21.61	5.46	19.06	-	100.42
	49.89	0.06	25.73	0.55	22.79	-	99.10
	50.13	1.03	34.36	5.14	9.40	-	100.06
	49.64	4.45	35.52	0.62	9.31	-	99.53
	49.11	-	30.03	0.00	21.32	-	100.50
	50.50	-	25.36	4.10	21.50	-	101.50
	50.36	0.82	33.14	6.20	9.45	0.72	100.69
Кальцит-доломитовые карбонаты	50.81	-	30.81	-	19.30	-	100.92
	53.41	0.94	43.82	-	2.56	-	100.80
	52.36	-	18.72	4.15	24.12	0.56	99.90
	49.59	3.96	26.31	1.33	20.04	-	101.20
	50.36	0.82	33.14	6.20	9.45	0.72	100.69
	52.81	1.52	41.79	-	4.05	-	100.20
	50.03	0.96	46.12	-	4.04	-	101.20
	52.46	0.76	34.05	4.91	9.10	0.65	101.93

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт им. Л.Н Добрецова, г. Улан-Удэ).

Таблица 3.7.10. Выборочные анализы химического состава кальцита из ультраосновных пород и нефелиновых сиенитов Белозиминского массива.

Порода	Ийолиты		Мельтейгиты		Нефелиновые сиениты		
	2092-761-763 I		2095-226-231		C1-135-144		
FeO (мас. %)	0.30	1.02	1.34	0.50	1.60	0.57	0.33
MnO	0.53	1.83	0.41	0.45	0.85	0.66	0.30
MgO	0.39	0.75	0.84	0.99	0.00	0.38	0.00
CaO	53.4	50.3	52.51	53.2	50.75	51.73	53.98
Сумма	54.62	53.90	55.10	55.14	53.28	53.33	54.61
ppm							
Si	470	333	187	131	-	-	-
Sc	6.17	8.08	2.46	3.18	-	-	-
Ga	1.19	0.452	0.475	1.79	-	-	-
Sr	875	1000	750	937	-	-	-
Y	3.02	1.25	1.00	0.48	-	-	-
Zr	0.35	0.08	0.14	0.03	-	-	-
Nb	0.55	0.15	0.22	0.58	-	-	-
Ba	559	253	223	100	-	-	-
La	6.99	13.0	2.79	5.10	-	-	-
Ce	14.3	22.1	5.72	8.71	-	-	-
Pr	1.72	2.24	0.69	0.88	-	-	-
Nd	6.14	6.79	2.45	2.68	-	-	-
Sm	1.28	1.23	0.512	0.39	-	-	-
Eu	0.41	0.33	0.16	0.10	-	-	-
Gd	1.03	0.81	0.411	0.27	-	-	-
Tb	0.15	0.09	0.05	0.03	-	-	-
Dy	0.60	0.39	0.21	0.15	-	-	-
Ho	0.09	0.06	0.04	0.03	-	-	-
Er	0.24	0.17	0.109	0.07	-	-	-
Tm	0.03	0.02	0.01	0.01	-	-	-
Yb	0.19	0.16	0.10	0.07	-	-	-
Lu	0.03	0.03	0.015	0.01	-	-	-

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе JEOL Нурегробе JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам, Германия).

Таблица 3.7.11. Выборочные анализы химического состава карбонатов из карбонатитов Белозиминского массива

Порода	Кальцитовые карбонатиты					Кальцит- доломитовые		Кальцит-доломитовые				Анкеритовые карбонатиты			
Минерал	Кальцит							Доломит				Анкерит			
FeO (мас. %)	0.27	0.30	0.33	0.16	0.04	0.19	0.43	1.7	9.1	10.06	7.50	12.65	16.9	13.34	12.88
MnO	0.51	0.48	0.23	0.19	0.19	0.18	0.32	4.21	3.08	3.37	0.68	2.27	5.08	2.72	2.67
MgO	0.87	0.94	0.63	0.45	0.15	0.5	0.94	15.93	13.04	12.53	14.73	11.03	6.57	10.39	10.87
CaO	53.83	53.61	53.44	53.33	54.9	51.82	55.67	29.38	28.63	28.55	29.49	28.72	28.49	28.59	29.01
Сумма	55.47	55.34	54.62	54.13	55.28	52.69	57.36	51.22	53.85	54.51	52.40	54.67	57.04	55.04	55.43
ppm															
Si	353	1128	999	504	477	681	930	730	0.36	1004	507	641	621	540	627
Sc	0.23	0.39	0.72	0.94	0.44	0.56	0.51	0.85	9.55	5.59	0.47	6.30	6.48	4.25	14.8
V	6.92	0.26	2.71	0.35	0.29	0.07	0.33	67.0	4.89	469	0.34	16.0	4.46	4.98	46.0
Sr	1920	5726	4582	6874	6641	6704	7373	1473	3134	2834	2078	2734	3845	4329	1425
Y	10.1	49.9	57.1	71.9	77.6	71.1	67.7	6.36	7.87	11.2	45.2	4.43	6.31	5.12	9.47
Ba	94.2	472	277	457	530	540	478	14.4	25.9	82.8	75.4	57.1	58.3	72.6	1.86
La	8.54	132	52.1	173	239	234	228	16.7	10.1	30.3	8.81	9.95	12.2	10.7	54.6
Ce	15.5	223	104	331	433	357	417	39.7	25.8	65.9	16.4	36.0	40.5	36.6	87.7
Pr	1.70	24.2	11.5	35.1	49.2	47.7	44.0	4.75	2.81	5.78	2.01	4.49	4.94	5.22	8.31
Nd	6.16	93.8	46.3	128	176	175	160	18.1	9.71	23.8	6.63	19.5	20.4	21.3	26.7
Sm	1.59	14.4	8.72	23.1	27.6	26.9	23.9	3.49	2.06	4.78	1.43	3.96	4.12	3.83	3.27
Eu	0.28	3.93	3.07	6.36	7.09	7.36	7.56	0.86	0.50	1.16	0.42	0.991	0.84	1.02	0.66
Gd	1.32	10.5	10.0	18.5	22.2	22.1	18.9	2.68	1.87	3.67	2.08	2.20	2.05	2.21	1.25
Tb	0.23	1.42	1.68	2.32	2.54	2.65	2.42	0.312	0.28	0.47	0.46	0.271	0.23	0.29	0.24
Dy	1.39	9.34	11.7	14.2	15.7	14.5	12.7	1.51	1.41	2.22	5.03	1.24	1.18	1.27	1.65
Ho	0.37	1.56	2.41	2.58	2.76	2.58	2.29	0.25	0.30	0.44	1.35	0.19	0.25	0.23	0.36
Er	1.19	4.53	6.51	6.38	6.97	6.31	6.19	0.64	0.88	0.97	4.27	0.47	0.79	0.59	1.57
Tm	0.22	0.64	0.97	0.91	0.88	0.87	0.73	0.10	0.12	0.17	0.57	0.06	0.12	0.09	0.26
Yb	2.65	5.31	5.73	5.16	6.03	5.39	4.23	0.54	0.83	0.92	3.82	0.48	0.83	0.64	1.92
Lu	0.43	0.66	0.97	0.74	0.82	0.77	0.77	0.07	0.14	0.10	0.58	0.08	0.16	0.09	0.31

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе JEOL Нурергробе JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия).

Таблица 3.7.12. Выборочные анализы химического состава фторапатита из пород Белозиминского массива.

Порода	мельтейгиты				йиолиты				карбонатиты				
	2092-761-763		01/151		2092-761-763 I		2095-226-231		Кальцитовые		Кальцит- доломитовые		Анкеритовые
SiO ₂ Мас. %	0.53	0.61	0.50	0.70	0.47	0.55	0.59	0.46	0.13	0.12	0.24	0.31	0.32
FeO _(общ.)	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00	0.08	0.15	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.07	0.06	0.05
CaO	54.89	54.97	54.96	54.89	54.85	54.89	54.80	54.82	54.87	54.91	54.91	54.71	54.97
P ₂ O ₅	40.89	41.18	42.18	41.04	41.66	41.91	42.01	41.61	41.59	42.25	41.59	41.61	41.16
SO ₃	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01
F	1.70	1.60	1.46	1.51	1.55	1.27	1.45	1.33	2.04	1.83	1.23	3.26	4.19
Cl	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02
Сумма	98.06	98.44	99.13	98.22	98.57	98.72	98.93	98.24	98.69	99.17	98.13	100.11	101.74
O=F	0.72	0.67	0.61	0.64	0.65	0.53	0.61	0.56	0.86	0.77	0.52	0.53	0.50
V	185	164	192	171	198	188	172	172	113	97.4	54.2	52.1	60.5
Sr	3263	3136	3202	3233	3361	3465	3310	3557	3595	3550	4229	4153	3921
Y	66.9	59.2	70.3	68.8	57.4	69.3	60.9	63.4	154	173	299	301	303
Zr	6.31	4.81	6.25	3.56	4.92	5.38	5.26	4.92	1.67	3.95	6.61	6.42	7.87
Nb	0.75	0.66	0.80	0.60	1.24	1.09	1.25	1.34	1.56	3.16	6.39	8,50	16.4
Ba	4.94	4.36	4.79	3.66	12.5	8.51	10.1	10.9	10.2	10.7	26.6	47.3	36
La	530	505	550	522	531	644	542	616	556	754	1126	1124	1109
Ce	828	804	851	826	826	1051	878	965	1362	1599	2219	2202	2191
Pr	89.3	83.8	89.7	86.9	83.6	105	85.5	97.7	165	251	350	354	346
Nd	330	322	342	328	306	376	305	344	631	823	1369	1422	1381
Sm	57.1	56.1	59.2	55.6	43.7	54.1	44.6	51.3	102	123	218	223	227
Eu	15.7	14.9	16.7	16.1	12.1	14.5	12.4	13.6	27.7	34.7	55.9	57.6	56.9
Gd	44.0	41.2	47.8	46.6	30.8	40.5	34.5	37.6	75.3	101	155	160	159
Tb	4.30	4.29	4.59	4.53	3.27	3.61	3.07	3.35	8.72	10.4	16.8	18	17.7
Dy	18.8	17.2	21.2	20.4	13.6	16.5	13.9	15.2	43.9	56.7	84.3	91.1	86.2
Ho	2.58	2.19	2.75	2.60	1.87	2.22	1.87	2.05	7.03	8.50	13.1	13.6	13.3
Er	4.27	4.17	4.78	4.22	3.41	4.50	3.78	3.52	15.7	19.1	28.2	28.8	27.9
Tm	0.37	0.37	0.37	0.45	0.39	0.41	0.40	0.37	1.79	1.95	3.00	2.95	3.05
Yb	1.79	1.73	2.00	1.69	1.94	2.00	1.96	2.02	9.43	12.2	15.8	15.4	15.6
Lu	0.20	0.19	0.24	0.20	0.24	0.26	0.24	0.22	1.15	1.23	1.93	2.02	1.79

Примечание: Определение химического состава выполнено на приборе - JEOL Нурерprobe JXA-8500F
(Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия).

Таблица 3.7.13. Выборочные анализы химического состава граната из мельтейгитов Белозиминского массива.

№ обр.	2092-761-763 М		01-151				
SiO ₂ , мас. %	28.51	28.59	28.62	28.55	28.11	28.01	28.38
TiO ₂	16.49	16.62	16.46	16.52	17.41	17.27	16.93
ZrO ₂	0.24	0.28	0.32	0.38	0.07	0.14	0.19
Al ₂ O ₃	2.41	2.39	2.40	2.36	2.48	2.38	2.53
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04
FeO _(общ)	16.96	16.80	16.96	16.94	16.81	17.09	16.82
MnO	0.37	0.28	0.35	0.34	0.36	0.36	0.34
MgO	1.28	1.26	1.25	1.32	1.22	1.30	1.18
CaO	33.26	33.43	33.40	33.25	33.19	33.44	33.19
Na ₂ O	0.15	0.14	0.13	0.16	0.16	0.16	0.10
Сумма	99.70	99.80	99.90	99.80	99.80	100.19	99.70
Si	2.37	2.37	2.38	2.37	2.34	2.32	2.36
Ti	1.03	1.04	1.03	1.03	1.09	1.08	1.06
Zr	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Al	0.24	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.25
Fe ²⁺	0.21	0.23	0.23	0.22	0.24	0.20	0.27
Fe ³⁺	0.96	0.94	0.95	0.96	0.92	0.99	0.91
Mn ²⁺	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Mg	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15
Ca	2.96	2.98	2.97	2.96	2.96	2.97	2.96
Na	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
Uvarovite	0.06	0.07	0.06	0.00	0.00	0.13	0.12
Kimzeyite	0.49	0.56	0.65	0.76	0.14	0.28	0.38
Schorlomite	19.68	19.58	19.49	19.87	20.98	22.38	19.47
Schorlomite-Al	11.31	11.13	11.09	10.77	12.02	11.34	12.05
Morimotoite	21.40	22.84	22.51	22.15	24.44	19.58	26.56
NaTi garnet	1.25	1.11	1.03	1.28	1.28	1.29	0.82
Morimotoite-Mg	15.91	15.65	15.47	16.32	15.07	16.09	14.69
Andradite	28.55	27.34	28.12	27.90	25.26	27.01	25.15
Remainder	1.34	1.71	1.58	0.95	0.81	1.90	0.10
Сумма	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Li ppm	4.52	4.49	5.74	4.5	-	-	-
Sc	84.7	49.2	74.2	51.6	-	-	-
V	948	979	980	1012	-	-	-
Cr	5.58	<4.2	<4.7	<4.3	-	-	-
Ga	36.8	31.2	31	33.6	-	-	-
Sr	34.7	35.9	26.5	32.3	-	-	-
Y	298	275	314	326	-	-	-
Zr	2756	1521	2127	1935	-	-	-
Nb	221	262	147	222	-	-	-
La	8.73	23.6	6.14	12.2	-	-	-

Ce	48.4	83.9	33.0	66.9	-	-	-
Pr	10.6	15.4	7.60	14.8	-	-	-
Nd	78.6	102	58.7	108	-	-	-
Sm	43.5	46.6	35.2	56.5	-	-	-
Eu	19.4	20.4	15.5	24.7	-	-	-
Gd	69.1	71.3	63.0	86.6	-	-	-
Tb	11.7	11.7	11.3	14.3	-	-	-
Dy	75.3	72,0	79.8	90.3	-	-	-
Ho	13.7	12.2	14.2	15.1	-	-	-
Er	31.7	29.5	35.8	34.2	-	-	-
Tm	3.68	3.33	4.04	3.76	-	-	-
Yb	21.0	17.9	22.7	20.7	-	-	-
Lu	2.59	2.37	2.87	2.66	-	-	-
Hf	114	39.3	66.9	44.9	-	-	-
Ta	18.0	24.5	10.8	20.7	-	-	-

Примечание: - элемент не определялся

Таблица 3.7.14. Выборочные анализы химического состава граната из ийолитов Белозиминского массива

№ обр.	2092-761-763 I		2095-226-231		
	SiO ₂	29.33	29.34	29.42	29.40
TiO ₂	14.32	13.67	13.45	14.39	14.14
ZrO ₂	0.35	0.44	0.53	0.38	0.38
Al ₂ O ₃	2.68	2.54	2.59	2.40	2.41
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02
FeO (общ)	17.40	18.07	17.99	17.52	17.87
MnO	0.34	0.37	0.32	0.36	0.35
MgO	1.00	1.08	1.03	1.04	1.05
CaO	34.12	33.96	33.99	34.04	33.97
Na ₂ O	0.13	0.19	0.15	0.07	0.09
Сумма	99.70	99.68	99.50	99.60	99.60
Si	2.43	2.43	2.44	2.44	2.43
Ti	0.89	0.85	0.84	0.90	0.88
Zr	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.26	0.25	0.25	0.23	0.24
Fe ²⁺	0.12	0.06	0.08	0.15	0.13
Fe ³⁺	1.09	1.19	1.17	1.07	1.12
Mn ²⁺	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Mg	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13
Ca	3.03	3.01	3.02	3.03	3.02
Na	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
Uvarovite	0.07	0.06	0.07	0.00	0.08
Kimzeyite	0.70	0.88	1.07	0.78	0.77
Schorlomite	15.49	16.17	15.30	16.24	16.57
Schorlomite-Al	12.38	11.51	11.60	10.94	11.01
Morimotoite	11.73	6.39	8.14	14.98	12.56
NaTi garnet	1.06	1.56	1.22	0.59	0.76
Morimotoite-Mg	12.39	13.34	12.75	12.88	13.03
Andradite	38.92	43.19	43.03	37.10	39.18
Remainderite	7.27	6.90	6.81	6.50	6.04
Li ppm	2.5	3.24	3.32	3.53	-
Sc	5.92	12.3	3.02	9.08	-
V	1416	1281	1369	1176	-
Cr	<1.0	<1.1	<4.3	<4.4	-
Ga	33.7	38.5	29.3	33.9	-
Sr	29.4	40.2	30.7	27.2	-
Y	388	304	371	350	-
Zr	4006	4034	4187	4279	-
Nb	235	238	218	217	-
La	11.5	10.8	12.7	8.57	-
Ce	65.8	63.1	66.2	52.4	-
Pr	13.9	13.7	13.8	11.4	-
Nd	91.5	93	92.6	79.3	-
Sm	41.1	42	39.1	36.5	-
Eu	18.1	18	16.5	14.7	-
Gd	61.4	58.7	54.6	55.2	-

Tb	10.2	9.3	8.98	9.27	-
Dy	67.9	60.8	60.7	62.0	-
Ho	13.4	11.0	11.7	12.2	-
Er	35.6	29.1	32.6	34.1	-
Tm	5.13	3.75	4.75	4.72	-
Yb	33.3	25.2	32.0	30.5	-
Lu	4.37	3.26	4.64	3.84	-
Hf	85.1	75.0	89.2	87.8	-
Ta	12.6	14.9	10.3	13.6	-

Примечание: - элемент не определялся

Таблица 3.7.15. Микроэлементный состав (ppm) акцессорных минералов из нефелиновых сиенитов Белозиминского массива.

	Титанит	Циркон	
Li	1.20	0.99	0.91
V	491	0.19	0.17
Ga	7.78	0.12	0.08
Sr	806	0.25	0.19
Y	99.6	955	1751
Zr	4092	-	-
Nb	9593	9.91	59.3
Ba	0.32	0.27	0.12
La	118	0.07	0.23
Ce	462	9.27	34.7
Pr	74.0	0.27	1.90
Nd	324	4.86	27.6
Sm	66.5	8.18	31.6
Eu	19.1	5.61	18.7
Gd	48.9	37.4	115
Tb	6.45	11.2	29.8
Dy	31.9	127	319
Ho	5.11	40.7	89.8
Er	10.9	163	343
Tm	1.12	33.2	66.2
Yb	4.18	302	538
Lu	0.29	50.8	80.2
Hf	60.7	2921	7485
Ta	160	0.08	2.09

Примечание: Определение выполнено на приборе - JEOL Nureprobe JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия).

Таблица 3.7.16. Выборочные анализы химического состава оливина из кальцитового карбонатита Белозиминского массива.

мас. %	2550			
SiO ₂	39.5	39.2	39.1	39.5
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	0.11	0.13	0.12	0.11
MgO	43.5	43.6	42.7	42.9
FeO _(общ.)	13.4	13.3	14.5	13.7
MnO	2.83	2.81	2.85	2.77
Сумма	99.42	99.14	99.32	99.15
ppm				
Li	3.92	9.34	5.18	2.62
Sc	15.4	35.6	25.3	9.25
V	0.70	1.01	0.86	0.24
Cr	1.60	1.60	2.40	2.60
Sr	0.02	0.02	0.03	0.58
Y	0.73	1.28	0.93	0.50
Zr	0.11	0.18	0.34	0.14
Nb	0.14	0.28	0.97	0.27
Dy	0.05	0.09	0.05	0.06
Ho	0.02	0.04	0.03	0.03
Er	0.19	0.26	0.17	0.10
Tm	0.04	0.08	0.05	0.03
Yb	0.50	0.89	0.70	0.57
Lu	0.12	0.26	0.21	0.15

Таблица 3.7.17. Химический состав пироклора из нефелиновых сиенитов Белозиминского массива (мас. %).

№ обр.	с1 135-144			
ZrO ₂	0.14	0.25	0.12	0.11
SrO	2.01	2.12	1.97	1.90
Al ₂ O ₃	0.28	0.34	0.16	0.18
K ₂ O	0.29	0.33	0.30	0.36
TiO ₂	11.31	10.73	10.58	9.54
Cl	0.04	0.01	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.04	0.00	0.17
FeO	1.02	1.11	0.83	0.84
La ₂ O ₃	0.17	0.12	0.01	0.07
Ce ₂ O ₃	0.63	0.63	0.62	0.62
CaO	3.95	3.98	3.55	3.57
BaO	10.93	10.84	11.66	11.73
MnO	0.99	0.98	0.93	0.97
Nd ₂ O ₃	0.07	0.05	0.02	0.10
Sm ₂ O ₃	0.00	0.03	0.02	0.01
Na ₂ O	0.15	0.39	0.13	0.45
MgO	0.06	0.09	0.05	0.05
SiO ₂	1.15	0.94	0.16	0.78
Nb ₂ O ₅	39.90	39.56	42.63	44.16
Ta ₂ O ₅	0.12	0.19	2.19	1.71
ThO ₂	0.23	0.20	0.86	0.96
UO ₂	16.06	15.05	14.49	14.46
Сумма	89.50	87.97	91.27	92.70

Таблица 3.7.18. Выборочные анализы минералов группы пирохлора из карбонатитов Белозиминского массива (мас. %).

Карбонатит	Кальцитовый				Кальцит-доломитовый				Анкеритовый			
	флюоркальциопирохлор				флюоркенопирохлор гидроксикальциопирохлор				гидропирохлор			
Зона	темная		светлая									
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nb ₂ O ₅	64.15	62.55	58.56	64.42	55.78	54.39	54.68	57.82	42.62	41.28	39.90	39.56
Ta ₂ O ₅	0.28	0.43	0.60	0.05	1.90	1.10	1.51	3.81	1.65	0.02	0.12	0.19
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	3.14	4.58	3.09	2.33	4.06	9.91	1.15	0.94
TiO ₂	1.97	3.94	4.30	3.00	5.47	4.05	2.85	1.49	12.91	6.65	11.31	10.73
ZrO ₂	1.81	1.30	2.38	3.27	1.40	0.12	0.43	0.17	1.10	1.85	0.14	0.25
HfO ₂	0.00	0.11	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
UO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	2.37	3.05	3.38	1.23	15.82	7.44	16.06	15.05
ThO ₂	1.13	1.79	4.62	0.00	0.14	0.09	0.34	1.55	2.69	2.88	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.03	0.11	0.27	0.10	0.32	0.28	0.34
Fe ₂ O ₃	0.80	0.58	0.82	0.92	2.46	2.75	3.10	0.84	4.63	4.18	1.14	1.23
Y ₂ O ₃	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	0.33	0.27	0.28	0.27	0.39	0.11	0.67	0.19	0.34	0.80	0.17	0.12
Ce ₂ O ₃	2.47	1.97	2.25	1.95	0.95	0.72	1.70	1.40	1.27	2.34	0.63	0.63
Pr ₂ O ₃	0.12	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00	0.04	0.12	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃	0.49	0.39	0.67	0.37	0.24	0.17	0.52	0.64	0.31	0.60	0.07	0.05
Sm ₂ O ₃	0.11	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.11	0.09	0.02	0.00	0.03
MnO	0.08	0.09	0.16	0.09	0.19	0.27	0.32	0.37	1.08	0.96	0.99	0.98
MgO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.13	0.10	0.57	0.14	0.14	0.65	0.06	0.09
CaO	16.74	16.72	16.67	16.73	13.26	13.03	9.27	8.22	3.77	5.84	3.95	3.98
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	3.28	5.04	6.48	11.24	4.43	6.36	10.93	10.84
SrO	0.21	0.31	0.24	0.29	2.19	1.25	2.87	1.08	0.42	0.51	2.01	2.12
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.40	0.00	0.00
Na ₂ O	6.27	6.27	5.46	6.31	4.04	4.99	3.48	2.25	0.05	0.02	0.15	0.39
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.15	0.36	0.11	0.27	0.06	0.29	0.33
F	4.20	5.00	5.00	4.71	2.16	2.45	0.26	2.29	Н.о.	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.37	101.71	102.01	102.49	99.86	98.51	96.06	97.56	98.11	93.21	89.58	88.05
O=F ₂	1.77	2.11	2.11	1.98	0.91	1.03	0.11	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.60	99.61	99.91	100.50	98.95	97.48	95.95	96.60	98.11	93.21	89.58	88.05
Формульные коэффициенты рассчитаны на В=2												
Ca	1.119	1.104	1.128	1.064	0.797	0.805	0.601	0.556	0.215	0.329	0.292	0.300
Mn	0.004	0.005	0.008	0.005	0.009	0.013	0.016	0.020	0.049	0.043	0.058	0.059
Mg	0.003	-	-	-	0.011	0.009	0.051	0.013	0.011	0.051	0.007	0.009
Ba	-	-	-	-	0.072	0.114	0.154	0.278	0.092	0.131	0.296	0.299
Sr	0.008	0.011	0.009	0.010	0.071	0.042	0.101	0.040	0.013	0.015	0.080	0.087
Na	0.759	0.749	0.669	0.726	0.439	0.558	0.409	0.276	0.005	0.002	0.019	0.053
K	-	-	-	-	0.014	0.011	0.028	0.009	0.018	0.004	0.026	0.030
REE+Y	0.086	0.059	0.074	0.056	0.034	0.022	0.065	0.054	0.040	0.075	0.022	0.021
Th+U+Pb	0.016	0.025	0.066	-	0.031	0.040	0.050	0.040	0.225	0.128	0.250	0.239
Сумма А	1.995	1.953	1.954	1.860	1.478	1.615	1.476	1.286	0.667	0.777	1.050	1.097
Nb	1.810	1.742	1.673	1.728	1.414	1.418	1.497	1.652	1.024	0.982	1.245	1.260
Ta	0.005	0.007	0.010	0.001	0.029	0.017	0.025	0.065	0.024	-	0.002	0.004
Ti	0.093	0.183	0.204	0.134	0.231	0.176	0.130	0.071	0.516	0.263	0.587	0.569
Zr+Hf	0.055	0.041	0.074	0.096	0.038	0.003	0.013	0.005	0.028	0.047	0.005	0.008
Al	-	-	-	-	0.008	0.002	0.008	0.020	0.006	0.020	0.022	0.028
Fe ³⁺	0.038	0.027	0.039	0.041	0.104	0.119	0.141	0.040	0.185	0.165	0.059	0.065
Si	-	-	-	-	0.176	0.264	0.187	0.147	0.216	0.522	0.079	0.066
Сумма В	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
F	0.83	0.97	1.00	0.88	0.38	0.45	0.05	0.46	-	-	-	-
Миналы, мол.%												
Nb*	92.23	88.31	85.30	88.21	82.60	87.84	89.94	92.11	64.31	75.95	67.70	68.45
Ta*	0.24	0.36	0.52	0.04	1.69	1.07	1.49	3.65	1.50	0.02	0.13	0.19
Ti*	7.52	11.33	14.17	11.76	15.71	11.09	8.56	4.24	34.19	24.03	32.18	31.35

Примечание: идеальные миалы надгруппы пироклора: Nb* - группа пироклора; Ta* - группа микролита; Ti* - группа бетафита. Анализы 2-3 – индивидуальные зоны в одном кристалле.

Таблица 3.7.19. Химический состав фаз из полиминеральных включений во флюоркальциопироклоре из из карбонатитов Белозиминского массива (мас. %).

Минерал n	Nb-рутил	Бадделеит	Катаплеит	Цирконолит	Карбонаты				Апатит
	1	1	4	15	1	1	1	1	5
SiO ₂	0.00	0.00	43.68	0.00	-	-	-	-	0.71
TiO ₂	40.52	0.19	0.09	10.81	-	-	-	-	-
ZrO ₂	0.10	96.09	30.01	30.69	-	-	-	-	-
HfO ₂	0.00	0.59	0.23	0.16	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	45.27	3.20	2.10	30.21	-	-	-	-	-
Ta ₂ O ₅	0.00	0.00	0.07	0.26	-	-	-	-	-
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.93	-	-	-	-	-
FeO	12.11	0.41	0.21	8.60	0.00	15.50	9.84	2.79	0.02
MnO	0.04	0.28	0.25	1.23	0.18	1.96	2.58	2.00	
MgO	0.00	0.09	0.13	0.33	0.46	9.57	12.85	16.73	
CaO	0.55	0.00	3.27	12.52	54.05	28.38	28.79	31.66	54.52
SrO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.99	0.10	0.20	0.28	1.74
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.13	-	-	-	-	-
La ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.24	-	-	-	-	-
Ce ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.39	-	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.39	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.00	0.00	7.02	0.12	-	-	-	-	0.17
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	41.42
F	-	-	-	-	-	-	-	-	1.83
Сумма	98.59	100.85	87.07	99.00	55.68	55.51	54.26	53.46	100.41
O-F ₂									0.77
Сумма	98.59	100.85	87.07	99.00	55.68	55.51	54.26	53.46	99.64

Примечание: кальцитовый карбонатит (образец BZ-2550)

Таблица 3.7.20. Содержание РЗЭ и редких элементов в минералах группы пирохлора из карбонатитов Белозиминского массива (ppm).

Карбонатит Минерал	Кальцитовый			Кальцит-доломитовый			Анкеритовый		
	флюоркальциопирохлор	кенопирохлор		гидропирохлор					
La	1010	946	857	947	994	1106	1409	4058	4386
Ce	4438	3845	4084	2195	2060	3175	4305	11458	9836
Pr	478	412	438	259	263	355	499	1319	1149
Nd	1576	1393	1472	818	877	1213	1681	4339	3537
Sm	211	186	195	129	156	173	252	729	579
Eu	52.7	44.6	47.2	32.6	39.3	41.1	63.5	178	155
Gd	86.7	77.7	82.9	67.9	91.1	77.6	137	402	339
Tb	10.2	8.9	9.0	8.5	12.0	9.6	16.9	52.1	47.6
Dy	46.2	39.2	41.2	50.8	67.5	43.9	91.6	291	272
Ho	5.7	4.6	5.1	8.16	11.0	6.41	14.0	46.1	46.0
Er	10.3	7.9	8.9	21.2	27.8	14.7	34.7	117	119
Tm	1.2	0.95	0.96	3.3	4.1	1.7	4.8	17.3	18.3
Yb	6.3	4.1	4.7	21.2	26.4	10.7	31.6	110	131
Lu	0.53	0.33	0.38	2.5	3.3	1.2	3.9	13.8	17.2
Сумма РЗЭ	8118	7076	7373	4588	4644	6258	8580	23208	20711
Ta	119	557	440	2144	2891	8471	13605	21252	8806
Sc	8.2	3.1	4.9	27.0	32.9	11.6	51.8	148	204
V	21.7	12.2	16.5	227	299	177	708	1461	1780
Cr	3.6	8.9	11.1	3.8	4.6	7.2	3.8	11.0	8.2
Ga	2.2	0.5	0.5	11.0	10.5	14.5	22.0	52.1	44.4
Y	99.1	77.3	83.2	142	186	116	233	770	772
Zr	9010	4042	5390	1858	1153	5313	4469	8777	5993
Hf	185	106	127	23.6	11.5	29.4	36.3	78.1	78.9
Ba	203	24.1	31.4	8239	8823	5067	44328	45808	28943
Sr	4139	3124	3226	13121	6725	7638	12865	27268	25453

Примечание: Анализы выполнены с помощью метода LA-ICP-MS.

Таблица 3.7.21. Химический состав карбонатов РЗЭ (мас. %) из анкеритовых карбонатитов Белозиминского массива.

Минерал	Синхизит								Паризит				Бастнезит										
	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	P ₂ O ₅	ThO ₂	PbO	Y ₂ O ₃	F	Cl	Сумма	2.00	5.19	4.50	5.45	0.45	0.04	0.23	0.33	0.21
CaO	16.59	17.13	16.94	16.93	17.00	17.13	17.04	17.14	2.00	5.19	4.50	5.45	0.45	0.04	0.23	0.33	0.21	0.45					
La ₂ O ₃	13.68	13.49	13.69	13.45	13.08	16.37	16.35	16.32	23.40	21.55	20.97	21.35	24.38	23.86	24.07	24.35	25.65	24.38					
Ce ₂ O ₃	26.46	26.86	26.82	26.68	26.10	25.06	25.58	25.23	34.18	32.86	32.80	32.40	34.97	35.65	34.89	34.94	34.95	34.97					
Gd ₂ O ₃	0.12	0.11	0.17	0.26	0.16	0.10	0.13	0.10	0.09	0.12	0.09	0.13	0.15	0.10	0.23	0.12	0.08	0.15					
Pr ₂ O ₃	2.46	2.41	2.42	2.52	2.37	2.32	2.27	2.21	2.95	2.89	2.91	2.69	2.80	3.05	3.11	3.00	2.80	2.80					
Nd ₂ O ₃	8.26	8.13	7.97	8.23	7.96	7.50	7.64	7.60	9.58	9.22	9.26	9.36	9.71	9.95	10.24	9.29	8.99	9.71					
Sm ₂ O ₃	0.54	0.53	0.55	0.59	0.59	0.44	0.49	0.53	0.50	0.52	0.44	0.51	0.47	0.57	0.54	0.41	0.39	0.47					
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00					
ThO ₂	0.37	0.13	0.22	0.13	0.43	0.03	0.06	0.01	0.08	0.07	0.17	0.18	0.04	0.07	0.08	0.09	0.02	0.04					
PbO	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01					
Y ₂ O ₃	0.06	0.15	0.09	0.07	0.16	0.11	0.02	0.01	0.07	0.05	0.05	0.09	0.01	0.03	0.04	0.05	0.00	0.01					
F	6.32	6.25	5.85	5.93	5.94	5.89	6.47	4.92	9.22	7.77	8.32	7.99	10.83	10.05	9.67	10.00	9.94	10.8					
Cl	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.02	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.07					
Сумма	68.51	68.82	68.83	68.81	67.69	69.00	69.56	69.19	82.17	80.29	79.60	80.19	83.89	83.46	83.14	82.62	83.07	83.86					

Таблица 3.7.22. Химический состав монацита (мас. %) из анкеритовых карбонатитов Белозиминского массива.

Минерал	Монацит														
Ce ₂ O ₃	36.39	36.30	35.43	32.78	35.63	34.27	34.51	35.13	37.45	36.04	34.94	36.68	36.50	35.68	
La ₂ O ₃	20.77	18.06	20.89	26.45	24.07	24.75	24.65	18.73	20.38	18.94	22.10	19.10	21.03	21.01	
Pr ₂ O ₃	2.26	2.98	2.88	2.43	2.61	2.39	2.64	3.07	2.89	3.95	2.80	2.82	2.93	1.45	
Nd ₂ O ₃	9.75	10.86	9.75	8.93	8.49	7.99	8.92	9.93	8.96	9.25	8.76	10.18	8.60	9.76	
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
ThO ₂	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	1.24	0.00	0.00	0.00	1.13	1.34	
P ₂ O ₅	27.91	28.80	28.80	27.43	28.64	28.99	27.98	29.19	27.86	28.83	29.24	28.64	27.59	27.52	
SrO	1.04	0.84	0.00	0.78	0.00	1.14	0.97	1.50	0.00	0.00	1.32	0.91	0.90	1.28	
Сумма	97.08	98.10	97.75	98.02	99.44	98.39	98.70	97.21	98.78	97.01	97.84	97.42	97.78	96.76	

Таблица 3.7.23. Содержание редких и РЗЭ в акцессорных минералах анкеритовых карбонатитов Белозиминского массива.

ppm	Монацит							Синхизит						Баснезит					
	9.36	10.8	10.7	10.6	12.8	12.3	17.4	4.70	3.89	9.18	9.38	22.6	17.4	15.8	26.5	24.8	51.0	16.9	15.9
Ga	9.36	10.8	10.7	10.6	12.8	12.3	17.4	4.70	3.89	9.18	9.38	22.6	17.4	15.8	26.5	24.8	51.0	16.9	15.9
Sr	1188	2251	1483	1460	1884	1536	1025	153	158	518	483	661	1298	595	711	775	2318	830	1120
Y	247	424	316	290	417	455	552	214	163	404	487	787	791	1705	1318	1418	214	1988	1953
Zr	1.8	0.5	0.8	2.2	7.8	0.4	0.4	0.1	0.1	0.2	0.2	0.6	0.4	0.3	0.7	0.5	1.4	0.4	0.8
Nb	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.012	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2	0.4	0.1	0.3	1.2
Ba	79.1	13.8	45.0	14.7	25.5	12.1	3.84	0.201	0.068	0.454	0.368	0.981	6.08	0.1	1.28	1.36	0.713	1.86	4.15
La	72607	99818	90096	83317	111918	118036	179190	52402	42391	104582	107258	276244	212266	162410	309558	273481	559656	170320	153126
Ce	139722	185588	166410	157413	201565	199657	258734	71185	60862	141378	142903	367035	278229	248356	423432	391448	777802	275695	268394
Pr	12836	17142	16072	14794	19055	18849	25098	7210	6001	13821	13848	34832	27265	23806	39766	37058	81385	30404	26778
Nd	38314	50799	47968	42435	55312	56495	73664	22198	19288	44325	42998	109121	85454	79946	124602	114396	247871	88992	83732
Sm	2431	4399	2976	3506	4680	3960	4336	1389	1113	2635	2586	6042	4835	6401	7179	7062	14306	6968	6631
Eu	441	690	459	531	708	742	871	271	179	520	482	943	793	1120	1317	1459	2884	1372	1355
Gd	764	1274	921	862	1178	1229	1517	476	409	932	946	2124	1742	2063	2635	2544	5389	2362	2361
Tb	38.8	64.0	50.1	44.8	62.1	65.5	71.6	21.1	18.4	40.8	43.9	88.4	77.6	109	116	118	239	135	139
Dy	107	188	138	121	179	190	192	59.4	52.5	114	125	234	219	369	338	332	689	488	510
Ho	10.8	19.3	13.9	12.8	17.9	19.3	19.9	6.07	5.29	11.7	13.5	22.2	22.3	50.8	35.6	37.2	70.6	67.4	70.3
Er	17.2	29.1	21.2	20.2	23.8	26.2	28.4	7.44	7.06	15.6	17.9	26.3	35.1	98.9	51.1	52.5	85.0	149	159
Tm	1.07	1.58	1.42	1.27	1.50	1.63	1.37	0.36	0.30	0.66	0.89	1.11	1.89	8.86	3.02	3.00	4.09	16.4	17.6
Yb	3.47	3.65	3.45	3.58	3.67	3.65	3.54	0.90	0.70	1.57	2.03	2.43	5.05	32.6	9.56	9.62	8.87	73.5	76.6
Lu	0.27	0.25	0.21	0.27	0.29	0.23	0.30	0.04	0.04	0.10	0.13	0.13	0.34	2.33	0.69	0.74	0.56	6.45	6.61

Примечание. Определение выполнено на приборе - JEOL Нурегробе JXA-8500F (Научно-исследовательский центр по наукам о Земле. Потсдам. Германия).

Таблица 3.7.24. Химический состав (мас. %) аксессуарных минералов из кальцит-доломитовых карбонатитов Белозиминского массива.

Минерал	Баотит					Цирконолит		
	SiO ₂	14.53	14.38	14.57	14.52	14.29	-	-
Al ₂ O ₃	0.16	0.17	0.21	0.16	0.16	8.38	7.51	8.71
TiO ₂	21.92	22.01	24.84	23.1	18.21	12.18	11.99	7.94
FeO _(общ.)	4.55	4.51	3.64	4.22	5.13	1.14	0.97	1.99
CaO	-	-	-	-	-	11.84	12.02	11.91
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.14	0.9	1.1
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.15	0	1.91
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.03	1.75	1.13
Nb ₂ O ₅	19.9	20.66	17.48	18.88	24.48	29.38	29.58	28.14
BaO	36.73	36.55	37.05	36.79	36.19	-	-	-
Cl	2.16	2.14	2.19	2.17	2.12	-	-	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	29.94	30.14	32.37
Сумма	99.95	100.42	99.98	99.84	100.57	96.17	94.87	95.2
ppm								
V	193	196	251	-	-	229	248	211
Sr	665	714	750	-	-	365	226	341
Y	1.86	1.73	1.62	-	-	1980	1846	2002
Zr	3.18	2.89	2.9	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	26.9	4.89	59.8
La	2.15	2.85	2.34	-	-	1594	1429	1228
Ce	1.72	2.29	1.84	-	-	6907	6232	5529
Pr	0.12	0.18	0.13	-	-	1388	1339	1247
Nd	0.45	0.57	0.50	-	-	6409	6170	5454
Sm	0.12	0.21	0.25	-	-	1446	1383	1289
Eu	0.63	0.66	0.61	-	-	391	406	407
Gd	0.21	0.29	0.15	-	-	922	991	917
Tb	0.01	0.01	0.02	-	-	142	144	125
Dy	0.08	0.11	0.05	-	-	745	796	749
Ho	1.86	1.73	1.62	-	-	129	126	120
Er	0.01	0.01	0.01	-	-	264	284	280
Tm	0.04	0.04	0.03	-	-	34.6	35.4	34.5
Yb	0.01	0.01	0.01	-	-	176	207	201
Lu	0.04	0.03	0.05	-	-	19.5	20.2	19.5
Hf	0.01	0.01	0.01	-	-	951	951	927
Ta	1135	1408	985	-	-	1403	1584	1374

Nd ₂ O ₃	7.35	6.70	5.30	1.59	2.10	1.76	9.81	5.72	1.34	0.00	1.25	1.04	1.59	2.10	11.61
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	69.04	68.03	62.80	63.03	62.80	62.38	66.43	66.23	67.07	62.63	58.65	62.52	63.03	62.80	65.00

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт им. Л.Н. Добрецова, г. Улан-Удэ).

Таблица 3.7.26. Химический состав не диагностированных акцессорных минералов из кальцитовых карбонатитов Белозиминского массива.

Минерал	Х-1 (моговидит?)		Х-2 (эвеслогит?)			Х-3 (лаахит?)			
SiO ₂	44.76	45.46	14.44	14.31	14.31	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	15.10	25.10	16.60	11.03	12.54	13.06	10.23
FeO _(общ.)	0.00	0.00	5.93	3.68	5.24	9.29	8.77	8.32	9.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	1.32	1.02	1.37
MgO	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	12.80	12.20	11.82	12.31
CaO	0.69	2.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	12.58	9.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	37.60	37.14	38.20	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.90	1.75	2.39	2.04
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.13	1.28	2.31
ZrO ₂	30.85	31.55	0.00	0.00	0.00	32.86	30.97	30.65	31.62
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	25.95	18.14	25.12	30.47	31.41	29.90	32.33
Сумма	88.87	89.45	101.61	100.56	101.86	100.37	101.10	98.45	101.25

Примечание: Определение химического состава редких и РЗЭ выполнено на микроскопе LEO-1430 (система микроанализа IncaEnergy-300. Геологический институт им. Л.Н. Добрецова, г. Улан-Удэ).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (таблицы к главе 4).

Таблица 4.1.1. Химические составы щелочных силикатных пород Белозиминского массива.

Номер образца. мас. %	мельтейгиты			ийолиты			нефелиновые сиениты		
	2309- 109- 114	2092- 761- 763	01- 151	И- 2092	2095- 226- 231	520- 95-99	С1/135- 144	С1- 131- 137	С1- 158- 163
SiO ₂	33.40	31.40	27.90	37.20	38.80	40.50	49.30	54.40	50.62
TiO ₂	3.99	5.01	6.30	2.79	1.64	2.53	0.25	0.30	0.57
Al ₂ O ₃	7.00	7.20	6.50	13.20	13.40	14.60	18.20	18.00	18.05
Fe ₂ O ₃	2.99	8.18	10.41	6.28	2.40	3.33	1.97	1.86	3.83
FeO	9.32	7.68	9.91	4.70	11.28	14.06	2.73	1.37	2.83
MnO	0.44	0.32	0.44	0.18	0.50	0.23	0.12	0.12	0.17
MgO	7.44	8.49	8.20	4.52	11.73	4.80	1.25	1.17	1.03
CaO	19.10	22.89	20.75	18.00	3.57	4.35	5.60	3.63	4.33
Na ₂ O	1.44	1.05	1.41	5.72	2.10	2.62	7.79	5.87	8.27
K ₂ O	3.46	0.73	0.52	2.83	8.16	1.17	7.47	8.97	7.04
P ₂ O ₅	0.96	2.44	1.32	2.35	0.21	0.28	0.19	0.10	0.18
П.п.п.	9.97	5.90	5.96	1.72	5.65	5.86	4.90	3.83	2.02
Сумма	99.51	99.60	99.62	99.49	99.44	99.33	99.77	99.52	100.04
CO ₂	7.70	4.84	4.84	0.88	2.86	0.55	3.74	1.54	2.36
S	0.33	0.34	0.34	1.14	0.11	н.о.	н.о.	0.20	0.34
F	0.19	0.10	0.10	0.09	0.63	0.05	0.01	1.40	0.02
ppm									
Li	13.0	2.3	2.6	4.4	9.4	н.о.	1.3	1.9	4.7
Be	4.2	1.9	1.6	1.6	2.4	1.0	4.2	6.0	5.8
Sc	14.7	22.9	12.8	4.5	12.2	42.1	0.78	1.2	1.0
Ti	10788	40846	16425	7277	28675	13853	994	2320	2841
V	325	534	241	241	558	418	112	138	104
Cr	4.0	10.8	1.3	4.7	8.0	62.0	5.3	10.4	5.2
Co	19.3	56.1	35.8	32.8	37.6	51.7	1.9	2.8	3.6
Ni	2.4	28.7	3.8	5.9	15.7	21.1	3.8	4.8	3.8
Cu	49.4	162	100	120	131	22.6	4.9	7.5	2.6
Zn	129	99.7	109	66.7	60.7	146.4	33.5	64.7	52.6
Ga	17.5	23.2	18.4	17.7	27.5	н.о.	25.5	37.3	29.1
Ge	1.2	2.0	1.3	1.3	2.2	н.о.	0.47	0.77	0.62
Rb	112	19.1	9.4	22.1	29.9	42.31	116	157	97.7
Sr	982	348	669	443	321	248	289	354	604
Y	28.5	20.4	34.9	48.5	70.4	33.0	4.2	4.2	10.9
Zr	492	437	757	667	986	125	270	381	546
Nb	622	203	547	38.1	78.9	17.8	188	223	284
Cs	2.6	0.16	0.28	0.33	0.27	5.6	0.88	0.84	0.93
Ba	667	89.78	235	37.3	39.5	486	1509	1631	1097
La	87.7	50.3	222	38.4	16.4	21.7	20.2	12.9	33.0
Ce	201	108	550	67.5	35	50.9	38.3	26.2	72.4
Pr	25.0	11.9	67.1	7.95	4.5	6.8	4.1	2.7	8.3
Nd	97.1	46.7	254	33.7	21.9	30.4	14.6	9.9	31.5

Sm	17.7	8.9	39.4	9.0	7.18	7.4	2.5	1.6	5.2
Eu	4.9	2.8	9.7	3.0	2.9	2.2	0.56	0.72	1.5
Gd	10.1	9.7	16.2	9.4	10.0	1.18	1.17	1.8	4.1
Tb	1.4	1.0	2.2	1.5	1.5	7.5	0.2	0.2	0.6
Dy	8.2	4.7	12.1	8.9	9.2	7.1	1.2	0.77	2.5
Ho	1.29	0.76	1.81	1.7	1.83	1.42	0.21	0.14	0.47
Er	3.1	1.7	3.9	4.8	5.0	3.6	0.56	0.36	1.1
Tm	0.37	0.19	0.41	0.60	0.67	0.53	0.09	0.05	0.17
Yb	2.2	1.1	2.2	3.7	4.2	3.0	0.67	0.45	1.3
Lu	0.31	0.14	0.27	0.49	0.57	0.4	0.13	0.08	0.2
Hf	13.4	12.1	14.2	12.1	13.6	3.5	10.9	4.1	9.0
Ta	26.4	8.7	38.0	1.9	3.0	0.97	10.2	6.45	12.2
Pb	1.4	1.3	2.4	0.01	1.5	3.8	2.6	4.3	6.2
Th	7.0	1.8	21.2	1.2	1.1	2.9	5.0	2.7	11.1
U	1.5	1.6	10.6	0.7	0.8	0.5	10.9	19.4	7.3
Сумма PЗЭ	460	247	1181	191	120	144	84.4	57.8	162
Mg#	52.7	51.4	43.3	42.2	60.3	33.1	32.6	37.9	22.4
K _(A)	0.7	0.25	0.30	0.63	0.57	0.33	0.84	0.82	0.85

Примечание. Здесь и в таблице 4.4.1: н.о. - не определялось. K_(A) – коэффициент агапайтности

Таблица 4.4.1. Типовые анализы химических составов карбонатитов
Белозиминского массива.

Номер пробы, мас. %	кальцитовые			кальцит-доломитовые					анкеритовые		
	C411/25-34	2555	2050-119-121	2099-75-80	C-257	2096-257	2350	2098-679-675	2099-297-305	2099-1a	2098
SiO ₂	2.90	1.16	0.80	10.50	5.20	11.20	4.96	1.12	0.20	0.33	0.50
TiO ₂	0.06	0.21	0.02	0.29	0.45	0.85	0.46	0.02	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.30	0.10	0.10	3.40	1.20	1.80	0.30	0.10	0.10	0.09	0.10
Fe ₂ O ₃	1.41	4.31	0.14	0.85	1.19	3.21	9.88	0.26	0.90	0.58	0.34
FeO	1.97	2.46	0.92	2.28	2.28	3.62	6.32	7.08	10.16	8.94	8.84
MnO	0.62	0.33	0.57	0.24	0.26	0.28	0.74	1.69	2.41	2.18	2.23
MgO	2.72	1.83	2.37	7.46	2.29	3.44	6.24	15.15	12.48	11.93	12.88
CaO	48.54	49.40	51.58	39.22	48.52	42.73	37.34	30.26	27.33	25.80	27.49
Na ₂ O	0.04	0.35	0.12	0.31	0.28	0.41	0.23	0.07	0.07	0.06	0.06
K ₂ O	0.38	0.08	0.12	2.80	0.60	0.86	0.25	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	1.47	4.30	1.90	1.10	2.20	3.00	6.00	3.10	1.90	2.73	3.90
п.п.п.	37.76	32.45	40.42	30.87	35.18	28.17	24.62	40.83	39.10	38.47	38.40
Сумма	98.17	96.98	99.04	99.32	99.65	99.57	97.34	99.67	94.66	91.15	94.75
CO ₂	37.62	32.01	40.15	28.16	34.43	27.72	23.76	40.04	39.82	36.60	37.95
S	н.о.	0.16	н.о.	н.о.	0.38	0.23	н.о.	0.21	0.62	н.о.	н.о.
F	0.2	0.45	0.22	0.39	0.29	0.31	0.39	0.34	0.08	н.о.	0.14
ppm											
Be	0.13	0.27	0.32	3.6	0.77	1.8	0.27	0.69	0.95	0.78	0.42
Sc	1.4	2.6	4.9	5.5	0.85	2.8	6.7	7.6	10.2	8.5	8.3
Ti	191	1001	135	2257	3235	4422	1579	88.61	125	91.1	120
V	21.5	82.0	9.5	37.9	104	154	174	37.6	22.7	23.4	25.8
Cr	1.1	0.8	2.1	1.2	1.7	1.4	1.1	13.8	3.0	2.2	17.8
Co	3.3	4.0	4.7	6.3	9.6	16.2	8.0	6.4	8.2	6.8	5.0
Ni	5.1	10.3	15.2	8.3	11.5	10.9	7.2	10.4	6.7	5.0	7.0
Cu	2.4	1.7	4.9	7.5	8.6	18.7	5.2	2.0	4.2	3.5	2.9
Zn	8.9	39.9	13.7	54.0	46.1	77.0	120	71.8	122	101	57.4
Rb	21.1	2.5	5.9	126.7	49.9	44.3	26.7	0.96	1.4	0.83	1.5
Sr	2682	7082	8677	6236	6424	5370	5226	7298	4135	3800	3394
Y	35.3	80.8	74.9	80.4	71.4	70.3	80.9	31.5	39.5	31.1	29.7
Zr	10.7	751	37.0	2083	59.6	231.0	370.3	8.9	14.7	23.2	2.6
Nb	242	15660	2502	5865	252	111	5429	1237	60.1	52.1	96.3
Ba	335	359	718	1924	790	551	344	73.76	197	177	107
La	158	374	265	204	245	255	365	594	14504	9969	14127
Ce	306	1535	595	535	523	558	1069	1194	27674	19200	22248
Pr	34	110	57	58	52	58	93	107	2603	1667	1811
Nd	116	380	198	226	192	220	335	354	6002	4753	5219
Sm	17.5	65.9	33.7	45.4	33.9	40.5	60.1	50.0	381	308	388
Eu	4.9	17.9	10.2	13.7	10.4	12.0	16.4	12.1	63.8	52.6	70.0
Gd	6.8	35.7	25.7	33.6	26.9	31.8	41.3	30.2	160	125	165
Tb	1.2	5.5	3.6	4.7	3.6	4.1	5.3	3.4	19.5	15.4	18.9
Dy	7.3	23.5	17.2	23.0	17.1	18.1	23.1	10.4	60.0	15.9	21.7
Ho	1.3	3.7	3.1	4.0	3.0	3.0	3.7	1.4	2.6	1.9	2.2
Er	3.3	8.1	8.0	9.4	7.4	6.9	8.1	2.9	5.1	3.9	3.6
Tm	0.44	1.0	1.1	1.2	0.95	0.83	0.99	0.37	0.51	0.43	0.39
Yb	2.8	5.7	7.1	7.1	5.5	4.6	5.5	2.3	3.1	2.6	2.3
Lu	0.37	0.72	1.0	0.97	0.77	0.61	0.71	0.30	0.40	0.37	0.32
Hf	0.15	7.1	0.76	14.0	0.59	2.0	5.1	0.24	0.56	0.70	0.27
Ta	8.0	8.2	2.61	327	6.3	2.9	61.9	6.8	0.42	0.17	0.33
Pb	2.5	14.5	11.6	17.1	18.0	4.5	18.7	5.8	20.2	15.2	18.0
Th	1.4	134	42.42	211	12.2	20.9	251	17.2	213	114	86.3
U	32.39	1.5	0.71	186	1.8	4.5	2.3	4.9	0.33	0.28	0.43
Сумма РЗЭ	659	2567	1225	1166	1121	1213	2027	2363	51478	36115	44077

Таблица 4.5.1. Результаты исследования Rb-Sr, Sm-Nd изотопных систем для пород Белозиминского массива.

Номер образца	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I (Sr)
01-151	мельтейгит	39.47	260	0.0918	0.51245±3	4.97	9.49	754	0.0364	0.703234±3	0.7029
2092-761-763	ийолит	9.46	35.39	0.1616	0.512672±2	3.56	18.1	462	0.1133	0.704101±3	0.70306
2050-119-121	кальцит-доломитовый карбонатит	26.52	173	0.0928	0.512432±2	4.53	6.5	6757	0.0028	0.702975±3	0.70295
2099-75-80	кальцит-доломитовый карбонатит	24.94	141	0.1067	0.512492±4	4.56	134.7	4470	0.0872	0.703731±3	0.70293
2098	анкеритовый карбонатит	406	5108	0.0481	0.512242±4	4.5	0.78	2499	0.0009	0.703133±3	0.70312
2099-287-305	анкеритовый карбонатит	36.11	548	0.0398	0.512225±3	4.85	0.29	3234	0.0003	0.702933±4	0.70293
2095-325	нефелиновый сиенит	11.41	80.91	0.0852	0.512329±2	3.14	46.12	699	0.1908	0.705962±3	0.70421
C-1/135-144	нефелиновый сиенит	2.92	18.65	0.0946	0.512407±2	3.9	143.2	499	0.8306	0.710291±3	0.70267

Примечание: Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ рассчитаны на 645 млн лет.

Таблица 4.5.2. Результаты исследования Pb-Pb изотопных систем для пород Белозиминского массива.

Номер образца	Порода	m, мг	I ^{206}Pb mV	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 sigma
01-151	мельтейгит	0.18	10711	41.4716	0.0009	16.9759	0.0004	54.4899	0.0014
2092-761-763	ийолит	0.18	2984	30.0934	0.0013	16.2799	0.0008	45.5747	0.0024
2099-75-80	кальцит-доломитовый карбонатит	0.26	3363	151	0.0028	23.6372	0.0004	81.0165	0.0016
C-1/135-144	нефелиновый сиенит	0.21	6738	32.0893	0.0007	16.3845	0.0005	41.0004	0.0013
2050-119-121	кальцит-доломитовый карбонатит	0.19	4280	18.7349	0.0004	15.5977	0.0004	47.3074	0.0013
2098	анкеритовый карбонатит	0.26	5424	25.3672	0.0006	15.9718	0.0005	42.3962	0.0015

Примечание: поправка на содержание холостого свинца не вводилась

Таблица 4.6.2 Результаты изучения цирконов из карбонатитов Белозиминского массива методом LA-ICP-MS

1	Si	Zr	Hf	Ti	Pb	Th	U	Y	Rb	Sr	Nb	Ta	Th/U
2	149581	619810	5172.60	18.05	3.62	76.73	4.57	813.94	0.0	6.53	49.44	1.06	16.79
3	149581	689616	4633.86	7.90	0.0	614.76	0.85	864.52	0.46	6.53	75.98	0.95	723.25
4	149581	543778	4237.86	0.0	0.0	782.44	0.29	1042.11	0.0	25.72	317.04	8.75	2688.80
5	149581	549977	4658.75	0.0	2.97	44.77	5.91	1299.77	0.0	2.95	43.37	0.71	7.58
6	149581	581061	5226.91	4.68	0.98	26.67	1.36	294.44	0.0	0.0	16.20	0.39	19.61
7	149581	543437	4228.64	2.74	0.0	937.69	0.13	1025.18	0.0	0.0	229.53	5.78	7441.98
8	149581	231177	2103.82	1524.43	1.61	23.21	3.00	344.88	216.75	1.19	263.90	3.98	7.74
9	149581	559304	4279.46	9.86	2.29	35.19	4.24	730.92	0.0	2.73	40.16	0.93	8.30
10	149581	568475	5362.10	0.0	1.73	625.95	1.21	782.25	0.0	4.31	49.43	3.89	517.31
11	149581	547695	4510.11	8.74	1.80	86.82	4.52	977.03	0.78	0.0	97.85	0.89	19.21
12	149581	611004	4655.59	0.09	18.00	2993.16	152.08	1328.06	4.04	30.66	404.09	8.37	19.68
13	149581	684857	3404.69	0.0	2.82	900.57	13.75	631.64	0.0	1.06	98.66	14.24	65.50
14	149581	640534	4997.52	0.0	38.58	1503.44	250.53	1971.17	0.0	93.21	1187.70	6.83	6.00
15	149581	671201	4051.73	0.0	3.42	706.68	25.56	523.53	0.0	2.03	263.11	23.06	27.65
16	149581	681388	2399.23	0.0	1.84	150.82	6.84	283.29	7.75	52.68	10.70	2.21	22.05
17	149581	732878	2537.18	0.0	1.09	230.18	6.28	512.79	0.0	199.67	16.97	0.84	36.65
18	149581	615268	1024.81	0.0	5.86	746.17	19.92	620.69	0.0	1.63	57.60	4.68	37.46
19	149581	700657	1474.88	0.0	5.77	599.35	20.79	952.86	0.86	871.09	60.48	10.14	28.83
20	149581	634293	1000.06	0.06	1.79	898.88	2.58	937.86	0.0	9.58	14.71	3.90	348.40
21	149581	631669	2142.63	0.10	1.43	87.42	12.45	157.25	0.0	5.31	56.28	2.36	7.02
22	149581	622135	2120.93	0.0	0.92	71.81	0.65	275.66	0.0	2.38	4.51	0.53	110.48
23	149581	617163	1780.51	0.13	42.27	5378.75	55.72	1649.88	0.0	166.83	1538.48	94.59	96.53
24	149581	610795	1202.28	0.0	0.0	142.62	0.75	269.25	0.0	2.63	5.24	0.61	190.16
25	149581	684243	1569.16	0.10	1.55	66.87	1.36	71.21	0.0	396.51	16.33	1.32	49.17
26	149581	705572	839.01	0.0	8.61	850.00	6.35	886.58	0.71	1591.99	167.32	10.49	133.86
27	149581	602127	3466.14	0.07	8.92	3398.61	129.89	2218.39	0.0	15.12	333.78	2.92	26.17

28	149581	651431	5106.43	0.27	6.48	2653.64	76.14	1051.04	0.0	18.62	321.13	33.71	34.85
29	149581	645534	3749.33	0.0	9.35	2885.64	86.40	1208.02	0.0	338.10	703.41	16.02	33.40
30	149581	601573	3981.55	0.02	39.34	6707.02	524.85	4714.63	0.0	264.76	3032.87	15.34	12.78
31	149581	574598	3016.12	0.0	18.84	798.94	38.88	800.23	0.0	203.16	194.25	6.49	20.55
32	149581	572319	3688.03	0.0	2.80	578.40	3.47	1151.10	0.96	11.53	162.94	8.94	166.69
33	149581	563753	4002.78	0.0	1.22	262.11	1.92	842.11	0.0	6.70	36.70	2.34	136.52
34	149581	578794	2450.11	0.0	10.77	562.31	21.28	1054.89	1.93	18.74	66.01	2.32	26.42
35	149581	588779	3820.71	0.0	47.87	471.55	75.39	1021.14	0.0	352.02	326.47	18.26	6.25
36	149581	578796	3443.98	0.0	6.84	598.13	14.79	703.78	0.84	94.86	48.79	2.00	40.44
37	149581	593601	3769.38	0.0	24.20	648.35	52.94	913.14	0.0	50.50	35.49	2.15	12.25
38	149581	584225	4048.32	0.0	13.34	331.22	27.24	849.01	0.0	3.47	48.95	2.87	12.16
39	149581	553354	3597.21	0.0	0.0	141.65	0.23	475.51	0.0	382.98	13.96	1.78	621.27
40	149581	557822	3954.48	0.0	0.0	121.03	0.10	861.91	0.0	0.0	45.91	3.30	1175.05

Примечание: Содержание элементов в ppm. 1-11 - циркон из пироксеновых (обр. BZ-Zr-1-1); 12-30 - циркон из кальцитовых (12-15 - обр. 2256_15_17; 16-25 - обр. БЗ-Н4; 26-40: 2050_95_101); циркон из кальцит-доломитовых карбонатов (обр. 2094/466-469).

Таблица 4.6.3 Содержание РЗЭ в цирконах из карбонатитов Белозиминского массива методом LA-ICP-MS

1	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/YbCN
2	0.5	18.21	1.76	14.55	11.5	6.47	43.34	10.93	93.56	32.39	118.52	21.05	174.21	25.99	0.780	2.884	0.0005
3	0.69	18.89	2	16.17	10.63	8.37	36.4	10.98	107.16	37.73	161.38	35.73	310.83	49.67	1.170	2.576	0.0004
4	3.81	41.29	9.2	74.64	36.44	18.2	84.35	19.23	169.44	41.3	144.6	28.3	235.44	35.2	0.968	1.195	0.0028
5	0.262	11.59	0.739	9.72	12.62	7.87	47.57	15.71	168.79	54.65	214.96	44.03	408.86	65.45	0.864	4.263	0.0001
6	1.84	7.06	0.597	5.17	2.64	2.32	13.71	3.68	34.28	11.21	41.45	7.94	74.47	11.63	0.953	1.642	0.0042
7	3.53	51.99	10.34	84.89	43.81	20.81	95.37	20.16	173.99	43.64	138.61	25.02	204.63	31.33	0.956	1.373	0.0029
8	0.258	4.15	0.42	4.23	4.82	2.74	14.55	4.41	48.1	15.35	60.27	12.24	106.87	17.42	0.924	2.462	0.0004
9	0.88	12.82	1.11	11.06	10.23	6.01	33.76	10.13	97.61	30.57	106.61	23.3	195.99	31.39	0.897	2.721	0.0008
10	0.53	12.34	1.46	13.63	11.68	6.03	34.15	9.81	99.45	32.37	130.22	29.27	263.15	49.44	0.857	2.291	0.0003
11	0.96	19.55	2.26	16.39	17.05	8.45	55.97	12.98	137.03	36.49	139.22	27.93	219.35	36.23	0.759	2.295	0.0007
12	6.34	53.16	10	73.31	50.4	20.29	102.71	23.27	203.36	49.18	161.37	26.15	180.28	24.33	0.844	1.316	0.0060
13	0.44	5.94	0.81	8.43	9.79	5.82	37.75	8.82	91.05	23.72	90.35	14.5	127.66	17.4	0.810	1.870	0.0006
14	35.91	159.06	31.85	158.18	88.16	38.02	175.36	40.93	354.11	82.3	257.49	38.41	274.32	35.4	0.917	1.068	0.0223
15	1.3	9.71	1.67	12.14	9.42	5.09	35.67	8.79	78.21	21.71	77.61	12.36	96.57	15.3	0.746	1.376	0.0023
16	4.71	8.31	0.76	2.68	1.83	1.09	8.68	2.66	33.81	11.04	50.85	9.2	76.92	12.67	0.693	0.974	0.0104
17	10.85	25.55	2.65	9.11	3.51	1.93	15.2	5.67	62.63	20.25	83.59	14.6	125.25	21.19	0.687	1.133	0.0147
18	0.95	15.32	0.72	7.03	8.41	4.26	30.58	8.45	90	26.19	88.55	16.43	135.45	21.42	0.721	4.321	0.0012
19	68.9	138.52	15.82	69.35	17.92	7.72	42.93	11.03	116.14	35.67	146.78	25.7	209.65	34.22	0.817	0.990	0.0559
20	2.65	17.4	0.7	3.83	6.47	4.5	29.94	10.47	112.45	36.68	147.7	27.51	213.39	34.92	0.825	3.065	0.0021
21	4.01	11.13	1.76	9.52	4.46	1.58	10.96	2.18	19.71	5.45	23.49	4.51	39.78	6.74	0.661	1.026	0.0171
22	0.91	3.38	0.264	1.42	1.03	1.08	7.48	2.26	30.43	10.25	45.71	9.24	76.77	14.02	0.863	1.669	0.0020
23	23.69	117	17.66	99.8	50.46	23.49	99.61	24.18	254.97	70.57	233.18	44.96	346.95	45.52	0.994	1.338	0.0116
24	0.39	2.6	0.099	0.63	1.91	0.72	5.85	3.04	31.09	11.41	47.9	10.49	82.38	14.15	0.606	3.161	0.0008
25	26.05	46.88	2.57	17.79	2.07	0.84	2.46	0.7	5.67	3.14	13.63	4.4	24.75	4.58	1.136	1.119	0.1789
26	52.52	241.3	23.16	78.3	28.4	13.8	83.53	20.43	150.51	45.8	122.65	23.86	167.32	20.4	0.804	1.694	0.0534
27	4.6	42.55	5.63	45.16	43.48	21.87	139.67	36	357.34	90.89	311.89	55.62	396.47	56.36	0.782	1.767	0.0020

28	18.07	91.45	20.37	114.49	46.89	20.49	98.1	18.95	176.37	40.11	127.53	25.58	165.3	26.08	0.901	1.028	0.0186
29	20.96	90.32	18.68	106.4	57.57	26.44	112.8	23.23	208.41	43.3	129.85	23.17	154.49	22.14	0.985	1.035	0.0231
30	72.95	467.29	76.68	448.12	212.99	93.41	402.8	95.72	761.09	170.35	490.42	76.71	489.8	57.87	0.303	6.246	0.1489
31	8.8	29.87	4.65	24.42	12.17	8.12	36.31	10.18	112.2	33.05	123.02	24.04	201.58	31.65	1.093	1.134	0.0074
32	1.54	8.44	0.59	6.44	7.77	5.95	49.09	16.16	172.38	52.79	193.42	31.28	240.83	35.72	0.708	2.170	0.0011
33	0.6	3.58	0.196	2.86	8.27	5.44	37.65	11.75	124.3	36.09	130.89	23.47	176.13	26.83	0.791	2.546	0.0006
34	1.62	13.39	1.32	9.68	9.2	6.53	39.24	12.85	134.95	43.51	164.08	31.67	248.74	42.9	0.897	2.111	0.0011
35	14.79	53.65	9.12	47.46	19.18	10.58	56.36	14.26	141.13	41.39	162.52	28.31	234.94	36.34	0.913	1.107	0.0107
36	3.92	9.97	1.15	8.79	7.26	4.75	31.32	8.21	98.23	30.53	109.39	23.41	195.83	34.32	0.820	1.137	0.0034
37	4.49	9.18	0.89	5.06	6.66	5.11	39.01	12.54	129.87	40.26	137.96	25.42	194.18	31.22	0.755	1.060	0.0039
38	0.79	3.84	0.44	3.79	4.8	4.6	38.69	11.51	123.67	37.03	139.19	23.54	181.49	26.01	0.722	1.576	0.0007
39	4.92	12.79	1.75	9.12	5.2	3.47	22.24	6.35	66.16	20.76	66.68	11.56	98.03	16.86	0.841	1.067	0.0085
40	0.18	0.61	0.019	0.97	4.11	4.45	38.61	12.76	132.36	36.82	135.36	20.78	135.74	19.95	0.715	2.078	0.0002

Примечание: Содержание элементов в ppm. 1-11 - циркон из пироксеновых (обр. BZ-Zr-1-1); 12-30 - циркон из кальцитовых (12-15 - обр. 2256_15_17; 16-25 - обр. БЗ-Н4; 26-40: 2050_95_101); циркон из кальцит-доломитовых карбонатитов (обр. 2094/466-469).

Таблица 4.6.3 Результаты исследования Lu-Hf изотопного состава цирконов из карбонатитов

№	Номер образца	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	avg- ^{180}Hf	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	2SD	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2SD	T_{DM}	2SD	T_{DM}^{C}	2SD	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$
1	2096/386_374	645	0.103170	0.003873	0.002356	0.000096	0.282590	0.000096	1.467502	0.000200	1.11	-6.4	3.4	6.9	3.4	966	140	1169	228	0.282561
2	2096/386_374	645	0.112454	0.003637	0.002805	0.000071	0.282812	0.000071	1.467154	0.000157	0.56	1.4	2.5	14.5	2.5	650	105	654	171	0.282778
3	2096/386_374	645	0.079363	0.000851	0.001735	0.000042	0.282675	0.000042	1.467254	0.000077	0.74	-3.4	1.5	10.1	1.5	828	60	943	99	0.282654
4	2256/15_17	645	0.044008	0.001577	0.000808	0.000063	0.282861	0.000063	1.467305	0.000103	0.56	3.2	2.2	15.9	2.2	594	87	562	142	0.282852
5	БЗ 4	645	0.103774	0.002357	0.001946	0.000128	0.282779	0.000128	1.467267	0.000244	0.33	0.2	4.5	13.7	4.5	677	184	698	301	0.282755
6	БЗ 4	645	0.143334	0.005493	0.002721	0.000212	0.282681	0.000212	1.467055	0.000281	0.26	-3.2	7.4	10.0	7.5	825	314	938	511	0.282648
7	БЗ 4	645	0.148518	0.009376	0.002850	0.000264	0.282906	0.000264	1.467162	0.000358	0.20	4.8	9.3	17.8	9.3	475	393	369	639	0.282872
8	БЗ 4	645	0.235980	0.004674	0.004597	0.000202	0.282812	0.000202	1.467506	0.000258	0.13	1.4	7.1	13.8	7.1	614	314	595	511	0.282756
9	БЗ 4	645	0.038823	0.001021	0.000798	0.000136	0.282752	0.000136	1.467288	0.000211	0.33	-0.7	4.8	13.3	4.8	693	191	724	311	0.282742
10	2256/15_17	645	0.030129	0.001229	0.000549	0.000064	0.282638	0.000064	1.467411	0.000120	0.63	-4.7	2.2	9.3	2.2	855	88	989	144	0.282632
11	2256/15_17	645	0.034803	0.002660	0.000855	0.000065	0.282676	0.000065	1.467355	0.000150	0.91	-3.4	2.3	10.5	2.3	810	91	914	148	0.282666
12	2094/466_469	645	0.095057	0.002883	0.001610	0.000076	0.282568	0.000076	1.467378	0.000137	0.69	-7.2	2.7	5.8	2.6	1003	107	1229	174	0.282548
13	2094/466_469	645	0.052577	0.001199	0.001007	0.000067	0.282612	0.000067	1.467334	0.000138	0.57	-5.6	2.4	8.2	2.4	900	95	1061	155	0.282600
14	2094/466_469	645	0.094311	0.005133	0.001785	0.000106	0.282517	0.000106	1.467191	0.000143	0.53	-9.0	3.7	4.5	3.7	1053	151	1310	246	0.282496
15	2094/466_469	645	0.055331	0.000292	0.001111	0.000075	0.282586	0.000075	1.467276	0.000129	0.61	-6.6	2.6	6.8	2.7	956	106	1153	173	0.282572
16	2094/466_469	645	0.145404	0.009098	0.002986	0.000082	0.282505	0.000082	1.467244	0.000135	0.43	-9.4	2.9	3.5	2.9	1105	122	1393	198	0.282469
17	2094/466_469	645	0.038983	0.000554	0.000742	0.000114	0.282550	0.000114	1.467422	0.000254	0.65	-7.9	4.0	6.6	4.0	963	158	1165	258	0.282541
18	БЗ 3	645	0.126825	0.011905	0.002422	0.000165	0.282967	0.000165	1.467422	0.000248	0.34	6.9	5.8	20.2	5.8	392	244	234	397	0.282938
19	БЗ 3	645	0.041130	0.000677	0.000777	0.000080	0.282585	0.000080	1.467320	0.000198	0.80	-6.6	2.8	7.4	2.9	931	113	1111	185	0.282575

Примечание: 1-3 пироксеновый; 4-11 кальцитовый; 12-19 кальцит-доломитовый карбонатит. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ первичное отношение изотопов гафния, рассчитанное на возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (или $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) млн лет, рассчитанное с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \cdot 10$ рассчитано с использованием значений $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = -11$; T_{DM} модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавки магмы из деплетированной мантии с использованием $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$; T_{DM}^{C} модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, основанной на выплавке магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.