

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

На правах рукописи

Кунаккузин Евгений Леонидович
**ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО БАЗИТОВОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА
(СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)**

Специальность: 1.6.3 – Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук,
Т.Б. Баянова

Апатиты - 2023 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА.....	11
1.1. Геологическое строение северо-востока Фенноскандинавского щита.....	11
1.2. Палеопротерозойские (2.52-2.45 млрд лет) базитовые интрузии северо- востока Фенноскандинавского щита.....	15
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	25
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА МОНЧЕТУНДРА.....	28
3.1. Геологическое строение массива.....	28
3.2. Геолого-петрографическая характеристика пород юго-восточной части массива.....	38
3.3. Взаимоотношения между разновозрастными группами пород.....	60
3.4. Возраст метаморфизма пород верхней зоны массива.....	66
ГЛАВА 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА.....	71
ГЛАВА 5. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА.....	91
5.1. Вариации изотопного состава Nd.....	91
5.2. Вариации изотопного состава Sr.....	95
ГЛАВА 6. ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПОРОДАХ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА.....	98
ГЛАВА 7. МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА.....	106
7.1. Разнообразие источников вещества.....	106
7.2. Влияние коровой контаминации на вещественный состав пород.....	109
7.3. Роль литосферной мантии в формировании массива Мончетундра.....	115
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	121
Список работ по теме диссертации.....	124

Используемые сокращения.....	128
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	130
ПРИЛОЖЕНИЕ 1.....	156
Таблица 1.1 Химический состав метагаббро.....	156
Таблица 1.2 Химический состав трахитоидных габброноритов.....	157
Таблица 1.3 Химический состав массивных габброноритов.....	160
Таблица 1.4 Химический состав пород нижней зоны.....	164
Таблица 1.5 Химический состав габбро-пегматитов.....	167
Таблица 1.6 Химический состав дунитов.....	168
ПРИЛОЖЕНИЕ 2.....	169
Таблица 2.1 Изотопные Sm-Nd данные для пород массива Мончетундра....	169
Таблица 2.2 Изотопные Rb-Sr данные для пород массива Мончетундра.....	169
ПРИЛОЖЕНИЕ 3.....	174
Таблица 3.1. Содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах массива Мончетундра.....	175

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Фундаментальные проблемы металлогении докембрия – древнейшего и одного из важнейших этапов развития Земли – остаются одними из актуальных вопросов современной геологии. Докембрийские структуры являются основным резервуаром многих полезных ископаемых: Cu-Ni-Co, Cr-Ti-V и Pt-Pd оруденение в расслоенных интрузиях, золоторудная минерализация в докембрийских зонах сдвиговых деформаций и редкометалльная Li-Nb-Ta минерализация, связанная с неоархейскими пегматитами.

Палеопротерозойские базит-гипербазитовые массивы Фенноскандинавского щита на протяжении многих лет считаются перспективными на обнаружение благородной ЭПГ и Cu-Ni минерализации (Медно-никелевые..., 1985; Митрофанов и др., 1994, 2005, 2013; Додин и др., 2000, 2001; Гроховская и др., 2003, 2012; Расслоенные интрузии..., 2004а, 2004б; Alapieti et al., 1989, 1990; Halkoaho et al., 1989, 1990; Schissel et al., 2002; Iljina, Hanski, 2005; Maier, 2015; Iljina et al., 2015; Maier, Hanski, 2017; Mitrofanov et al., 2019 и др.). Этому послужили открытия месторождений в Федорово-Панском массиве и рудопроявлений в пределах Мончеплутона, горы Генеральской в Кольском регионе; Олангской группы интрузий, Бураковского массива в Карелии, и ряде массивов в Финляндии (Портимо, Пеникат, Кеми и др.). Формирование перечисленных выше массивов связано с мощным импульсом магматизма, связанного с подъемом в начале палеопротерозоя крупного мантийного плюма, и на этом основании они были объединены в обширную изверженную провинцию (Sharkov et al., 1999) или Восточно-Скандинавскую обширную базитовую изверженную провинцию (Bayanova et al., 2009; Митрофанов и др., 2013). Однако остается открытым вопрос о характере источников базитовых магм. Несмотря на то, что в общем геологическом разрезе палеопротерозойские базит-гипербазитовые интрузии схожи и представляют собой дифференцированную серию пород, исследования массива Мончетундра (Мончегорский рудный район, северо-восточная часть Фенноскандинавского щита) отразили вещественную

неоднородность базитов и образование их в разное время, что свидетельствует о более сложном процессе формирования массива (Нерович и др., 2009, 2014; Борисенко и др., 2015; Кунаккузин и др., 2015; Чашин и др., 2017, 2018, 2020; Kunakkuzin et al., 2020). Новые комплексные геохронологические и изотопно-геохимические исследования (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr систематики, содержание и распределение редкоземельных элементов и элементов платиновой группы) пород массива Мончетундра позволяют выявить причины геохимической неоднородности пород и их связь с мантийными источниками.

Цели и задачи исследования. Основной целью диссертационной работы являлось изучение комплексом петрологических и изотопно-геохимических методов характера взаимоотношений между главными разновидностями пород, а также вклада различных источников родоначальных магм при формировании массива Мончетундра.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. изучение геологического строения юго-восточной части массива по данным полевых работ и керн скважин;
2. комплексная петрографическая и геохимическая характеристика пород, сравнительный анализ составов пород и характера распределения в них редких и рассеянных элементов. Выявление общих геохимических черт и различий между разновозрастными группами пород;
3. установление возраста трахитоидных и массивных габброноритов верхней зоны изотопным U-Pb методом и характера взаимоотношений между ними;
4. определение возраста метаморфических преобразований пород изотопным Sm-Nd методом;
5. изучение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в породах и определение их изотопно-геохимических параметров;
6. исследование распределения элементов платиновой группы в породах и их связь с вещественными характеристиками;

7. интерпретация совокупности полученных данных для определения вклада различных источников родоначальных магм в формировании массива.

Объект исследования. Для достижения поставленных целей и задач были изучены породы, слагающие юго-восточную часть массива Мончетундра на современном эрозионном срезе, а также породы нижних частей разреза из скважины МТ-70 Pt-Pd месторождения Лойпишнюн.

Фактический материал. Диссертационная работа основана на фактическом материале, собранном автором во время полевых работ на объекте исследований в период с 2011 по 2018 года, на материалах предшествующих полевых исследований сотрудников Геологического института КНЦ РАН в период с 2005 по 2008 года и на данных из литературных источников (Расслоенные интрузии..., 2004а, 2004б; Баянова, 2004, 2006, 2010; Нерович и др., 2009, 2014; Чашин и др., 2020; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019; Pripachkin et al., 2016; и др.). Геологический материал из скважины МТ-70 был любезно предоставлен ЗАО «Терская горная компания», г. Мончегорск.

Петрографическое изучение более 100 шлифов пород проводилось с помощью поляризационных микроскопов AxioPlan 2 с фотоприставкой Carl Zeiss и ЛабоПол вар.3. Силикатные анализы 73 проб пород выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты). Определения содержания редких и редкоземельных элементов (53 пробы пород) проводились в Институте геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) и Институте геологии и минералогии имени В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Определение концентраций элементов платиновой группы в породах массива Мончетундра (34 анализа пород) проводилось в центральной лаборатории Всероссийского научно-исследовательского института имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) методом ICP-MS. Датирование горных пород и минералов U-Pb и Sm-Nd методом, определение изотопного состава Nd, Sr и концентраций Sm, Nd, Rb и

Sr (более 140 измерений) проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии №29 ГИ КНЦ РАН, на твердофазных масс-спектрометрах Finnigan MAT 262 (RPQ) и МИ-1201Т.

Построение Sm-Nd изохрон проводилось с помощью программы Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012), построение геохимических диаграмм (TAS, AFM, REE, и т.д.) – с помощью программ GCDKit 6.0 (Janousek et al., 2006) и AFC-Modeler (Keskin, 2013). Обработка графических изображений проводилась в программе CorelDRAW X4.

Исследования проведены в рамках тем НИР и выполнены в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии №29 ГИ КНЦ РАН и при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 18-05-70082 «Ресурсы Арктики», 18-35-00152 мол_а, РНФ 21-17-00161 и 22-17-20002.

Личный вклад автора диссертации заключался в участии в полевых работах, отборе проб, их камеральной обработке; петрографическом изучении главных разновидностей пород; подготовке проб для дальнейших геохимических и изотопных исследований; участии в проведении части изотопных Sm-Nd и Rb-Sr измерений, обработке и интерпретации полученных геохимических и изотопных данных.

Защищаемые положения.

1. Согласно геологическим взаимоотношениям и геохронологическим данным породы верхней зоны массива Мончетундра были сформированы в три этапа: 2.50, 2.48-2.47 и 2.45 млрд лет. К первому этапу относится образование трахитоидных габброноритов субсинхронно с породами нижней зоны, а двум последующим - массивных габброноритов и габбро-пегматитов соответственно. Возраст метаморфических преобразований пород составляет около 2 млрд лет.

2. Гарцбургиты, нориты и пироксениты нижней и габбронориты верхней зон массива Мончетундра имели близкие по составу родоначальные расплавы, что отражается в сходстве редкоэлементного и Nd-Sr изотопного состава ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +2.9 до -4.1 и $\text{ISr}(\text{T})$ от 0.702 до 0.704). Геохимические и изотопные

характеристики пород свидетельствуют о незначительной роли коровой контаминации в их генезисе.

3. Исходные расплавы для пород нижней и верхней зон массива Мончетундра были сформированы при плавлении деплетированного (плюмового) и геохимически обогащенного (литосферной мантии) источников, о чем свидетельствуют обогащение LREE, Nb-Ta минимум, повышенные Th/Nb отношения и вариации $\epsilon\text{Nd(T)}$ от положительных до отрицательных.

Научная новизна. Впервые проведено комплексное петрографическое, петро-геохимическое, изотопно-геохимическое и геохронологическое изучение пород массива Мончетундра и сопоставление полученных данных по всему разрезу его юго-восточной части. Определены взаимоотношения и возраст пород верхней зоны, и возраст их метаморфических преобразований. Получены новые представительные данные по изотопному составу Nd (35 проб) и Sr (24 пробы) для пород массива которые позволили установить характеристики мантийного источника и его изменения во времени, а также определен вклад коровой контаминации при формировании различных групп пород.

Практическая значимость. Полученные научные результаты могут служить изотопно-геохимическим критерием условий и особенностей формирования базит-гипербазитовых массивов для оценки перспектив их рудоносности и быть использованы при металлогеническом анализе региона.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, 7 глав, заключения, списка литературы и приложений. Объем работы составляет 175 страниц, включая 53 рисунка, 14 таблиц и 3 приложения. Список литературы состоит из 217 наименований.

Апробация. Результаты исследований представлены в 24 публикациях, из которых 4 статьи опубликованы в журналах, рекомендованных ВАК. Промежуточные результаты были представлены на 20 Всероссийских и Международных конференциях в период с 2013 по 2020 года, наиболее значимые из которых: European Geosciences Union 2015 (12-17 апреля 2015 г, Австрия, Вена); Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты,

подходы и перспективы. IV Российская конференция по изотопной геохронологии (2-5 июня 2015 г., г. Санкт-Петербург, ИГГД РАН); Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (16-20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ»); International Conference Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny In the Earth`s History (1-8 сентября 2015 г., г. Иркутск); 8th International Siberian Early Career Geoscientists Conference (13-24 июня 2016 г., г. Новосибирск); International Geological Congress 2016 (24 августа-4 сентября 2016 г., Кейптаун, Южно-Африканская Республика); Ultramafic-mafic complexes: geology, structure, ore potential: materials of V International conference (Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.); VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (22-24 октября 2019 года, Санкт-Петербург, ИГГД РАН), «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» посвященных памяти чл.-кор. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, в период с 2013 по 2019 года.

Благодарности.

Автор выражает особую благодарность и признательность своему научному руководителю – д.г.-м.н. Т.Б. Баяновой за руководство и поддержку при написании диссертации, и академику РАН Ф.П. Митрофанову за постановку научной проблемы.

Искреннюю благодарность автор выражает к.г.-м.н. Л.И. Нерович за проведение полевых работ, предоставление научных материалов, консультации и ценные советы; д.г.-м.н. Т.В. Каулиной за консультации, плодотворные дискуссии и поддержку на всех этапах работы; д.г.-м.н. В.В. Балаганскому, к.г.-м.н. Т.В. Рундквист, к.г.-м.н. А.В. Мокрушину – за консультации и конструктивные замечания при обсуждении рукописи и мотивацию. Отдельную признательность за обсуждение результатов и ценные замечания автор выражает д.г.-м.н. О.М. Туркиной и д.г.-м.н. А.Э. Изоху (ИГМ СО РАН). Автор благодарен всем сотрудникам лаборатории геохронологии и изотопной геохимии №29 ГИ КНЦ РАН за помощь в проведении аналитических и масс-спектрометрических исследованиях, а также за всестороннюю поддержку: С.Н. Дьякову, В.Б.

Мартынову, О.Г. Шерстенниковой, Г.М. Шерстобитовой, Н.В. Левкович, Е.А. Апанасевич, к.т.н. Д.В. Елизарову, к.г.-м.н. П.А. Серову и к.г.-м.н. Н.М. Кудряшову.

Автор признателен ЗАО «Терская горная компания» и М.С. Люлько (ФГБУ «ВИМС») за предоставление каменного материала для научных исследований. За помощь при выполнении аналитических исследований автор благодарен Л.И. Константиновой (ГИ КНЦ РАН), И.В. Николаевой (ИГМ СО РАН), В.А. Шилову, В.Л. Кудряшову (ВСЕГЕИ), а также Л.И. Коваль (ГИ КНЦ РАН) за проведение и организацию пробоподготовительных работ. За всестороннюю поддержку при написании диссертации автор благодарен Е.С. Борисенко, Е.Н. Стешенко, А.В. Гудкову и А.Н. Иванову.

ГЛАВА 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

1.1. Геологическое строение северо-востока Фенноскандинавского щита

Фенноскандинавский щит расположен на севере Евразийского континента (Рисунок 1.1.1) и является самым крупным выходом фундамента Восточно-Европейской платформы (Ранний докембрий..., 2005). Территорию щита можно разделить на Карело-Кольский, Свекофенский, Дальсландский домены или геоблоки, обрамленные с северо-запада Норвежскими Каледонидами. С южной и юго-восточной стороны территория щита перекрыта отложениями осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Ввиду значительной гетерогенности Карело-Кольский домен был разделен на ряд провинций (Рисунок 1.1.1): Карельскую, Мурманскую, Беломорскую и Кольскую (Балаганский, 2002; Слабунов, 2008, Daly et al., 2006). Первые две рассматриваются как неоархейские кратоны, стабильные уже в конце архея, последние – как докембрийские подвижные пояса («коллаг террейнов», «коллизии») (Слабунов, 2008). Беломорская и Кольская провинции также рассматриваются в качестве форландов Лапландско-Кольского орогена, заложение которого произошло в палеопротерозое около 1.93-1.87 млрд лет (Балаганский и др., 1998; 2006; Балаганский, 2002; Слабунов, 2008; Daly et al., 2001, 2006). Указанные выше структуры, в свою очередь, подразделяются на более мелкие, со спецификой в составе, строении и истории развития.

Карельский кратон расположен в центральной части Фенноскандинавского щита, представлен в основном архейскими гранит-зеленокаменными комплексами и расположенными среди них зонами развития вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменных поясов (Вулканизм архейских..., 1981). На основе геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных на территории кратона выделяют несколько основных террейнов: Восточно-Лапландский, Пудасъярвинский, Центрально-Карельский, Раутаваара, Иисалми,

Кианта, Хиринсалми, Виеки, Водлозерский (Ранний докембрий..., 2005, Лобач-Жученко и др., 2000; Слабунов, 2008).



Рисунок 1.1.1. Геологическая карта Фенноскандинавского щита с упрощениями и дополнениями по (Koistinen et al., 2001; Lahtinen, 2012). Цифрами отмечены: 1 – Мурманский кратон; 2 – Кольская провинция; 3 – Беломорский подвижный пояс; 4 – Карельский кратон.

Мурманский кратон занимает северо-восточную часть Фенноскандинавского щита и сложен преимущественно архейскими тоналит-трондьемитовыми гранодиоритами, гранито-гнейсами, плагиогранитными и

гранитными мигматитами, включающими в себя небольшие тела гнейсов гранулитовой фации, эндербитов и чарнокитов (Ранний докембрий..., 2005) возраст которых не превышает 3 млрд лет (Козлов и др., 2006; Timmerman, Daly, 1995). Согласно (Козлов и др., 2006) самыми древними породными ассоциациями являются ксенолиты основного и ультраосновного состава. Реликты супракрустального комплекса выделены в восточной части кратона, а палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования на юго-востоке (Загородный, Радченко, 1988; Пожиленко и др., 2002). В центральной и восточной областях отмечается широкое развитие палингенно-метасоматических гранитов, интрузивных комплексов габбро-лабрадоритов и субщелочных гранитов, являющихся наиболее молодыми образованиями Мурманского кратона (Козлов и др., 2006).

Кратон подразделяется на 3 сегмента: Титовско-Урагубский, Териберско-Вороньинский и Иоканьгско-Лумбовско-Усть-Понойский (Козлов, 2006). На севере кратон ограничен системой разломов Карпинского, а на юге отделен от Кольской провинции поясом Колмозеро-Воронья.

Кольская провинция, расположенная в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, представляет собой тектонически сложную структуру, формирование которой происходило в палеопротерозое в связи с развитием Лапландско-Кольского орогена. В составе провинции можно выделить различные по строению архейские террейны (Кольско-Норвежский, Кейвский, Сосновский, Колмозеро-Воронья) и палеопротерозойский палеорифт Печенга-Имандра-Варзуга (Козлов и др., 2006; Балаганский и др., 2006; Слабунов, 2008). Террейн Колмозеро-Воронья сложен преимущественно метаморфизованными вулканитами различного состава и терригенными породами (Вревский, 1989; Радченко и др., 1994; Вревский и др., 2003). Кольско-Норвежский террейн главным образом состоит из мезо-неоархейских гранат-биотитовых парагнейсов, гранитогнейсов, гранулитов основного и кислого состава, эндербитов и гиперстеновых диоритов (Радченко и др., 1994; Петровская, 2008; Timmerman, Daly, 1995). Кейвский террейн представлен мезо-неоархейскими гнейсами,

гранитогнейсами, гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами и кислыми метавулканитами, которые перекрываются высокоглиноземистыми кианитовыми, гранатовыми и ставролитовыми парасланцами (Бельков, 1963; Балаганский и др., 1998; Мудрук, 2014). В пределах террейна широко развиты тела щелочных гранитов и габброанортозитовые массивы близкого возраста около 2.67 млрд лет (Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Ветрин, Родионов, 2009). Сосновский террейн сложен гранитогнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (Петров и др., 1990; Балаганский и др., 1998). Разрез Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта представлен несколькими толщами вулканогенно-осадочных образований палеопротерозойского возраста 2.55-1.70 млрд лет, залегающих на архейском фундаменте (Имандра-Варзугская зона..., 1982; Шарков, Смолькин, 1990; Смолькин, 1993, 1997; Скуфьин, 1993; Скуфьин, Баянова, 2006; Чашин и др., 2008).

Между Кольской и Беломорской провинциями располагается *ядро Лапландско-Кольского орогена*, главной структурой которого является Лапландский гранулитовый пояс с комплементарными этому поясу структурами: Лапландский, Умбинский, Терско-Стрельнинский, Инари террейны, а также коллизионные меланжи Колвицкий и Танаэлв (Балаганский, Глебовицкий, 2005; Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006). К породам Лапландского гранулитового пояса относят гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты, гранулиты среднего состава и кондалиты – высокоглиноземистые парагнейсы. Формирование пояса завершилось около 1.9 млрд лет назад (Бибикова и др., 1993).

Беломорская провинция (Беломорский подвижный пояс) располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией и составляет ядро неоархейской аккреционно-коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008). БП представлена в основном переработанными в раннем протерозое позднеархейскими структурами купольноскладчатого и сложноскладчатого строения. Большая часть территории сложена гранито-гнейсами, мигматитами и гнейсами с телами амфиболитов. В этом комплексе устанавливаются только мелкие структурные формы и элементы,

а также линейные зоны бластомилонитизации, плутонические и брахиформные структуры (Пожиленко и др., 2002). Среди вышеуказанных толщ в БП повсеместно распространены разнообразные неоархейские гранитоиды, в меньшем объеме в центральной части пояса встречаются многочисленные мелкие тела разновозрастных габброидов и ультрабазитов, а также базиты, известные в литературе как друзиты, сформировавшиеся в течение короткого промежутка времени (2.45-2.43 млрд лет) (Пожиленко и др., 2002, Ранний докембрий..., 2005, Шарков, 2006; Слабунов, 2008; Криволуцкая и др., 2010 и др.).

Согласно модели (Шарков и др., 2000; Шарков, 2006) ведущим механизмом формирования основных палеопротерозойских структур на территории востока Фенноскандинавского щита стал подъем и растекание обширных мантийных плюмов. В стабилизированных к концу архея кратонах под действием плюмов формировались зоны рассеянного спрединга, между которыми формировались гранулитовые пояса в областях нисходящих движений. В свою очередь, между областями растяжения и сжатия (кратонами и гранулитовыми поясами) располагались промежуточные подвижные зоны, представлявшие собой области пологого тектонического течения корового материала – подвижные пояса.

1.2. Палеопротерозойские (2.52-2.45 млрд лет) базитовые интрузии северо-востока Фенноскандинавского щита

Главной разновидностью магматических пород раннего палеопротерозоя на северо-востоке Фенноскандинавского щита были образования кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС). Ими сложены вулканические покровы, дайковые пояса и крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы (Шарков и др., 1997, 2005).

Вулканические породы раннего палеопротерозоя варьируют по составу от низко-титанистых пикритов и базальтов через андезиты до дацитов и риолитов при доминирующем развитии базальтов и широко распространены в основании разрезов крупных рифтогенных структур (Шарков и др., 2006). На территории Кольской провинции к их числу относят Печенга-Имандра-Варзугский пояс и

пояс в юго-западном обрамлении Главного Лапландского разлома (Тана и образования кандалакшской свиты), а в Карельском кратоне - Паана-Куолаярви, Восточно-Карельская, Лехтенская и др. (Северо-Карельский пояс), Ветренный Пояс, Лапландский зеленокаменный пояс в Северной Финляндии, и более мелкие структуры. Эти вулканогенно-осадочные комплексы формировались в течение по крайней мере двух этапов: 2.5-2.4 млрд лет и 2.4-2.3 млрд лет (Глубинное строение..., 2010; Шарков, 2006).

Интрузивными аналогами вулканитов KBMC являются крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, широко распространенные в пределах восточной части Фенноскандинавского щита (Шарков и др., 2005; Шарков, 2006). Сходство массивов по своим петрологическим, геохронологическим и изотопно-геохимическим характеристикам позволило объединить их в крупную изверженную провинцию (Sharkov et al., 1999) или единую Восточно-Скандинавскую обширную базитовую изверженную провинцию (Митрофанов и др., 2013). Пространственно изученные интрузивные массивы с месторождениями и рудопроявлениями Карело-Кольского домена образуют протяженные пояса (Рисунок 1.2.1): Кольский (северо-западного простирания) и Фенно-Карельский (северо-восточного простирания) (Глубинное строение..., 2010; Митрофанов и др., 2013).

На основании данных изотопного датирования можно выделить несколько главных эпизодов формирования расслоенных интрузий восточной части Фенноскандинавского щита (Таблица 1.1). Этап с возрастом 2.52-2.49 млрд лет характерен для интрузий Кольского пояса (Генеральская, Федорово-Панский массив и Мончеплутон), для единичных даек Карельской провинции (Bleeker et al., 2008) и небольших массивов Беломорской провинции (Сергеев и др., 1999; Скублов и др., 2016; Степанова и др., 2017).

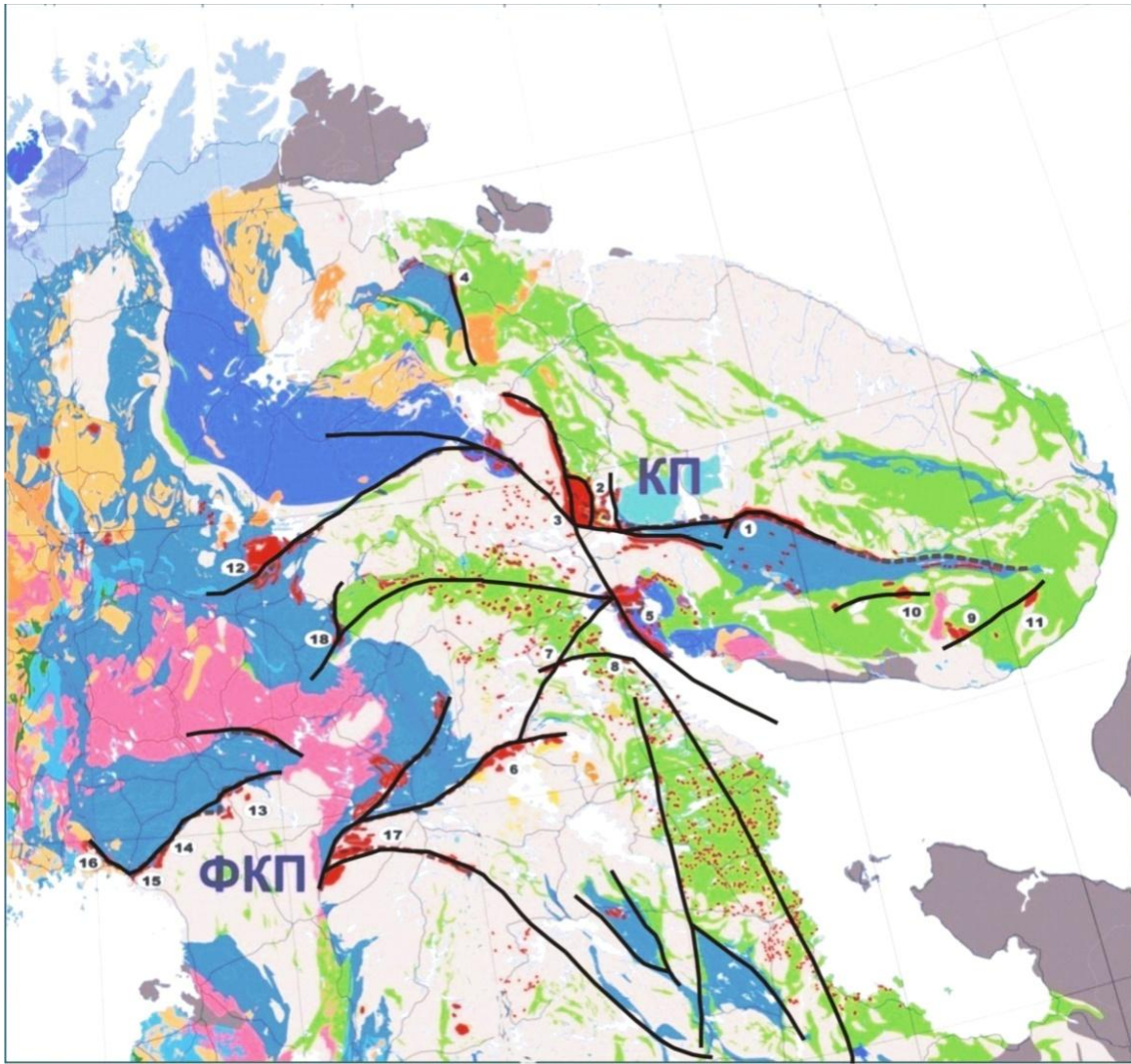


Рисунок 1.2.1. Тренды рифтогенных поясов и известные раннепротерозойские базитовые комплексы северной части ВСКБОИП (Митрофанов и др., 2013). КП – Кольский пояс; ФКП – Фенно-Карельский пояс; цифрами обозначены главные расслоенные комплексы: 1 – Федорово-Панский; 2 – Мончеплутон; 3 – Мончетундровский, Волчетундровский массивы, Габбро Главного хребта; 4 – гора Генеральская; 5 – Кандалакшский и Колвицкий массивы; 6 – Луккулайсваара; 7 – Кондозерский массив; 8 – Толстик; 9 – Ондомозерский; 10 – Песочный; 11 – Пялочный; 12 – Кейвица; 13 – Портимо комплекс (Контиярви, Сиика-Кямя; Ахмаваара); 14 – Пеникат; 15 – Кеми; 16 – Торнио; 17 – Коиллисмаа комплекс; 18 – Аканваара. В мелком масштабе – сотни тел.

Таблица 1.1. Изотопные U-Pb геохронологические данные для палеопротерозойских интрузий востока Фенноскандинавского щита.

Массив		Основные этапы и U-Pb возраста, млн лет	Источник
ФПМ:	Федорова тундра	2518-2507; 2493±8; 2485±9	Ниткина, 2006; Грошев и др., 2009
	Западно-Панский массив	2509-2491; 2470±9; 2447±12	Чистякова и др., 2000; Карпов, 2004; Баянова, 2004; Ниткина, 2006; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995; Groshev, Karykowski, 2019
	Восточно-Панский массив	2487±10; 2464±12	Карпов, 2004; Баянова и др., 2017
Мончеплутон		2507-2494; 2484.5±7.9	Расслоенные интрузии..., 2004б; Рундквист и др., 2014; Чашин и др., 2016; Грошев и др., 2018; Чашин, Баянова, 2021; Чашин, Савченко, 2021а; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995
Южная Сопча		2504±1; 2478±20	Чашин и др., 2016
Гора Генеральская		2504.4±1.6; 2496±10; 2446±10	Баянова и др., 1999; Amelin et al., 1995
Главный хребет	Улитаозерский массив	2492±20	Расслоенные интрузии..., 2004б
	Волчьи тундры	2473-2463	Чашин и др., 2012
	Чунатундра	2467±7	Расслоенные интрузии..., 2004б
Кандалакшско-Колвицкий массив		2467-2463; 2454-2448; 2437±15	Фриш и др., 1995; Балаганский и др., 1998б; Mitrofanov et al., 1995; Steshenko et al., 2020
Островский массив		2445±11	Расслоенные интрузии..., 2004б
Имандровский комплекс		2455.8±3.5; 2446-2440; 2437-2434	Баянова и др., 1995; Галимзянова и др., 1998; Чашин и др., 2015; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995
Пыршин		2452±7; 2444±2	Mitrofanov et al., 1995
Толстик		2444±7; 2443±10; 2433.8±6.8	Каулина, Богданова, 2000; Bogdanova, Bibikova, 1993
Жемчужный		2460±9	Кудряшов и др., 1999
Олангская группа		2445-2439	Amelin, Semenov, 1990; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995;
Бураковский массив		2449±1.1; 2433-2430	Байи и др., 2009; Amelin et al., 1995
Ковдозерский массив		2440±10	Ефимов, Каулина, 1997
Кийостровский массив		2441±51 – 2436.8±4.5	Слабунов и др., 2006
Шобозерский массив		2435±5	Слабунов и др., 2005
Финские интрузии: Портимо, Пеникат, Кеми, Койтелайнен, Ахмаваара, Койлисмаа, Няранкаваара		2441-2428	Alapieti, 1982; Iljina, 1994; Huhma et al., 1996; Mutanen, Huhma, 2001; Perttunen, Vaasjoki, 2001; Jarvinen et al., 2022

Этап с возрастом 2.48-2.46 млрд лет соответствует формированию пород Восточно-Панского массива, крупных интрузий Главного хребта и Кандалакшско-Колвицкого массива и более мелких массивов Беломорской провинции. Интрузивный магматизм возраста 2.45-2.43 млрд лет получил наибольшее распространение главным образом на территории Карельского кратона (интрузии Финляндии, Олангской группы, Бураковский массив), но также был проявлен и на территориях Кольской (Имандровский комплекс, Островский массив, различные тела габбропегматитов, габбро-анортозитов и анортозитов в крупных массивах первых двух этапов) и Беломорской провинций (мыс Толстик, Ковдозерский, Кийостровский и Шобозерский массивы и др.).

Вышеперечисленные временные этапы наряду с данными по дайковым комплексам позволили объединить события интрузивного магматизма Карело-Кольского домена с аналогичными на Канадском щите в пределах кратона Сьюпериа (*Superior*) (Bleeker, Ernst, 2006; Bleeker et al., 2008; Ernst, Buchan, 2010). Интрузии возраста около 2.50 млрд лет (Кольского пояса) связывают с обширной изверженной провинцией Мистассини (*Mistassini LIP*), а интрузии более молодого возраста до 2.45 млрд лет (Фенно-Карельского пояса) с формированием провинции Матачеван (*Matachewan LIP*) (Ernst, Jowitt, 2013; Ernst, 2014).

Расслоенные интрузии Кольского и Фенно-Карельского поясов обладают схожими чертами строения и состава пород, сложенных преимущественно оливин-ортопироксен-плагиоклазовым парагенезисом, при подчиненной роли клинопироксена. В то же время каждая из них обладает индивидуальными разрезами, различной степенью дифференциации пород и разным набором рудных элементов.

Связь данных интрузий с Cr-Ti-V, Cu-Ni-Co, Pt-Pd минерализацией привлекает повышенное внимание ученых всего мира. Большое количество отечественных и зарубежных научных публикаций посвящено вопросу генезиса массивов, процессам рудообразования и геологическим обстановкам формирования месторождений (Медно-никелевые..., 1985; Митрофанов и др., 1994, 2005, 2013; Смолькин, 1997; Додин и др., 2000, 2001; Расслоенные

интрузии..., 2004а, 2004б; Шарков, 2005; Шарков, 2006; Гроховская и др., 2000, 2003, 2009, 2012; Шарков, Чистяков, 2014; Чашин и др., 2017, 2018, 2020, 2021 Припачкин, 2019; Puchtel et al., 1995; Amelin et al., 1996; Schissel et al., 2002; и др.). Зарубежные исследования палеопротерозойских месторождений проводятся в соседних странах - Финляндии и Швеции (Halkoaho et al., 1989, 1990; Alapieti, 1982, 1989, 1990, 2002; Huhma et al., 1990, 2011, Iljina 1994, 2001; Lauri et al., 2003, 2012; Iljina, Hanski, 2005; Maier, 2015; Iljina et al., 2015; Maier, Hanski, 2017 и др.).

Далее кратко будут рассмотрены наиболее крупные палеопротерозойские расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии Кольского пояса, с которыми связаны месторождения и рудопроявления благороднометалльной минерализации.

Массив горы Генеральской. Массив располагается в северном обрамлении Печенгской структуры, прорывает гнейсы позднеархейского комплекса и перекрывается осадочно-вулканогенными породами печенгской серии. Породы интрузии в пределах расслоенной серии представлены преимущественно габброидами (пироксен-плагиоклазовые кумулаты) с резко подчиненной ролью ультраосновных пород (оливин-плагиоклазовый кумулат), локализованные в центральной части. Возраст, полученный U-Pb методом для пород массива, составляет 2505 ± 1.5 (Amelin et al., 1995), 2496 ± 10 млн лет (Баянова, 2004) и 2493 ± 6.5 (Bayanova, Smolkin, 1996). Для поздних линзовидных прослоев анортозитов был получен возраст 2446 ± 10 млн лет (Баянова, 2004). С расслоенной серией массива связано платинометалльное малосульфидное оруденение, которое приурочено к горизонтам вкрапленного и прожилково-вкрапленного медно-никелевого оруденения (Платинометалльные месторождения..., 2000, Ранний докембрий..., 2005, Глубинное строение..., 2010).

Федорово-Панский расслоенный интрузив (комплекс) прорывает на северном фланге породы гранито-гнейсового фундамента и имеет тектонический контакт с метавулканитами стрельнинской серии Имандра-Варзугской зоны (Ранний докембрий..., 2005). Федорово-Панский комплекс состоит из нескольких интрузий (Федорова тундра, Ластьяврский массив, Западная Пана и Восточная

Пана), каждая из которых, по-видимому, представляет собой самостоятельные магматические камеры со своей историей формирования и различными механизмами их внутрикамерной дифференциации.

В строении *массива Федоровой тундры* (Groshev et al., 2019) снизу-вверх выделяют следующие зоны: (1) норит-габброноритовую, содержащую многочисленные фрагменты ортопироксенитов (зона такситовых габброноритов), (2) лейкогаббро-габброноритовую, представляющую собой чередование среднезернистых габброноритов и грубозернистых лейкогаббро с маломощными прослоями троктолитов, и (3) лейкогаббровую. Возраста формирования пород массива укладываются в диапазон 2518-2485 млн лет (Ниткина, 2006; Грошев и др., 2009).

Между Федоровой тундрой и Панскими тундрами располагается *Ластъявский массив*, сложенный габброидами, а в нижней части находятся интенсивно брекчированные оливиниты, гарцбургиты, плагиобронзититы и сульфидные руды гнездового и жильного типов (Ранний докембрий., 2005).

В составе *Западно-Панского массива* преобладают мезократовые породы базитового состава. Расслоенность проявлена на двух уровнях разреза – в Нижнем и Верхнем расслоенных горизонтах, а также в перекрывающем последние Оливиновом горизонте (Корчагин и др., 2009; Groshev et al, 2019;). Возраста формирования пород массива укладываются в диапазон 2509-2447 млн лет (Баянова, 2004; Карпов, 2004; Ниткина, 2006; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995; Bayanova et al., 2009; Groshev et al., 2019).

Восточно-Панский массив имеет неоднородное строение по латерали и характеризуется преобладанием в разрезе габбро возраста 2487 ± 10 млн лет (Карпов, 2004), широким распространением пижонитовых габброноритов и пегматоидных разновидностей пород возраста 2464 ± 12 млн лет (Митрофанов и др., 2004; Корчагин и др., 2009; Баянова и др., 2017).

Месторождения и рудопроявления ЭПГ Федорово-Панского интрузивного комплекса повсеместно пространственно и генетически связано с сульфидной медно-никелевой минерализацией. В интрузивных блоках они локализованы на

разных стратиграфических уровнях разрезов и контролируются различными структурными элементами этих интрузий (Митрофанов и др., 2004; Корчагин и др., 2009; Субботин и др., 2012; Groshev et al, 2019): - краевой (базальной) зоной и рифами расслоенной серии массива Федорова тундра; - Северным и Южным рифами в расслоенных горизонтах Западно-Панского массива; - расслоенным горизонтом Восточно-Панского массива.

Мончегорский плутон сложен рядом пород от дунитов до лейкогаббро и анортозитов и содержит месторождения и рудопроявления хромитовых, Cu-Ni сульфидных и малосульфидных платинометалльных руд. В его составе выделяют меридиональную ветвь, представленную горами Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ), и широтную, отмеченную горами Сопчуайвенч, Ньюдуайвенч и Поазуайвенч (Сопча, Нюд, Поаз). Обе ветви имеют симметричную мульдообразную форму с пологим падением расслоенности (Расслоенные интрузии..., 2004а; Ранний докембрий..., 2005). Северо-восточная камера (массивы НКТ и Сопча) сложена снизу-вверх кварцсодержащими норитами и габброноритами базальной зоны, гарцбургитами, чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов, ортопироксенитами с линзами нодулярных хромититов и пластами сульфидоносных дунитов. Восточная камера сложена в придонной части кварцсодержащими габброноритами и норитами, затем меланократовыми норитами с линзами и прослоями оливинсодержащих пород и в верхней части – мезо - и лейкократовыми норитами и габброноритами. Завершают разрез метаморфизованные габбронориты и лейкогаббро-анортозиты массива Вуручуайвенч, с которыми связано малосульфидное платинометалльное месторождение (Гроховская и др., 2000; Иванченко, Давыдов, 2009). Закономерная смена пород Мончеплутона от ультраосновных к основным нарушается наличием рудного дунит-перидотитового пласта среди ортопироксенитов г. Сопча (рудный пласт «330») и «критического горизонта» с оливинсодержащими породами на г. Нюд, с обильной сульфидной вкрапленностью. В зоне сочленения меридиональной и широтной ветвей находится Дунитовый блок, содержащий залежь хромитовых руд (Чашин и др.,

1999; Расслоенные интрузии..., 2004б; Ранний докембрий..., 2005). Возраст некоторых пород массива, определенный U-Pb методом по циркону и бадделеиту, укладывается в диапазон от 2507 до 2485 млн лет (Таблица 1.1). Рудопроявления и месторождения ЭПГ и Cu-Ni в Мончеплутоне подразделяются на два главных структурных типа (Чашин, Иванченко, 2022): базальные, локализованные в пределах краевых частей интрузий (Западный Ниттис, НКТ, Нюд, Поаз, Морошковое озеро, Южная Сопча) и рифовые (Терраса Нюд, Рудный пласт «330», Вурэчуайвенч).

Интрузия *Главного хребта* располагается западнее Мончегорского плутона, от которого отделена мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов с гранат-амфиболовым парагенезисом (Расслоенные интрузии..., ч. 1, 2004). Субмеридиональный разлом делит интрузию на два тектонических блока, которые часто именуют отдельными массивами – более протяженный Чуна-Волчьетундровский и менее крупный Мончетундровский. В реконструированном общем вертикальном разрезе интрузии Главного хребта Е.В. Шарковым (Шарков, 1980; Шарков, 1984) были выделены три зоны: (1) нижняя габброноритовая зона, состоящая из ритмичного переслаивания среднезернистых габброноритов, оливиновых габброноритов, плагиоперидотитов и пироксенитов; (2) средняя габбронорит-анортозитовая зона, в которой преобладают трахитоидные габбронорит-анортозиты и анортозиты; (3) верхняя зона массивных крупнозернистых и такситовых габбро-анортозитов. Контакты массива с вмещающими породами обычно тектонические, но на северном окончании хребта Мончетундра и хребта Волчьей Тундры (г. Котти-Чорр) – был зафиксирован интрузивный контакт габброноритов с архейскими кристаллическими сланцами и диорито-гнейсами, с появлением зон ороговикования (Шарков, 1980; Шарков, 1984). Данные об U-Pb возрасте пород интрузии Главного хребта свидетельствуют о ее длительном становлении в период от 2.52 до 2.45 млрд лет (Митрофанов и др., 1993; Баянова, 2004; Расслоенные интрузии..., 2004б; Нерович и др., 2009; Баянова и др., 2010; Чашин и др., 2012; Нерович и др., 2014; Борисенко и др., 2015). Стоит отметить, что породы меридиональной ветви Чуна-

Волчьих тундр кристаллизовались в достаточно узком интервале – не более 10 млн лет (2473 ± 7 млн лет, 2463 ± 2.4 млн лет, 2467 ± 8 млн лет (Баянова, 2004; Чашин и др., 2012; Чашин, Петров, 2013)) по сравнению с массивом Мончетундра. В пределах интрузии Главного хребта было выявлено малосульфидное платинометалльное оруденение базального типа в районе Волчьих тундр (оз. Ольче и г. Юкспор) и северо-восточной части массива Мончетундра (Лойпишнюн) (Назимова, Райан, 2009; Чашин, Петров, 2013; Чашин и др., 2018, Чашин, Иванченко, 2022).

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения петрографических, геохимических и изотопно-геохимических исследований были опробованы главные разновидности пород из верхней и нижней зон массива Мончетундра в пределах юго-восточной его оконечности. Образцы и пробы породы верхней зоны были отобраны из обнажений в пределах вершины, а также южного и восточного склонов горы Мончетундра. Образцы и пробы пород нижней зоны были отобраны из разреза скважины МТ-70, предоставленной ЗАО «Терская горная компания».

Петрографическое изучение более 100 шлифов горных пород проводилось с помощью поляризационных микроскопов Axioplan 2 с фотоприставкой Carl Zeiss (Zeiss AG) и ЛабоПол вар.3 (Labor-microscopes).

Определения содержаний **петрогенных элементов** (мас. %) для 73 проб выполнены в лаборатории химико-аналитической №33 ГИ КНЦ РАН (зав. лабораторией Константинова Л.И.) атомно-абсорбционным методом на спектрометре AAnalyst 400 (PerkinElmer Inc.), погрешность аналитических измерений составляет 0.02-0.05%.

Определения содержания **редких и редкоземельных элементов** (53 пробы горных пород) проводились в центре коллективного пользования «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN 9000 (PerkinElmer Inc.) и Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT (Thermo Fisher, аналитик Николаева И.В.). Погрешность измерений для большинства элементов составила не более 3%. Методика подробно описана в работе (Panteeva et al., 2003).

Определение концентраций **элементов платиновой группы** для 34 проб пород массива Мончетундра проводилось в центральной лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) методом ICP-MS на приборе ELAN-6100 DRC-e (PerkinElmer Inc., США), аналитики – В.А. Шилов, В.Л. Кудряшов. Погрешность измерений не превышала $\pm 5\%$.

Методика масс-спектрометрических Sm-Nd и Rb-Sr измерений. С целью выделения монофракций (магматические и метаморфические минералы), смеси фракций и породы в целом (WR) пробы были подвержены сепарационным процедурам в лаборатории сепарации вещества и первичной обработки проб №46 ГИ КНЦ РАН (зав. лаб. Л.И. Коваль); методика детально описана в работе (Баянова, 2004). Датирование горных пород и минералов Sm-Nd методом, определение изотопного состава Nd и Sr и концентраций Sm, Nd, Rb, Sr (более 140 измерений) проводились в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии №29 ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты.

Измерения изотопного состава **Nd** и концентраций **Sm** и **Nd** проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511835 ± 18 ($N=15$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.010%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0.5\%$, для минералов с низкими содержаниями (доли ppm) – до $\pm 10\%$. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1= 0.512115 (Tanaka et al., 2000). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы значения CHUR по (Bouvier et. al, 2008) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960$).

Изотопный состав **Sr** и концентрации **Rb** и **Sr** были измерены на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах. Подготовленные пробы наносились на ленты в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной 0.71034 ± 0.00026 . Погрешности изотопного состава (95%-ный доверительный интервал) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают $\pm 0.04\%$, определения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений $\pm 1.0\%$. Точность определения

концентраций Rb и Sr $\pm 1.0\%$. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг и по Sr - 1.2 нг.

Для определения возраста формирования пород верхней зоны массива **U-Pb методом** были отобраны представительные пробы весом около 60 кг. Из отобранных проб были выделены акцессорные минералы, такие как циркон и бадделеит, в лаборатории сепарации вещества и первичной обработки проб №46 ГИ КНЦ РАН (зав. лаб. Л.И. Коваль). Дальнейшие химические процедуры подготовки проб и масс-спектрометрические измерения проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии №29 ГИ КНЦ РАН (зав. лаб. Баянова Т.Б.). Методики пробоподготовки подробно описаны в работе (Баянова и др., 2004). Измерения концентраций изотопов U и Th проводились на масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) по стандартной методике с использованием смешанного трассера $^{208}\text{Pb}+^{235}\text{U}$ (Баянова и др., 2004) и по единичным зернам циркона и бадделеита с использованием искусственного ^{205}Pb трассера (Bayanova et al., 2014).

Построение диаграмм в изохронных координатах проводилось с помощью программы Isoplot 3.70 и Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008; 2012), построение геохимических диаграмм (TAS, AFM, REE, и т.д.) проводилось с помощью программы GCDKit 6.0 (Janousek et al., 2006). Обработка графических изображений проводилась в программе CorelDRAW X4.

Для оценки степени влияния вероятных коровых контаминантов на породы массива были построены диаграммы зависимости отношений La/Sm и Nb/La (Рисунок 7.2.1 А) и Nb/Th (Рисунок 7.2.1 Б). Линии изменения составов пород при ассимиляции, фракционировании и кристаллизации (AFC) были построены с использованием уравнений DePaolo (1981). Коэффициенты распределения элементов минерал/базитовый расплав, равновесный с ортопироксенитами нижней зоны, использованы из работы (Torres-Alvarado et al., 2003). Графическое построение произведено с использованием программной надстройки «AFC-Modeler» для Microsoft Excel (Keskin, 2013).

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

3.1. Геологическое строение массива

Массив Мончетундра является юго-восточной частью крупного комплекса основных пород Монче-Чуна-Волчьих тундр (Главный хребет), который протягивается в субмеридиональном направлении на 80 км при ширине от 1-2 до 15-20 км и занимает общую площадь около 440 км². Субмеридиональный разлом разделяет комплекс на два тектонических блока, которые часто именуются отдельными массивами - более протяженный Чуна-Волчьетундровский и менее крупный Мончетундровский, между которыми располагается депрессия. По геофизическим данным и результатам измерений первичных элементов течения и расслоенности, выполненных в разные годы разными исследователями (Козлов и др., 1967; Юдин, 1980; Шарков, 1980, 1984), интрузия Мончетундра первоначально представляла собою дифференцированное лополитообразное тело чашеобразной формы на юге и дайкообразной - на севере. Внутреннее строение массива нарушено поперечными субвертикальными разломами преимущественно сбросо-сдвигового характера и пологими надвигами с падением в южных румбах. Массив отделен от Мончеплутон мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов с гранат-амфиболовым парагенезисом, обнаженных на поверхности в юго-восточной части и вскрытых глубокой структурной скважиной М-1 на глубине 1030-2038 м (Расслоенные интрузии..., 2004а, Рисунок 3.1.1).

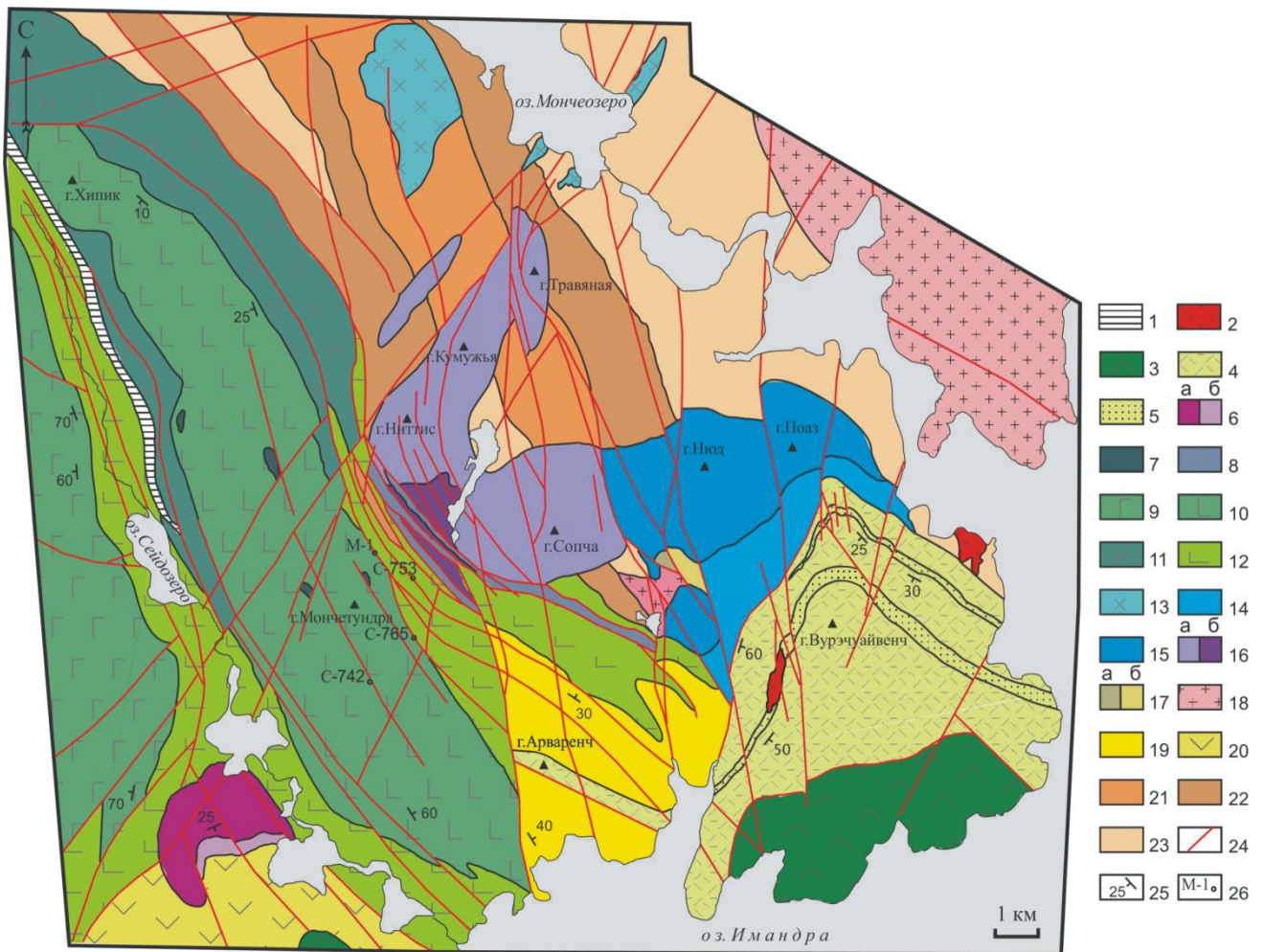


Рисунок 3.1.1. Геологическая карта Мончегорского рудного района из (Расслоенные интрузии..., 2004a). Условные обозначения: 1 – крупные дайки габбро-долеритов; 2 – анатектит-граниты и трондьемиты; 3 – метагабброиды умбареченско-имандровского комплекса; 4-5 – метавулканисты (4), кварциты и сланцы (5) кукшинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 6 – перидотиты, вебстериты, ортопироксениты (а) и габбронориты массива оз. Островского; 7 – троктолиты; 8 – крупные дайки норитов, ортопироксенитов, габбро; 9 – габбро-анортозиты Чунатундровского массива; 10-11 – метагаббро, габбронориты (10) и переслаивающиеся ортопироксениты, нориты (11) Мончетундровского массива; 12 – бластокатаклазиты преимущественно по габброидам Чуна-и Мончетундры, а также амфиболитам, гнейсам и диоритам архейского комплекса; 13 – нориты, диориты и гранофировые кварцевые диориты массива Ярва-Варака; 14 – метагаббро, габбронориты и анортозиты предгорья Вурэчуайвенч; 15 – оливковые нориты, нориты, габбронориты Мончеплутона (Нюд-Поаз); 16 – перидотиты, пироксениты (а) и дуниты (б) Мончеплутона (НКТ); 17 – диориты (а) и метагаббро (б) 10-ой аномалии; 18-23 – архейский комплекс: 18 – диориты, гранодиориты, 19 – кислые вулканисты и метаосадки архейского комплекса г. Арваренч, 20 – сланцеватые амфиболиты витегубской свиты, 21-23 – высокоглиноземистые (21), гранат-биотитовые (22) и биотит-амфиболовые (23) гнейсы; 24 – тектонические нарушения; 25 – элементы залегания пород (трахитоидности, напластования); 26 – скважина и ее номер.

Геологическое строение массива Мончетундра является довольно сложным, поэтому на данный момент существует несколько различных представлений о его

структуре. Первоначально исследование массива Мончетундра проводилось в рамках изучения всего габбро-анортозитового комплекса Главного хребта. Согласно работе (Козлов и др., 1967), Главный хребет имеет симметрично-зональное строение: его ядерная часть сложена крупно- и гигантозернистыми габбро и анортозитами (лабрадоритами), а периферийные части и подошвенная часть интрузива – дифференцированным комплексом средне-крупнозернистых габбро и габброноритов различной степени меланократовости. Формирование всего этого комплекса пород происходило, по их представлению, в три субфазы. Породы первой субфазы непосредственно слагают габбровый массив, вторая субфаза представлена обособленными телами анортозитов (лабрадоритов), а завершающая субфаза – дайковым комплексом диабазов.

Позднее Шарковым Е.В. (Шарков, 1980) была предложена схема деления массива Главного хребта на три сингенетичные зоны. Нижнюю часть массива образует зона габброноритов, которая состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габброноритов, оливиновых габброноритов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Средняя часть массива представлена зоной трахитоидных габбронорит-анортозитов и анортозитов. А зона массивных крупнозернистых габбронорит-анортозитов слагает верхнюю часть разреза (Рисунок 3.1.2).

Гроховская Т.Л. (Гроховская и др., 2003) в разрезе интрузии выделяет нижнюю краевую серию и расслоенную серию, включающую ультраосновную, ритмично-расслоенную, габброноритовую и верхнюю габбровую зоны, выделяемые по смене кумулусных парагенезисов.

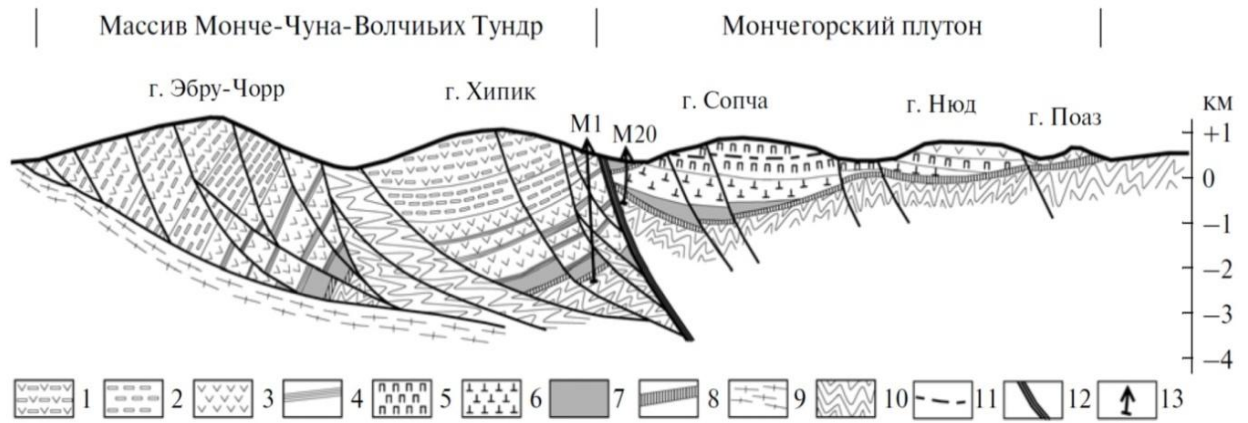


Рисунок 3.1.2. Субширотный разрез Мончегорского комплекса (Шарков, 2006). Условные обозначения: 1- крупнозернистые массивные габбронорит-анортозиты (Pl-кумуляты) с прослоями пижонитовых габброноритов; 2 – трахитоидные габбронорит-анортозиты (преимущественно Pl, а так же Pl+инвертированные Pig и Pig-Aug-кумуляты); 3 – нерасчлененные нориты и габбронориты ((Opx+Pl±Cpx±Ol)-кумуляты); 4 - зоны ритмичного переслаивания мафитовых и ультрамафитовых кумулатов, включая дуниты; 5 – преимущественно бронзититы (Opx-кумуляты); 6 – зона ритмичного переслаивания (Ol+Chr)-, (Ol+Opx±Chr)- и Opx-кумулятов в Мончегорском плутоне; 7 – (Ol-Chr)-кумуляты (дуниты); 8 – краевые эндоконтактовые зоны интрузивов; 9 – гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 10 – архейские диорито-гнейсы и глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии, Центрально-Кольский блок; 11 – «рудный пласт Сопчи»; 12 – Мончетундровский разлом; 13 – положение структурных скважин.

В последние годы исследования массива были сосредоточены в пределах центральной и южной частей хребта Мончетундры. Смолькин В.Ф. и Нерович Л.И. на основании изучения обнаженной части массива и материалов по данным структурных скважин охарактеризовали, соответственно, двух- и трехзонаное строение Мончетундровского массива. По Смолькину В.Ф. (Расслоенные интрузии..., 2004а), в строении массива выделяется нижняя зона, в разрезе которой преобладают меланократовые нориты и габбронориты, и верхняя зона, которая сложена преимущественно мезо- и лейкократовыми габброноритами и, в меньшей степени, анортозитами. Нерович Л.И. (Нерович и др., 2009; Нерович и др., 2014) подразделяет разрез массива на 3 зоны (Рисунки 3.1.3, 3.1.4): а) среди пород нижней зоны наиболее типичными являются нориты; б) средняя зона сложена трахитоидными среднезернистыми габброноритами; в) породы верхней зоны представлены массивными крупнозернистыми габбронорит-анортозитами, лейкогабброноритами, габбро-анортозитами и лейкогаббро.

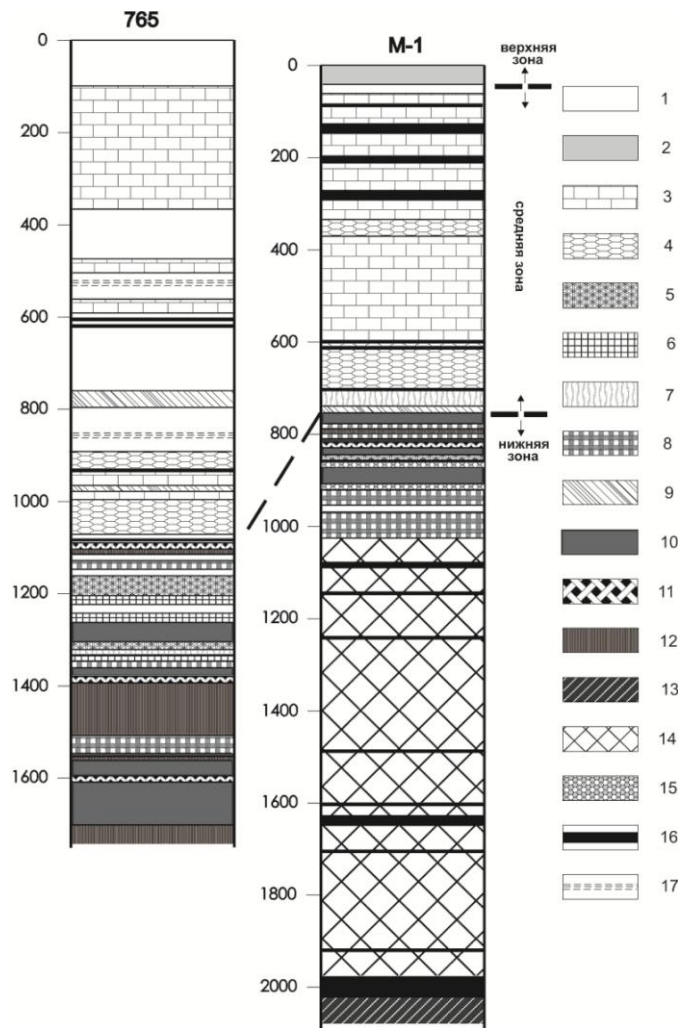


Рисунок 3.1.3. Схематические разрезы по скважинам 765 и М-1. М-1 из (Нерович и др., 2009) по В.Ф. Смолькину и Е.В. Шаркову (Расслоенные интрузии..., 2004а; Шарков и др., 2006). Условные обозначения: 1 - мезократовые, мезо-лейкократовые, редко меланократовые амфибол-плагиоклазовые породы (иногда с реликтами клинопироксена, массивные, неравнозернистые); 2 - габбронорит-анортозиты и лейкократовые габбронориты (массивные, крупнозернистые, средне-крупнозернистые с габбро-офитовой и пойкилоофитовой структурами); 3 - габбронориты трахитоидные (среднезернистые, крупно-среднезернистые с гипидиоморфнозернистой, реже панидиоморфнозернистой структурами); 4 - габбронориты трахитоидные (среднезернистые, крупно-среднезернистые с габбро-офитовой и пойкилоофитовой структурами); 5 - габбронориты массивные (среднезернистые с панидиоморфнозернистой структурой); 6 - габбронориты с прослоями норитов, массивные. (среднезернистые с пойкилитовой и пойкилоофитовой структурами); 7 - габбронориты массивные (среднезернистые и крупно-среднезернистые с габбро-офитовой и пойкилоофитовой структурами); 8 - нориты и оливиновые нориты (оливиновые только в скв. 765) с прослоями меланократовых габброноритов (массивные, среднезернистые и крупно-среднезернистые с пойкилитовой структурой); 9 - габбро мезократовое и лейко-мезократовое, массивное (крупно-среднезернистое с габбро-офитовой и пойкилоофитовой структурами); 10 - ортопироксениты, редко с прослоями вебстеритов; 11 - гарцбургиты; 12 - оливиниты и дуниты; 13 - плагиоортопироксениты, плагиогарцбургиты с прослоями плагиооливинитов; 14 - тектоническая смесь бластомилонитизированных габброидов, гнейсов, гиперстеновых диоритов в зоне Мончетундровского разлома; 15 - габбро-пегматиты; 16 - дайки базитов; 17 - зоны расщепления и бластомилонитизации.

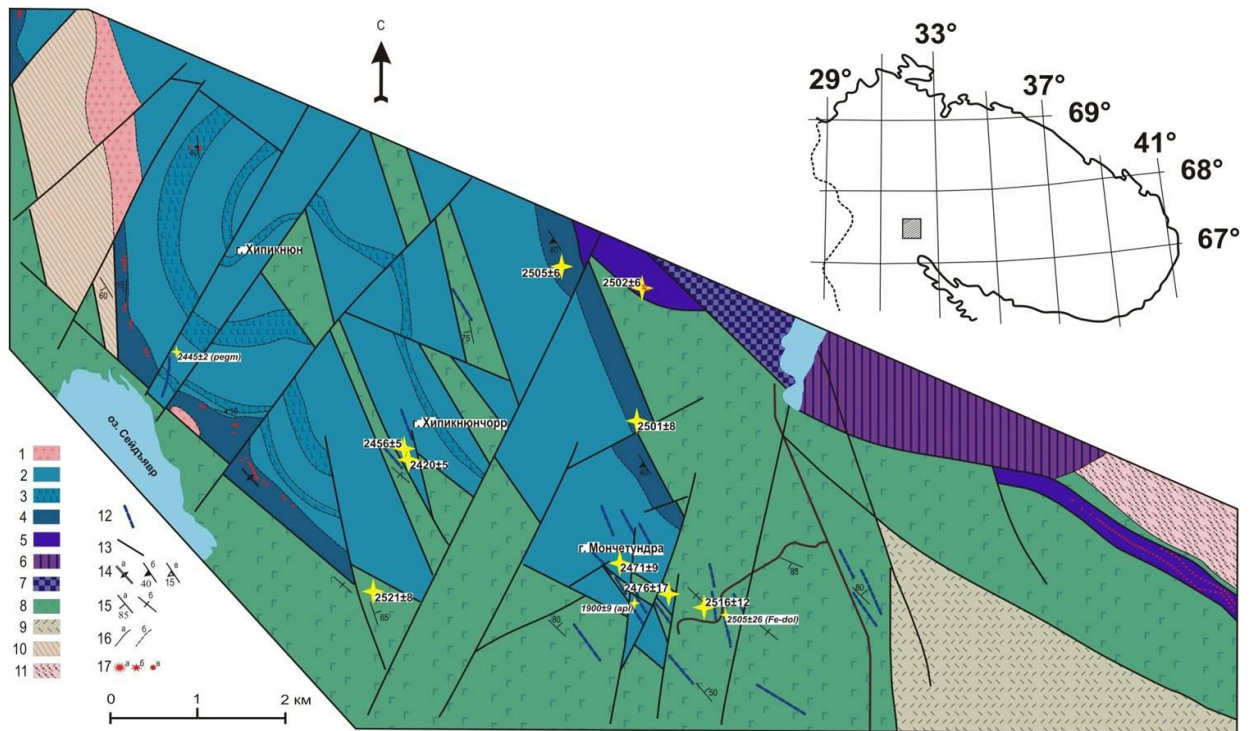


Рисунок 3.1.4. Схема геологического строения центральной и юго-восточной частей массива Мончетундра (Нерович и др., 2014). 1 - плагиомикроклиновые гранито-гнейсы (пералюминиевые с проявлениями молибденита); 2-5 - Расслоенный комплекс Мончетундровского массива: 2 - лейкократовые габбронориты и нориты, габбронорит-анортозиты, лейкогаббро, габбро-анортозиты верхней зоны. Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые; 3 - оливиновые лейконориты, лейкогаббронориты, норит-анортозиты верхней зоны, (на СЗ фланге с прослоями плагиоперидотитов). Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые; 4 - габбронориты средней зоны (на 3 фланге с прослоями оливиновых габброноритов, троктолитов, анортозитов). Преимущественно трахитоидные, среднезернистые, крупно-среднезернистые; 5 - нориты, пироксениты, габбронориты, реже гарцбургиты и оливиниты нижней зоны; 6 - метагабброиды ранней габбровой серии (мезократовые и мезо-лейкократовые амфибол-плагиоклазовые, реже плагиоклаз – амфиболовые породы). Преимущественно массивные, неравномернозернистые с зонами и участками рассланцевания и бластомилонитизации; 7 - Мончеплутон (ортопироксениты горы Сопча); 8 - Дунитовый блок; 9 - метавулканыты пялочной, арваренчской и кукшинской свит; 10 - преимущественно биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые, реже мусковит-биотитовые гнейсы с линзами и блоками гранат-эпидот-хлоритовых сланцев и амфиболизированных габброидов; 11 - граниты и гранито-гнейсы архейского комплекса; 12 - дайки долеритов; 13 - разрывные нарушения; 14 - первичные горизонтальная (а) и наклонные расслоенность (б) и трахитоидность (в); 15 - метаморфические сланцеватость и полосчатость в зонах рассланцевания и бластомилонитизации: наклонная (а) и вертикальная (б); 16 - границы распространения пород: достоверные (а), предполагаемые и неуставленного генезиса (б); 17 - участки с повышенными концентрациями благородных элементов.

В данной работе на основании интерпретации геологических и геохронологических данных строение массива рассматривается согласно двухзонной схеме. Породы нижней зоны изучены по данным глубоких

структурных скважин (наиболее представительна скв. М1) и при проведении буровых работ на обнаружение благороднометалльной минерализации в пределах юго-восточной части массива (Расслоенные интрузии..., 2004а; Нерович и др., 2009; Назимова, Райан, 2009; Чашин и др., 2017, 2018, 2020). *Нижняя зона* представлена чередованием ортопироксенитов, плагиоортопироксенитов, норитов, а также гарцбургитов. Мощность ее составляет около 250 метров в юго-восточной части массива. Контакты постепенные, без резких границ, однако, вблизи контакта с Мончеплутоном данные породы образуют линзы и прослои различных размеров и мощности с незакономерным чередованием, залегающие среди габброидов верхней базитовой зоны (Чашин и др., 2018). В разрезе также отмечаются маломощные (5-12 м.) прослои габброноритов, в которых встречаются фрагменты ортопироксенитов. Контакты габброноритов с ортопироксенитами и норитами резкие. Габбронориты в разной степени амфиболизированы, вблизи тектонических зон в них отмечается наличие идиоморфных зерен граната до 5 мм, а также сульфидная минерализация. Тела дунитов, метадунигов и метагарцбургитов формируют прослои мощностью до 10 метров, залегают среди расслоенной серии нижней зоны и имеют секущий контакт взаимоотношений с норитами и ортопироксенитами. В интервале от 2.05-2.37 км скважиной М1 было вскрыто тело ультрабазитов преимущественно плагиогарцбургитового состава. Данное тело Смолькиным В.Ф. (Смолькин и др., 2022) интерпретируется как фрагмент магмоподводящего палеоканала. Возраст внедрения, определенный на основе изотопного U-Pb анализа циркона (ID-TIMS), равен 2510 ± 9 млн лет, что сопоставимо с периодом формирования массива Мончетундра и Мончеплутон.

Возраста формирования пород нижней зоны, полученные по циркону U-Pb методом ID-TIMS, для ортопироксенитов составляют 2496.3 ± 2.7 млн лет, для норитов - 2500 ± 2 млн лет (Чашин и др., 2020) и для плагиопироксенитов - 2502.3 ± 5.9 млн лет (Bayanova et al., 2009), и совпадают в пределах ошибок.

Особый интерес нижняя зона массива вызывает наличием благородной ЭПГ минерализации, приуроченной преимущественно к ортопироксенитам,

плагиоортопироксенитам и норитам. В юго-восточной части массива в конце 1990-х – начале 2000-х годов геологоразведочными работами было оконтурено месторождение ЭПГ Лойпишнюн, которое относится к малосульфидному базально-структурному типу (Чашин и др., 2018, 2022). В месторождении выделяют две рудные зоны (Рисунок 3.1.5). Рудная зона 1 прослежена бурением до 1.5 км и представлена от 2 до 9 отдельными линзовидными телами мощностью от 0.5 до 25 метров. Рудная зона 2 прослежена на 550 метров и представлена одним рудным телом мощностью 5-35 метров. Оруденение связано с вкрапленной 1-5 об. %, реже прожилково-гнездовой сульфидной минерализацией пентландит-халькопирит-пирротинового состава с рядовым содержанием Pt+Pd до 2 г/т. Для руд характерно отношение $Pd/Pt = 1.7$ и низкие содержания Ni и Cu (Чашин и др., 2018). Руды представлены 45 минералами платиновой группы, основные из которых сульфиды (куперит, брэггит и висоцкит), теллуrowисмутиды (мончеит и котульскит), теллуриды (кейтконнит, теларгпалит и теллуropалладинит), Pt-Fe сплавы (изоферроплатина), арсениды (сперрилит, паладоарсенид, стиллуотерит и атенеит) и в подчиненном количестве станниды, плюмбиды, самородный палладий и соединения платиноидов с медью (Чашин и др., 2018; Чашин, Иванченко, 2022). Образование рудных концентраций в малосульфидных Pt-Pd месторождении Лойпишнюн обусловлено кристаллизацией остаточного расплава, обогащенного рудными компонентами и флюидами, и последующими гидротермально-метасоматическими преобразованиями (Чашин и др., 2017; Чашин, Иванченко, 2022).

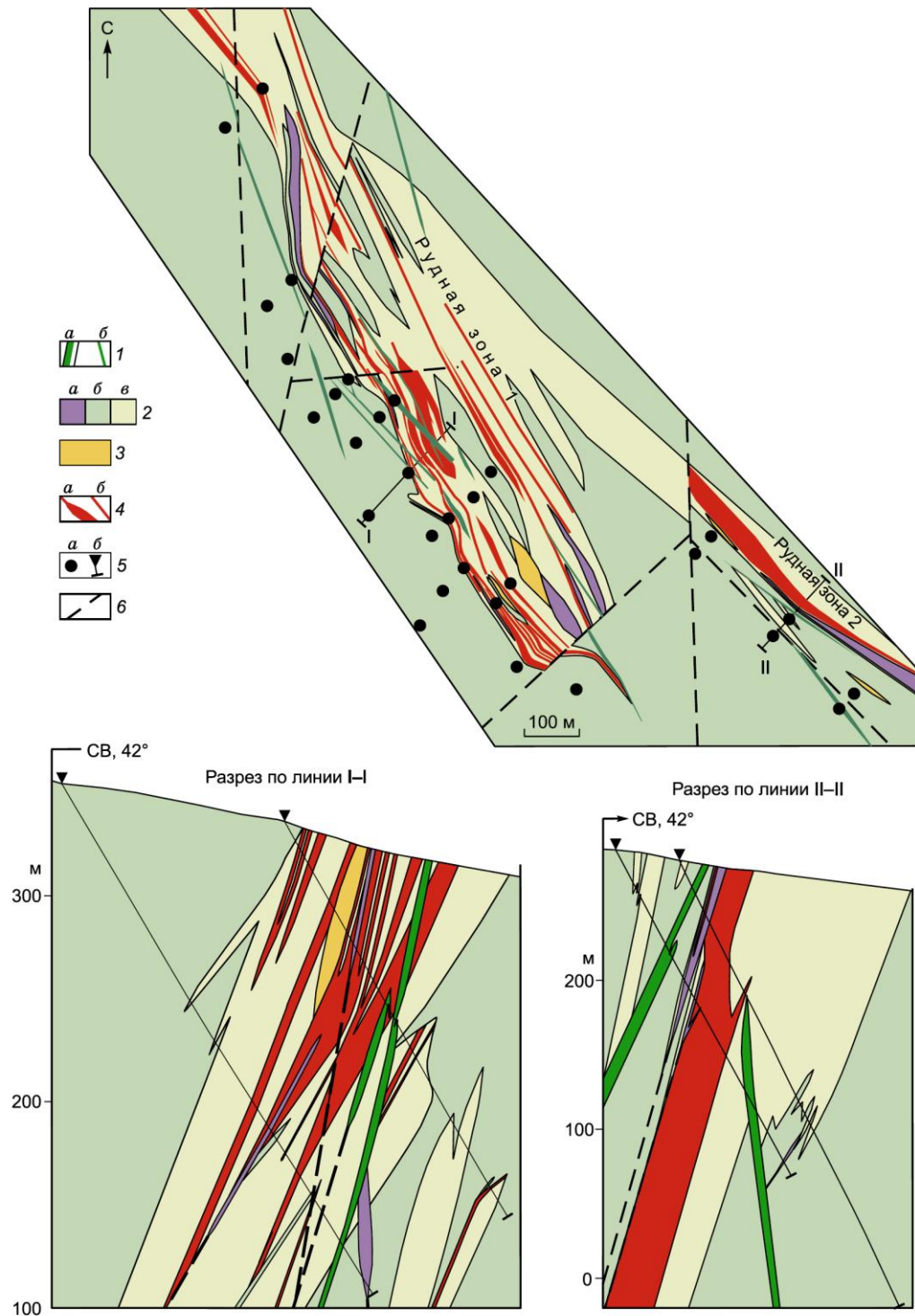


Рисунок 3.1.5. Схема геологического строения малосульфидного платинометалльного месторождения Лойпишнюн с разрезами по линиям I–I и II–II из (Чашин, Иванченко, 2022). 1 – дайки метадолеритов (а), то же самое вне масштаба (б); 2 – Мончетундровский массив: дуниты и гарцбургиты (а), метагаббронориты и лейкократовые метагаббро средне- и крупнозернистые (б), ортопироксениты и меланонориты (в); 3 – гнейсы ставролит-гранат-биотитовые; 4 – малосульфидная платинометалльная руда (а), то же самое вне масштаба (б); 5 – буровые скважины (а), то же самое на разрезах (б); 6 – разрывные нарушения.

Верхняя зона сложена преимущественно мезократовыми габброноритами и, в меньшей степени, лейкократовыми разновидностями. Зернистость их меняется от крупной до средней, реже встречаются мелкозернистые разновидности. В пределах зон нарушений и вблизи их породы часто преобразованы и амфиболизированы. В слабо измененных породах по всему разрезу устанавливаются два пироксена - инвертированный пижонит и авгит, поэтому породы этой зоны относятся не к габбро, а к габброноритам и лейкогабброноритам. В подчиненном количестве присутствуют более меланократовые и оливинсодержащие разновидности.

Исследования последних лет доказали, что породы, слагающие верхнюю базитовую часть массива, являются разновозрастными и имеют сложный характер взаимоотношений (Нерович и др., 2009; Баянова и др., 2010; Нерович и др., 2014; Борисенко и др., 2015). На сегодняшний день в пределах современного эрозионного среза в верхней зоне массива на основании интерпретации изотопных U-Pb данных можно выделить 4 главные разновозрастные группы пород (Таблица 3.1): метагаббро (2521-2516 млн лет), трахитоидные габбронориты (2507-2501 млн лет), массивные габбронориты (2476-2471 млн лет), габбро-пегматиты и пегматоидные габбро (2456-2453 млн лет); также встречаются более поздние жилы габбро-пегматитов (2445 млн лет) и аплитов (1900.1 ± 9.4 млн лет).

Стоит отметить, что согласно геохронологическим данным формирование массива Мончетундра является длительным (2.50-2.45 млрд лет) и происходило в несколько этапов. Данные возраста коррелируются с возрастами формирования палеопротерозойских базит-гипербазитовых интрузий северо-востока Фенноскандинавского щита (Таблица 1.1).

Табл. 3.1. Изотопные U-Pb данные по циркону, бадделиту и титаниту для пород массива Мончетундра

№ п/п	Проба	Название породы	U-Pb возраст, млн лет
1	MT-5 ¹	Метагаббро	2521±8 (Zrn)
2	17/106 ²	Метагаббро	2516±12 (Zrn)
3	M55 ³	Трахитоидный габбронорит	2505±6 (Zrn)
4	M6 ³	Трахитоидный габбронорит	2501±8 (Zrn)
5	P1/109 ⁴	Плагипироксенит Пентландитового ущелья	2502.3±5.9 (Zrn)
6	MT-3 ⁵	Ортопироксенит нижней зоны	2496.3±2.7 (Zrn)
7	MT-25 ⁵	Норит нижней зоны	2500±2 (Zrn)
8	7/106 ¹	Массивный габбронорит-анортозит	2476±17 (Bdl)
9	1/106 ¹	Массивный лейкогаббронорит	2471±9 (Bdl)
10	MT-4 ¹	Массивный крупнозернистый габбро-анортозит	2456±5 (Bdl)
11	ГХ-1-90 ⁶	Массивный крупнозернистый габбро-анортозит	2453±4 (Zrn)
12	M-77 ⁷	Массивный крупнозернистый габбронорит	2451±9 (Zrn)
13	43/205 ²	Жила габбро-пегматита	2445.1±1.7 (Zrn)
14	3/306 ²	Жила аплита	1900±9 (Ttn)

Примечание. В скобках указаны минералы, по которым проводились измерения: Zrn – циркон, Bdl – бадделит, Ttn – титанит. Цифры в верхнем правом индексе соответствуют следующим литературным источникам: ¹Баянова и др., 2010; ²Нерович и др., 2014; ³Расслоенные интрузии..., 2004б; ⁴Bayanova et al., 2009; ⁵Чацин и др., 2020; ⁶Митрофанов и др., 1993; ⁷Смолькин и др., 2022.

3.2. Геолого-петрографическая характеристика юго-восточной части массива

Наиболее древние породы в пределах изучаемого участка возраста 2521-2516 млн лет представлены крупнозернистыми, массивными, мезократовыми и мезо-лейкократовыми *метагабброидами*, распространенными в основном в южном обрамлении массива Мончетундра (Рисунок 3.2.1). Данные породы характеризуются плохой сохранностью первичных магматических минералов и высокой степенью метаморфической переработки в условиях амфиболитовой фации. Первичные минералы, такие как орто- и клинопироксены, полностью замещаются амфиболом, а плагиоклаз характеризуется сосюритизацией и скаполитизацией (Рисунки 3.2.2, 3.2.3). Для плагиоклаза не характерны таблитчатые формы, границы между зернами нечеткие из-за сильных вторичных изменений минерала, также в породах минерал встречается в виде крупных и мелких гранулированных зерен. Вдоль границ зерен и по трещинам плагиоклаз гранулирован, что проявляется в образовании мелких округлых зерен

плагиоклаза, но с более низким рельефом. Плагиоклаз сильно насыщен включениями минералов группы эпидота, амфибола, биотита, а также зернами граната. Двойникование зерен плагиоклаза в породе проявлено плохо, погасание неравномерное, блоковое, отмечаются незначительные деформации, выражающиеся в изгибании тонких полисинтетических двойников (Рисунок 3.2.3). Амфибол представлен как минимум двумя генерациями. Амфибол образует псевдоморфозы по первичным темноцветным минералам, но форма сохранена плохо за счет сильного изменения породы. Также амфибол встречается в виде агрегата призматических зерен в краевых частях псевдоморфоз.

Возраст формирования метагабброидов, полученный U-Pb методом по циркону, равен 2521 ± 8 млн лет и 2516 ± 12 млн лет (Таблица 3.1).

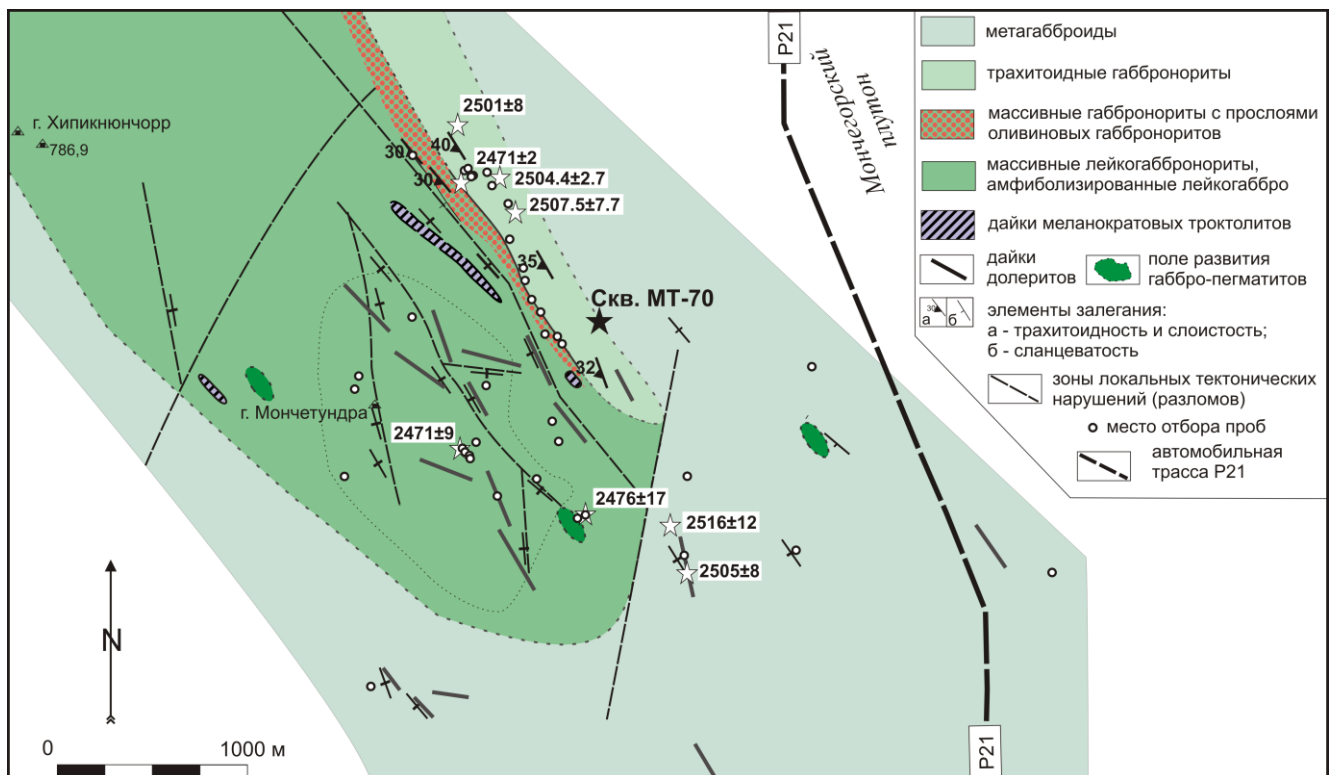


Рисунок 3.2.1. Схема геологического строения юго-восточной части массива Мончетундра с изменениями и дополнениями по (Борисенко и др., 2015) с точками отбора проб. Источники данных по возрастам приведены в примечании к таблице 1.



Рисунок 3.2.2. Обнажения метагаббро, юго-восточный склон г. Мончетундра.

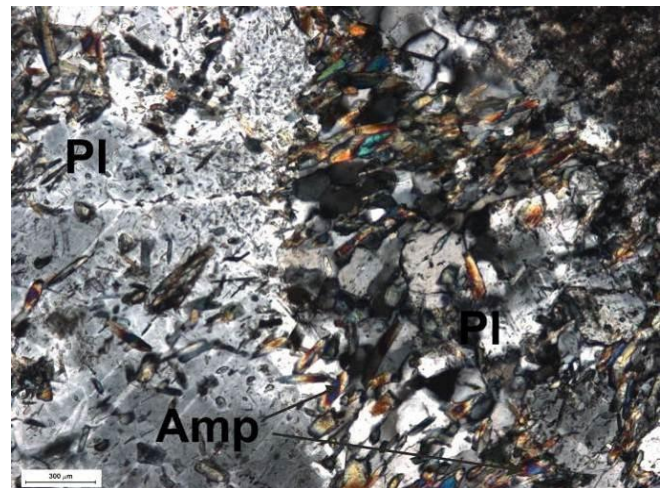
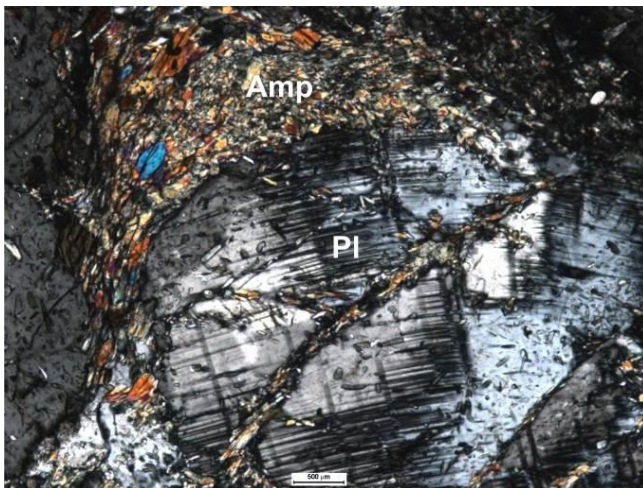


Рисунок 3.2.3. Фотографии шлифов метагаббро. С анализатором.

Выше по разрезу залегают средне-крупнозернистые мезократовые *трахитоидные габбронориты* (Рисунок 3.2.1). Данные породы характеризуются хорошей сохранностью первичных магматических минералов и ориентированным положением зерен плагиоклаза (Рисунок 3.2.4, 3.2.5 А). Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые и удлиненные зерна, но также отмечаются и ксеноморфные по отношению к пироксенам зерна (Рисунок 3.2.5 А, Б, В). На границе пироксенов и плагиоклазов развивается тонкая амфиболовая келифитовая кайма светло-зеленого цвета (Рисунок 3.2.5 Д). Пироксены образуют призматические зерна. Характерной чертой ортопироксенов данной группы пород является наличие структур распада в виде включений клинопироксена округлой

или тонкопластинчатой формы. Включения расположены вдоль или вкрест удлинения зерен (Рисунок 3.2.5 Г). Клинопироксен образует бесцветные крупные удлиненные призматические кристаллы, а также более мелкие по размеру включения округлой формы в плагиоклазе. В трахитоидных габброноритах отмечаются «ельчатые» двойники клинопироксенов и встречаются зерна с простыми двойниками (Рисунки 3.2.5 Д).

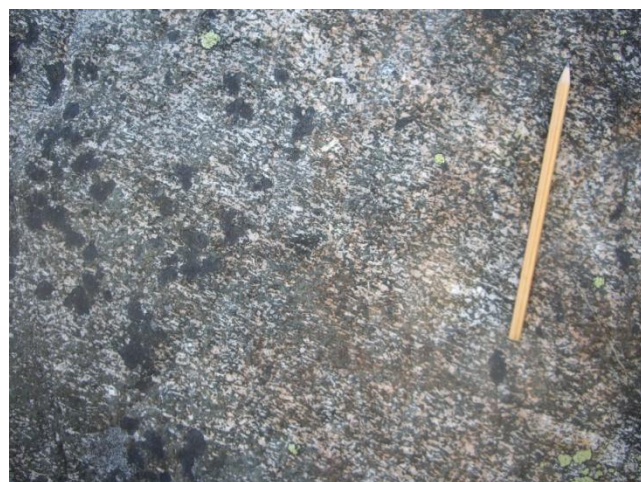


Рисунок 3.2.4. Обнажения трахитоидных габброноритов, район скв. М-1.

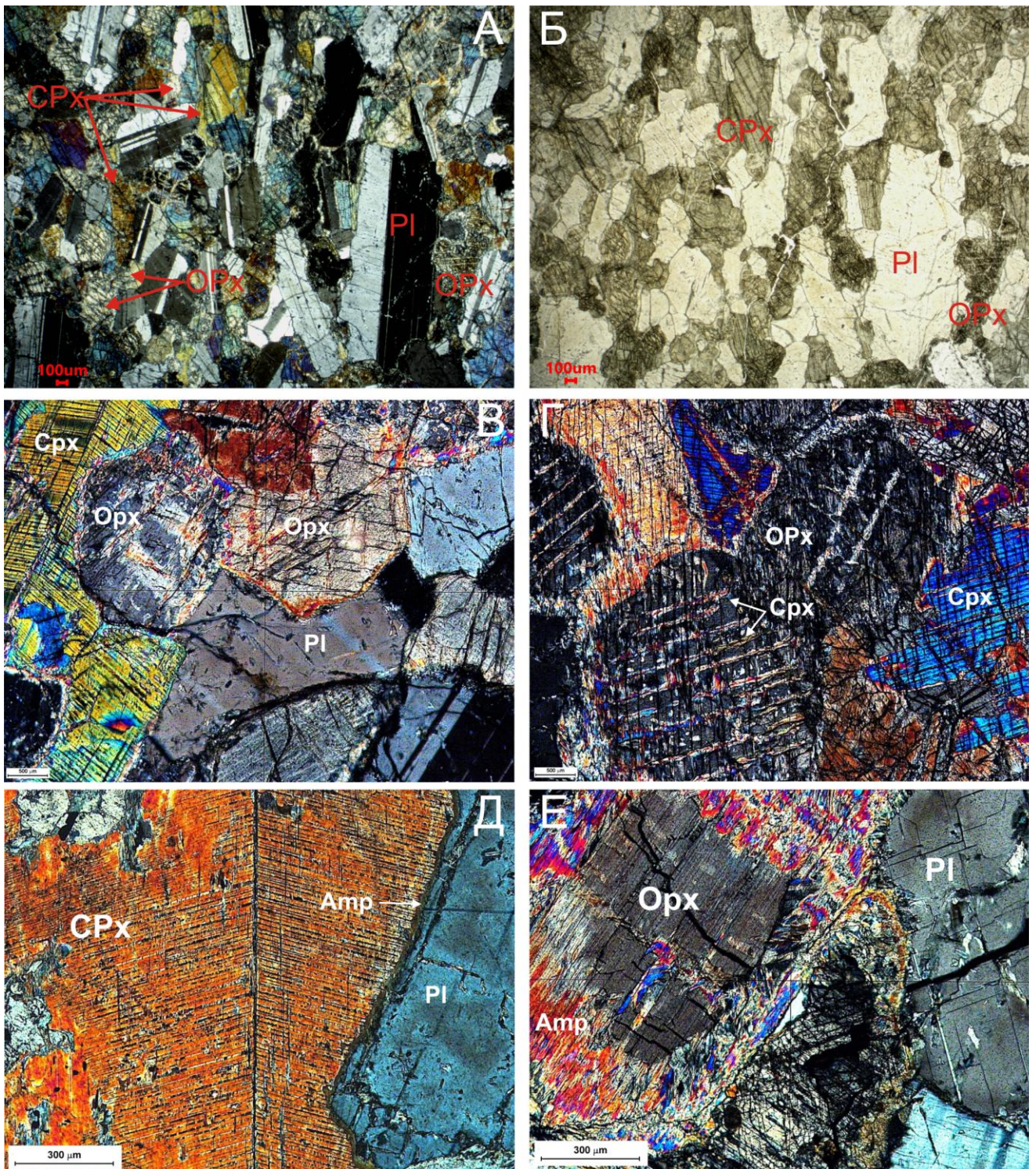


Рисунок 3.2.5. Фотографии шлифов трахитоидных габброноритов: А, Б – трахитоидная текстура габбронорита с анализатором и без; В - гипидиоморфнозернистая структура трахитоидного габбронорита (шлиф В12-211); Г – структуры распада в ортопироксене (шлиф В12-211); Д - «ельчатые» двойники клинопироксена (шлиф В14-411); Е - замещение ортопироксена амфиболом (шлиф В20-411).

Породы простираются с юго-востока на северо-запад по азимуту 330° и прослеживаются практически на всем протяжении, на восточном фланге массива и в средней части — на западном. Нередко в этих зонах наблюдается расслоенность, выраженная в переслаивании разных по степени меланократовости разновидностей пород (Рисунок 3.2.4). Возраст формирования трахитоидных габброноритов, полученный U-Pb методом по циркону, равен 2505 ± 6 млн лет, 2501 ± 8 млн лет (Таблица 3.1). В трахитоидных габброноритах ближе к кровле наблюдаются жильно- и линзообразные секущие тела вышележащих массивных габброноритов, которые подробно будут рассмотрены в разделе 3.3. В трахитоидных габброноритах отмечается повышенное содержание ЭПГ по сравнению с остальными группами пород верхней части разреза (Нерович и др., 2009; Борисенко и др., 2018).

Третья группа пород представлена *массивными мезо- и лейкогабброноритами и габбро* (Рисунки 3.2.1, 3.2.6). Изотопный U-Pb-возраст, полученный по циркону и бадделеиту, для данных пород составляет 2471 ± 9 млн лет, 2476 ± 17 млн лет (Таблица 3.1). Породы данной группы в целом характеризуются хорошей сохранностью первично-магматических минералов и структур. Плагиноклаз образует идиоморфные таблитчатые зерна. Края зерен иногда волнистые. В некоторых шлифах устанавливаются крупные изометричные зерна без двойников, для которых характерно частично зональное погасание. На границе пироксенов и плагиноклаза наблюдается характерная амфиболовая реакционная кайма (Рисунок 3.2.7 А, Б). Так же плагиноклаз встречается в виде пойкилитовых включений в пироксенах (Рисунок 3.2.7 В, Г). Орто- и клинопироксен образуют призматические зерна между крупными таблитчатыми зернами плагиноклаза, а также представлены в виде ойкокристаллов с включениями плагиноклаза. Метаморфические преобразования обычно выражены амфиболовыми, гранат-амфиболовыми и эпидот-амфиболовыми келифитовыми каймами, развитыми на контакте магматических плагиноклаза и пироксенов. Плагиноклаз часто слабо катаклазирован с образованием блоковой и пятнистой деформационной зональности. По краям зерен иногда отмечается грануляция

минерала. Наиболее измененные разновидности данной группы пород характеризуются значительной грануляцией плагиоклаза, сопровождаемой интенсивной сосюритизацией и развитием скаполита; первичные темноцветные минералы (пироксены) либо представлены реликтами, либо полностью замещены светло-зеленым амфиболом (Рисунки 3.2.7 Д, Е), также отмечается наличие изометричных зерен граната. Кроме того при амфиболизации магматический титаномagnetит преобразуется в магнетит и ильменит.



Рисунок 3.2.6. Массивные лейко-мезократовые габбронориты, восточный склон г. Мончетундра.

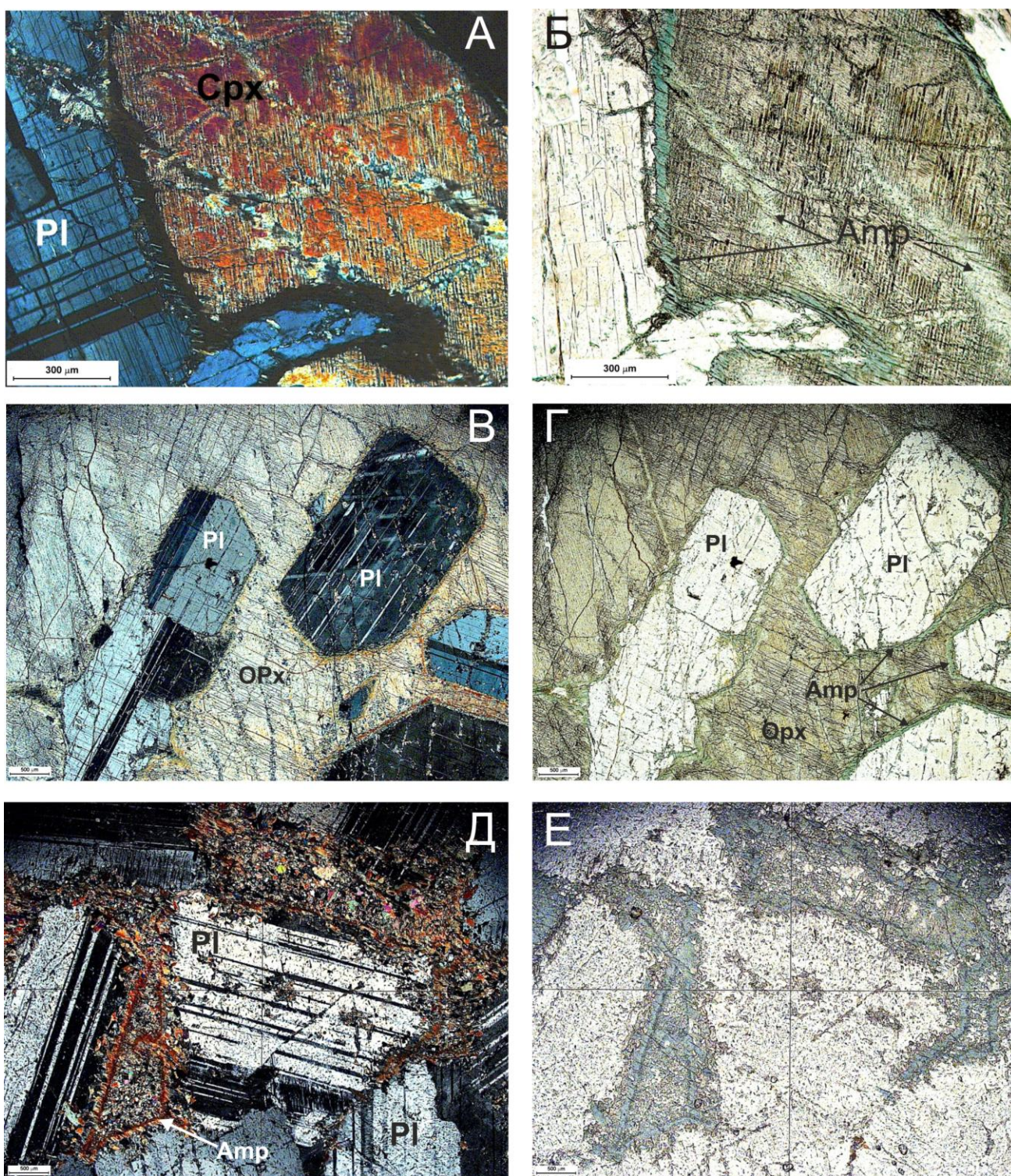


Рисунок 3.2.7. Фотографии шлифов массивных габброноритов: А, Б - амфиболовая кайма на границе клинопироксена и плагиоклаза (шлиф В7-511, с анализатором и без); В, Г - пойкилитовые включения плагиоклаза в ортопироксене и амфиболовая кайма по периферии плагиоклаза (шлиф В55-111, с анализатором и без); Д, Е - амфиболизированный массивный лейкогаббронорит (шлиф В16-211, с анализатором и без).

В нижних частях разреза массивных габброноритов в районе скв. М-1 в пределах юго-восточной части массива Мончетундра в обнажениях встречаются прослои оливиновых габброноритов. Мощность прослоев составляет от 3 до 15 см, они имеют четкие, но не резкие контакты с массивными габброноритами (Рисунок 3.2.8). Породы на данном участке характеризуются хорошей сохранностью первичных минералов, средне-крупнозернистым сложением, пойкилоофитовой и келифитовой (коронитовой) структурой. На границе зерен оливина и плагиоклаза формируется характерная келифитовая кайма (Рисунок 3.2.9).



Рисунок 3.2.8. Переслаивание массивных габброноритов и оливиновых габброноритов.

Оливиновые разновидности пород в пределах верхней зоны юго-восточной части массива являются довольно редкими и встречаются в основании массивных габброноритов и вдоль их контакта с трахитоидными габброноритами. Нередко данные породы метаморфизованы в зонах локальных разломов, при этом оливин практически полностью замещается, что усложняет их диагностику в полевых условиях. Согласно работе (Нерович и др., 2009) на западном и северо-западном флангах интрузива присутствуют прослои оливиновых лейконоритов, норит-анортозитов, оливиновых габброноритов и нориты. А в районе северо-западного склона г. Хипикнюн среди оливиновых лейкогабброноритов в разрезе верхней зоны установлены маломощные прослои плагиоперидотитов.

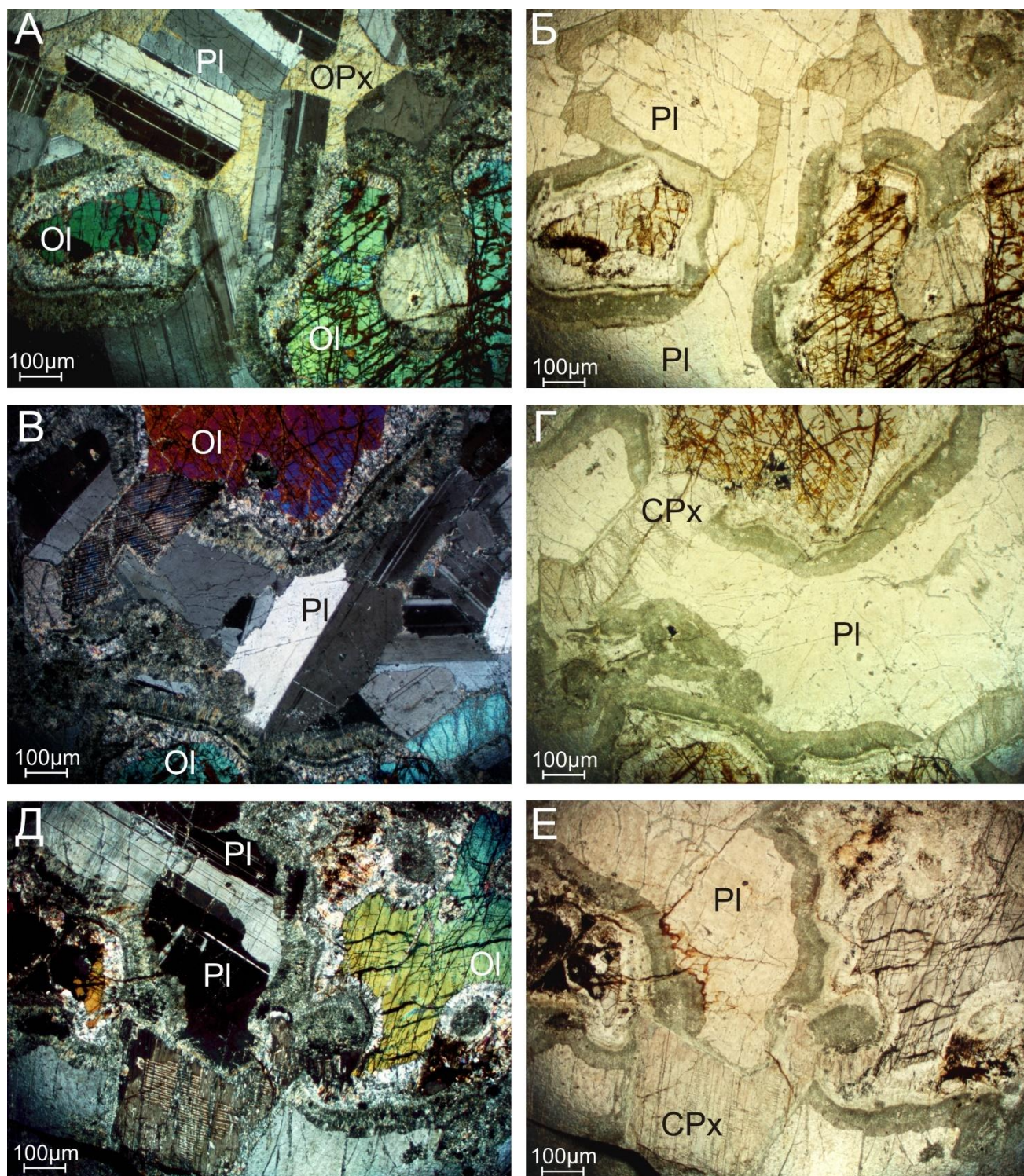


Рисунок 3.2.9. Фотографии шлифов оливиновых габброноритов (А-Г шлиф А57-112, Д-Е – шлиф А74-112). Слева с анализатором, справа без.

На заключительном этапе становления массива, согласно геохронологическим данным (Таблица 3.1), формировались *пегматоидные породы и сингенетичные гнездовые габбро-пегматиты* (Рисунок 3.2.1),

образующие тела субизометричной формы, мощностью 1-1.5 м, переходящие без явных контактов в массивные крупнозернистые лейкогаббро и габбро-анортозиты. Наиболее крупные гнезда сопровождаются ответвлениями маломощных жил с титаномагнетитовой и ильменитовой вкрапленностью (Рисунок 3.2.10). Пегматиты сложены преимущественно плагиоклазом и амфиболом, размер которых достигает 10-12 см (Рисунок 3.2.9). Плагиоклаз обычно насыщен включениями призматических зерен и сноповидных агрегатов минералов группы эпидота за счет чего в обнажениях местами порода приобретает фисташково-зеленый оттенок (Рисунки 3.2.10 А, Б).



Рисунок 3.2.10. Габбро-пегматиты г. Мончетундра.

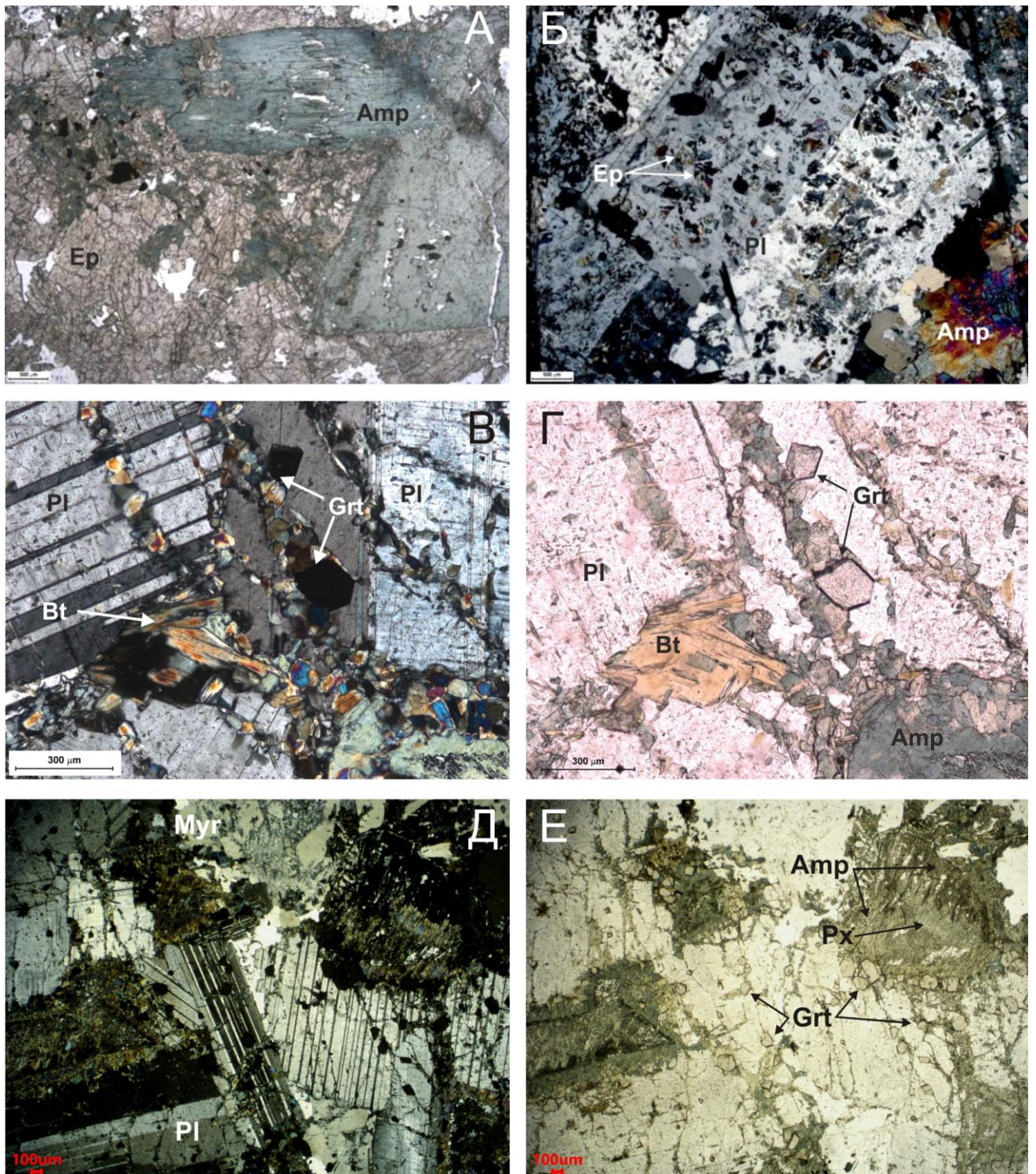


Рисунок 3.2.11. Фотографии шлифов габбро-пегматитов: А - пегматоидное габбро (шлиф B5-311, без анализатора); Б - крупные зерна плагиоклаза с включениями минералов группы эпидота (шлиф B57-111, с анализатором); В, Г – вторичные минералы (шлиф B32-111, с анализатором и без); Д, Е – реликты пироксена с гранат-амфиболовыми каймами и мирмекитовые включения кварца в плагиоклазе (шлиф B32-111, с анализатором и без).

Редко в шлифах наблюдаются реликтовые зерна пироксена, которые практически полностью замещены амфиболом. Также в породе отмечаются участки, сложенные гранатом (Рисунок 3.2.11 В, Г, Д, Е). Кварц обычно гранулирован, наблюдается в виде небольших мономинеральных гнезд либо кварц-эпидотовых агрегатов. Отмечаются зерна плагиоклаза с мирмекитовыми включениями кварца округлой и червеобразной формы, а также микрографические срастания (Рисунок 3.2.11 Д).

Изотопный U-Pb возраст формирования данных пород, определенный по бадделеиту, равен 2456 ± 5 млн лет, он близок U-Pb возрасту 2453 ± 4 млн лет, полученному по циркону (Таблица 3.1). Согласно последним исследованиям, существуют более молодые жилы габбро-пегматитов с возрастом формирования 2445.1 ± 1.7 млн лет (определен по циркону), который совпадает с возрастом формирования аналогичных пород в Имандровском лополите и интрузии г. Островская (Нерович и др., 2014). Жильный тип габбро-пегматитов характеризуется отчетливыми, даже резкими контактами с вмещающими породами.

Наиболее поздние магматические события в пределах массива связаны с формированием аплитовых жил с возрастом 1900 ± 9 млн лет во время свекофенского орогенеза (Нерович и др., 2014).

В Мончетундровском массиве широко развиты *дайковые тела долеритов, габбродолеритов* различной мощности и протяженности (Нерович и др., 2009; Нерович и др., 2014) и в пределах юго-восточной части массива – *меланократовых троктолитов-гарризитов* (Чистяков, Кудряшова, 2010; Борисенко, 2015). Базитовые дайки имеют северо-западное простирание и вертикальное и субвертикальное падение (Рисунки 3.2.1, 3.2.12). Подробные исследования дайковых комплексов и природы их мантийных источников приведены в работе (Нерович и др., 2014).



Рисунок 3.2.12. Контакты даек и вмещающих пород

Не смотря на хорошую обнаженность верхней базитовой части разреза, *нижняя* практически не проявлена на дневной поверхности. Исключение составляют тела пироксенитов вблизи «Пентландитового ущелья», которое располагается на стыке между изучаемым массивом и Мончеплутон.

Для изучения строения и особенностей пород *нижней зоны* был проанализирован керн скважины МТ-70 из коллекции ЗАО «Терская горная компания», располагающейся на юго-восточном склоне массива Мончетундра и проходящей через рудную зону 1 месторождения Лойпишнюн. В разрезе нижней зоны в пределах участка Лойпишнюн по данным скважины МТ 70 (Рисунок 3.2.13) можно выделить следующие разновидности горных пород: нориты, ортопироксениты, гарцбургиты и секущие их дуниты. Выше по разрезу над ними залегают среднезернистые амфиболизированные габбронориты, которые являются продолжением разреза трахитоидных габброноритов верхней зоны. Данные породы характеризуются плохой сохранностью первичных магматических минералов, однако иногда наблюдаются реликтовые зерна клинопироксенов с ельчатыми двойниками (Рисунок 3.2.14 А), что характерно для «свежих» трахитоидных габброноритов верхних частей разреза. По плагиоклазу формируются вторичные минералы (группы цоизита и др.) практически полностью покрывая зерна плагиоклаза (Рисунок 3.2.14 Б, Г).



Рис.3.2.13. Геологический разрез нижней зоны в пределах участка Лойпишнюн по скв. МТ-70 с изменениями и дополнениями по (Люлько, 2009).

Амфиболизированные габбронориты прорываются крупнозернистыми, реже пегматоидными телами меланократовых амфиболизированных габброидов, вероятно, имеющих отношение к массивным габброноритам или габбропегматитам. Также нередко наблюдаются участки с постепенными переходами от мезократовых разновидностей к меланократовым, мощностью до 50 см. В разрезе скважины МТ-70, на глубине 152 метров (интервал 152 – 163 м) амфиболизированные габбронориты вновь прорывают нижнюю зону (Рисунок

3.2.13). Контакт амфиболизированных габброноритов с нижней зоной – тектонический. В пределах контакта породы сильно рассланцованы, практически преобразуясь в сланцы.

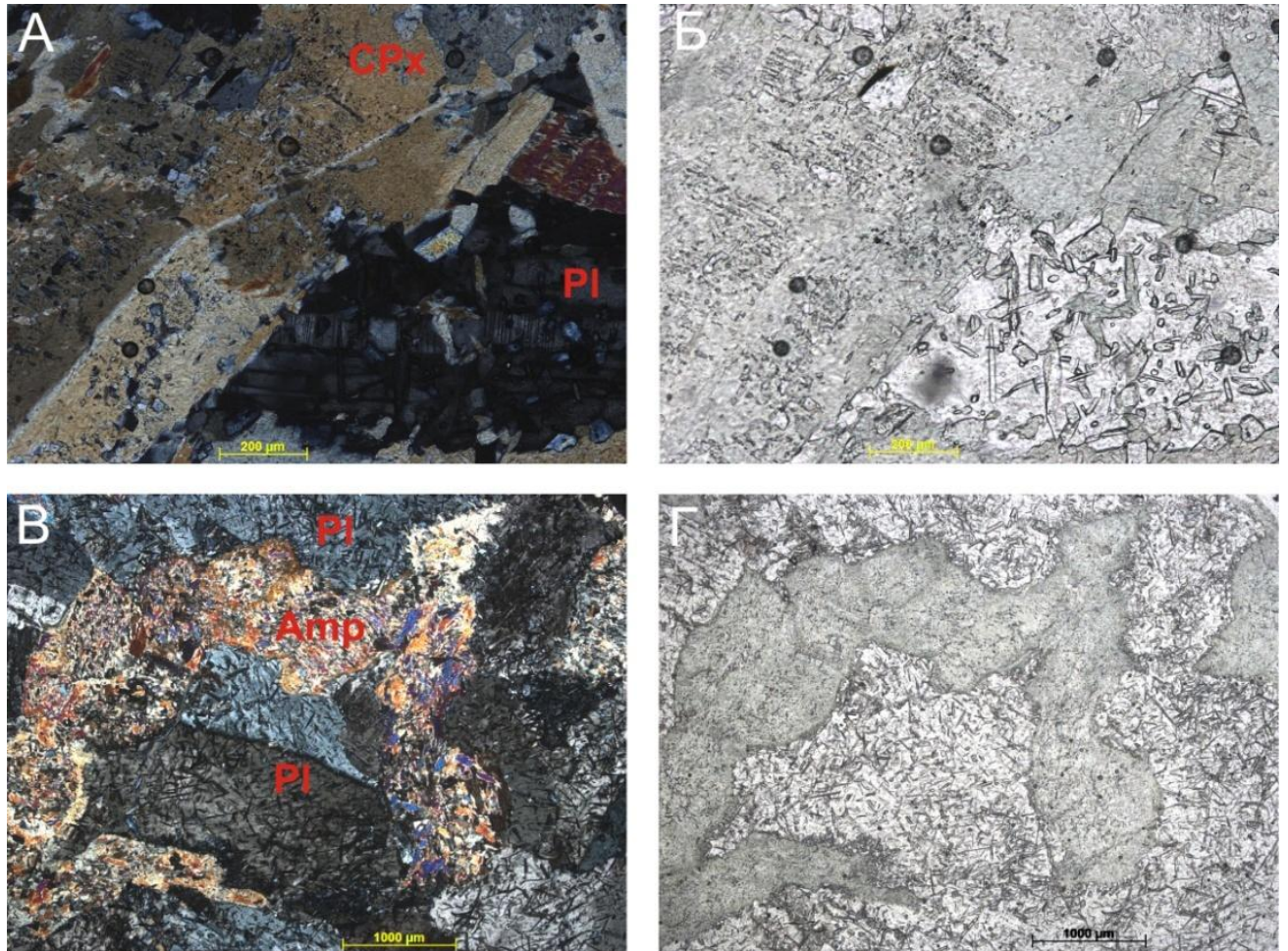


Рисунок 3.2.14. Фотографии шлифов амфиболизированных габброноритов. Слева с анализатором, справа без анализатора.

Нижняя зона представлена переслаиванием мелано-, мезо-, реже лейкократовых норитов, ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов (Рисунок 3.2.13). Данные переслаивания носят незакономерный характер. В разрезе скважины МТ-70 верхняя часть нижней зоны (до инт. 230 м) представлена пачкой тонко расслоенных пород, с мощностью отдельных слоев от первых сантиметров до нескольких метров. Ниже данной пачки разрез представлен преимущественно средне-крупнозернистыми норитами. Нориты характеризуются хорошей сохранностью первичных магматических минералов, состоят из основного

плагиоклаза (30-60%), ортопироксена (около 30-50%) и клинопироксена (до 5%). На границе зерен ортопироксена и плагиоклаза развита амфиболовая реакционная кайма. Для пород характерны пойкилитовая, пан- и гипидиоморфнозернистая структуры. На некоторых участках нориты и ортопироксениты метаморфизованы: первичные темноцветные минералы замещены амфиболом, а по плагиоклазу формируются вторичные минералы (Рисунки 3.2.15, 3.2.16). Также к метаморфизованным разновидностям приурочена более богатая сульфидная минерализация, которая в свежих породах встречается в виде небольших вкраплений. Контакты норитов с пироксенитами местами резкие, а на некоторых участках наблюдаются постепенные переходы. Также постепенными в отдельных слоях являются увеличения содержания плагиоклаза в норитах и ортопироксенитах. Структура ортопироксенитов среднезернистая, панидиоморфнозернистая, выраженная в наличии идиоморфных зерен ортопироксена (Рисунок 3.2.16) до 90-100% в породе. Отмечаются плагиоортопироксениты с содержанием основного плагиоклаза до 10%.

В породах данной «расслоенной» серии развита благородная ЭПГ минерализация. Минералы платиновой группы, главным образом, связаны с сульфидной минерализацией пентландит-халькопирит-пирротинового состава (Гроховская и др., 2003; 2009; Чашин и др., 2018, 2022; Еременко, Борисенко, 2019). Метаморфические изменения норитов и ортопироксенитов происходили на поздне- и постмагматической стадиях при активном влиянии флюидов в процессе рудообразования (Чашин и др., 2017).

Для упрощения в дальнейшем вышерассмотренные породы нижней зоны представлены в виде двух групп: нориты (мелано-, мезо-, лейкократовые) и пироксениты (ортопироксениты, плагиоортопироксениты).

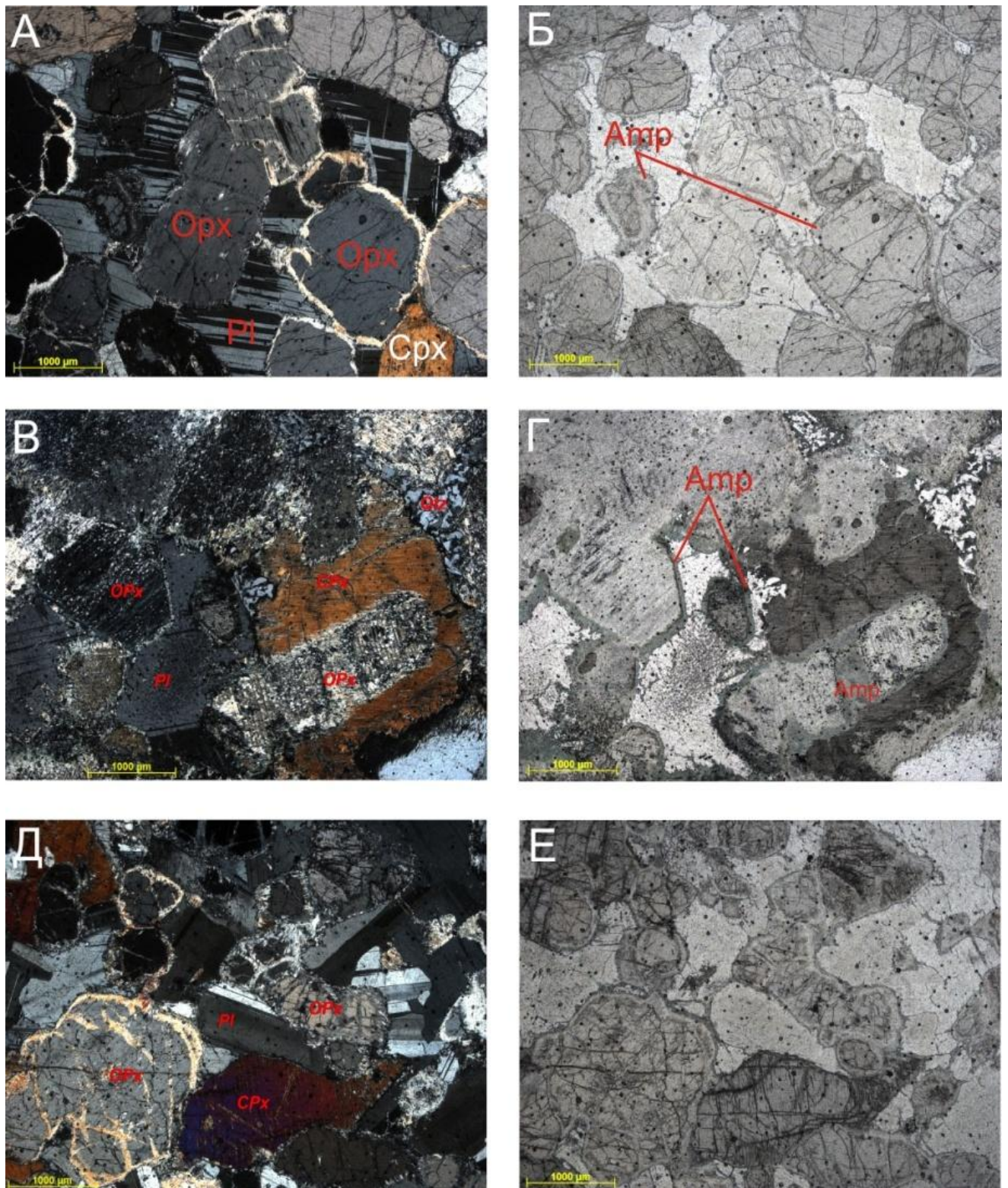


Рисунок 3.2.15. Фотографии шлифов норитов. Слева с анализатором, справа без анализатора.

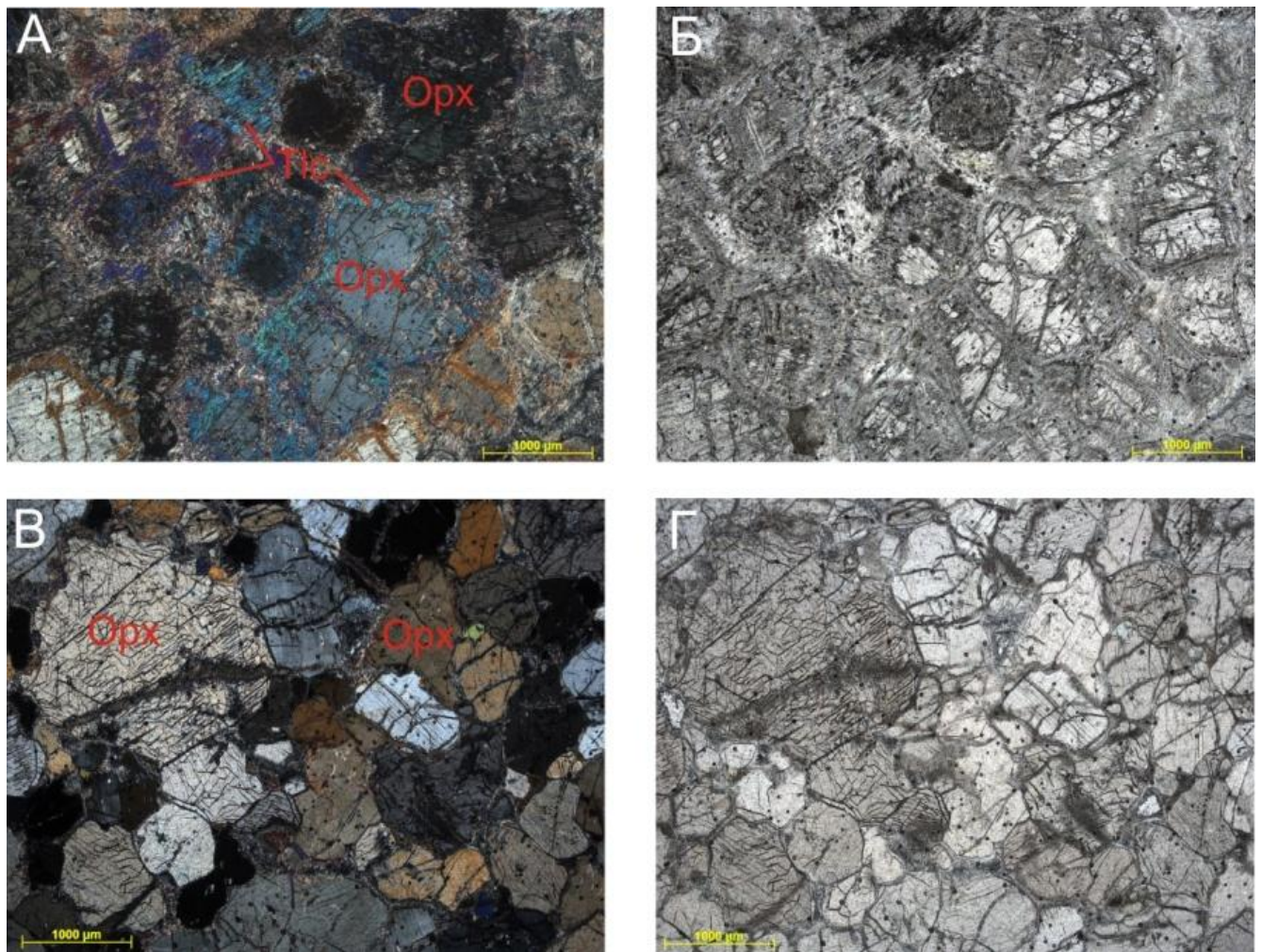


Рисунок 3.2.16. Фотографии шлифов ортопироксенитов. Слева с анализатором, справа без анализатора.

В разрезе нижней зоны встречаются прослои оливинитов-дунитов (Рисунок 3.2.13), характеризующиеся секущим взаимоотношением с вмещающими породами. В породах отмечается хорошая сохранность зерен оливина (Рисунок 3.2.17), по которым развиваются прожилки серпентин-магнетитового состава (Рисунок 3.2.17 Д, Е). Характерны редкие прожилки карбонатного состава пересекающие зерна или располагающиеся в промежутках между ними (Рисунок 3.2.17 В, Г). Отмечается наличие зерен хромита в среднем от 1% до 3%.

Прослои гарцбургитов также встречаются в разрезе нижней зоны (Рисунок 3.2.13), однако имеют незначительное распространение. Породы характеризуются хорошей сохранностью минералов (оливин - 50%, ортопироксен - 40, плагиоклаз –

5%, клинопироксен – 2%). Отмечаются округлые зерна хромитов, приуроченные к ортопироксенам и оливинам (Рисунок 3.2.18 А, Б).

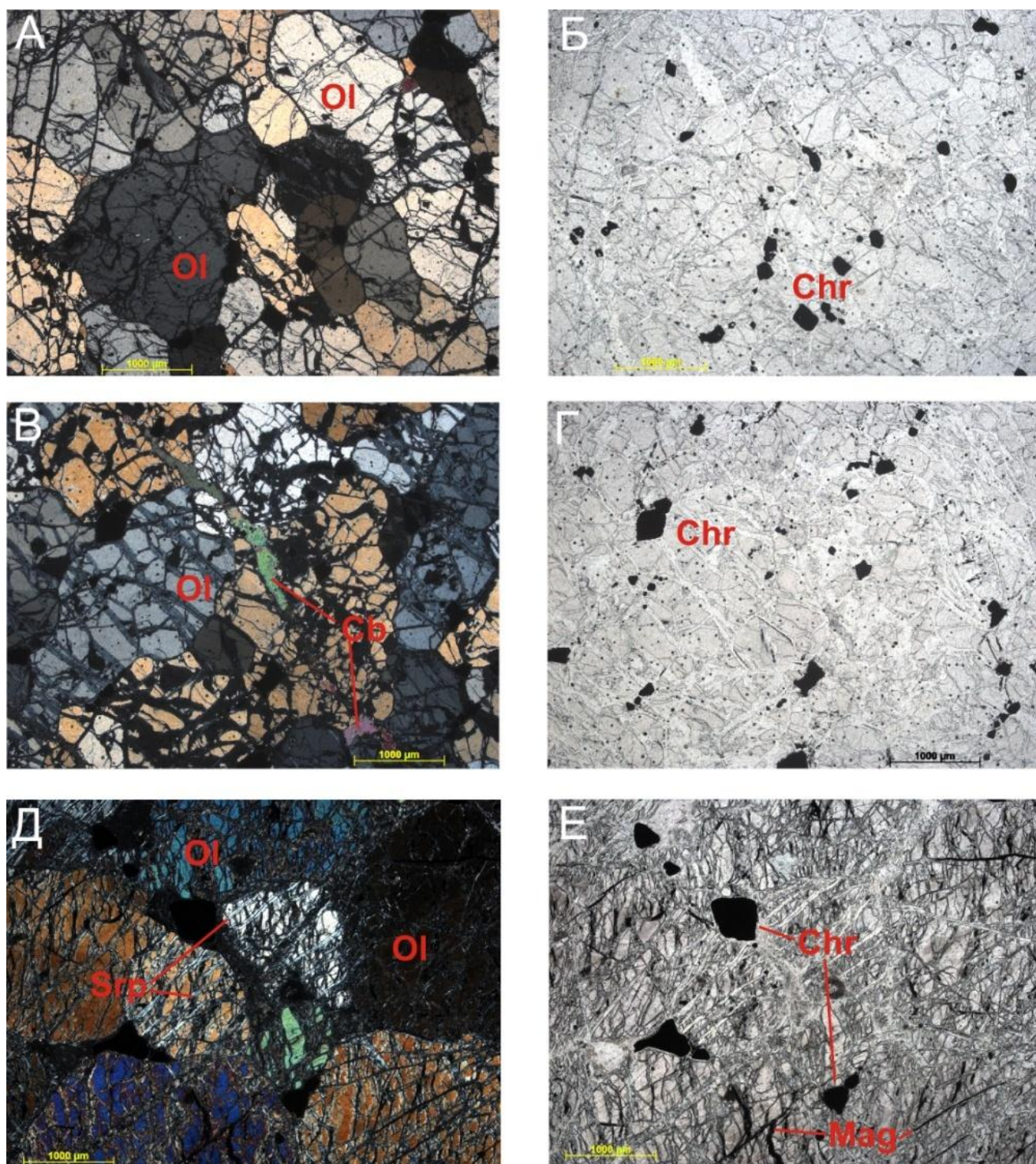


Рисунок 3.2.17. Фотографии шлифов дунитов. Слева с анализатором, справа без анализатора.

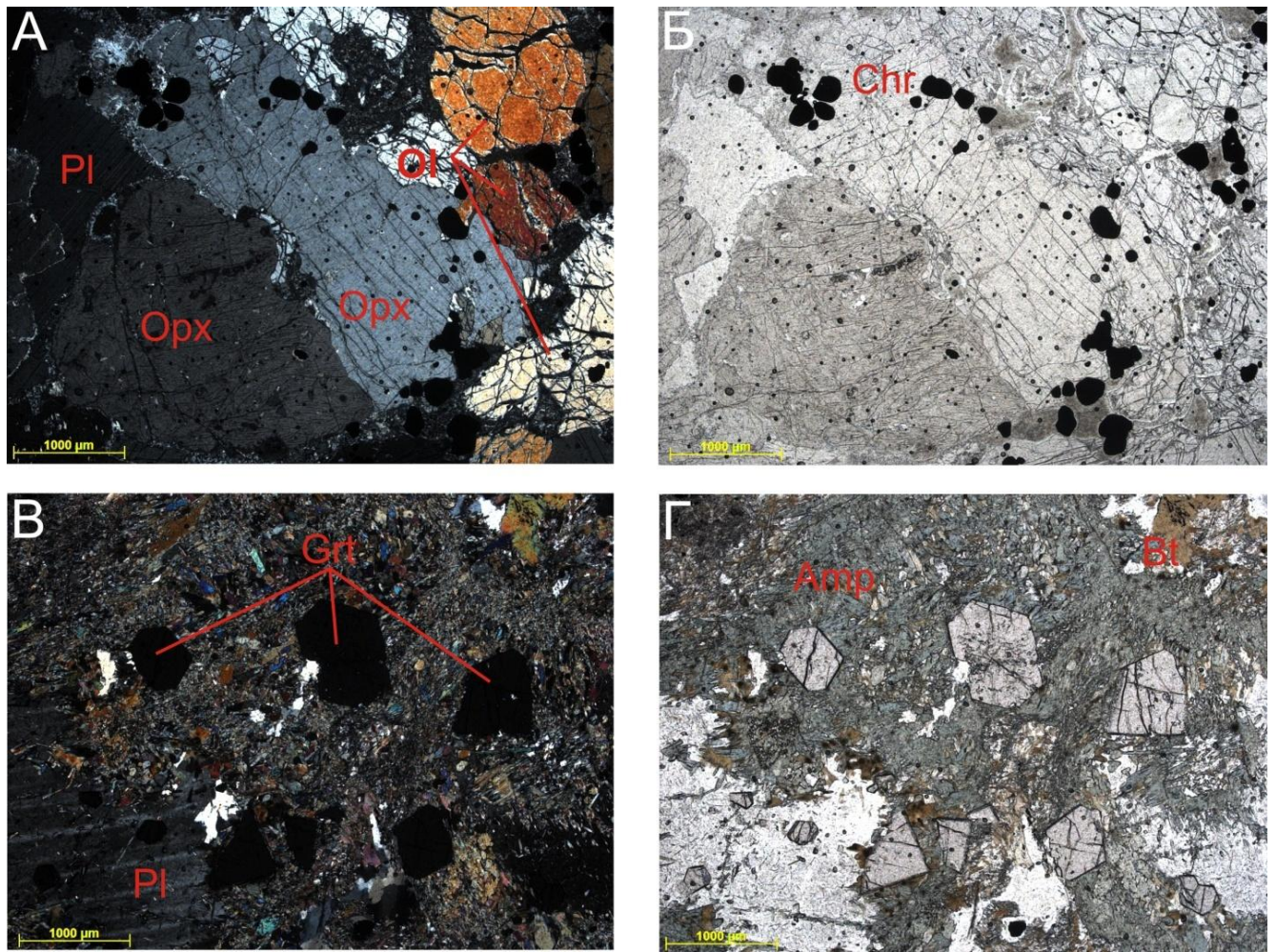


Рисунок 3.2.18. Фотографии шлифов А, Б – гарцбургита; В, Г –габбро-пегматит. Слева с анализатором, справа без анализатора.

На глубине около 270 метров по разрезу скважины наблюдается тектоническая зона, в пределах которой породы преобразованы до милонитов (Рисунок 3.2.13). Выше и ниже данной зоны распространены крупнозернистые амфиболизированные габбронориты. Они характеризуются практически полным замещением первичных темноцветных минералов амфиболом, наличием большого количества (до 10%) изометричных зерен граната, с которыми также связана сульфидная минерализация (Рисунок 3.2.18 В, Г). Гранат представлен как отдельными зернами до 3 мм, так и их скоплениями до 3 см. Породы по минеральному составу (плагиноклаз, гранат, амфибол, биотит и др.), и по характеру замещения вторичными минералами зерен плагиноклаза отличаются от амфиболизированных габброноритов из верхних частей разреза скважины.

Вероятно, что данные породы имеют родство с габбро-пегматитами верхних частей разреза массива Мончетундра.

Согласно проведенным геолого-петрографическим исследованиям, можно составить сводный геологический разрез юго-восточной части массива Мончетундра (Рисунок 3.2.19).

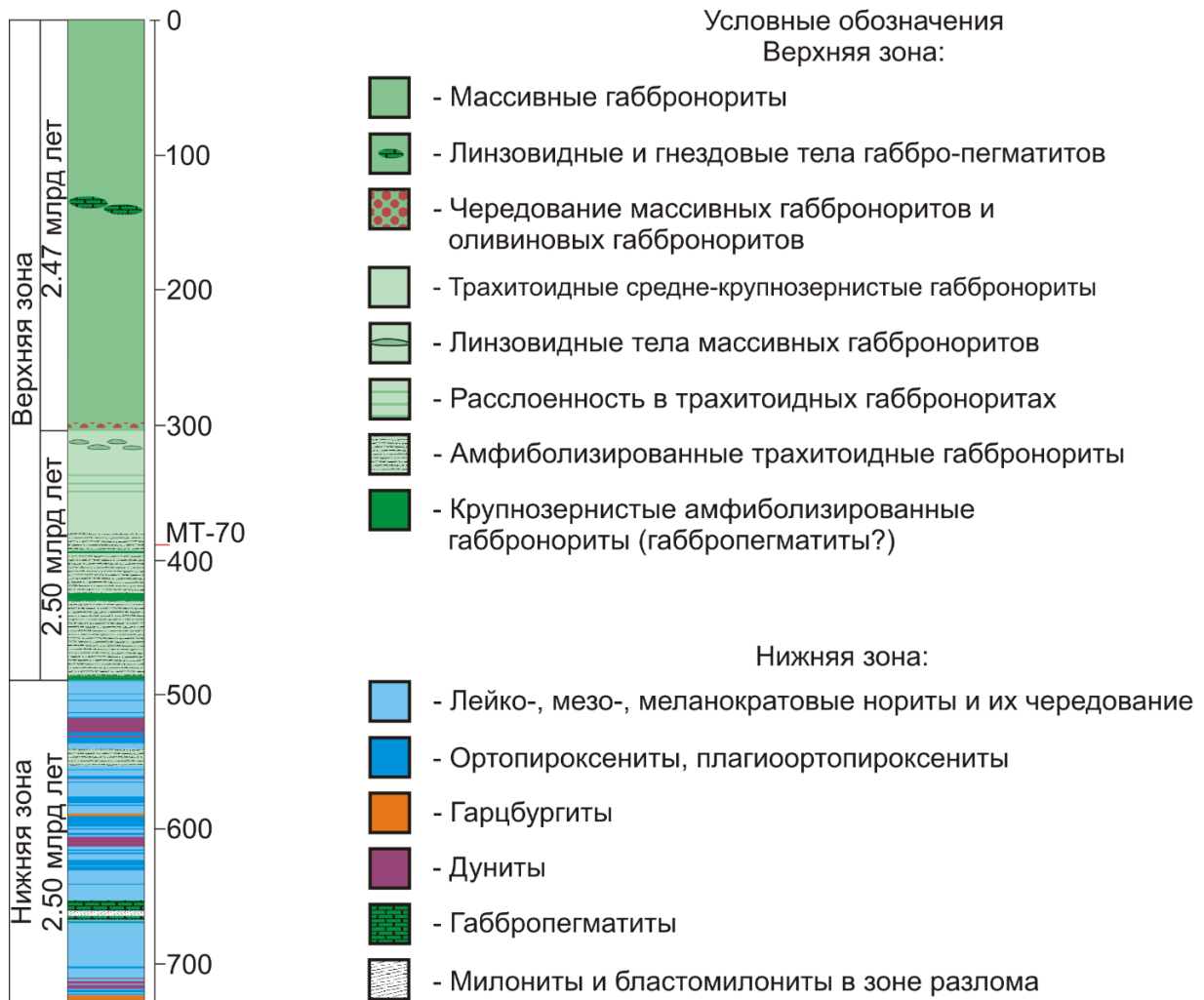


Рисунок 3.2.19. Сводный схематический разрез массива Мончетундра в пределах юго-восточной части.

Неясным остается положение метагаббро, которые в разрезе скважины МТ-70 не представлены, а в пределах современного эрозионного среза пространственно располагаются вблизи как массивных (южное окончание массива), так и трахитоидных габброноритов. Согласно работам (Расслоенные интрузии..., 2004а; Нерович и др., 2009; Нерович и др., 2014) амфибол-

плагиоклазовые породы (метагаббро) также встречаются как в непосредственной близости к зоне Мончетундровского разлома, так и в верхних частях массива в виде отдельных блоков. Вполне вероятно, что данная ранняя габбровая серия пород была пространственно дислоцирована во время становления пород верхней зоны.

3.3. Взаимоотношения между разновозрастными группами пород

Согласно геохронологическим данным (Таблица 3.1), породы нижней зоны и трахитоидные габбронориты первой фазы верхней зоны имеют близкий возраст кристаллизации в пределах ошибок около 2.50 млрд лет. При этом взаимоотношения пород нижней и верхней зон носят интрузивный характер: отмечаются секущие контакты, а также ксенолиты и крупные блоки пород нижней зоны в породах верхней (Чашин и др., 2020). В пределах верхней зоны, несмотря на хорошую степень обнаженности, очевидные интрузивные контакты устанавливались только для секущих тел габбро-пегматитов (Рисунок 3.2.9), даек долеритов (Рисунок 3.2.11) и тел меланотроктолитов-гарризитов (Чистяков, Кудряшова, 2010; Борисенко, 2015). Согласно работе (Смолькин и др., 2022), в пределах нижней зоны в разрезе скважины М-1 устанавливаются тела крупнозернистых габброноритов, по которым был определен возраст изотопным U-Pb методом по цирконам, равный 2451 ± 9 млн лет, что определяет их принадлежность к группе габбро-пегматитов (Таблица 3.1). Это может свидетельствовать о том, что габбро-пегматиты возраста около 2.45 млрд лет внедрялись как в породы верхней, так и в породы нижней зоны массива.

На юго-восточном склоне массива в районе скважины М-1 был изучен контакт между массивными (2.47 млрд лет) и трахитоидными (2.50 млрд лет) разновидностями габброноритов верхней зоны массива, который имеет сложный характер и устанавливается по наличию в последних пластовых и линзовидных тел массивных лейкогабброноритов (Рис. 3.3.1). Мощность тел варьирует от нескольких сантиметров до 1-1.5 м, общее простирание совпадает с северо-западной ориентировкой трахитоидности вмещающих габброноритов.



Рисунок 3.3.1. Линзовидные и пластовые тела массивных лейкогаббро (2.47 млрд лет) в трахитоидных мезократовых габброноритах. Район скважины М1.

На отдельных участках установлены их секущие взаимоотношения: при выклинивании тел массивных лейкогаббро отмечается пересечение их контактов и общего направления трахитоидности вмещающих пород, а также встречаются маломощные апофизы. Подобный характер взаимоотношений подобен для секущих тел лейкогаббро и анортозитов Федорово-Панского комплекса, где они являются отличительным признаком нижнего и верхнего расслоенных горизонтов (Латыпов, Чистякова, 2000).

Из одной линзы массивных лейкогаббро и вмещающих трахитоидных габброноритов были отобраны представительные пробы для определения возраста формирования изотопным ID-TIMS U-Pb методом. Методика измерений описана в Главе 2, полученные результаты представлены в Таблице 3.2 и на Рисунке 3.3.2.

Таблица 3.2. Изотопные U-Pb данные для зерен циркона (Zr) и бадделеита (Bdl) из пород массива Мончетундра

№ п/п, морфологи я, размер (μm), цвет	Навеск а, (мг)	Содержание ppm		Изотопный состав свинца ²			Изотопные отношения и возраст, млн лет ³			% Дис.
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ±2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ ±2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ ±2σ	
Трахитоидный габбронорит (проба В20-111) ¹										
1, Bdl, обл, 245, ч	0.0130	81.76	86.16	280.16	3.1148	1.7248	10.792 ±0.146	0.475 ±0.006	2506 ±14	0.04
2, Bdl, обл., 245, ч	0.0100	81.74	85.73	382.95	3.1473	1.6913	10.712 ±0.144	0.470 ±0.006	2503 ±14	0.1
3, Zr, дп, 245, кор	0.0625	9.95	22.52	124.27	1.4357	0.5296 2	6.581 ±0.629	0.291 ±0.019	2505 ±161	34.4
Трахитоидный габбронорит (проба В19-111) ¹										
1, Zr, обл., 245, кор	0.0207	104.0 0	184.7 8	1073.90	5.6855	5.1167	10.651 ±0.071	0.470 ±0.003	2500±3	0.6
2, Zr, пр., 210, роз	0.0776	183.1 9	288.9 3	2537.50	5.925	2.3182	10.301 ±0.070	0.457 ±0.003	2496±1	2.8
3, Zr, дп, 175, проз	0.0100	217.0 9	466.9 5	986.69	5.3412	5.114	8.270± 0.053	0.385 ±0.002	2503±3	16.1
Массивное лейкогаббро (проба В13-111) ⁴										
№ п/п, морфологи я, размер (μm), цвет	Навеск а, (мг)	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ⁵			Изотопные отношения и возраст, млн лет ³			Rho
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1, Zr, дп, 560, кор	0.30	203.2	273.6	5692	6.1342	1.4639	10.35700	0.465322	2464	0.96
2, Zr, обл., 170, мол	0.90	48.5	91.4	5869	6.0879	1.8110	7.96126	0.357512	2478	0.95
3, Zr, дп, 310, жел	0.30	171.1	329.5	7857	6.1379	1.8582	7.85936	0.353333	2470	0.94

Примечание. ¹ – использовался $^{235}\text{U}/^{205}\text{Pb}$ трассер с искусственным изотопом ^{205}Pb ; ² – все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$; ³ – коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по (Stacey, Kramers, 1975); ⁴ – использовался смешанный $^{235}\text{U}/^{208}\text{Pb}$ трассер; ⁵ – все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$; обл = обломок кристалла, дп = длиннопризматический, пр = призматический, ч = черный, кор = коричневый, роз = розовато-коричневый, проз = прозрачный, мол = молочный, жел = желтый.

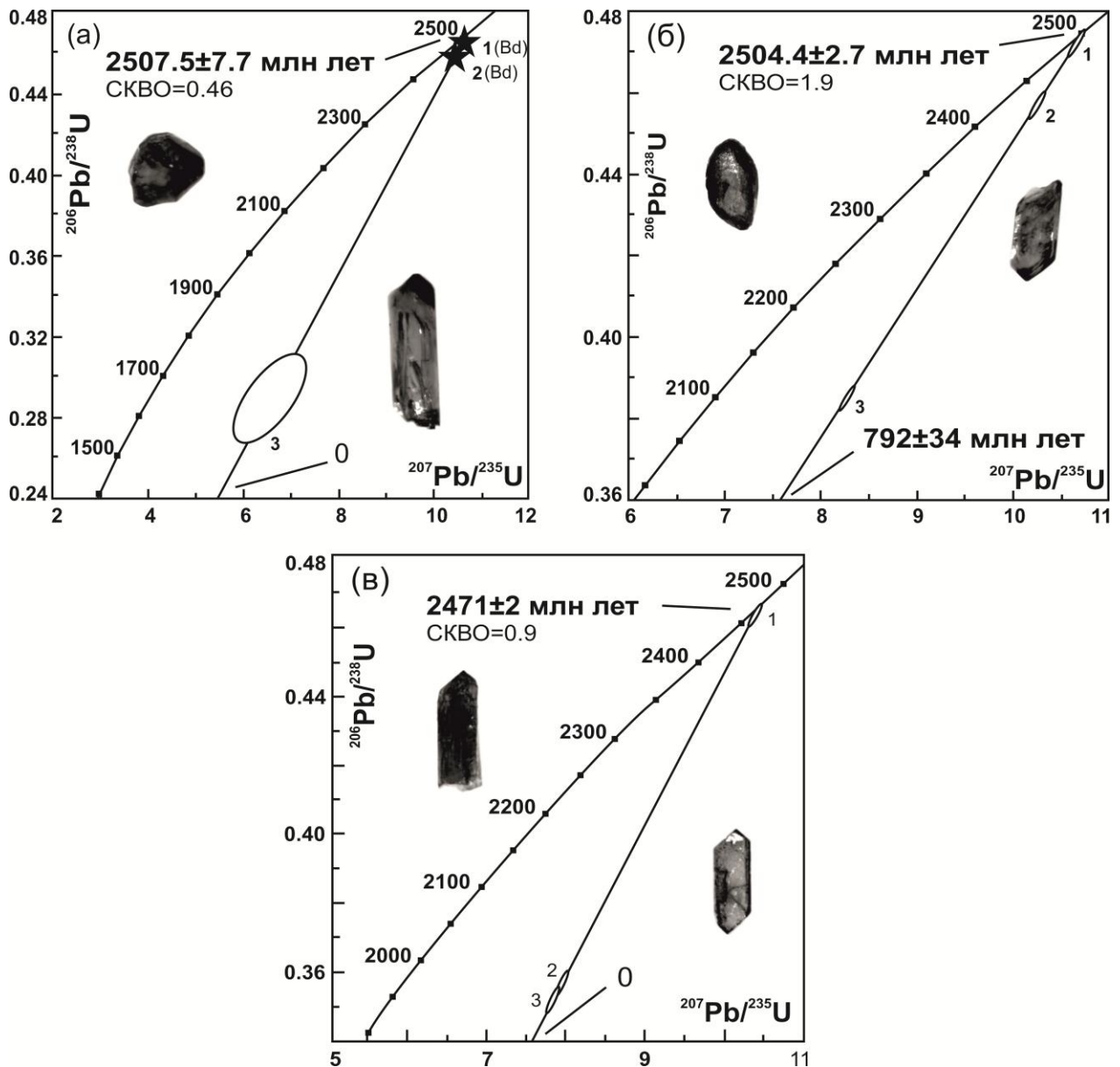


Рисунок 3.3.2. Изотопные возрастные данные для пород верхней зоны массива Мончетундра: а - U-Pb диаграмма с конкордией для циркона и бадделеита из трахитоидного габбронорита (проба В20-111); б – для цирконов из трахитоидных габброноритов (проба В19-111); в – цирконов из массивного лейкогаббро (проба В13-111)

Трахитоидные габбронориты характеризуются хорошей сохранностью первично-магматических минералов и габбро-офитовой структуры. По результатам U-Pb датирования циркона и двух типов обломков бадделеита (проба В20-111) была построена изохрона с близконкордантным положением фракций бадделеита и верхним пересечением, равным 2507.5 ± 7.7 млн лет. Нижнее пересечение дискордии с конкордией соответствует нулю, что отражает современные потери свинца (Рисунок 3.3.2 а). Датирование бадделеита (Баянова, 2004) как первично-магматического минерала позволяет надежно установить

время магматической кристаллизации, а полученный возраст интерпретируется как время формирования трахитоидных габброноритов. Близкое значение возраста, равное 2504.4 ± 2.7 млн лет (Рисунок 3.3.2 б), было получено по результатам датирования трех типов цирконов из пробы В19-111. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 792 ± 34 млн лет и отражает процессы гренвильского тектоногенеза, широко проявленные в породах восточной части Балтийского щита (Баянова и др., 2004). Полученные новые U-Pb возраста по единичным зернам циркона и бадделеита из трахитоидных габброноритов (2507.5 ± 7.7 и 2504.4 ± 2.7 млн лет) в пределах погрешности совпадают с опубликованными ранее возрастами для данной группы пород 2505 ± 6 и 2501 ± 8 млн лет (Таблица 3.1).

Для установления возраста кристаллизации породообразующих минералов трахитоидных габброноритов из данных проб были выделены минералы магматического генезиса: плагиоклаз, ортопироксен и клинопироксен, для изотопного Sm-Nd датирования. Методика химико-аналитической пробоподготовки и масс-спектрометрических измерений изотопного состава Sm, Nd и концентраций Sm и Nd подробно описана в Главе 2, результаты представлены в таблице 3.3 и на рисунке 3.3.3.

Таблица 3.3 Изотопные Sm-Nd данные для породообразующих минералов трахитоидных габброноритов массива Мончетундра.

№ образца	Название	Содержание ppm		Изотопные отношения		$\epsilon_{Nd}(T)$
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	
B19-111 WR	порода	0.46	1.72	0.1629	0.512049 ± 18	-1.6
B19-111 Pl-1	плагиоклаз	0.44	2.95	0.0902	0.510853 ± 10	
B19-111 Pl-2	плагиоклаз	0.52	3.43	0.0911	0.510923 ± 20	
B19-111 Орх	ортопироксен	0.23	0.67	0.2071	0.513123 ± 24	
B19-111 Срх	клинопироксен	2.94	9.54	0.1862	0.512322 ± 13	
B20-111 WR	порода	0.87	3.65	0.1441	0.511794 ± 7	-1.7
B20-111 Pl-1	плагиоклаз	0.22	1.23	0.1087	0.511323 ± 26	
B20-111 Pl-2	плагиоклаз	0.14	0.89	0.0987	0.511164 ± 33	
B20-111 Орх	ортопироксен	0.33	1.14	0.1744	0.512413 ± 32	
B20-111 Срх	клинопироксен	3.62	12.49	0.1750	0.512149 ± 9	

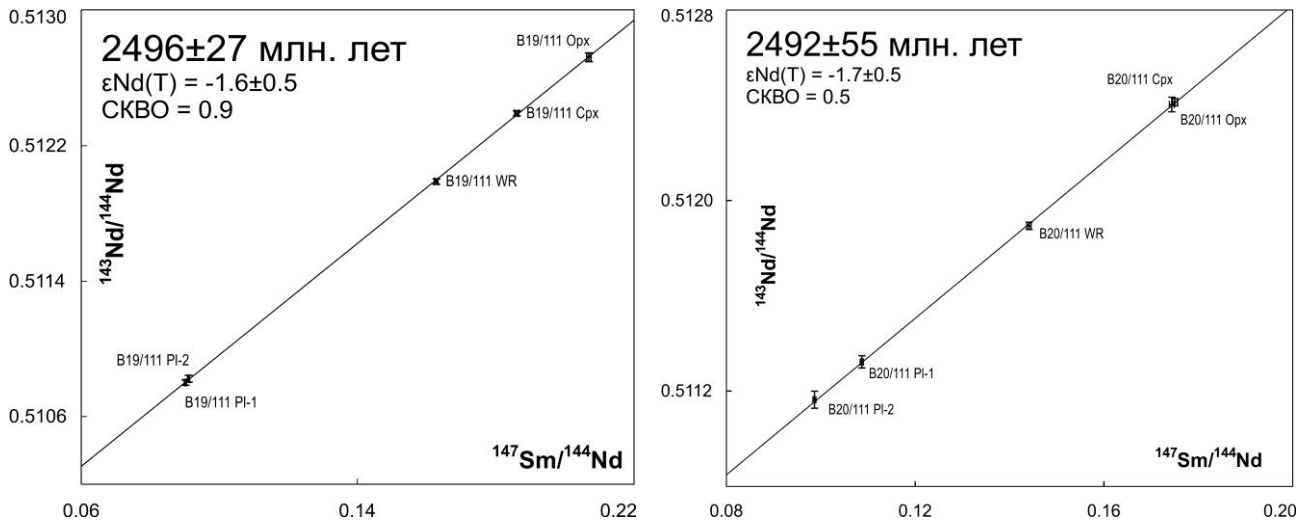


Рисунок 3.3.3. Изотопные Sm-Nd изохроны по минералам магматического генезиса для трахитоидных габброноритов массива Мончетундра. Изотопные Sm-Nd данные приведены в Таблице 3.3.

Для двух проб трахитоидных габброноритов (B19/111 и B20/111) по минералам магматического генезиса (pl, орх, срх) и породе в целом были построены изохронные зависимости (Рисунок 3.3.3), отвечающие сходным в пределах ошибок измерений возрастам 2496 ± 27 млн лет (СКВО=0.9) и 2492 ± 55 млн лет (СКВО=0.5). Полученные изотопные Sm-Nd возрасты близки к U-Pb возрастам по циркону 2507.5 ± 7.7 и 2504.4 ± 2.7 млн лет (Таблица 3.1) и интерпретируются как возраст кристаллизации магматических минералов трахитоидных габброноритов. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ -1.6 ± 0.5 и -1.7 ± 0.5 для изученных проб характерны для главных разновидностей пород массива Мончетундра (приложение 2, табл. 2.1). Отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ характерны также и для многих расслоенных платинометалльных интрузий палеопротерозойского возраста, широко распространенных в пределах северо-востока Фенноскандинавского щита (Bayanova et al., 2009).

Для массивных лейкогаббро, образующих линзовидные тела среди трахитоидных габброноритов, получен U-Pb возраст по трем типам циркона. Верхнее пересечение дискордии и конкордии соответствует значению возраста 2471 ± 2 млн лет, нижнее – нулю, что отражает современные потери свинца (Рисунок 3.3.2 в). Данный изотопный U-Pb возраст коррелируется с

определенными ранее значениями, полученными по бадделеиту 2476 ± 17 и 2471 ± 9 млн лет (Таблица 3.1) для массивных габброноритов.

Новые возраста в пределах ошибок хорошо совпадают с известными данными, что наряду с полевыми и петрографическими данными определяет принадлежность линз лейкогабброноритов к породам второй интрузивной фазы верхней зоны. Таким образом, формирование таких вещественно-структурных взаимоотношений связано с внедрением комплекса более молодых пород, которые инъецировали подстилающие трахитоидные габбронориты, что свидетельствует о фазовом соотношении между ними.

3.4. Возраст метаморфических преобразований пород верхней зоны

Породы верхней зоны в пределах юго-восточной части массива характеризуются хорошей сохранностью первичных структур и текстур, однако метаморфические преобразования пород наблюдаются вблизи разломов, крупнейшим из которых является Мончетундровский разлом, отделяющий изучаемый массив от Мончеплутона. Породы массива неравномерно метаморфизованы до амфиболитовой фации, с образованием граната, роговой обманки, изменением плагиоклаза и преобразованием титаномагнетита в магнетит и ильменит (Рисунок 3.4.1). Степень метаморфических преобразований увеличивается в породах по мере приближения к тектоническим нарушениям. Так, например, вблизи зоны Мончетундровского разлома габброиды массива Мончетундра изменены до бластомилонитов (Шарков и др., 2006; Нерович и др., 2009). Возраст заложения самого Мончетундровского разлома был определен изотопными Sm-Nd и Rb-Sr методами по минералам метаморфического генезиса из бластомилонитизированного метагаббро-анортозита из скважины М-1 и составляет 2.0-1.9 млрд лет (Шарков и др., 2006). Также в данной работе были определены P-T условия метаморфизма, которые соответствуют амфиболитовой фации ($P = 6.9 - 7.6$ кб; $T = 620-640^{\circ}\text{C}$).

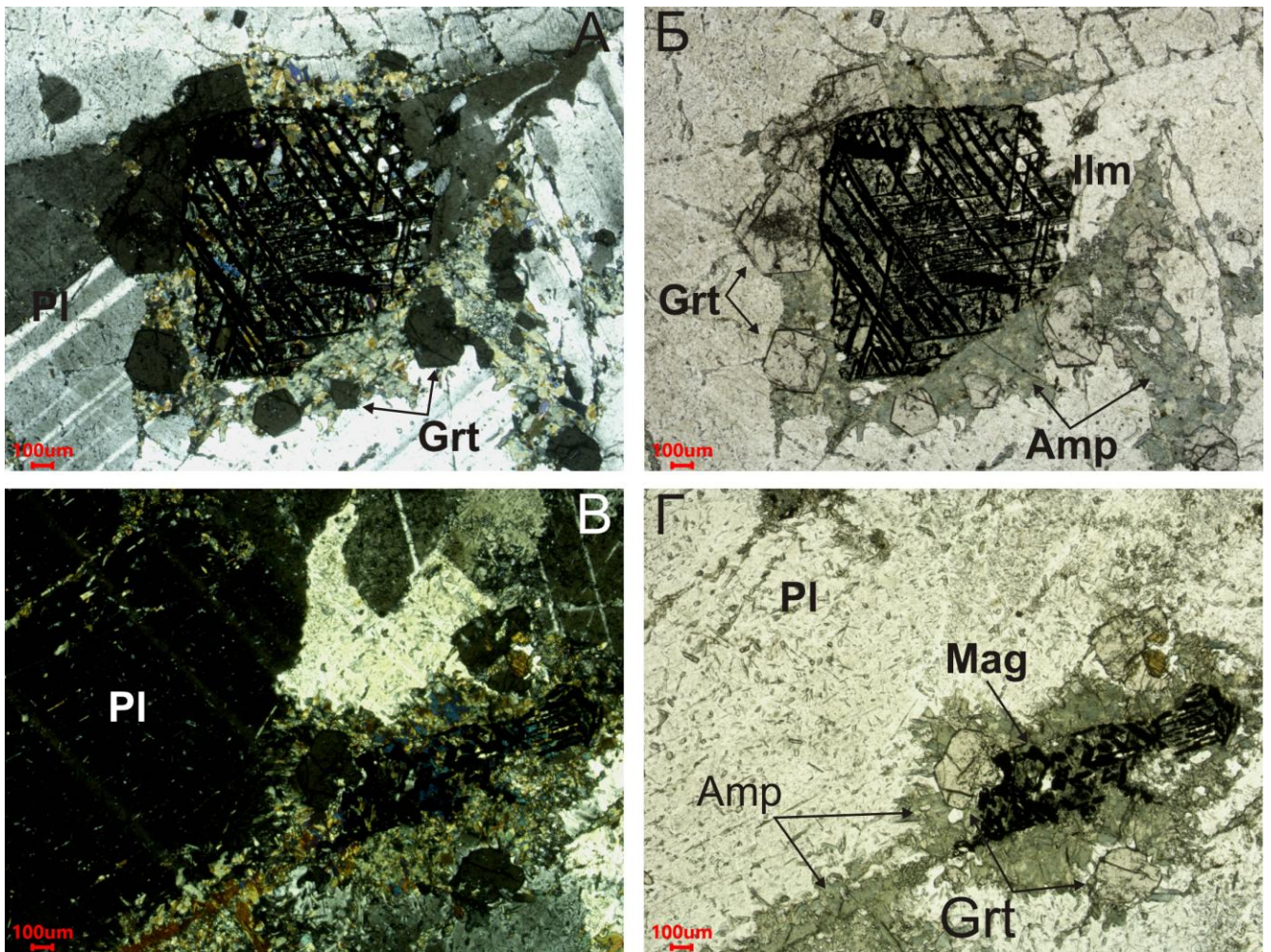


Рисунок 3.4.1. Метаморфические изменения пород массива Мончетундра: А, Б – структуры распада титаномагнетита и гранат-амфиболовая кайма (шлиф А60-112, с анализатором и без); В, Г – сосюритизация плагиоклаза, структура распада титаномагнетита, развитие амфибола и граната.

Для изучения возраста метаморфических преобразований массивных габброноритов были отобраны две пробы в районе юго-восточной части массива. Из пробы средне-крупнозернистого массивного лейкогаббронорита (№ 1/106, рисунок 5.1.2) были выделены минералы метаморфического генезиса (измененный плагиоклаз, гранат, ильменит). Новый изотопный Sm-Nd возраст по минералам метаморфического парагенезиса, равный 2020 ± 50 млн лет ($СКВО = 1.7$), интерпретируется как время наложенных метаморфических преобразований, при которых происходит формирование граната, ильменита, а также изменение плагиоклаза. Отрицательная величина $\epsilon_{Nd}(T)$ равная -2.2 ± 0.4 характерна для массивных габброноритов в целом (приложение 2, табл. 2.1).

Таблица 3.4 Изотопные Sm-Nd данные для минералов магматического и метаморфического парагенезисов массивных габброноритов массива Мончетундра.

№ образца	Название	Содержание г/г		Изотопные отношения		±2σ, abs
		Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	
Лейкогаббронорит (проба 1/106) метаморфический парагенезис						
1/106 Pl2	плагиоклаз	1.65	9.11	0.1093	0.511355	0.000025
1/106 Grt	гранат	1.17	4.24	0.1672	0.512132	0.000023
1/106 Ilm	ильменит	0.61	3.23	0.1139	0.511430	0.000025
Габбронорит-анортозит (проба 7/106)						
7/106 Pl	плагиоклаз	0.02	0.09	0.1051	0.511028	0.000026
7/106 Ilm+Grt	ильменит и гранат	0.04	0.16	0.1353	0.511435	0.000026
7/106 Grt	гранат	0.04	0.13	0.1886	0.512138	0.000013

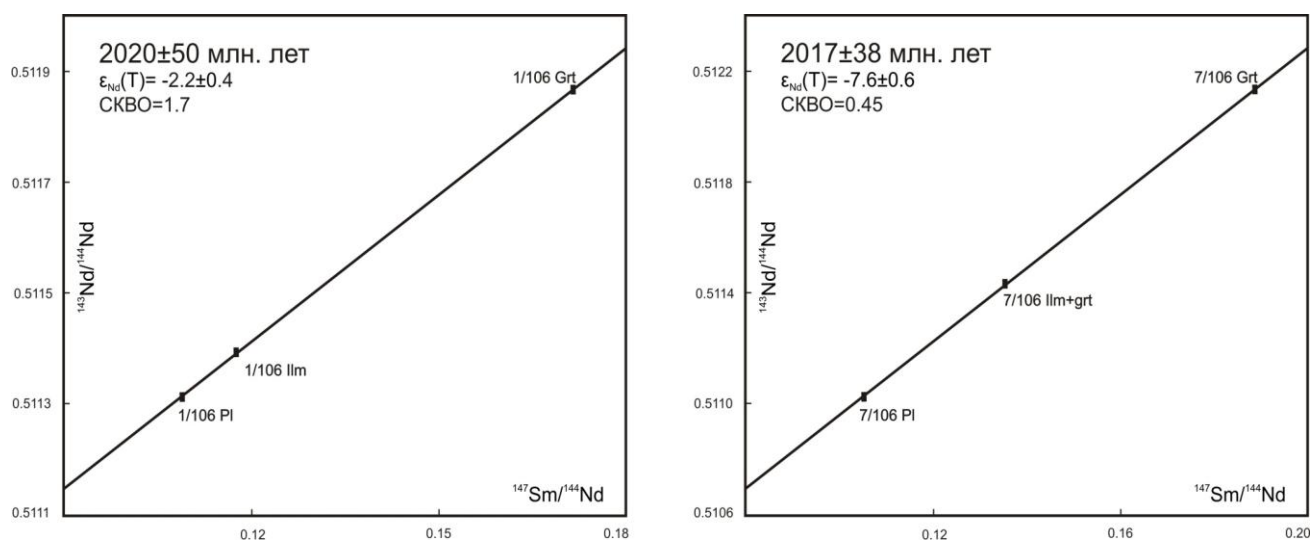


Рисунок 3.4.2. Изотопные минеральные Sm-Nd изохроны по минералам из массивного лейкогаббронорита (проба 1/106) и габбронорит-анортозита г. Мончетундра (проба 7/106). Изотопные Sm-Nd данные приведены в Таблице 3.4.

Из пробы средне-крупнозернистого габбронорит-анортозита (№ 7/106, рис. 5.1.2) также были выделены минералы метаморфического генезиса - плагиоклаз, гранат, смесь ильменита и граната. Изотопная Sm-Nd изохрона отражает возраст, равный 2017 ± 38 млн лет (СКВО = 0.45), который интерпретируется временем метаморфических преобразований пород, с которыми связано формирование граната, ильменита и изменение плагиоклаза. Отрицательная величина $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ равная -7.6 ± 0.9 свидетельствует об изменении изотопного состава Nd в результате метаморфических преобразований, наложенных на породы.

Результаты изотопных Sm-Nd исследований по метаморфическим минералам из массивных лейкогаббронорита и габбронорит-анортозита, позволяют надежно определить время наиболее отчетливо проявленных в породах массива метаморфических преобразований, с которыми связано формирование граната. Измеренные новые изотопные Sm-Nd возрастные данные коррелируются со временем заложения Мончетундровского разлома (Шарков и др., 2006). Можно сделать вывод, что массивные габбронориты были подвержены метаморфическим преобразованиям в период около 1.9 - 2.0 млрд лет назад, во время тектонической активизации северо-запада Фенноскандинавского щита, связанной с формированием самого крупного в данном районе Мончетундровского разлома.

Выводы по главе:

Отсутствие единого представления исследователей о геологическом строении массива Мончетундра свидетельствует о его сложной и неоднородной структуре. Несмотря на то, что породы массива представлены преимущественно мафитовыми породами, более детальное изучение установило наличие вариаций пород в разрезе и их взаимоотношения, осложненные тектоническими и метаморфическими процессами. В настоящей работе на основании проведенных геолого-петрографических исследований пород в массиве выделяется:

- нижняя зона, которая изучена, главным образом, по данным скважин и представлена чередованием ортопироксенитов, плагиоортопироксенитов, норитов, а также гарцбургитов. Возраст формирования пород нижней зоны, полученный ID-TIMS U-Pb методом по циркону соответствует интервалу 2502-2496 млн лет (Чашин и др., 2020). В юго-западной части массива с данными породами ассоциировано Pt-Pd месторождение Лойпишнюн.

- верхняя зона, представленная на дневной поверхности, по составу является преимущественно базитовой. На основании изотопных U-Pb данных в пределах зоны устанавливаются 4 разновозрастные группы пород: метагаббро (2521-2516 млн лет), трахитоидные габбронориты (2507-2501 млн лет), массивные габбронориты (2476-2471 млн лет), габбро-пегматиты (2456-2453 млн лет).

Разрез массива осложнен секущими жилами габбро-пегматитов (2445 млн лет) и аплитов (1900 млн лет), дайками долеритов и габбродолеритов, меланократовых троктолитов-гарризитов различной мощности и протяженности, в нижней зоне встречаются прослои дунитов, которые, вероятнее всего, генетически не связаны с массивом.

Получены новые изотопные Sm-Nd возраста для трахитоидных габброноритов массива Мончетундра, равные 2496 ± 27 и 2492 ± 55 млн лет. Sm-Nd возраст определен по минералам магматического парагенезиса и хорошо согласуется с опубликованными ранее изотопными U-Pb данными (Расслоенные интрузии..., 2004б; Борисенко и др., 2015). Изотопный Sm-Nd возраст метаморфических преобразований с образованием граната, ильменита и изменением плагиоклаза составляет 2020 ± 50 и 2017 ± 38 млн лет и согласуется со временем заложения Мончетундровского разлома (Шарков и др., 2006).

ГЛАВА 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Согласно проведенным геологическим и петрографическим исследованиям, а также литературным источникам (Чашин и др., 2018; Чашин и др., 2020; Чашин и др., 2021) тела дунитов в разрезе нижней зоны не являются частью дифференцированной серии, а представляют собой отдельные тела. Помимо этого, данные породы на территории Мончегорского рудного района встречаются в виде фрагментов и ксенолитов, предположительно имеющих связь с Дунитовым блоком (Расслоенные интрузии..., 2004а). Учитывая данный факт, описание для них и для метагаббро возраста 2.52 млрд лет будет даваться с целью сравнительной характеристики и установлению связи с породами массива.

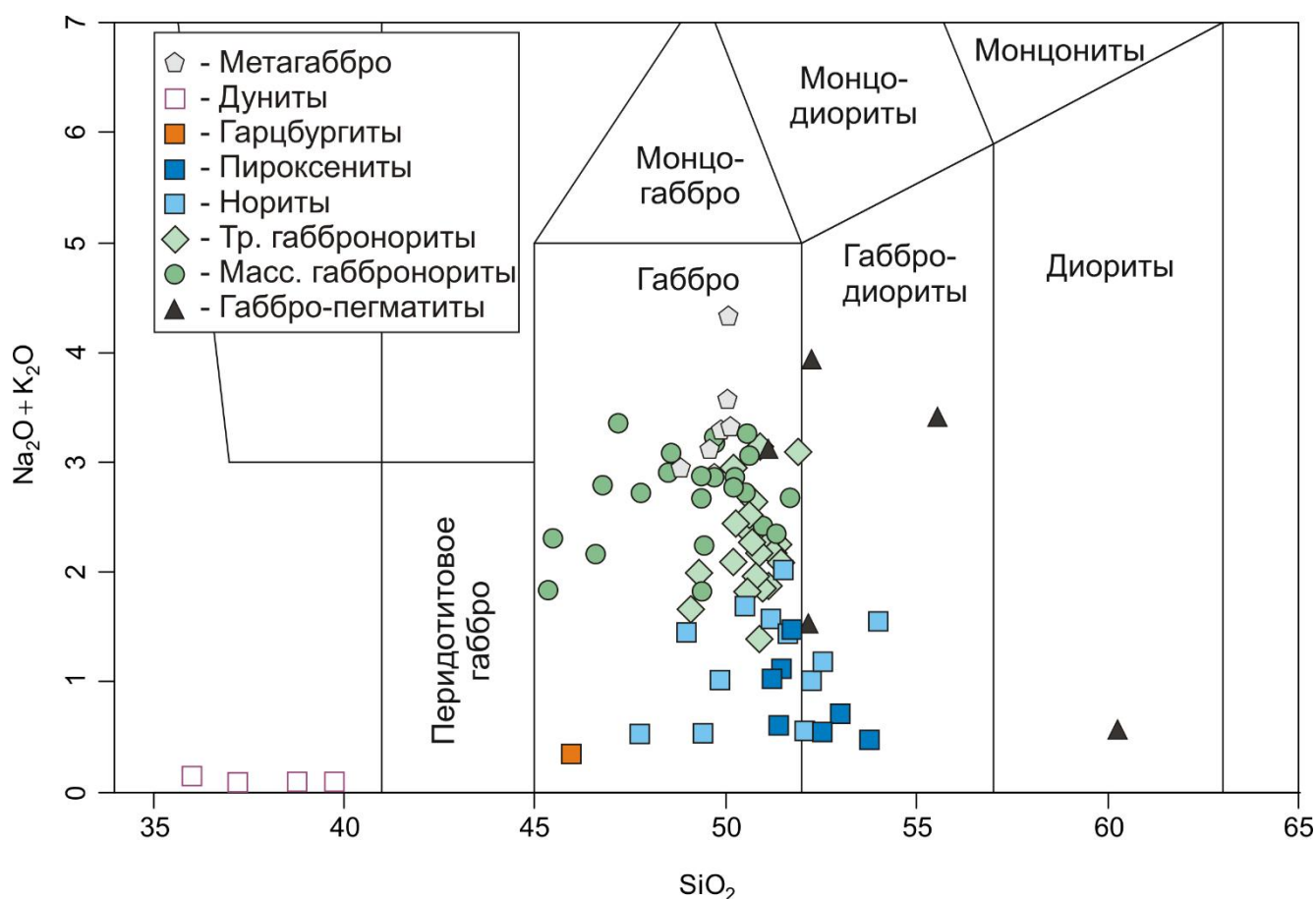


Рисунок 4.1. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород массива Мончетундра. Поля согласно (Middlemost., 1994)

Породы массива Мончетундра по соотношению содержания кремнезема к сумме щелочей (Рисунок 4.1) относятся к основным породам нормальной щелочности, за исключением тел дунитов, которые являются ультраосновными низкощелочными породами, и двух образцов габбро-пегматитов, которые характеризуются повышенным содержанием кремнезема по сравнению с основной массой пород. Пироксениты и нориты нижней зоны показывают широкий разброс значений по кремнезему от 48 до 54 мас % при изменении щелочности от 0.4 до 2.0 мас %. Вверх по разрезу щелочность в породах увеличивается до 3.5 мас % в породах верхней зоны. Трахитоидные габбронориты характеризуются узким диапазоном содержаний SiO_2 от 49 до 51 мас. %, а массивные габбронориты более широким от 45 до 51 мас %, при этом оливиновые и оливинсодержащие разновидности имеют наиболее низкие значения.

В породах нижней зоны содержание MgO варьирует в широких пределах от 9.72 до 34.46 мас. %, а в породах верхней зоны от 2.87 до 10.64 мас. %. Габбро-пегматиты характеризуются содержанием MgO от 1.04 до 9.91 мас. %, а метагаббро от 1.08 до 5.33 мас. %. Согласно вариационным диаграммам соотношения MgO к главным породообразующим оксидам (Рисунок 4.2), в породах массива практически не наблюдается отличий в содержаниях TiO_2 (0.11-0.49 мас. %) за исключением некоторых образцов массивного габбронорита (0.62 мас. %), габбро-пегматитов (до 1.12 мас. %) и норитов (до 1.42 мас. %). При этом наблюдаются четкие тренды увеличения глиноземистости и Na_2O с уменьшением магнезиальности, что характерно для дифференцированных серий пород. По соотношению $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ наблюдаются тренды увеличения последних оксидов при уменьшении магнезиальности в породах нижней зоны, который связан с увеличением количества плагиоклаза в пироксенитах и норитах, в породах верхней зоны и метагаббро данных трендов не наблюдается.

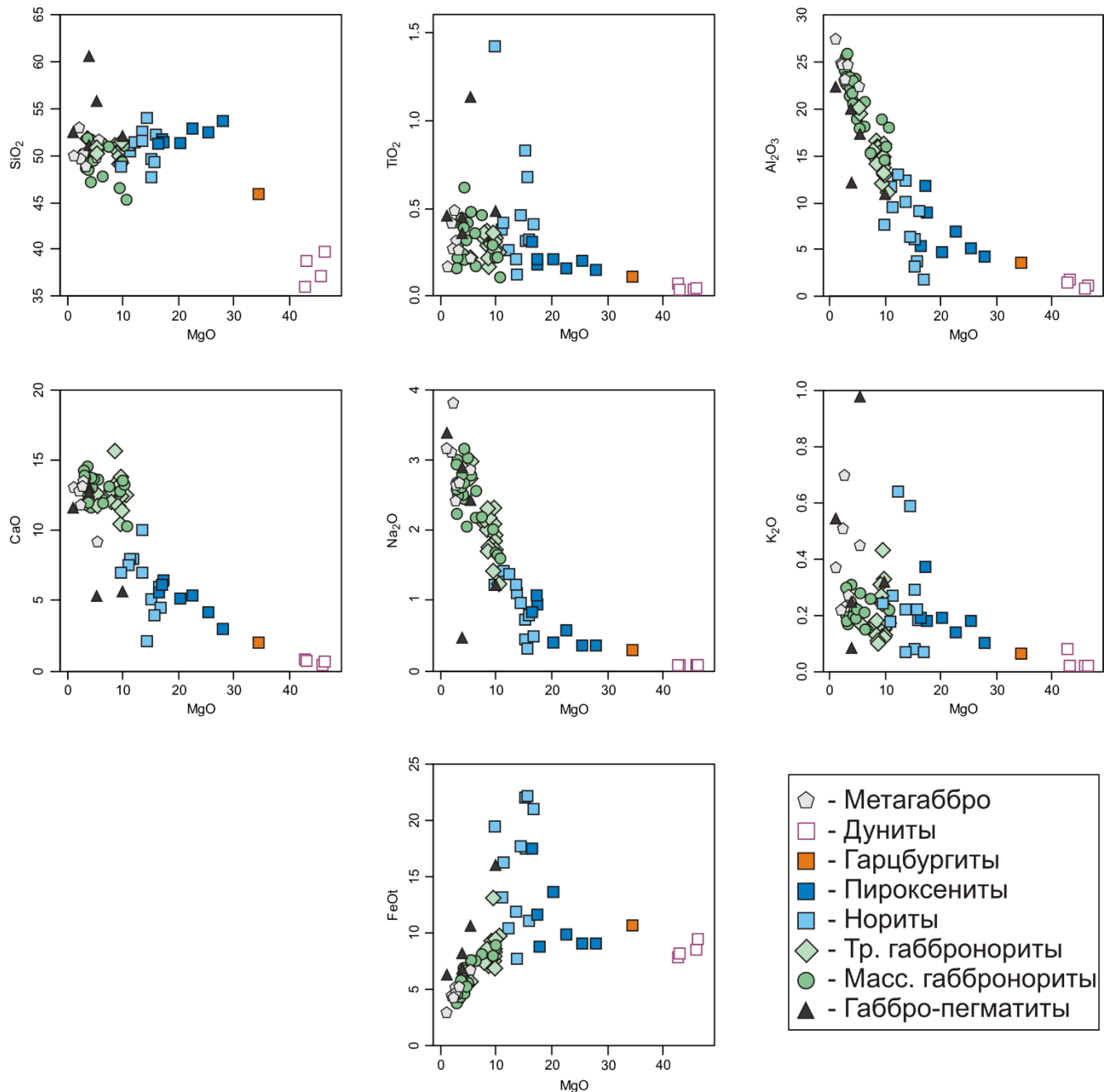


Рисунок 4.2. Вариационные диаграммы соотношения MgO к главным оксидам (масс. %) для пород массива Мончетундра

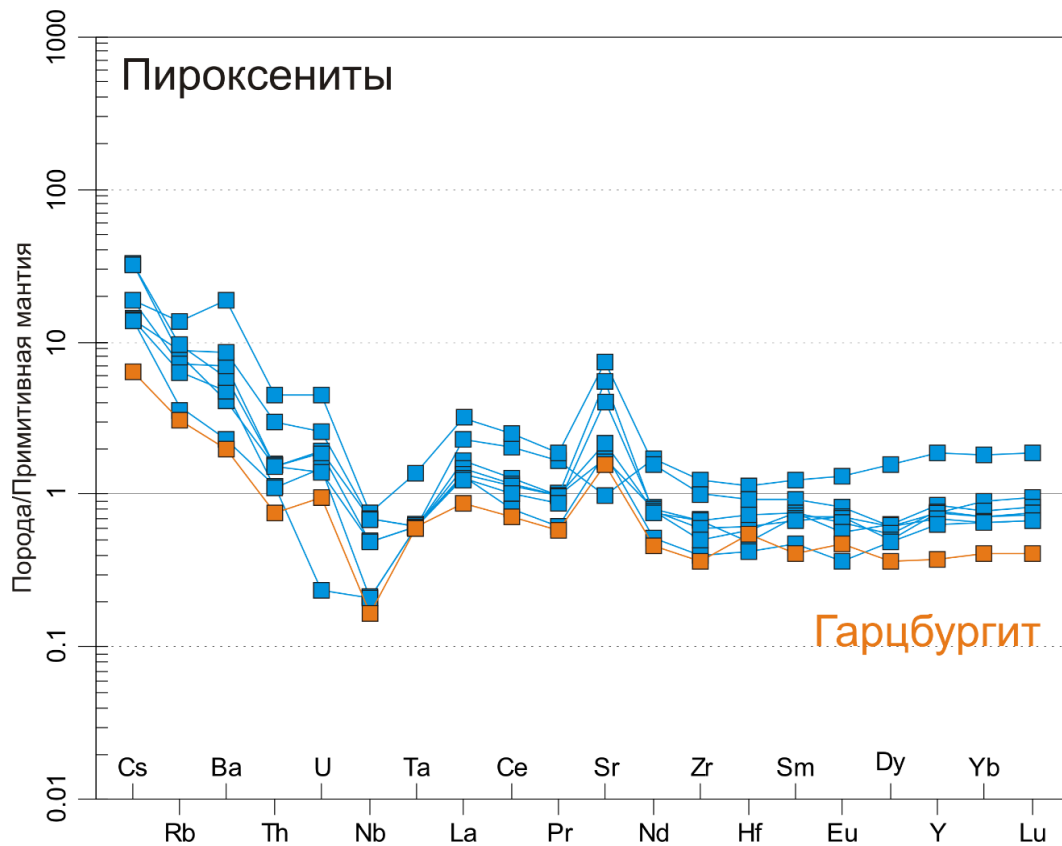
По содержанию CaO породы верхней зоны (10.31-15.62 мас. %) и метагаббро (9.17-13.56 мас. %) характеризуются более высокими значениями по сравнению с породами нижней (2.02-10.07 мас. %). Так же стоит отметить, что содержание FeO_t в породах верхней зоны закономерно снижается (3.79-10.74 мас. %) с уменьшением магнезиальности, что в породах нижней зоны не очевидно, и при этом наблюдается широкая вариативность содержаний (до 22.29 мас. %).

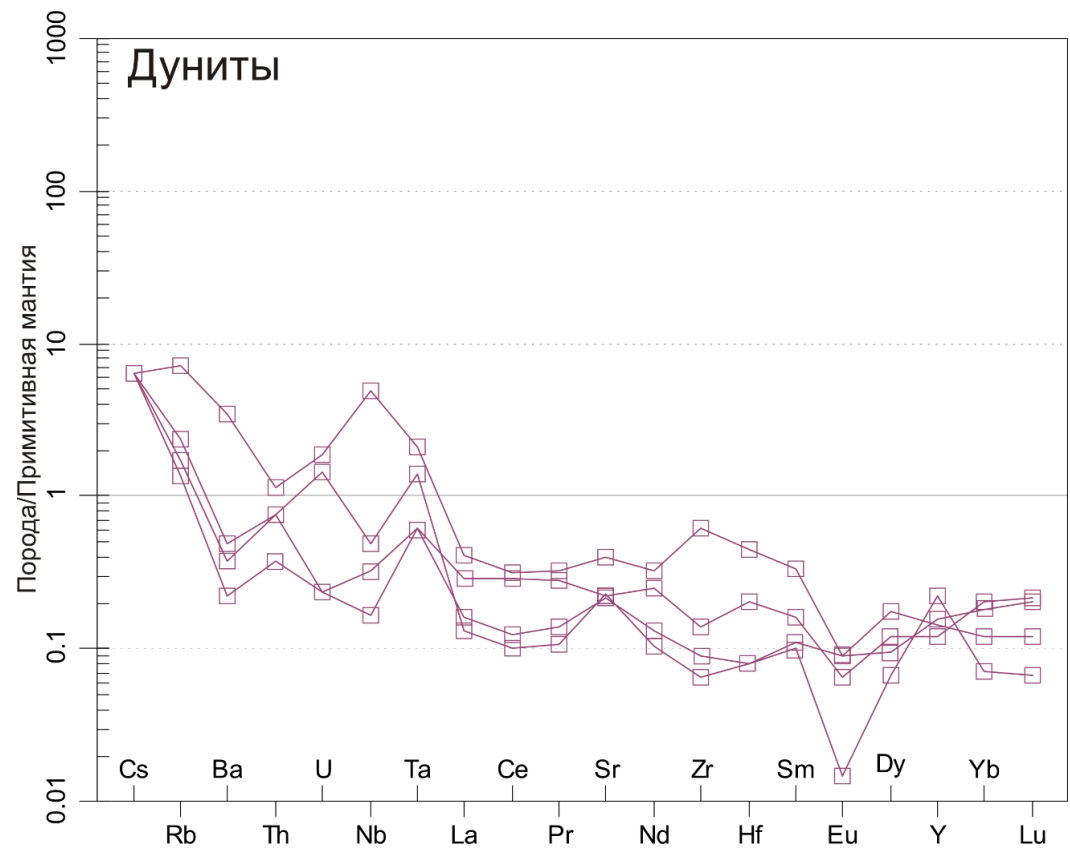
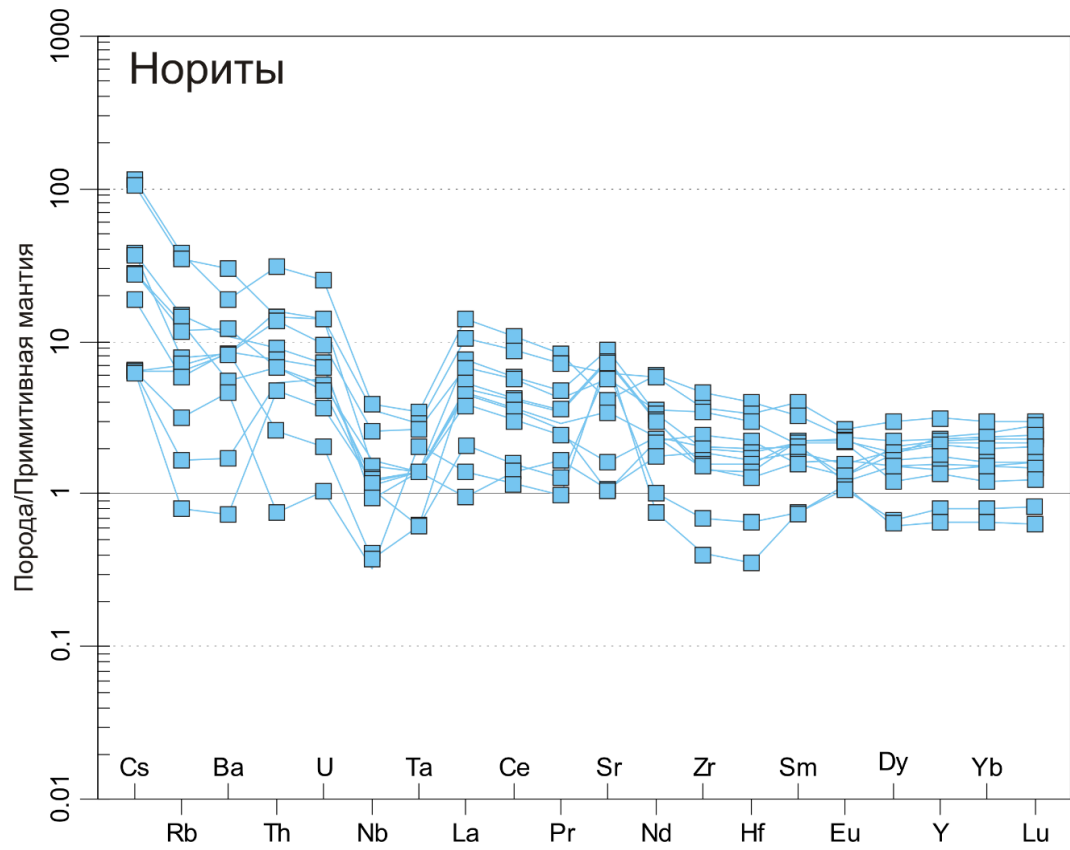
Данная вариативность, по всей видимости, связана со значительным количеством рудоносных сульфидов в породах нижней зоны. Два образца габбро-пегматита из скважины МТ-70, которые обогащены сульфидной минерализацией, также имеют повышенные содержания FeO_t (10.43-15.83 мас. %) по сравнению со своими аналогами из верхних частей разреза массива Мончетундра (6.40-8.41 мас. %). В целом породы массива Мончетундра по петрохимическим параметрам обнаруживают закономерности, характерные для пород базитовых интрузий, с большей вариативностью для пород нижней зоны и габбро-пегматитов. В породах каждой из зон наблюдаются тренды дифференциации. Наиболее значимые отличия верхней от нижней зоны выражаются в более высоких содержаниях мас. % CaO , Al_2O_3 , Na_2O и пониженных FeO_t в первых. Отличия массивных (2.47 млрд лет) от трахитоидных (2.50 млрд лет) габброноритов выражаются в более высоких содержаниях мас. %, Al_2O_3 , Na_2O и низких FeO_t . Примечательно, что самые древние породы массива – метагаббро петрохимически являются самыми дифференцированными среди изучаемых пород.

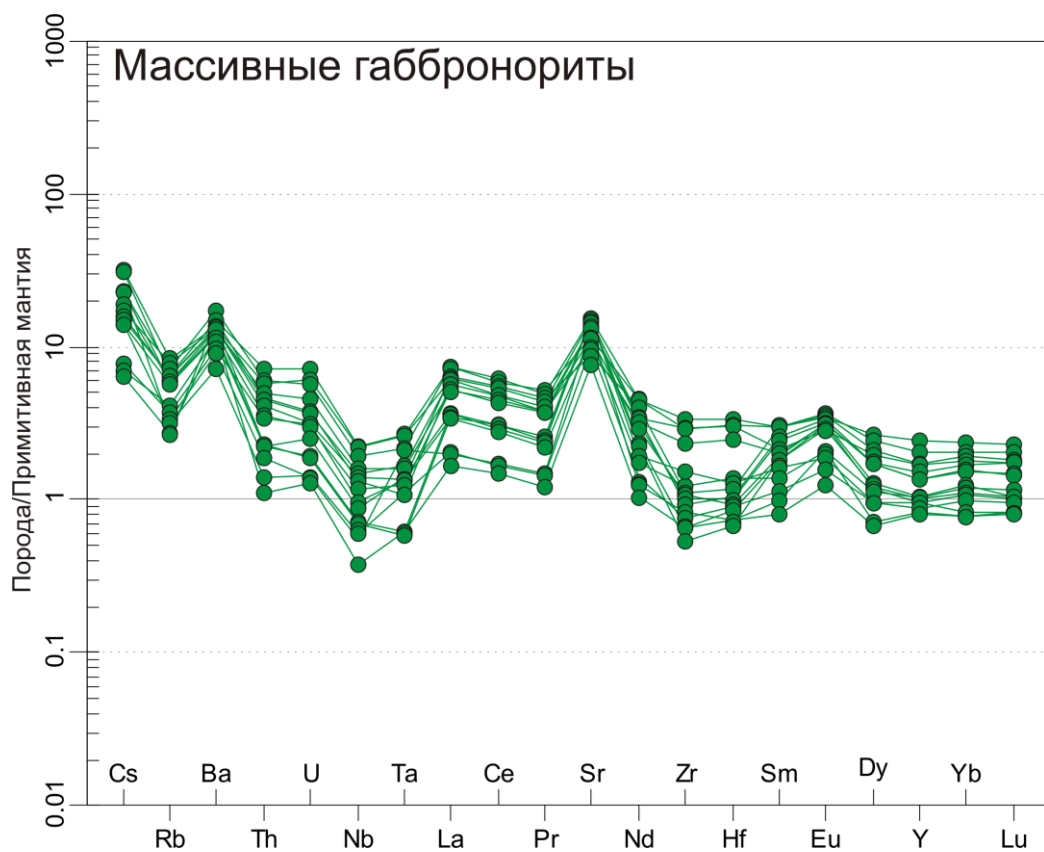
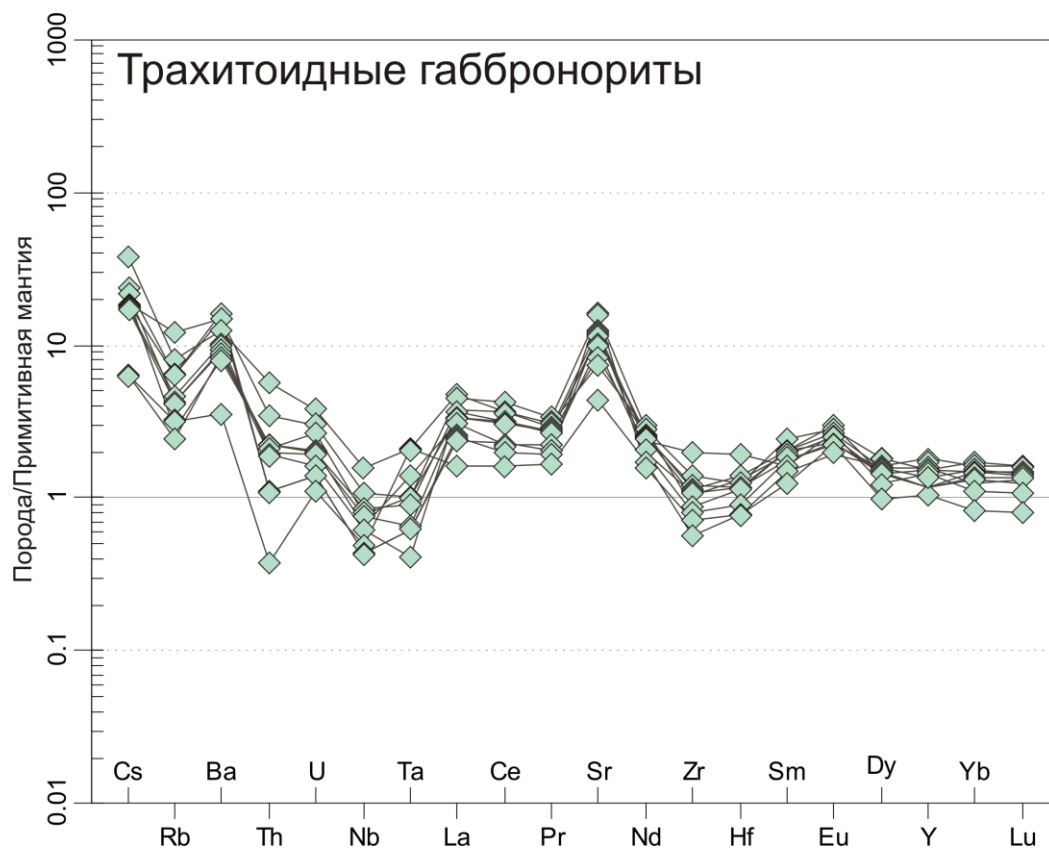
На диаграммах распределения несовместимых редких и редкоземельных элементов (Рисунок 4.3) породы нижней зоны массива характеризуются похожими спектрами распределения несовместимых элементов между собой. Отмечается общее обогащение легких редкоземельных элементов и наличие слабых Eu минимумов. Гарцбургит имеет более высокие концентрации несовместимых и редкоземельных элементов по сравнению с дунитами. График их распределения пологий, выделяется обогащение данных пород по сравнению с примитивной мантией таких элементов, как Cs , Rb , Ba , и Sr , отмечается Nb минимум. Пироксениты имеют пологий наклон спектров с минимумами по Nb-Ta и Zr-Hf и максимумами по Sr и Ba . Большая вариативность наблюдается в норитах, при чуть больших общих концентрациях элементов, присутствуют незначительные пики Th-U , Sr и Nb-Ta и Zr-Hf минимумы.

Дуниты по сравнению с породами нижней зоны характеризуются общим обеднением несовместимыми, в том числе и редкоземельными элементами. На спектрах распределения отчетливо выражены минимумы по Ba , Nb и Eu , а также

максимум по Zr. Один образец характеризуется обогащением Nb (3.51 ppm) создавая пик на графике. Также данный образец отличается от остальных дунитов более высокими концентрациями Ba, Rb, Sr, возможно, отражая наложенные процессы, поскольку, как известно, LILE являются наиболее мобильными в водных растворах и чувствительными к наложенным изменениям.







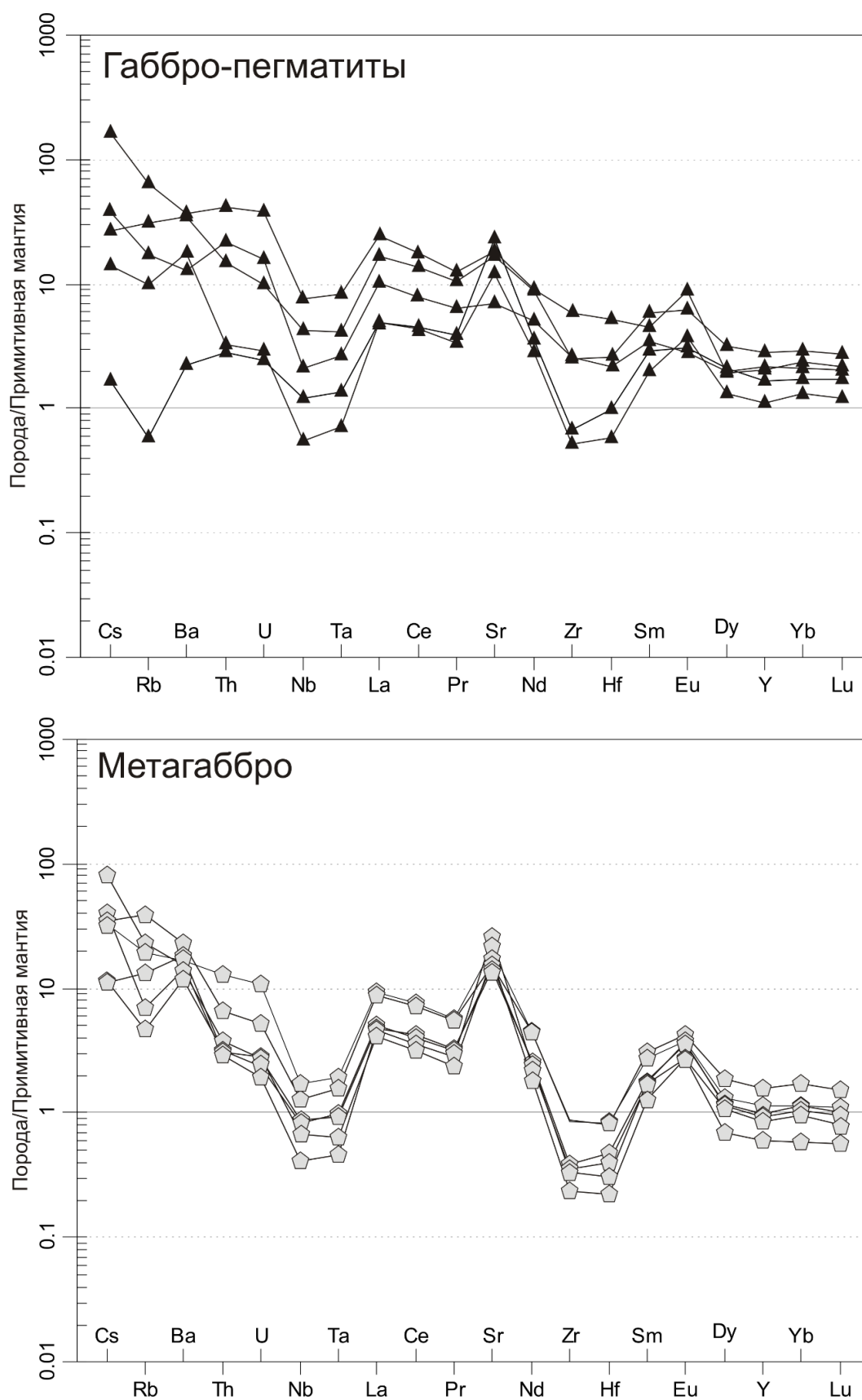


Рисунок 4.3. Мультиэлементные диаграммы распределения несовместимых редких и редкоземельных элементов по отношению к Примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989) для пород массива Мончетундра.

Породы верхних частей разреза юго-восточной части массива характеризуются схожими характерами распределения несовместимых элементов, нормированных на примитивную мантию. От трахитоидных (2.50 млрд лет) к массивным габброноритам (2.47 млрд лет). При этом увеличиваются концентрации Cs, Rb, Ba, максимумы по Sr, Eu, минимумы по Nb-Ta и Zr-Hf.

Габбро-пегматиты (2.45 млрд лет) имеют еще большую общую концентрацию несовместимых элементов, особенно заметна на графиках их распределения широкая вариативность по Cs, Rb, Ba, при этом породы имеют отрицательные аномалии по Nb, и Zr и положительные по Sr, и Eu.

По соотношению несовместимых элементов к содержанию MgO в породах массива (Рисунок 4.4) наблюдается увеличение концентраций Ba, Rb, Sr и Nb с уменьшением MgO мас. % в каждой из групп пород как нижней, так и верхней зоны. Увеличение концентрации Sr в породах можно связать с концентрированием данного элемента в плагиоклазе, содержание которого выше в породах верхней зоны. Практически не наблюдается подобных изменений в концентрациях Zr и Y. Нориты нижней зоны характеризуются варьирующими концентрациями Zr, Y и Nb. В целом породы массива имеют схожие концентрации Rb, Nb, Zr и Y за исключением некоторых образцов в разных группах пород. Дуниты по сравнению с породами массива обеднены несовместимыми элементами за исключением одного образца с повышенной концентрацией Nb.

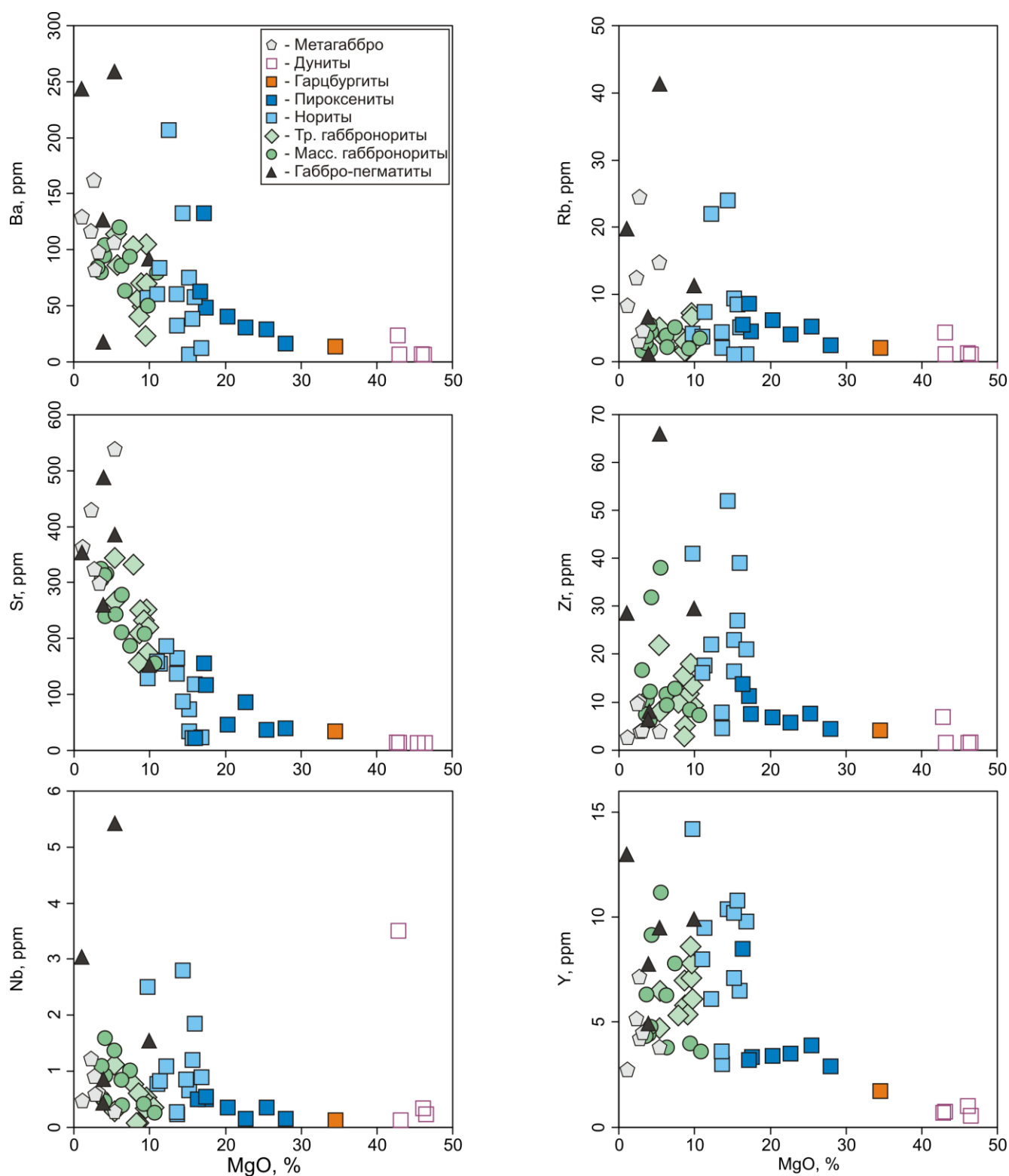


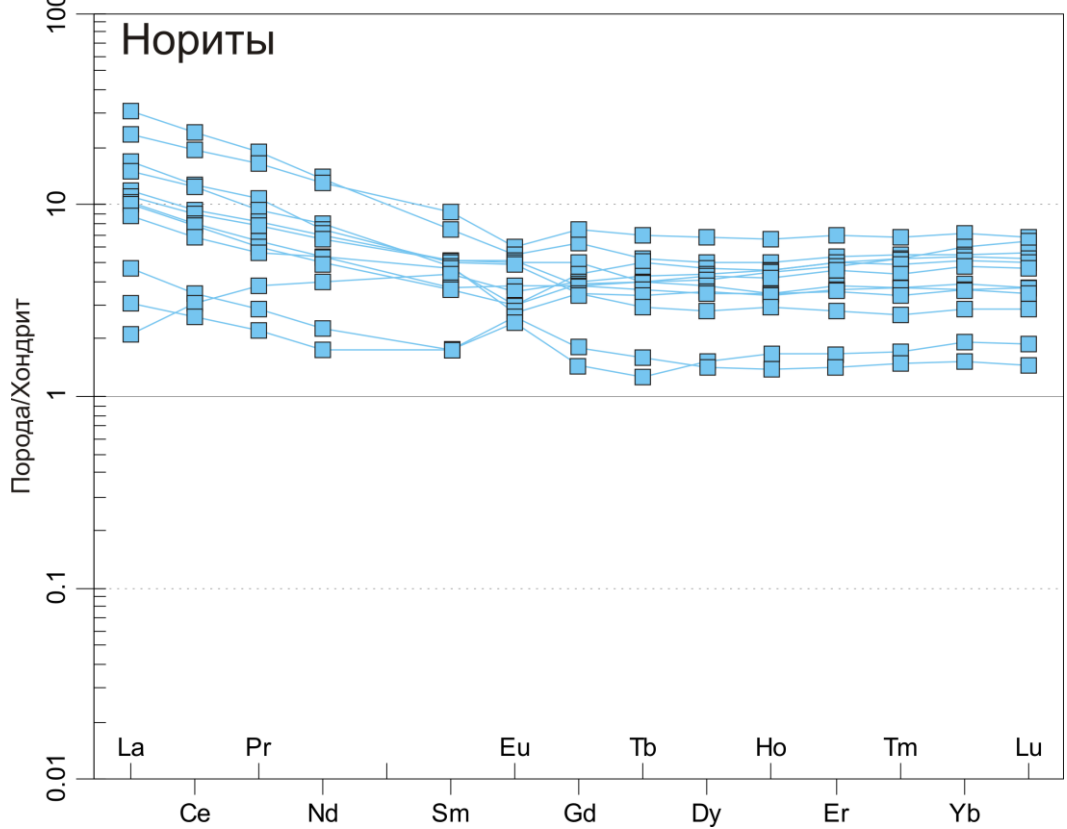
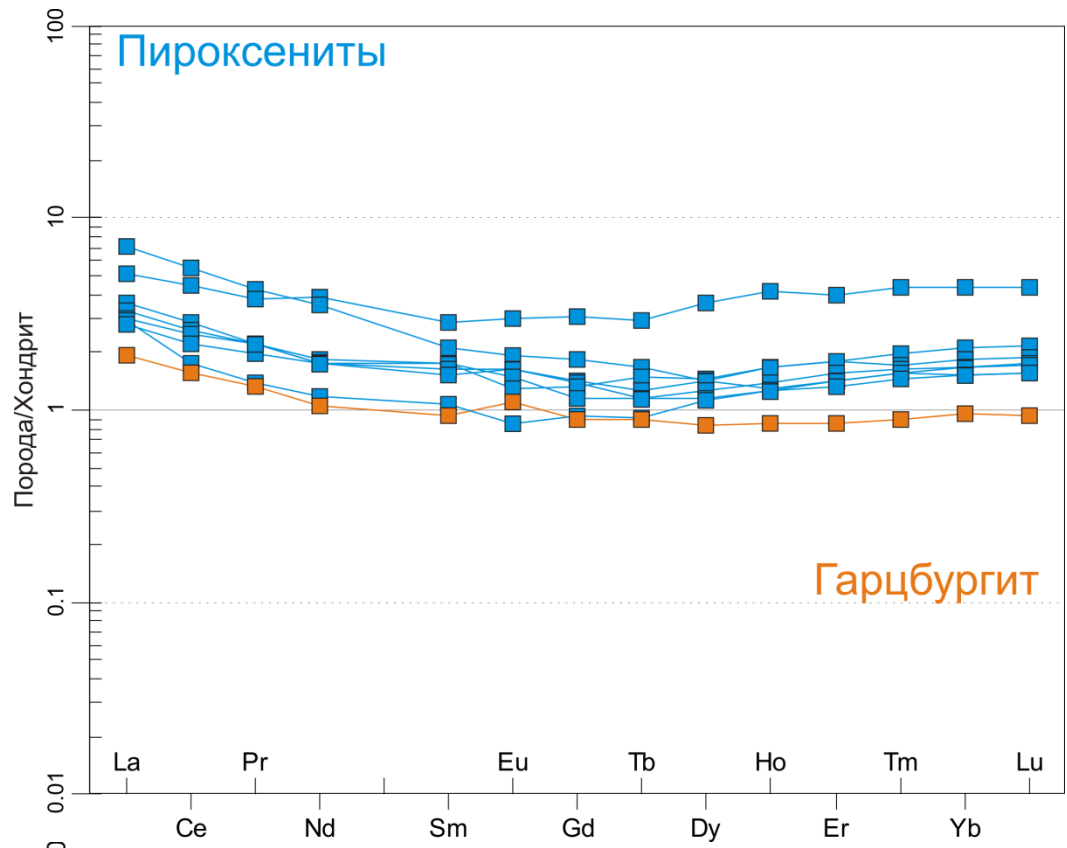
Рисунок 4.4. Вариационные диаграммы соотношения MgO (масс. %) к несовместимым редким элементам (ppm) для пород массива Мончетундра.

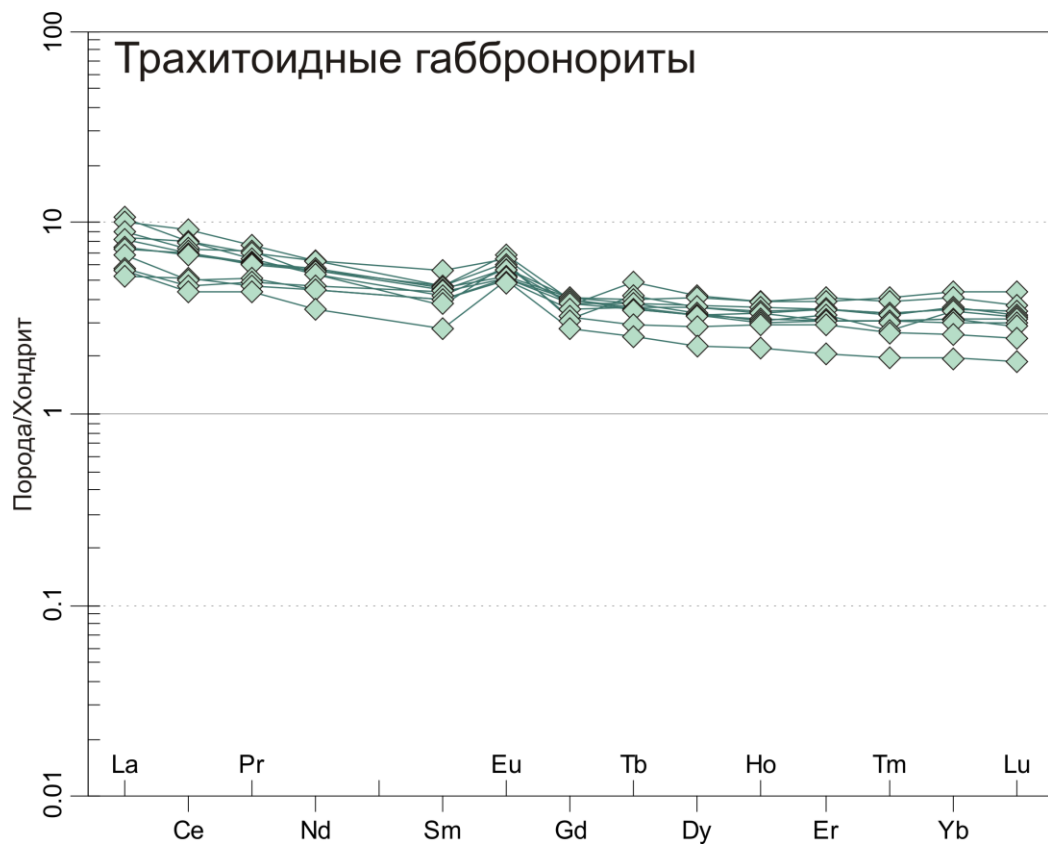
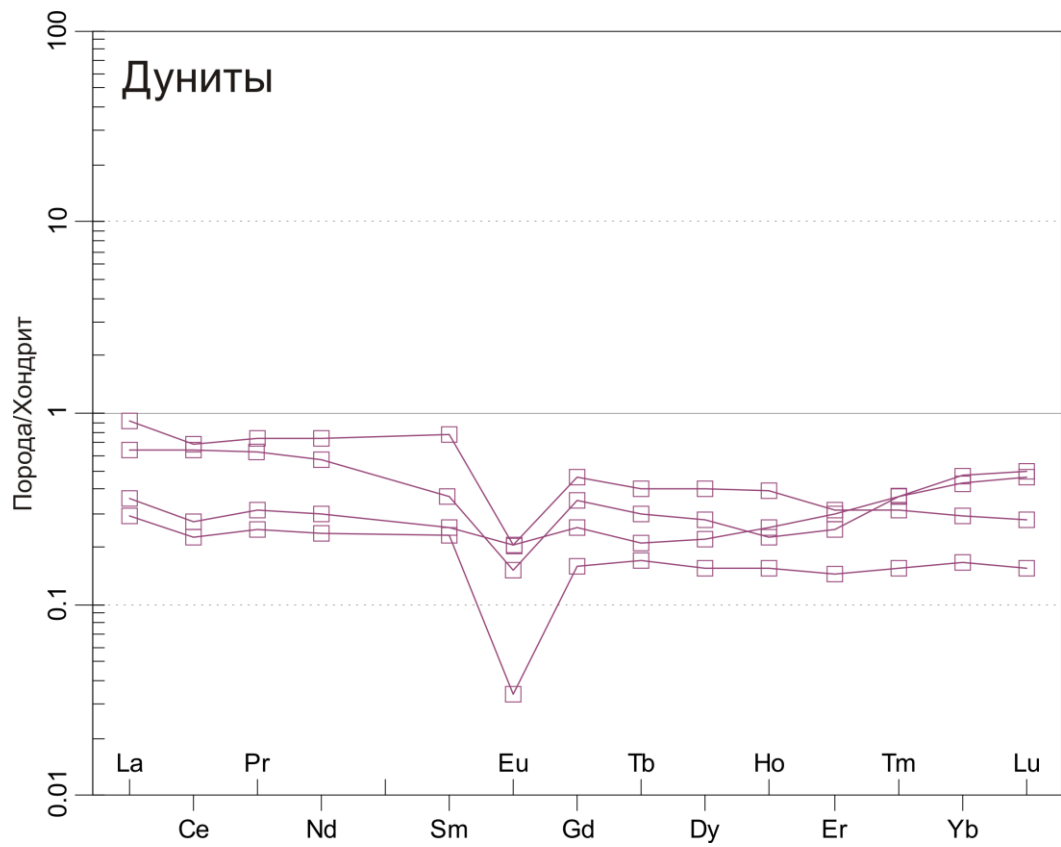
На диаграммах распределения редкоземельных элементов (Рисунок 4.5) гарцбургит характеризуется концентрацией РЗЭ – 3.96 ppm. Данные породы имеют пологий наклон спектра распределения РЗЭ - $(La/Yb)_n = 2.0$, что отражает

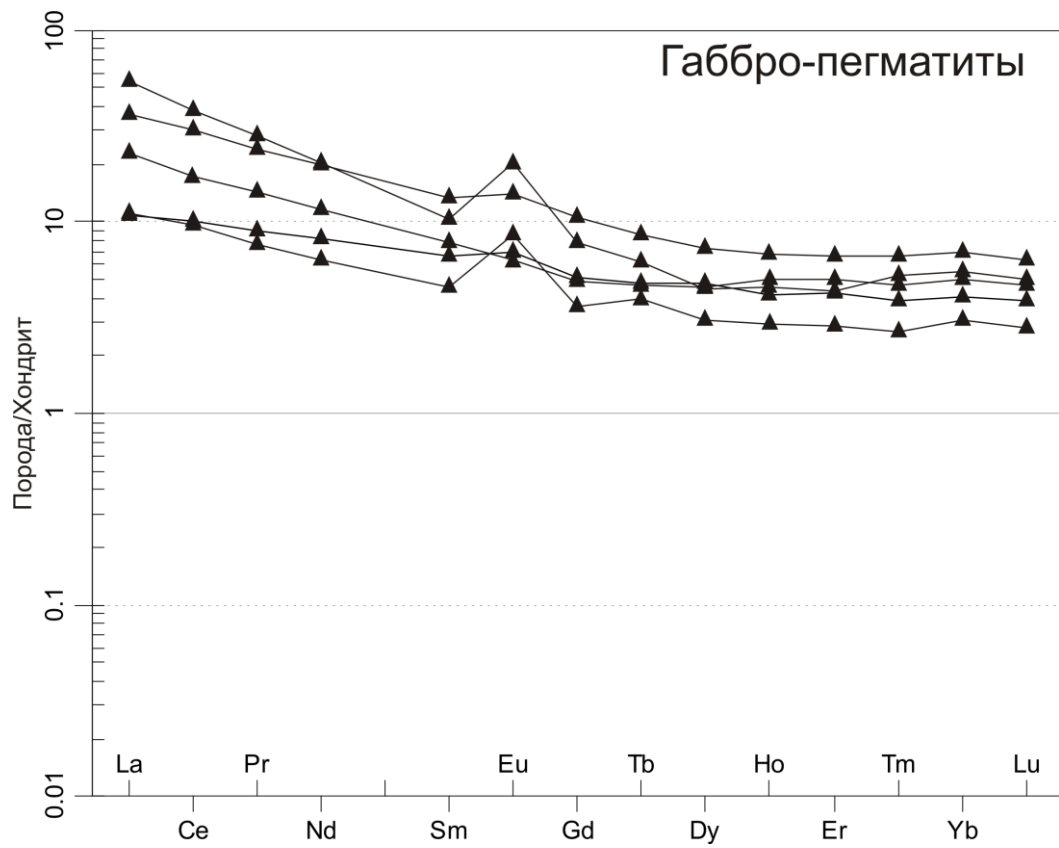
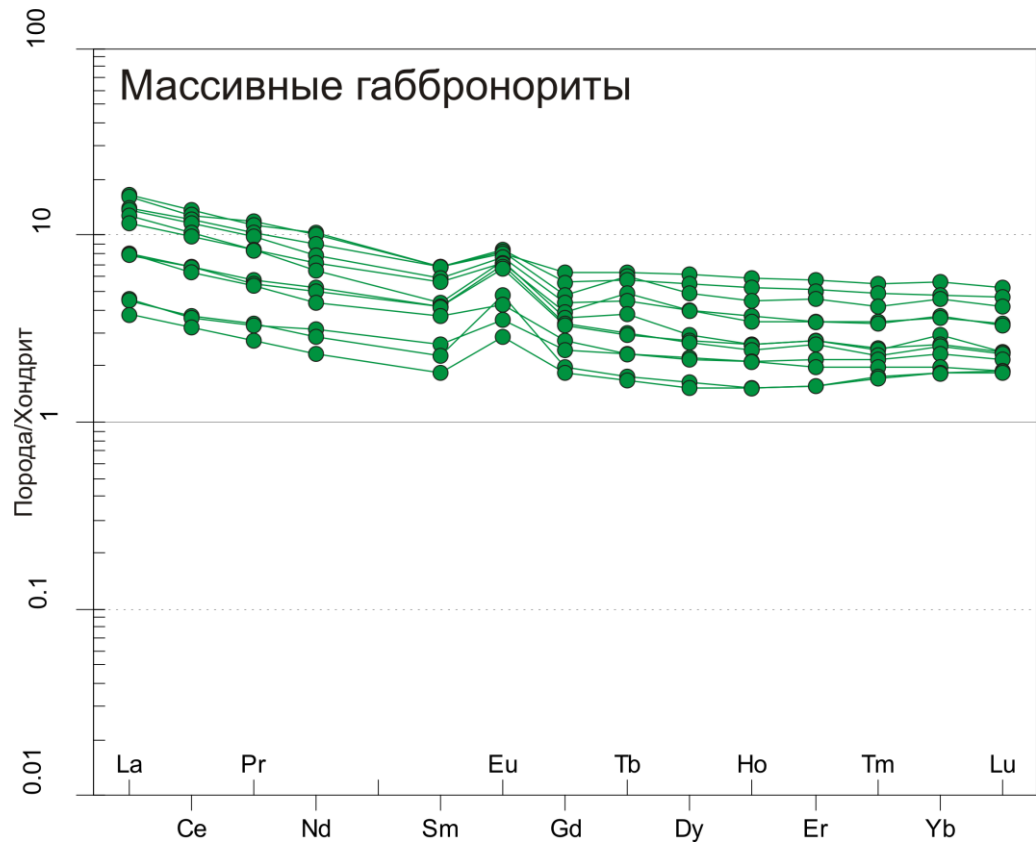
незначительное обогащение ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ ($(\text{La/Sm})_n = 2.1$; $(\text{Gd/Yb})_n = 0.9$) и слабую положительную аномалию Eu (Рисунок 4.6 А, Б, В).

Пироксениты характеризуются бóльшим накоплением РЗЭ (от 4.89 до 13.08 ppm (ср. зн. 7.99)) и пологими вогнутыми спектрами их распределения: $(\text{La/Yb})_n$ изменяется от 1.2 до 4.6 (ср. зн. 2.1)). Породы отличаются более значительным по сравнению с дунитами и гарцбургитами фракционированием ЛРЗЭ ($(\text{La/Sm})_n = 1.6-3.4$ (ср. зн. 2.2)) и низким значением параметра разделения ТРЗЭ ($(\text{Gd/Yb})_n = 0.6-1.2$ (ср. зн. 0.8)) (Рисунок 4.6 А, Б). Породы имеют слабую отрицательную величину Eu аномалии или ее отсутствие (от 0.8-1.1 (ср. зн. 1.0)) (Рисунок 4.6 В).

Нориты отличаются варьирующими значениями концентраций РЗЭ. На графиках их распределения (Рисунок 4.5) можно отметить как образцы с положительной, так и с отрицательной Eu аномалией, при этом все образцы, за исключением одного, обогащены легкими РЗЭ. Нориты с положительной Eu аномалией от 1.47 до 1.53 (ср. зн. 1.5) (Рисунок 4.7 В) характеризуются суммой РЗЭ от 6.71 до 8.39 ppm (ср. зн. 7.55), пологим наклоном спектра их распределения ($(\text{La/Yb})_n$ изменяется от 2.0 до 2.4 (ср. зн. 2.2)), который отражает слабое фракционирование ЛРЗЭ и ТРЗЭ ($(\text{La/Sm})_n = 1.8-2.7$ (ср. зн. 2.2) и $(\text{Gd/Yb})_n = 0.8-1.2$ (ср. зн. 1.0)) (Рисунок 4.6 А, Б). Нориты с преимущественно отрицательной аномалией $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7-1.2$ (ср. зн. 0.9) (Рисунок 4.6 В) отличаются бóльшим накоплением РЗЭ (12.52-47.56 ppm (ср. зн. 25.73 ppm)). Спектры их распределения изменяются от положительного до крутого отрицательного наклона ($(\text{La/Yb})_n$ изменяется от 0.4 до 5.9 (ср. зн. 3.1)). Породы характеризуются умеренным фракционированием ЛРЗЭ ($(\text{La/Sm})_n = 0.5-4.1$ (ср. зн. 2.6)) и отсутствием фракционирования ТРЗЭ ($(\text{Gd/Yb})_n = 0.8-1.2$ (ср. зн. 1.0)) (Рисунок 4.6 А, Б). Примечательно, что различий в петрохимическом составе между двумя данными типами норитов не наблюдается, а по редкоэлементному составу нориты с положительной аномалией Eu^* являются более обедненными. Аналогичные геохимические отличия норитов были также описаны в работе (Чашин и др., 2020).







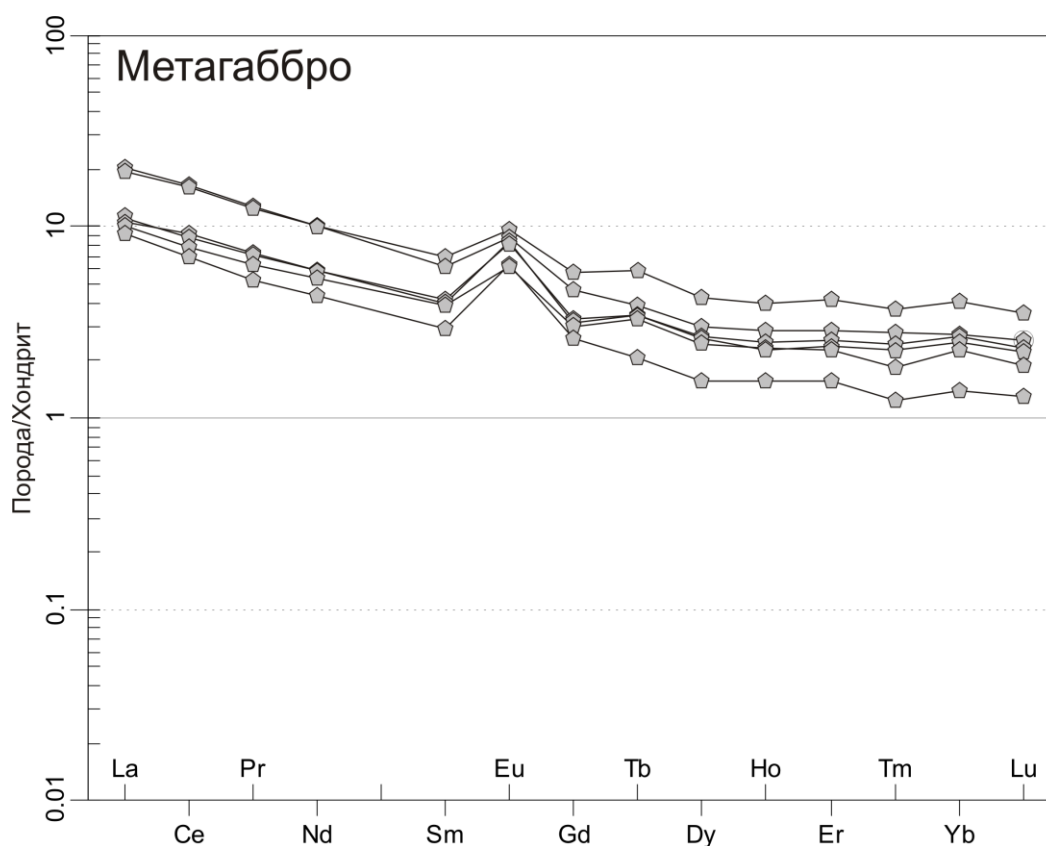


Рисунок 4.5. Диаграммы распределения редкоземельных элементов по отношению к хондриту C1 (Boynnton, 1984) для пород массива Мончетундра.

Дуниты по сравнению с другими породами массива выделяются общей обедненностью всех REE по отношению к хондриту (Boynnton, 1984). Данная группа пород отличается очень низкими концентрациями суммы РЗЭ от 0.67 до 1.98 ppm (ср. зн. 1.30 ppm), при этом имеют пологий наклон спектра распределения ($(La/Yb)_n$ от 0.8 до 3.2 (ср. зн. 1.8)), который выражается в обогащении ЛРЗЭ ($(La/Sm)_n$ изменяется от 1.2 до 2.1 (ср. зн. 1.3), а $(Gd/Yb)_n$ – от 0.6 до 1.6 (ср. зн. 1.0)) (Рисунок 4.6 А, Б). Дуниты имеют явно выраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu^* от 0.2 до 1.2 (ср. зн. 0.4)) (Рисунок 4.6 В).

Трахитоидные габбронориты верхней зоны характеризуются умеренными концентрациями РЗЭ = 11.46-20.71 ppm (ср. зн. 16.64), слабым отрицательным наклоном спектров их распределения ($(La/Yb)_n = 1.8-4.3$ (ср. зн. 2.3)), что отражает слабое фракционирование ЛРЗЭ ($(La/Sm)_n = 1.4-3.0$ (ср. зн. 1.8)) и практически отсутствие фракционирования ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_n = 0.9-1.5$ (ср. зн. 1.1))

(Рисунок 4.6 А, Б). Породы характеризуются положительной аномалией $Eu/Eu^*=1.2-1.8$ (ср. зн. 1.5) (Рисунок 4.6 В).

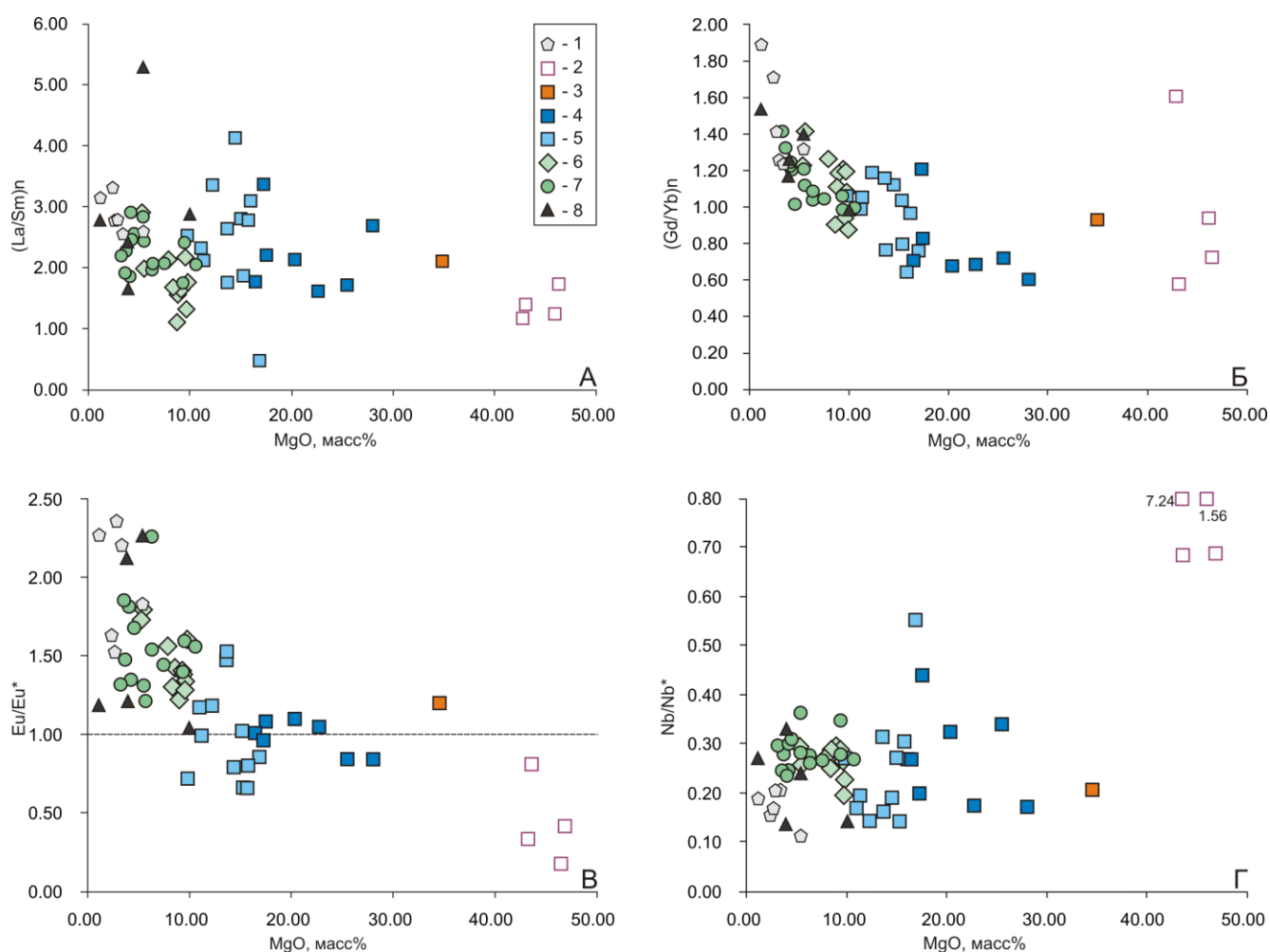


Рисунок 4.6. Соотношение геохимических параметров распределения РЗЭ по отношению к содержанию MgO (мас. %) для пород массива Мончетундра. Условные обозначения: 1 – метагabbро; 2 – дуниты; 3 – гарцбургит; 4 – пироксениты; 5 – нориты; 6 – трахитоидные габбронориты; 7 – массивные габбронориты; 8 – габбро-пегматиты. Отношения элементов $(La/Sm)_n$ и $(Gd/Yb)_n$ нормированы к примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989). Величина аномалии Eu рассчитана по формуле $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \cdot Gd_N)}$, величина аномалии Nb рассчитана по формуле $Nb/Nb^* = Nb_N / \sqrt{(Th_N \cdot La_N)}$.

Массивные габбронориты верхней зоны от трахитоидных габброноритов отличаются большей степенью фракционирования РЗЭ. Данные породы при незначительно большей концентрации РЗЭ=8.00-31.77 ppm (ср. зн. 19.68 ppm) отличаются более крутыми наклонами спектров их распределения $((La/Yb)_n = 2.1-4.6$ (ср. зн. 3.3); $(La/Sm)_n = 1.8-3.0$ (ср. зн. 2.3), $(Gd/Yb)_n = 1.0-1.4$ (ср. зн. 1.2),

(Рисунок 4.6 А, Б). Для данных пород также характерна положительная аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2-2.3$ (ср. зн. 1.6) (Рисунок 4.6 В).

Габбро-пегматиты характеризуются высокими концентрациями РЗЭ = 24.56-73.34 ppm (ср. зн. 43.92 ppm). Спектры распределения РЗЭ имеют крутые отрицательные наклоны $((\text{La}/\text{Yb})_n = 2.6-9.8$ (ср. зн. 5.2), которые выражены в более значительном фракционировании ЛРЗЭ $((\text{La}/\text{Sm})_n = 1.6-5.3$ (ср. зн. 3.0)) и незначительном ТРЗЭ $((\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.0-1.5$ (ср. зн. 1.3)) (Рисунок 4.6 А, Б). Для габбро-пегматитов характерна положительная аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.0-2.3$ (ср. зн. 1.6) (Рисунок 4.6 В).

Самые древние породы – метагаббро, характеризуются более фракционированным распределением РЗЭ по сравнению с породами верхней зоны массива. Для метагаббро сумма РЗЭ варьирует в пределах 14.82-33.95 ppm (ср. зн. 23.12 ppm). Данные породы имеют крутой отрицательный наклон спектров распределения РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n = 4.0-7.5$ (ср. зн. 5.3), выраженный в значительном фракционировании ЛРЗЭ $((\text{La}/\text{Sm})_n = 2.6-3.3$ (ср. зн. 2.9)) и слабом фракционировании ТРЗЭ $((\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3-1.9$ (ср. зн. 1.5)), (Рисунок 4.6 А, Б). Породы отличаются самыми высокими положительными значениями аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.5-2.4$ (ср. зн. 2.0) (Рисунок 4.6 В).

Вверх по разрезу массива от нижней зоны к верхней наблюдается незначительное увеличение суммы РЗЭ в породах, при этом происходит изменение величины аномалии Eu от низких отрицательных (Рисунки 4.6 В, 4.7) до высоких положительных, что, скорее всего, связано с концентрированием данного элемента в плагиоклазе, содержание которого в породах верхней зоны больше и увеличивается вверх по разрезу. Аналогично увеличивается, хоть и не значительно, степень фракционирования ТРЗЭ в породах, при этом степень фракционирования ЛРЗЭ растет в породах верхней зоны, а в породах нижней зоны характеризуется широким разбросом, который перекрывает все породы верхней зоны. Обращает на себя внимание и горизонт чередования массивных габброноритов и их оливинсодержащих разновидностей. На данном участке наблюдается повышение суммы РЗЭ (до 31.85 ppm).

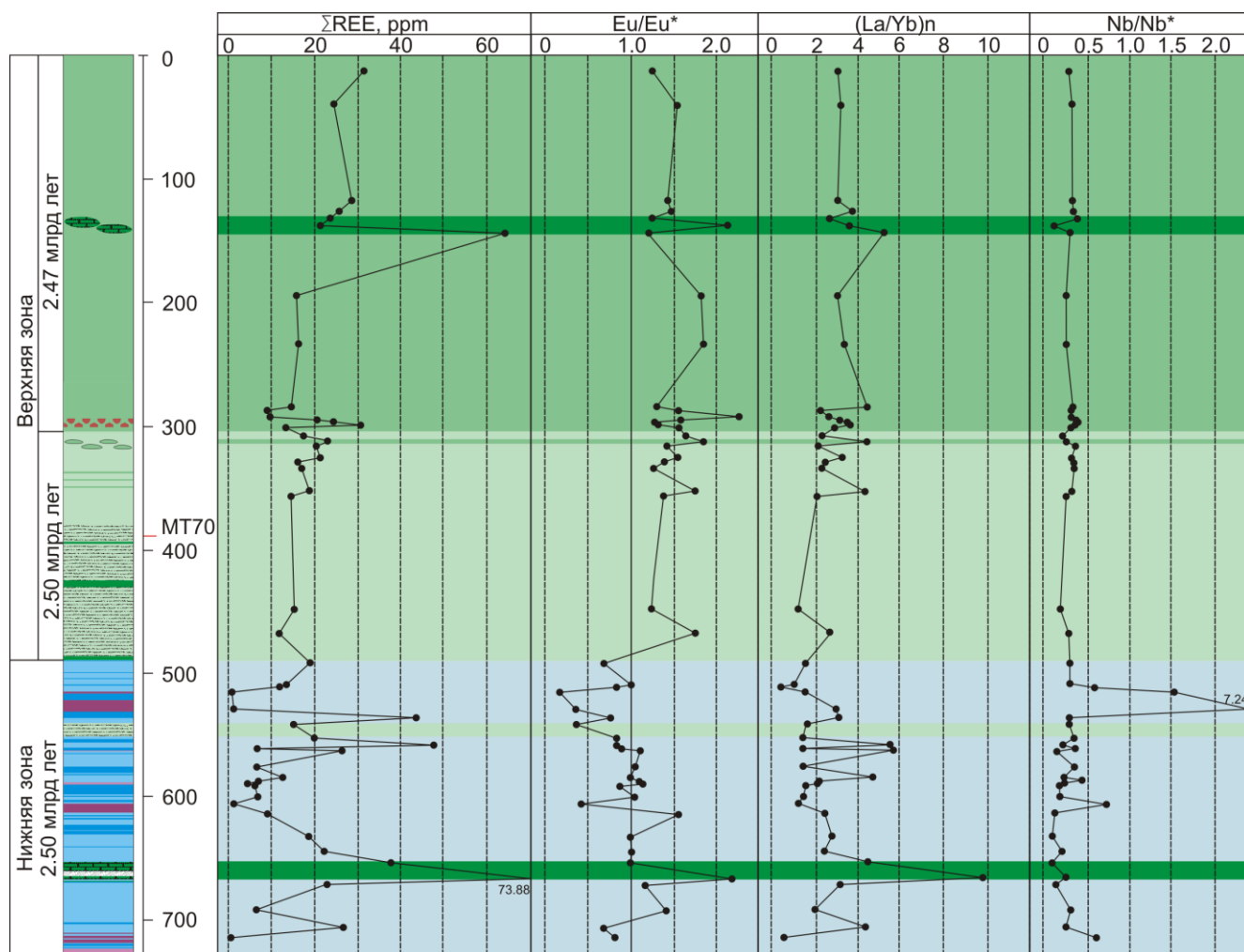


Рисунок 4.7. Соотношение геохимических параметров (сумма РЗЭ, аномалия Ец, отношение $(La/Yb)_n$, нормированное к примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989), аномалия Nb) с геологическим разрезом южной части массива Мончетундра. Условные обозначения указаны в рисунке 3.2.18.

Примечательно, что выше и ниже контакта трахитоидных габброноритов с норитами в интервале 151-170 м скважины МТ-70, последние характеризуются наибольшими концентрациями РЗЭ (43.13-47.56 ppm) (Рисунок 4.7), а также Zr, Nb, Th, и U по сравнению со своими аналогами. При этом трахитоидные габбронориты, прорывающие нижнюю зону в данном интервале, характеризуются более низкими концентрациями и суммой РЗЭ. Похожий рост концентраций РЗЭ, высокозарядных элементов, U и Th наблюдается в норитах в интервале 259-281 м скважины МТ-70 в зонах контакта с габбро-пегматитами, которые имеют более высокие концентрации всех перечисленных элементов. Скорее всего, данный рост концентраций элементов связан с воздействием флюидов в процессе

тектонической активизации при внедрении пород как верхней зоны, так и габбро-пегматитов.

Для пород верхней и нижней зоны в среднем величина Nb аномалии одинакова 0.24-0.26, при этом наблюдается широкий разброс для трахитоидных габброноритов и норитов. Наибольшими значениями, до высоких положительных, характеризуются дуниты что указывает наряду с другими геохимическими параметрами на различие в источнике первичных магм данных пород в отличие от пород массива.

Выводы по главе:

Породы массива Мончетундра по своему петрохимическому составу относятся к породам основного состава нормальной щелочности. Наиболее значимые отличия верхней от нижней зоны выражаются в более высоких содержаниях мас. % CaO, Al_2O_3 , Na_2O и пониженных FeO_t в первых. Отличия массивных (2.47 млрд лет) от трахитоидных (2.50 млрд лет) габброноритов выражаются в более высоких содержаниях мас. %, Al_2O_3 , Na_2O и низких FeO_t .

Разновозрастные породы массива характеризуются схожими геохимическими особенностями, такими как наличие Nb-Ta, Zr-Hf минимумов и Sr максимума, обогащение легкими РЗЭ, что говорит о сходстве их исходных расплавов. Массивные габбронориты возраста 2.47 млрд лет характеризуются бóльшим накоплением редких и редкоземельных элементов, что может свидетельствовать о формировании из более обогащенного источника, чем породы нижней зоны возраста 2.50 млрд лет.

Широкие вариации геохимического состава норитов, габбро-пегматитов и трахитоидных габброноритов вблизи зон контактов и тектонических нарушений, вероятно, связаны с поступлением флюидов в процессе тектонической активизации.

Дуниты, формирующие в пределах нижней зоны линзовидные и пластовые тела, характеризуются низкими концентрациями редких и редкоземельных

элементов и повышенными значениями Nb аномалии, что указывает на их происхождение из источника, отличного от такового для пород массива.

Примечательно, что самые древние породы массива – метагаббро, характеризуются самыми фракционированными спектрами рассеянных и редкоземельных элементов по сравнению с породами верхней зоны. Учитывая данные факты и то, что эти породы установлены в обрамлении юго-восточной части массива и в виде фрагментов в его верхних частях, можно предположить, что метагаббро являются частью более древнего дифференцированного массива, фрагменты которого были перемещены с более глубинных частей континентальной коры в результате тектонических событий.

ГЛАВА 5. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

5.1. Вариации изотопного состава Nd в породах массива

Для изучения и интерпретации изотопно-геохимических особенностей пород массива Мончетундра было отобрано 35 проб. Пробы были отобраны в 2011-2018 годах во время полевых исследований, проведенных Геологическим институтом Кольского научного центра РАН, и из керна скважины МТ-70 из материалов ЗАО «Терская горная компания». Также были использованы данные для 33 проб из работ (Расслоенные интрузии..., 2004б; Нерович и др., 2009; Нерович и др., 2014; Bayanova et al., 2014; Чашин и др., 2020) и ранее неопубликованные данные для 11 проб, которые были любезно предоставлены Л.И. Нерович (ГИ КНЦ РАН) из личной коллекции. Полученные новые и литературные данные приведены в Таблице 2.1 в Приложении 2.

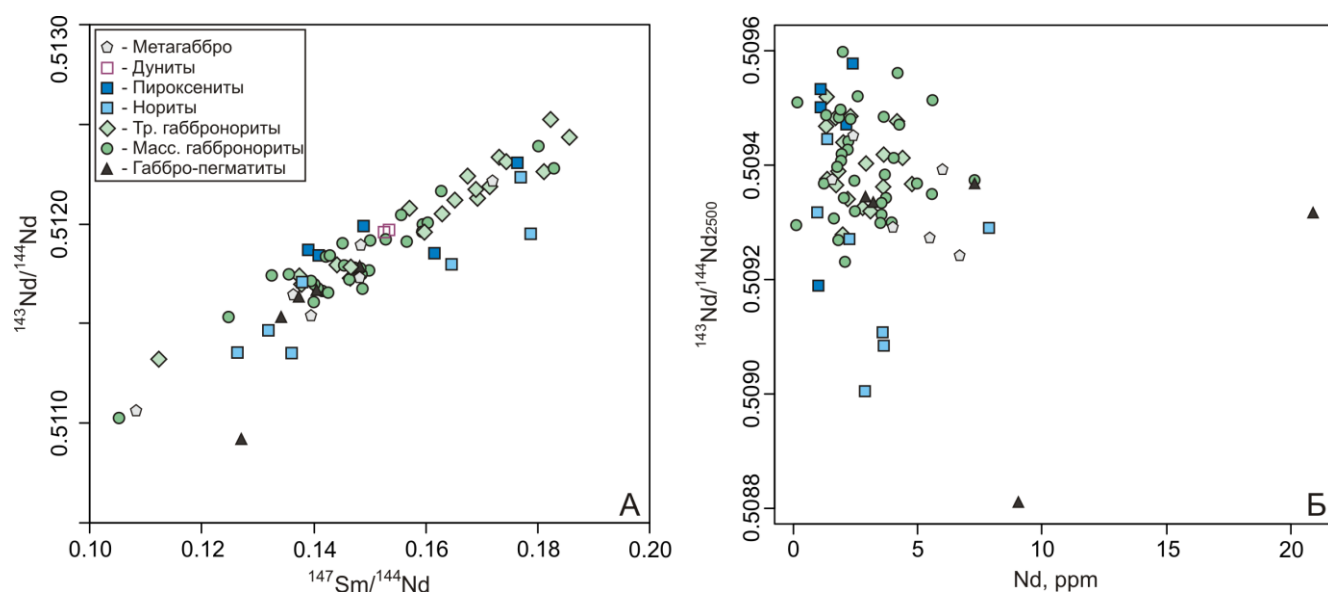


Рисунок 5.1.1. Диаграммы $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (А) и Nd -($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₂₅₀₀ (Б) для пород массива Мончетундра.

На диаграмме отношений изотопных составов Nd и Sm/Nd (Рисунок 5.1.1 А) большинство пород массива Мончетундра имеют схожие характеристики между собой. Пироксениты нижней зоны имеют схожие изотопные отношения и

концентрации Nd (Рисунок 5.1.1 Б) и характеризуются преимущественно положительными значениями величины $\epsilon_{Nd(2500)}$ от +1.5 до +2.6 (Рисунок 5.1.2), что свидетельствует о хорошей сохранности первичных изотопных характеристик, однако, на этом фоне выделяется один образец со значением величины $\epsilon_{Nd(2500)} = -4.1$. В тоже время, нориты нижней зоны показывают широкий разброс значений изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$, изотопного состава Nd (Рисунок 5.1.1), характеризуются слабыми положительными (+0.9) и отрицательными до очень низких значений величины $\epsilon_{Nd(2500)}$ от -1.6 до -7.8 (Рисунок 5.1.2). Низкие значения величины $\epsilon_{Nd(2500)} = -7.8$ могут быть следствием изменения изотопного состава Nd в процессе метаморфических изменений во время заложения Мончетундровского разлома (Рисунок 5.1.2). Положение части точек на диаграмме в изохронных координатах (Рисунок 5.1.1 А) позволяет говорить о «смещении» данной группы пород в сторону «омоложения». Данные наблюдения позволяют предполагать нарушение изотопной Sm-Nd системы в норитах на более поздних этапах становления нижней зоны. Подобный характер наблюдается в одной пробе габбро-пегматита из скважины МТ-70. Можно отметить, что в норитах нижней зоны были получены конкордантные U-Pb возрастные данные по единичным цирконам более молодых возрастов - 2060 ± 10 млн лет и 1900 ± 15 млн лет (Чашин и др., 2020), которые отражают тектонические события свекофенского времени, проявленные на северо-востоке Фенноскандинавского щита, в том числе заложение Мончетундровского разлома (Шарков и др., 2006). Метагаббро (2.52 млрд лет) имеют различные Sm-Nd изотопные отношения, характеризуются широкими вариациями величин $\epsilon_{Nd(2520)}$ от -3.0 до +1.1 (Рисунок 5.1.2).

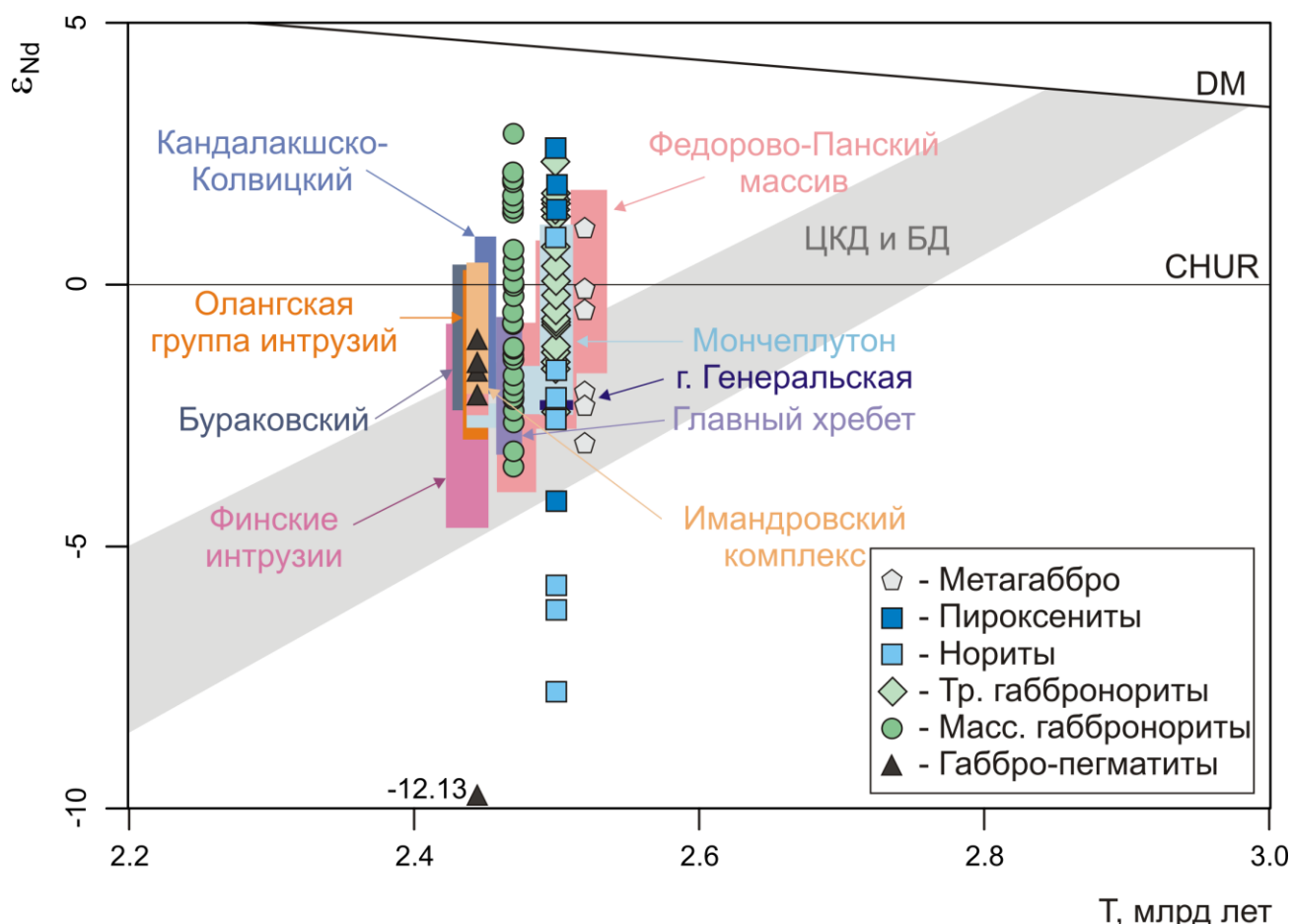


Рисунок 5.1.2. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}-T$ для пород массива Мончетундра и палеопротерозойских интрузий Фенноскандинавского щита. Данные для интрузий: Федорово-Панский массив из (Баянова, 2004; Серов, 2008; Balashov et al., 1993; Bayanova et al., 2014, 2019); Мончеплутон (Расслоенные интрузии..., 2004б; Чашин и др., 2016); гора Генеральская (Баянова, 2004); Главный хребет (Расслоенные интрузии..., 2004б; Чашин и др., 2013); Иmandровский комплекс (Баянова, 2004; Чашин и др., 2015; Balashov et al., 1993; Bayanova et al., 2014); Кандалакшско-Колвицкий массив (Балаганский и др., 1998; Steshenko et al., 2020); Олангская группа интрузий (Ревяко и др., 2012; Amelin et al., 1996); Бураковский массив (Amelin et al., 1996); Финские интрузии (Huhma et al., 1990; Hanski et al., 2001; Lauri et al., 2012; Bayanova et al., 2014; Bayanova et al., 2019), ЦКД и БД – данные для архейских пород Центрально-Кольского и Беломорского доменов (Timmerman, Daly, 1995).

Дуниты характеризуются сходными между собой изотопными Sm-Nd отношениями, а также изотопным составом Nd (Рисунки 5.1.1, Приложение 2, таблица 2.1). Стоит отметить, что ввиду отсутствия точной датировки для данных пород, все расчеты на возраст 2.5 млрд лет носят исключительно сравнительный характер. Дуниты характеризуются практически идентичными значениями величины $\epsilon_{\text{Nd}(2500)} +0.8$ и $+0.9$. Данные значения свидетельствуют о том, что

породы произошли из источника, более обогащенного по сравнению с деплетированной мантией.

Наиболее радиогенным составом Nd и высокими изотопными отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отличаются трахитоидные габбронориты (Рисунок 5.1.1). Данная группа пород характеризуется широким спектром значений $\epsilon_{\text{Nd}(2500)}$ от -2.4 до +2.3 (Рисунок 5.1.2). По своим значениям величины $\epsilon_{\text{Nd}(2500)}$ они схожи со следующей возрастной группой – массивными габброноритами ($\epsilon_{\text{Nd}(2500)}$ от -3.5 до +2.9) (Рисунок 5.1.2). Не смотря на близость изотопного состава Nd, массивные габбронориты по сравнению с трахитоидными характеризуются более низкими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Рисунок 5.1.1 А). Стоит отметить, что оливиновые разновидности массивных габброноритов не отличаются по своему изотопному составу от безоливиновых разновидностей ($\epsilon_{\text{Nd}(2500)}$ от -3.2 до +2.0).

На диаграмме зависимости изотопного состава Nd (в пересчете на возраст формирования согласно U-Pb геохронологическим данным) к концентрации Nd большинство пород массива характеризуются примерно схожими значениями изотопного состава Nd (Рисунок 5.1.1 Б). Наиболее геохимически фракционированные породы – метагаббро и габбро-пегматиты - ожидаемо характеризуются более высокими концентрациями Nd. Габбро-пегматит из нижней части скважины МТ-70 был подвержен значительным изменениям ввиду близости к зоне локального разлома и характеризуется низким отрицательным значением величины $\epsilon_{\text{Nd}(2450)} = -12.08$ (Рисунок 5.1.2). Гнездовые габбро-пегматиты, проявленные в массивных габброноритах верхней зоны, имеют схожие с последними изотопные составы Nd (значение величины $\epsilon_{\text{Nd}(2450)}$ от -2.1 до -1.1).

Изотопный состав Nd для пород нижней зоны является наиболее контрастным среди всех групп пород, при этом концентрации Nd изменяются в небольших пределах. По всей видимости, изотопная Sm-Nd система в некоторых породах данной зоны была нарушена более поздними процессами, такими как поступление флюидов во время заложения локальных разломов или поступление рудоносных флюидов на постмагматической стадии (Чашин и др., 2017).

Значения изотопного состава Nd для пород массива Мончетундра находят сходства с породами палеопротерозойских интрузий Фенноскандинавского щита возраста 2.52-2.40 млрд лет (Рисунок 5.1.2). Наличие большего количества пород с положительными значениями $\varepsilon_{Nd(T)}$ из нижней и верхней зон отличают изучаемый массив от близких по возрасту интрузий, таких как Федорово-Панский массив, Мончеплутон, гора Генеральская и Волчи-Чуна тундры (Главный хребет). Данная вариативность изотопного состава может быть связана либо с гетерогенностью мантийного источника, либо с контаминацией исходных расплавов веществом континентальной коры, которая будет рассмотрена в Главе 7.

5.2. Вариации изотопного состава Sr в породах массива

Для интерпретации изотопно-геохимических Rb-Sr данных во время полевых работ 2011-2018 гг., а также из материалов керна скважины МТ-70 (материалы ЗАО «Терская горная компания») было отобрано и проанализировано 24 пробы из пород верхней и нижней зоны. Помимо этого, были использованы опубликованные данные для 5 проб из литературных источников (Yang et al., 2016) и неопубликованные данные для 8 проб из личной коллекции Л.И. Нерович (ГИ КНЦ РАН). Измеренные Rb-Sr концентрации и изотопные отношения, а также значения величины ε_{Sr} отражены в таблице 2.2 в приложении 2.

Согласно изотопным Rb-Sr данным породы массива Мончетундра характеризуются низкими первичными $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями, характерными для мантийных пород (Рисунок 5.2.1). Можно отметить, что по содержанию Rb и Sr габброиды массива различаются. Массивные габбронориты отличаются в среднем более высокими концентрациями Sr и более выдержанными отношениями $^{87}Rb/^{86}Sr$ (Рисунок 5.2.1). Трахитоидные габбронориты характеризуются более радиогенным составом Sr относительно массивных габброноритов. Породы нижней зоны отражают контрастные $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ изотопные отношения. Габбро-пегматит из нижних частей скважины МТ-70 ожидаемо характеризуется

наибольшей концентрацией Sr и высоким отношением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и изотопным составом Sr.

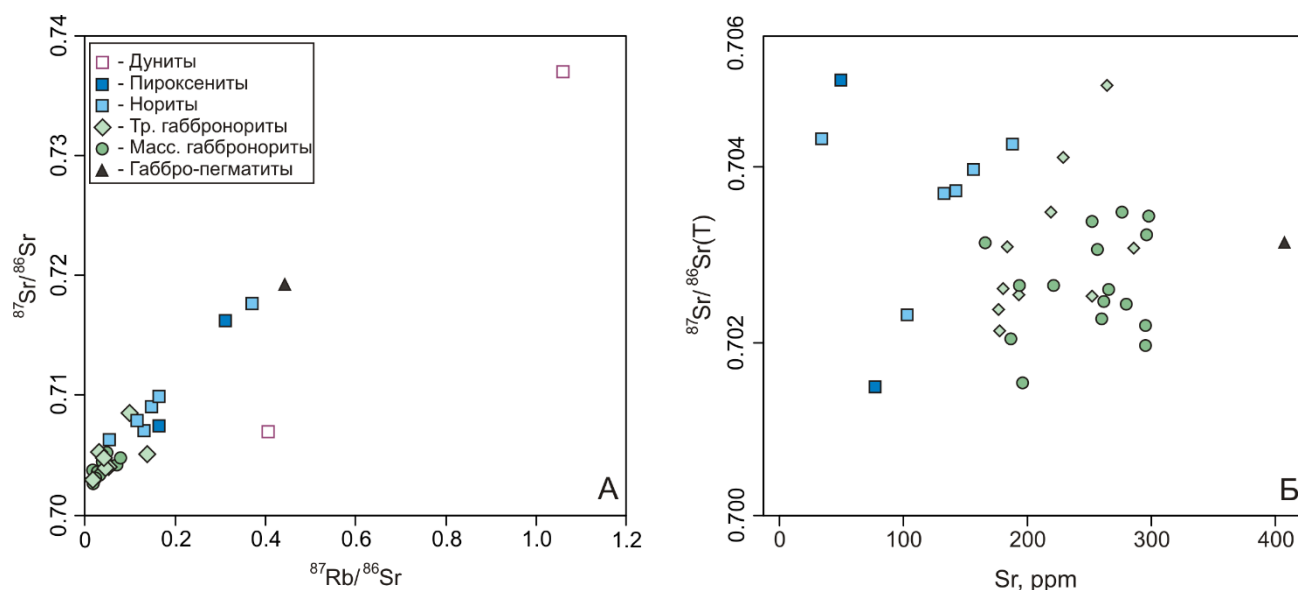


Рисунок 5.2.1 Диаграммы $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (А) и $\text{Sr}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2500}$ (Б) для пород массива Мончетундра.

На диаграмме зависимости изотопного состава Sr (на возраст формирования пород) от концентрации Sr (Рисунок 5.2.1 Б) наблюдается увеличение концентраций Sr от нижней зоны к верхней, при этом изотопный состав Sr в породах варьирует в небольших пределах от 0.7020 до 0.7049. Стоит отметить, что дуниты характеризуются очень низкими изотопными отношениями Sr в пересчете на возраст 2500 млн лет (<0.690). Данная группа пород по всем признакам является более поздней по возрасту формирования, однако, на сегодняшний день неизвестно на сколько поздней. Согласно работе (Чашин, Савченко, 2021) данные породы могут быть производными процессов океанизации континентальной коры Кольского кратона во время 2.1-2.0 млрд лет.

Выводы по главе:

Породы массива Мончетундра характеризуются близкими изотопными Nd-Sr параметрами с более выраженными вариациями в породах нижней зоны. Данная вариативность, а в частности низкие отрицательные значения величины

$\epsilon Nd_{(T)}$, по всей видимости, связана с изменением изотопной системы во время наложенных процессов.

Наличие как положительных, так и отрицательных значений величины ϵNd в породах массива может свидетельствовать либо о происхождении пород из гетерогенного мантийного источника, либо о влиянии процессов коровой контаминации первичными расплавами. Наличие мантийных значений величины $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ в пределах 0.7020-0.7049 ограничивает предположение о значительной коровой контаминации, которая должна была отразиться и на изотопном составе Sr.

Массивные габбронориты возраста 2.47 млрд лет характеризуются большей вариативностью и преимущественно отрицательными значениями $\epsilon Nd_{(T)}$, а также большим накоплением Sr, при этом схожими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ без широкой вариативности по сравнению с породами ранних интрузивных фаз. Это свидетельствует о происхождении массивных габброноритов из более обогащенного мантийного источника по сравнению с породами возраста 2.50 млрд лет.

Дуниты, согласно полученным изотопным данным, являются более молодыми образованиями, чем породы массива.

ГЛАВА 6. ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПОРОДАХ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Для изучения зависимости геохимических особенностей от содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) были определены концентрации ЭПГ (Приложение 3, Таблица 3.1) в 34 пробах пород разреза скважины МТ-70 и массивных габброноритах района скважины М1. Вариации содержаний ЭПГ в горных породах, как и РЗЭ, а также их соотношения могут применяться в качестве геохимических индикаторов при изучении условий формирования пород ультрамафитового и мафитового состава и генетически связанной с ними рудной минерализации (Леснов, 2009; Barnes et al., 1985; Bockrath et al., 2004; Ballhaus et al., 2006; Mondal, 2011). При построении диаграмм для пород со значениями концентрации ЭПГ ниже предела обнаружений были приняты значения концентраций элементов в 50% от предела обнаружения.

В изученном разрезе скважины МТ-70 было выявлено три участка с повышенными суммарными концентрациями ЭПГ, приуроченных непосредственно к породам нижней зоны – интервалы 177-194 м, 225-259 м и 318-320 м. В данных участках характерно переслаивание пироксенитов и норитов, зачастую породы метаморфизованы и характеризуются замещением первичных пироксенов амфиболом. Повышенное содержание ЭПГ напрямую связано с увеличением количества сульфидных минералов в породе. В интервале 264-275 м также наблюдается повышение концентраций ЭПГ, но уже в габбро-пегматитах. Следует отметить, что все изученные породы характеризуются преобладанием Pd над Pt. Трахитоидные и массивные габбронориты, несмотря на низкие концентрации ЭПГ, имеют более высокие значения отношения Pd/Pt по сравнению с породами нижней зоны.

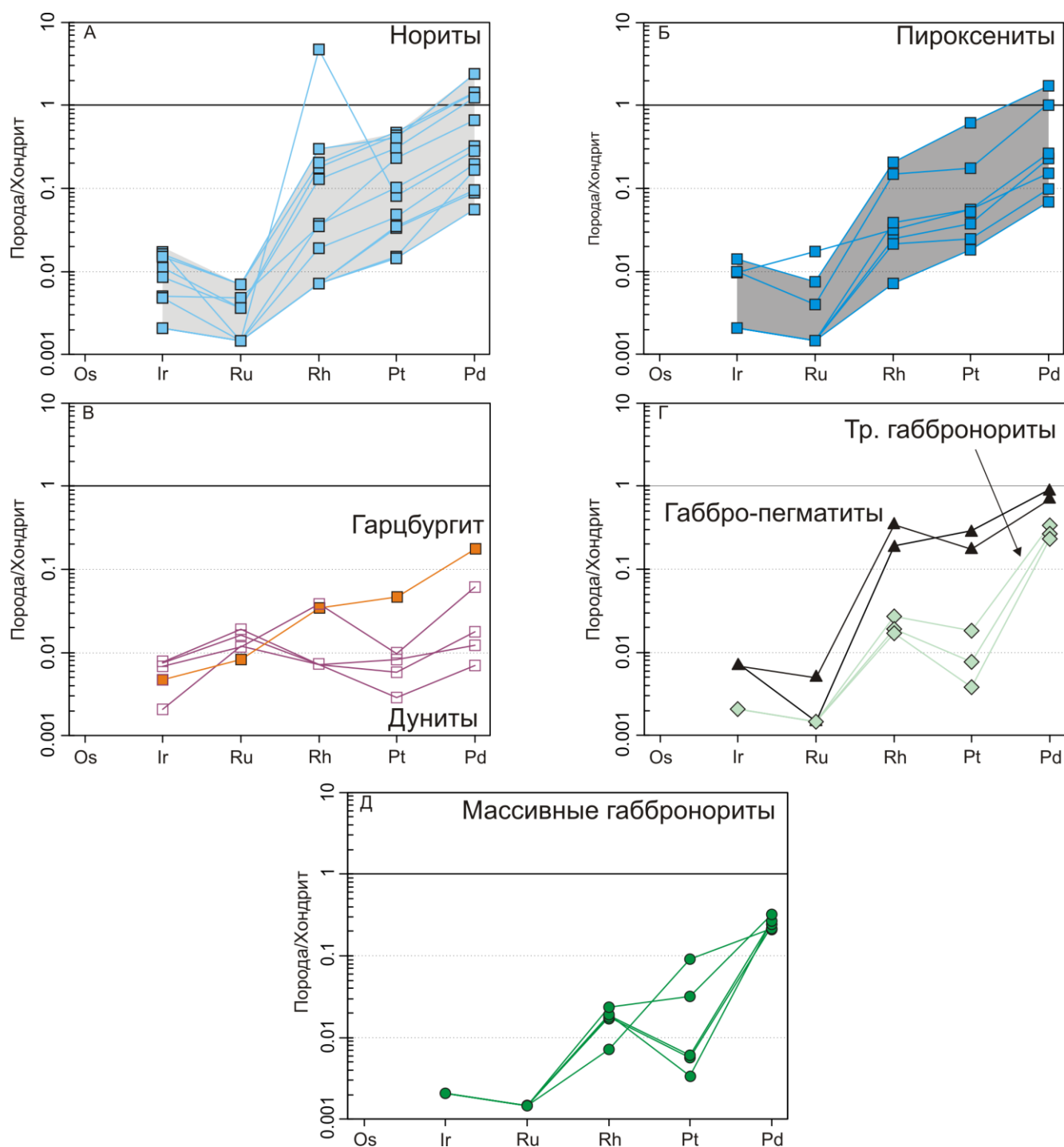


Рисунок 6.1. Спектры распределения содержаний ЭПГ, нормированных по хондриту (Jochum, 1996) в породах массива Мончетундра.

На диаграммах распределения содержаний элементов платиновой группы, нормированных по хондриту (Рисунок 6.1, Jochum, 1996), для пород массива Мончетундра можно наблюдать сходные спектры для норитов, пироксенитов и габбро-пегматитов, которые выражены в положительном наклоне при минимуме Ru (Рисунок 6.1 А, Б, Г). При этом породы с низкими и высокими

концентрациями суммы ЭПГ характеризуются идентичными конфигурациями спектров. Среди норитов выделяется один образец с повышенной концентрацией Rh при значительном обеднении остальными элементами. Графики спектров распределения ЭПГ в данных породах могут свидетельствовать о едином процессе фракционирования ЭПГ и в целом характерны для производных базальтовых мантийных расплавов (Alard et al., 2000; Mondal, 2011).

Спектры распределения ЭПГ в дунитах (Рисунок 6.1 В) характеризуются схожими конфигурациями между собой за исключением одного образца, который выделяется пиком по Rh (0.005 г/т) по сравнению с остальными дунитами, у которых концентрации Rh находятся ниже предела обнаружения. Помимо этого, спектры характеризуются небольшими пиками по Ru и Pd, при этом общие концентрации ЭПГ довольно низкие. Гарцбургит имеет схожие спектры распределения ЭПГ с норитами и пироксенитами, у которых тоже низкие суммы концентрации ЭПГ, что также может свидетельствовать о связи процессов фракционирования ЭПГ в данных породах.

Спектры распределения ЭПГ в трахитоидных и массивных габброноритах (Рисунок 6.1 Г, Д) при положительном наклоне отличаются по сравнению с породами нижней зоны выраженным минимумом по Pt, что и обуславливает высокие значения отношения Pd/Pt в данной группе пород. Образец массивного габбронорита (B26-111) выделяется сходным с породами нижней зоны спектром со значением отношения Pd/Pt = 1.33.

По соотношению суммы ЭПГ и суммы РЗЭ (Рисунок 6.2 А) большинство пород с незначительным содержанием ЭПГ характеризуются концентрациями РЗЭ до 20 г/т, за исключением двух образцов норитов. Рудные пироксениты отличаются от рудных норитов более низкими концентрациями РЗЭ, при этом не наблюдается зависимости между общими содержаниями РЗЭ и ЭПГ в данных образцах. Габбро-пегматиты характеризуются высокими концентрациями РЗЭ. Как уже было отмечено выше, трахитоидные габбронориты характеризуются высокими отношениями Pd/Pt (Рисунок 6.2 Б). В остальных породах не наблюдается зависимостей между концентрацией РЗЭ и отношения Pd/Pt за

исключением двух образцов норита и пироксенита, где эти отношения незначительно повышены.

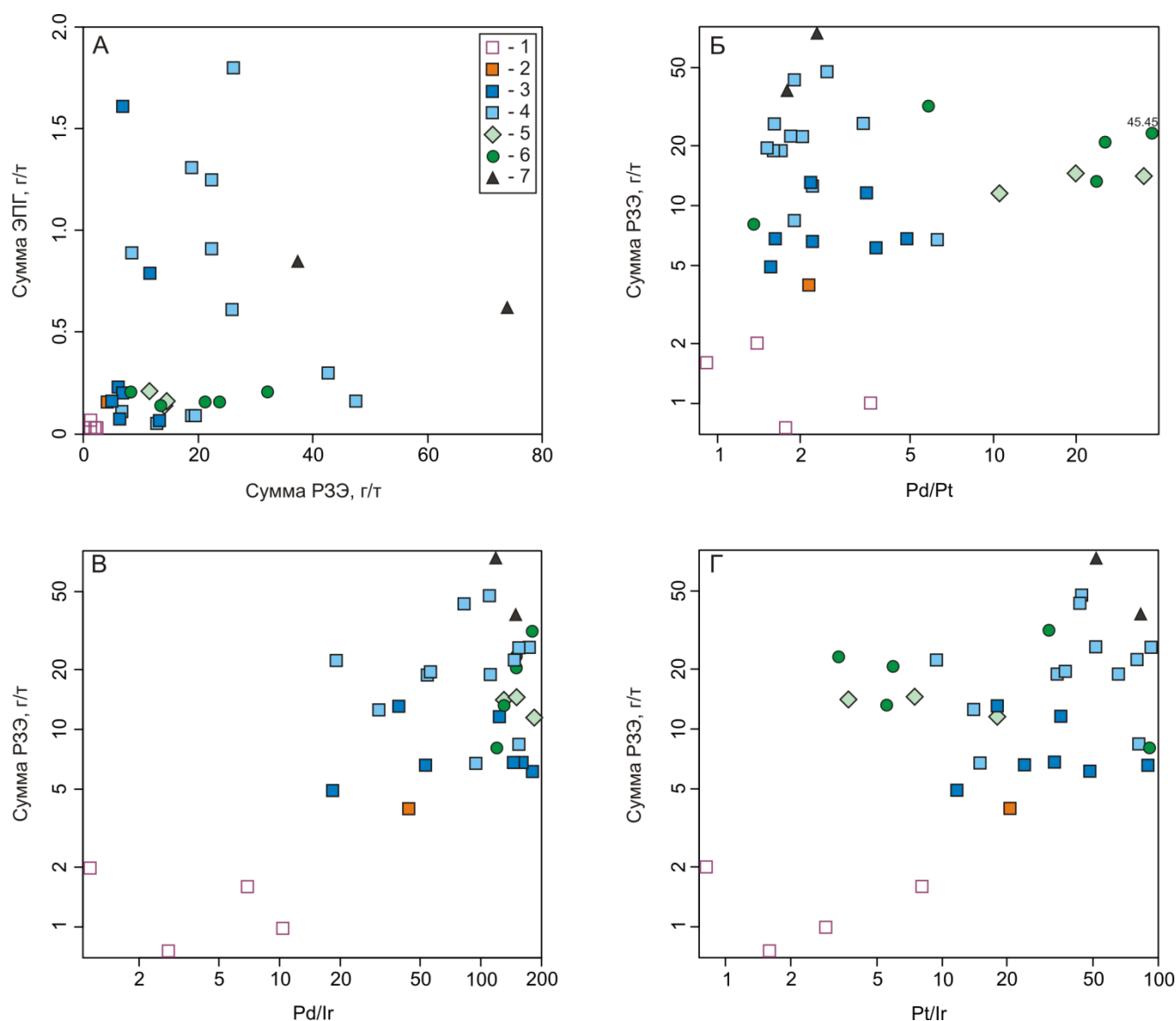


Рисунок 6.2. Соотношения между суммарными содержаниями ЭПГ, РЗЭ и значениями параметров Pd/Pt, Pd/Ir и Pt/Ir в породах массива Мончетундра. Условные обозначения: 1 – дуниты; 2 – гарцбургит; 3 – пироксениты; 4 – нориты; 5 – трахитоидные габбронориты; 6 – массивные габбронориты; 7 – габбро-пегматиты.

По соотношению суммы РЗЭ к отношению Pd/Ir (Рисунок 6.2 В) наблюдается прямая зависимость увеличения Pd/Ir отношения с увеличением содержания РЗЭ. Так как содержания Ir в породах изменяются в достаточно узких пределах (от 0.002 до 0.008 г/т), то основной причиной изменения величины отношения Pd/Ir является концентрация Pd, которая изменяется в породах от 0.04

до 1.35 г/т. Согласно работе (Barnes, et al., 1985) значение отношения Pd/Ir в плутонических породах изменяются в широких пределах от 0.1 (в хромититах офиолитов) и до экстремально высоких значений 865 (в JM рифе Стиллуотера). На данной диаграмме (Рисунок 6.2 В) дуниты характеризуются низкими значениями отношения Pd/Ir, что в целом характерно для данного типа пород (Barnes, et al., 1985), нориты и габбро-пегматиты с высокими содержаниями РЗЭ характеризуются высокими значениями отношений Pd/Ir. Аналогичные зависимости наблюдаются и в соотношении РЗЭ и отношения Pt/Ir, где в отличие от предыдущего графика от общей массы образцов отделяются трахитоидные и массивные габбронориты, которые имеют низкие концентрации Pt (от 0.002 до 0.031). На основании данных графиков можно сделать вывод, что наиболее дифференцированные и обогащенные РЗЭ породы характеризуются большими концентрациями Pd и Pt и, следовательно, более высокими отношениями Pd/Ir и Pt/Ir.

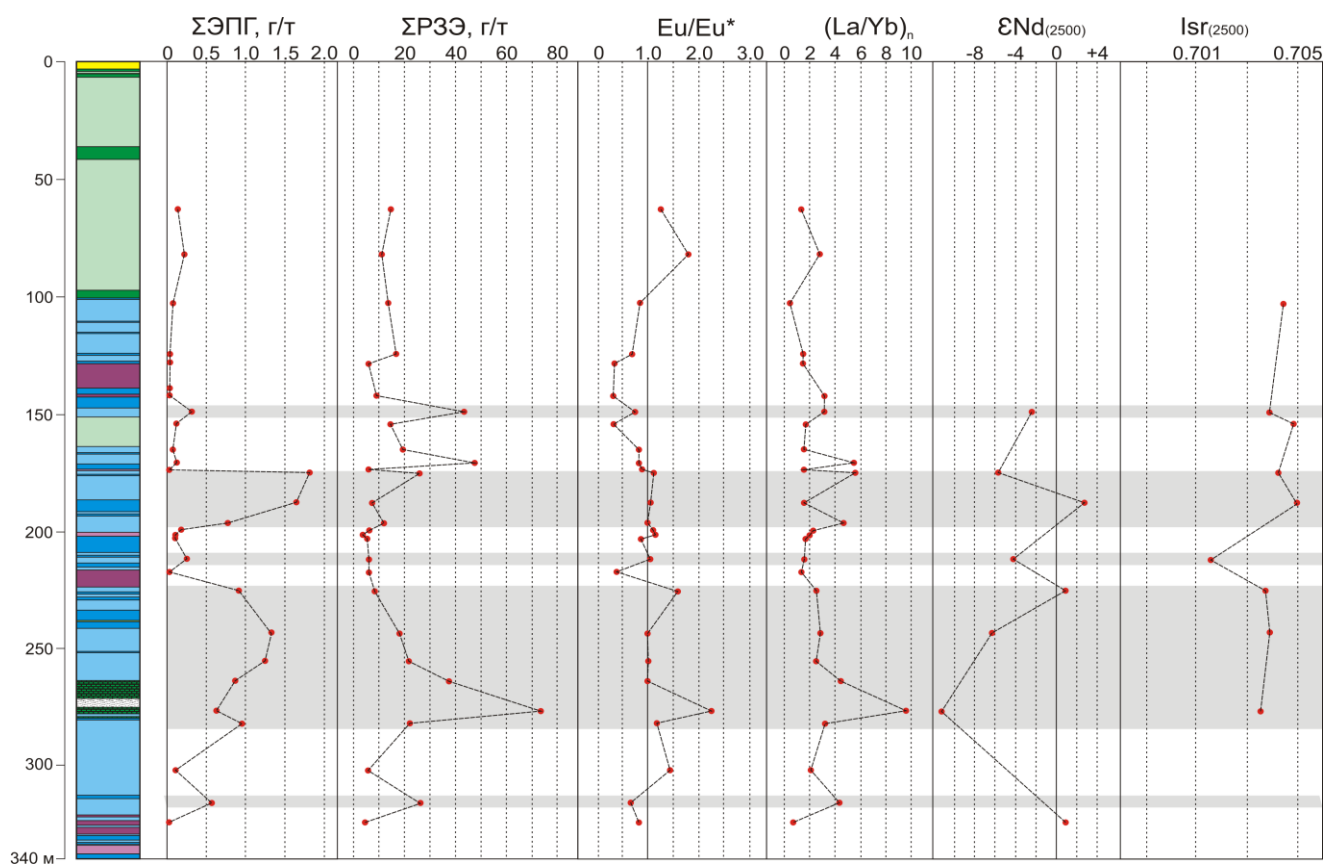


Рисунок 6.3. Соотношение между суммой ЭПГ и суммой РЗЭ, а также геохимическими параметрами Eu/Eu^* , $(La/Yb)_n$ и изотопно-геохимическими величинами $\epsilon Nd_{(2500)}$ и $ISr_{(2500)}$ в породах массива Мончетундра по разрезу скважины МТ-70. Значения $(La/Yb)_n$ нормированы по хондриту (Boynnton, 1985). Серым цветом выделены участки с содержанием ЭПГ более 0.3 г/т.

Рудоносные породы по сравнению с безрудными породами характеризуются большим содержанием редкоземельных элементов за редким исключением. Также для данных пород характерно преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ, что выражено в более крутом отрицательном наклоне спектра распределения редкоземельных элементов и более высоком значении отношения $(La/Yb)_n$ (Рисунок 6.3). Аномалия Eu не является отличительным признаком данных пород, при этом характерны ее отсутствие или слабые положительные значения. По значению величины $\epsilon Nd_{(2500)}$ можно сказать, что рудные образцы характеризуются контрастным изотопным Sm-Nd составом: пироксениты характеризуются положительными значениями за исключением одного образца, в то время как нориты преимущественно отрицательными. Значения величины $ISr_{(2500)}$ варьируют в узких пределах от 0.7015 до 0.7049, при этом таких контрастных значений между типами пород, как в случае с изотопной Sm-Nd системой, не наблюдается.

По фракционированию редкоземельных элементов (Рисунок 6.4) породы с содержанием ЭПГ более чем 0.3 г/т характеризуются высокими значениями $(La/Sm)_n$ от 2.2 до 3.5 (5.4 в габбро-пегматите) и значениями отношения $(Gd/Yb)_n$ от 0.7 до 1.2 (1.4 в габбро-пегматите), однако, среди пород нижней зоны с низким содержанием суммы ЭПГ также присутствуют породы с высокой степенью фракционирования РЗЭ. Два образца рудных пироксенитов вовсе не отличаются по $(Gd/Yb)_n$ отношению по сравнению с «безрудными» аналогами. Высокие значения $(Gd/Yb)_n$ для габбро-пегматитов являются характерными для данной группы пород. Не наблюдается резких отличий от безрудных пород по величине Nb аномалии, но стоит отметить, что ее значения низкие (от 0.1 до 0.3). Не наблюдается отличий и по отношению Nb/Yb (от 0.7 до 2.5 и 4.6 в габбро-пегматите). А по отношениям Th/Nb (от 0.4 до 1.2 и 1.2 в габбро-пегматите) и Th/Yb (от 0.3 до 1.6 и 3.0 в габбро-пегматите) наоборот, характерны более высокие значения.

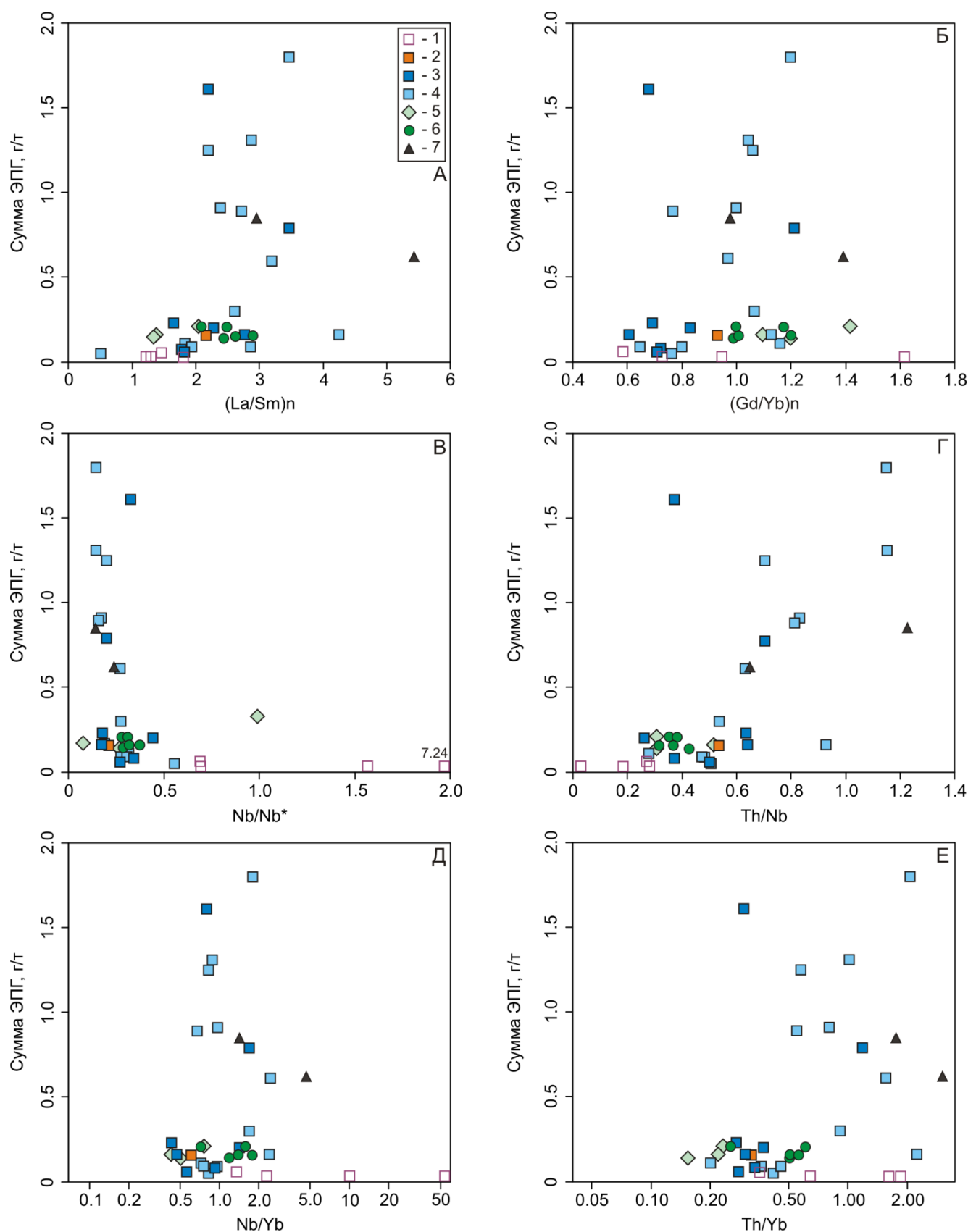


Рисунок 6.4. Соотношение между содержанием ЭПГ и отношениями геохимических параметров $(La/Sm)_n$, $(Gd/Yb)_n$, Nb/Nb^* нормированные по хондриту (Boynnton, 1985), Th/Nb , Nb/Yb и Th/Yb в породах массива Мончетундра. Условные обозначения: 1 – дуниты; 2 – гарцбургит; 3 – пироксениты; 4 – нориты; 5 – трахитоидные габбронориты; 6 – массивные габбронориты; 7 – габбро-пегматиты.

Наличие в рудных образцах повышенных значений геохимических параметров фракционирования РЗЭ, некоторых несовместимых элементов, а также контрастных изотопных составов Nd свидетельствует о значительном изменении редкоэлементного состава пород в процессе рудогенеза. Согласно работе (Чашин и др., 2017) формирование благороднометального оруденения в породах нижней зоны связано с поступлением рудоносных флюидов на позднемагматической, посткумулусной стадии (1050–850°C) при переменных окислительно-восстановительных условиях и продолжалось до постепенного снижения температуры до 450°C в условиях уменьшения концентрации серы. Данный процесс носил локальный характер, таким образом, в разрезе нижней зоны представлены как геохимически измененные рудные породы, так и безрудные породы, которые сохранили свои характеристики.

Выводы по главе:

Содержание и распределение элементов платиновой группы в сочетании и соотношении с редкоземельными и рассеянными элементами в породах массива Мончетундра свидетельствует о том, что нориты, пироксениты и гарцбургит нижней зоны из разреза скважины МТ-70 участвовали в едином процессе фракционирования данных элементов. Трахитоидные и массивные габбронориты верхней зоны имеют отличные от пород нижней зоны сочетания ЭПГ и их соотношения с РЗЭ, что свидетельствует о том, что породы данной зоны не участвовали в едином процессе рудогенеза. Данные различия могут свидетельствовать о формировании пород нижней и верхней зон в различных обстановках (камерах?) либо о локальных процессах обогащения рудоносными флюидами, которые проявлялись в породах нижней. Рудоносные флюиды оказали значительное влияние на первичный геохимический и изотопный Nd состав пород нижней зоны.

ГЛАВА 7. МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

7.1. Разнообразие источников вещества

Совокупность изотопных Sm-Nd и Rb-Sr данных для магматических горных пород содержит важную информацию об их источнике. На сегодняшний день на основе анализа многочисленных геохимических и изотопно-геохимических баз данных известно о существовании значительного количества мантийных резервуаров, являющихся источниками родоначальных магм при формировании пород в различных геодинамических обстановках: DM, HIMU, EM-1, EM-2, PM, SCLM и др. (Zindler, Hart, 1986; Sun, McDonough, 1989; Glazner, Farmer, 1992; Hoffman, 1997; Griffin et al., 1999, 2008; Farmer, 2003; Salters, Stracke, 2004 и др.). Ввиду того, что большинство резервуаров были выявлены при анализе и интерпретации данных для фанерозойских пород, сравнение источников вещества для докембрийских пород с данными резервуарами должно проводиться с осторожностью. Формирование пород массива Мончетундра, наряду с базит-гипербазитовыми интрузиями Фенноскандинавского щита, такими как Федорово-Панский, массив горы Генеральская, Мончеплутон, Олангская группа интрузий, Портимо-Пеникат-Кеми и др., связывают с действием долгоживущего мантийного плюма в интервале 2.52-2.39 млрд лет (Митрофанов и др., 2013, Sharkov et al., 1999; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019).

Согласно работам (Вревский, 2011; Криволуцкая и др., 2010; Ревяко и др., 2012; Huhma, 1990; Hanski, 1992, 2012; Amelin, Semenov, 1995; Amelin et al., 1996; Чашин и др., 2008; Bayanova et al., 2009, 2019; Lauri et al., 2006, 2012; Krivolutskaya, 2016; Yang et al., 2016; Mitrofanov et al., 2019 и др.) палеопротерозойские расслоенные интрузии Фенноскандинавского щита в целом характеризуются близкими первичными изотопными Nd-Sr значениями: значения величины $\epsilon_{Nd(T)}$ варьируют в пределах от -5 до +3, а значения $I_{Sr(T)}$ изменяются от 0.700 до 0.706 (Рисунок 7.1.1). Также породы интрузий имеют схожие геохимические особенности: повышенные концентрации ЛРЗЭ, повышенные La/Sm отношения, наличие Ta-Nb минимумов и Sr максимума. На основании этих

данных представляется модель формирования интрузий из обогащенного долгоживущего мантийного плюма, который взаимодействовал с породами континентальной коры, что привело к появлению вариативности в редкоэлементном и изотопном составе Nd.

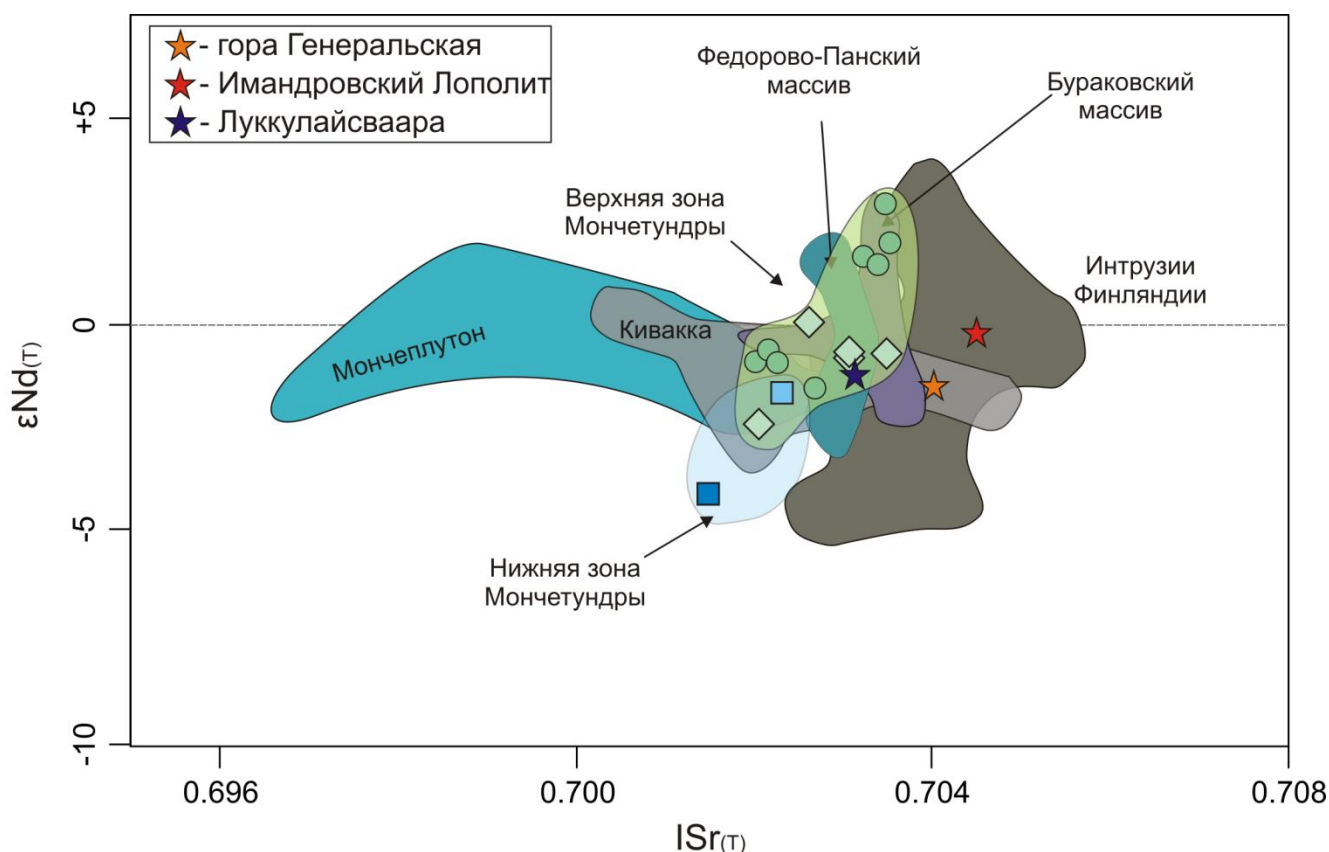


Рисунок 7.1.1. Диаграмма $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ - $\text{ISr}(\text{T})$ для расслоенных палеопротерозойских массивов Фенноскандинавского щита. Массив Мончетундра – данные представлены в приложении, использована выборка наименее измененных образцов. Данные для массивов: Мончеплутон (Bayanova et al., 2009; Yang et al., 2016); Федорово-Панский массив (Bayanova et al., 2009; Serov, 2020); массив горы Генеральская (Balashov et al., 1993); Кивакка (Amelin, Semenov, 1996; Ревяко и др., 2012); Бураковский массив, Луккулайсваара (Amelin, Semenov, 1996); Финские расслоенные интрузии (Bayanova et al., 2009; Mitrofanov et al., 2019).

Изотопный Nd-Sr состав пород массива Мончетундра (Рисунок 7.1.1) имеет сходство с аналогичными массивами Фенноскандинавского щита. И как уже было упомянуто выше, подобные изотопно-геохимические характеристики могут быть объяснены взаимодействием плюма с континентальной корой. Анализ геохимических и изотопно-геохимических данных для множества вулканических и интрузивных серий палеопротерозоя (Чашин и др., 2008; Вревский, 2011; Ревяко и др., 2012; Арзамасцев и др., 2020; Hanski, 1992; Amelin et al., 1995; Amelin,

Semenov, 1996; Puchtel et al., 2007; Puchtel et al. 2011; Hanski, 2012; Yang et al., 2016 и др.) свидетельствует о возможном влиянии процессов коровой ассимиляции на их формирование. При этом ассимиляция может проходить на нескольких этапах: при кристаллизации в магматической камере, при внедрении в магматическую камеру по подводющему каналу от мантийного источника, при подплавлении нижней коры головной частью мантийного плюма и др.

Помимо взаимодействия плюм-континентальная кора, геохимические и изотопно-геохимические особенности, характерные для палеопротерозойских интрузий Фенноскандинавского щита, могут быть получены в результате формирования родоначальных расплавов из литосферной мантии или при взаимодействии с ней более деплетированного мантийного источника (Смолькин и др., 2009; Егорова, 2022; Farmer, 2003; Maier, Groves, 2011; Pearce, Reagan, 2019). Существует также мнение о происхождении родоначальных расплавов из единого мантийного источника, изначально обогащенного литофильными элементами и имеющего сходство с источником типа EM-1 (Amelin, Semenov, 1996; Snyder et al., 1996; Sharkov et al., 1999; Bayanova et al., 2009).

Об участии в формировании пород массива Мончетундра расплавов разного состава свидетельствуют данные по дайкам и жилам (Чистяков, Кудряшова, 2010; Нерович и др., 2014; Борисенко и др., 2015). В массиве выделены 4 группы даек, для которых на основе изучения Sm-Nd, Rb-Sr изотопных систем и распределения редких элементов, предполагаются различные источники исходных расплавов: 1) титанистые ферродолериты, родоначальные расплавы которых произошли из геохимически обогащенного глубинного плюмового источника; 2) ферродолериты, сформировавшиеся из магм, возникших в деплетированном мантийном источнике (DM); 3) низкотитанистые и низкожелезистые габбро-долериты, родоначальные расплавы которых зародились в литосферной мантии, обедненной несовместимыми элементами после архейских процессов корообразования; 4) дайки меланократовых троктолитов (гарризитов), секущие массивные габбронориты, характеризуются геохимическими метками, близкими к деплетированному мантийному источнику. Принимая плюмовую природу

интрузива, источником расплавов базитового состава может служить обогащенное вещество головы плюма. Обедненные источники родительских ферродолеритовых и меланотроктолитовых расплавов даек могли образоваться в теле плюма при его продвижении через верхнюю мантию или располагаться в обедненном веществе астеносферной мантии, подплавленной в процессе плюм-литосферного взаимодействия. Дайки титанистых ферродолеритов отличаются от всех пород по своим Rb-Sr данным и по концентрациям ЛРЗЭ. Состав их источника определяется смешением геохимически обогащенного глубинного плюмового и деплетированного астеносферного компонентов (Нерович и др., 2014).

7.2. Влияние коровой контаминации на вещественный состав пород

Для определения степени вероятной коровой контаминации пород массива Мончетундра была проведена выборка наименее измененных образцов. Были исключены образы с метаморфическими изменениями и рудные образцы пород нижней зоны. Также были исключены образцы метагаббро и дунитов, происхождение которых является дискуссионным, и габбро-пегматиты.

Для оценки степени влияния вероятных коровых контаминантов на родоначальные расплавы пород массива были построены диаграммы La/Sm и Nb/La (Рисунок 7.2.1 А) и Nb/Th (Рисунок 7.2.1 Б). Линии составов пород при контаминации и фракционировании родоначальных магм (AFC) были построены с использованием уравнений DePaolo (1981). Коэффициенты распределения элементов для минералов мантийного расплава, равновесного с пироксенитами нижней зоны, взяты из работы (Torres-Alvarado et al., 2003). Диаграммы построены с использованием программной надстройки AFC-Modeler для Microsoft Excel (Keskin, 2013). Линиями показаны изменения составов пород при ассимиляции первичным мантийным расплавом более древних пород континентальной коры. Точками отмечены составы расплавов с разной степенью контаминации, показанной в процентах.

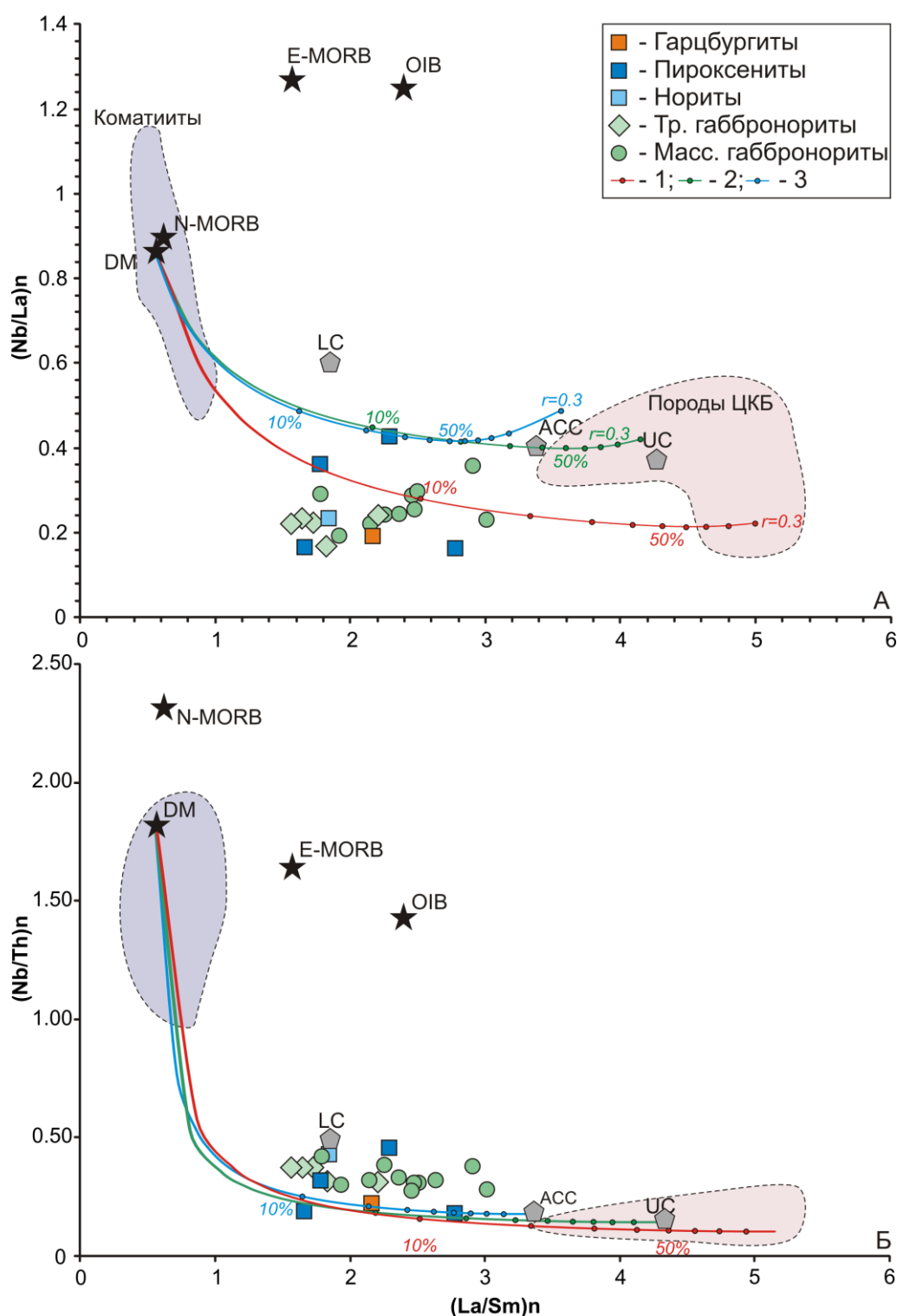


Рисунок 7.2.1. Диаграмма зависимости отношений $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_n$ (А) и $(Nb/Th)_n$ (Б) нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Цифрами в условных обозначениях обозначены линии смешения AFC между мантийным компонентом DM и 1 – породами Центрально-Кольского блока (Мыскова, Милькевич, 2016); 2 – верхней континентальной коры (Rudnik & Gao, 2013); 3 – средним составом континентальной коры (Rudnik, Fountain, 1995). Точками на линиях смешения отмечены процентные содержания вклада корового компонента. Точки отмечены через каждые 10%. Поля и точки мантийных резервуаров согласно: DM (Salters, Stracke, 2004), OIB, E-MORB, N-MORB (Sun, McDonough, 1989), поле коматиитов Алексо и Тексмонт, Абитиби, Канада (Lahaye et al., 1995).

В качестве коровых контаминантов были выбраны гнейсы Центрально-Кольского блока (красная линия, проба 1/1 из работы (Мыскова, Милькевич, 2016)), средние значения для верхней континентальной коры даны согласно работе (UC, зеленая линия, Rudnik, Gao, 2003) и средний состав континентальной коры приведен по работе (АСС, синяя линия, Rudnik, Fountain, 1995). В качестве мантийного источника был выбран состав деплетированной мантии согласно работе (Salters, Stracke, 2004); также были использованы данные для коматиитов Алексо и Тексмонт зеленокаменного пояса Абитиби с возрастом около 2.7 млрд лет. Для сравнения были нанесены и другие мантийные резервуары согласно (Sun, McDonough, 1989), и составы пород Центрально-Кольского блока (Мыскова, Милькевич, 2016).

На диаграммах зависимости отношений $(La/Sm)_n$ и $(Nb/La)_n$ (Рисунок 7.2.1 А) и $(Nb/Th)_n$ (Рисунок 7.2.1 Б) породы массива Мончетундра формируют тренд с увеличением $(La/Sm)_n$ отношений от трахитоидных габброноритов к массивным габброноритам. При этом породы нижней зоны имеют диапазон значений $(La/Sm)_n$ отношения от 1.5 до 2.8 и проявляют большую вариативность в отношениях $(Nb/La)_n$ и $(Nb/Th)_n$. Если предполагать, что породы массива произошли из деплетированного мантийного резервуара, состав которого сходен с таковыми коматиитовых расплавов, то наименьшую степень коровой контаминации – от 5% до 10% – имеют трахитоидные габбронориты верхней зоны. Степень контаминации увеличивается далее примерно от 7% до 15% к массивным габброноритам. Степень контаминации в породах нижней зоны в одном образце пироксенита достигает уровня 12%, в то время как остальные пробы отражают не более 7%. При этом наиболее вероятным контаминантом для пород всего массива являются породы Центрально-Кольского блока.

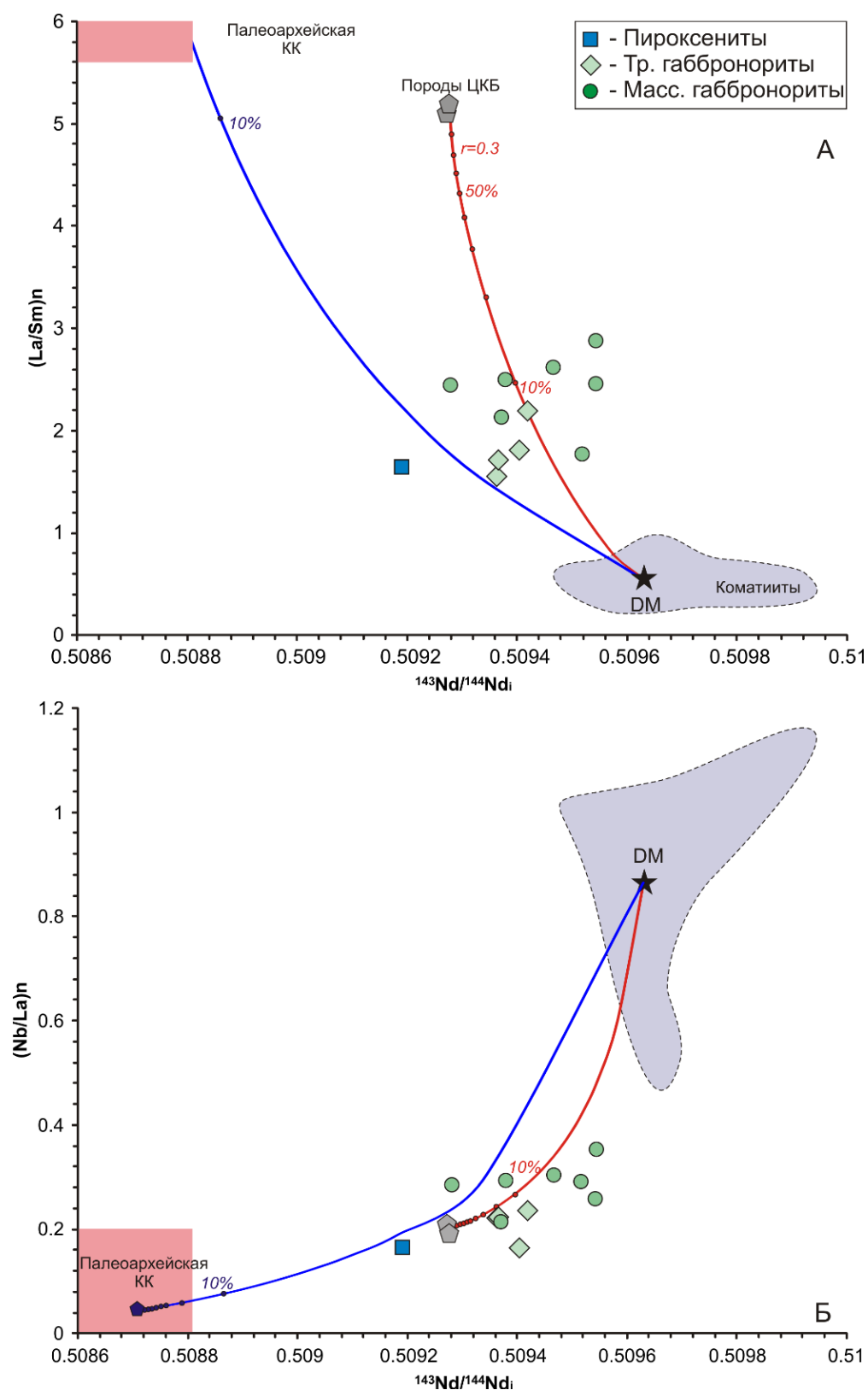


Рисунок 7.2.2. Зависимость изотопного состава Nd и отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (А) и $(\text{Nb}/\text{La})_n$ (Б) нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) в породах массива Мончетундра. Точками на линиях AFC отмечены процентные содержания вклада корового компонента. Точки отмечены через каждые 10%. Данные для пород ЦКБ согласно (Мыскова, Милькевич, 2016), для палеоархейской континентальной коры (Hamilton et al., 1983; Mutanen, Nuhma, 2003). Поля и точки мантийных резервуаров согласно: DM (Goldstein, Jacobsen, 1988; Salters, Stracke, 2004), коматииты Алексо и Тексмонт, Абитиби, Канада (Lahaye et al., 1995).

На диаграммах зависимости изотопного состава Nd и отношений $(La/Sm)_n$ (A) и $(Nb/La)_n$ (Рисунок 7.2.2) пироксенит нижней зоны отличается от других пород массива менее радиогенным изотопным составом Nd и его изотопный состав не может быть результатом смешения обедненного мантийного резервуара с породами Центрально-Кольского блока. В качестве вероятных контаминантов при моделировании были использованы составы палеоархейских гнейсов Сиуруа (Финляндия) (Mutanen, Nuhma, 2003) и Исуа (Гренландия) (Hamilton et al., 1983). Положение состава пироксенита может отражать незначительную контаминацию с веществом сходным с палеоархейскими гнейсами на уровне 3%. Породы верхней зоны на данных диаграммах формируют облако точек и их состав не может объясняться одной линией смешения между деплетированным мантийным источником и породами ЦКБ, что может свидетельствовать либо о гетерогенном изотопном составе мантийного источника, либо о неравномерной ассимиляции корового вещества.

Похожая закономерность наблюдается и на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \text{Nd}$ (Рисунок 7.2.3), однако, точек составов пород массива на диаграмме и соотношение их с линиями смешения с составами пород Центрально-Кольского блока противоречиво. Установить единый контаминант для всех пород не представляется возможным. Низкие концентрации Nd и при этом менее радиогенный изотопный состав Nd в некоторых породах нижней зоны может указывать на контаминацию с палеоархейскими гнейсами при степени 3-4%. Два анализа пироксенитов и часть пород верхней зоны отражают минимальный вклад коровой компоненты, а для остальных пород ее степень редко превышает 20% и составляет в среднем 5–10% при использовании в качестве контаминанта неоархейских пород Центрально-Кольского блока. Стоит отметить, что часть массивных габброноритов формируют область с высоким радиогенным изотопным составом Nd, характерную для дифференцированных пород, без коровой контаминации.

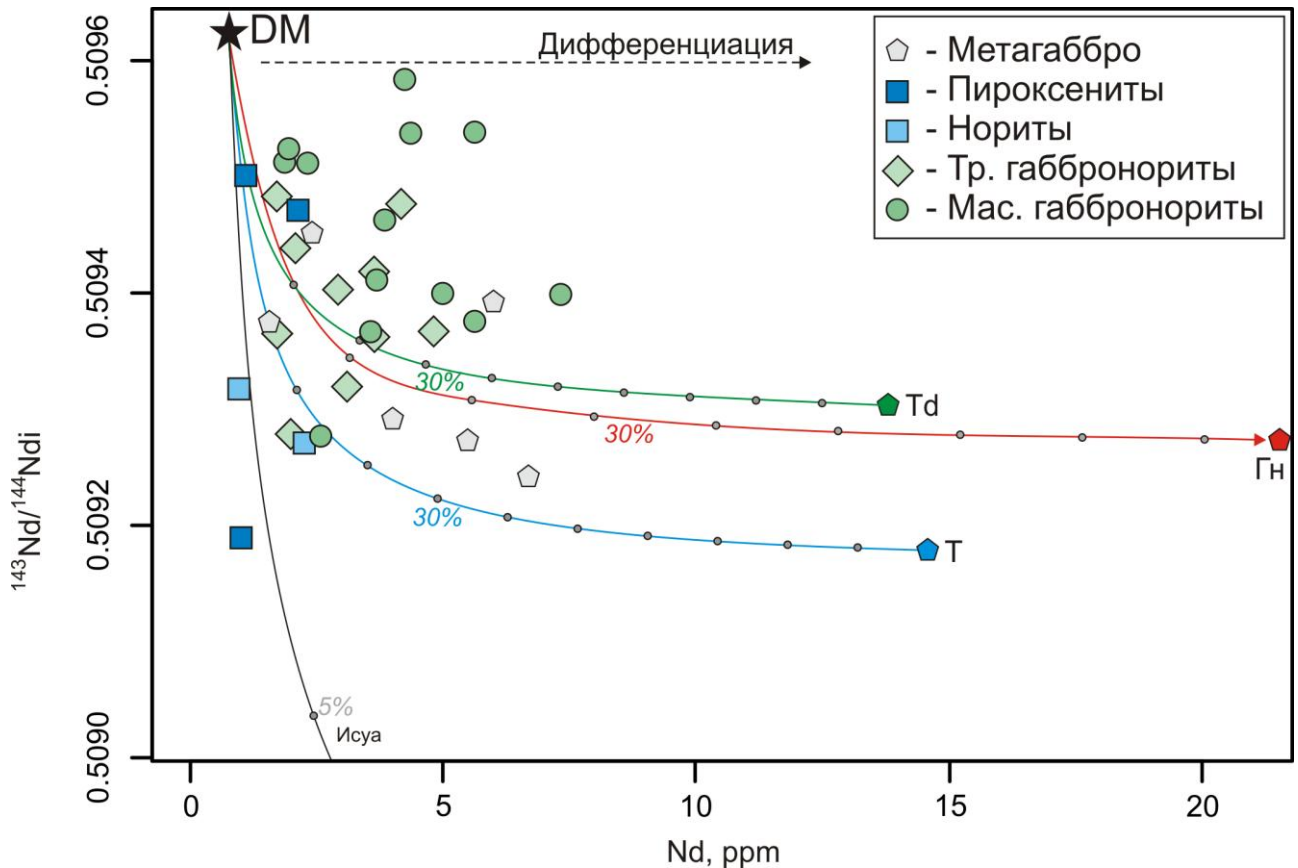


Рисунок 7.2.3. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Nd для пород массива Мончетундра (с использованием литературных данных указанных в Приложении 2). Линиями отмечены кривые простого двухкомпонентного смешения с коровыми породами. При построении линий были использованы уравнения 9.2 и 9.21 из (Фор, 1989). В качестве коровых контаминантов выбраны: зеленая линия (Td) – трондьемиты (Timmerman, Daly, 1995); красная линия (Гн) – гнейсы кольской серии (Мыскова, Милькевич, 2016); синяя линия (Т) – тоналит (Timmerman, Daly, 1995); серые линии – палеоархейские гнейсы Исца (Hamilton et al., 1983).

Согласно проведенным исследованиям, степень коровой контаминации в породах массива варьирует в пределах от 3% до 15%. Однако, при столь значительной степени контаминации должны проявляться изменения не только в составе редких и рассеянных элементов, но и в содержании петрогенных элементов. Следовательно, наиболее контаминированные образцы должны иметь повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 и пониженные FeO , MgO , CaO . В породах данных изменений не наблюдается (Рисунок 7.2.4), и они формируют области с характерными составами для каждой группы.

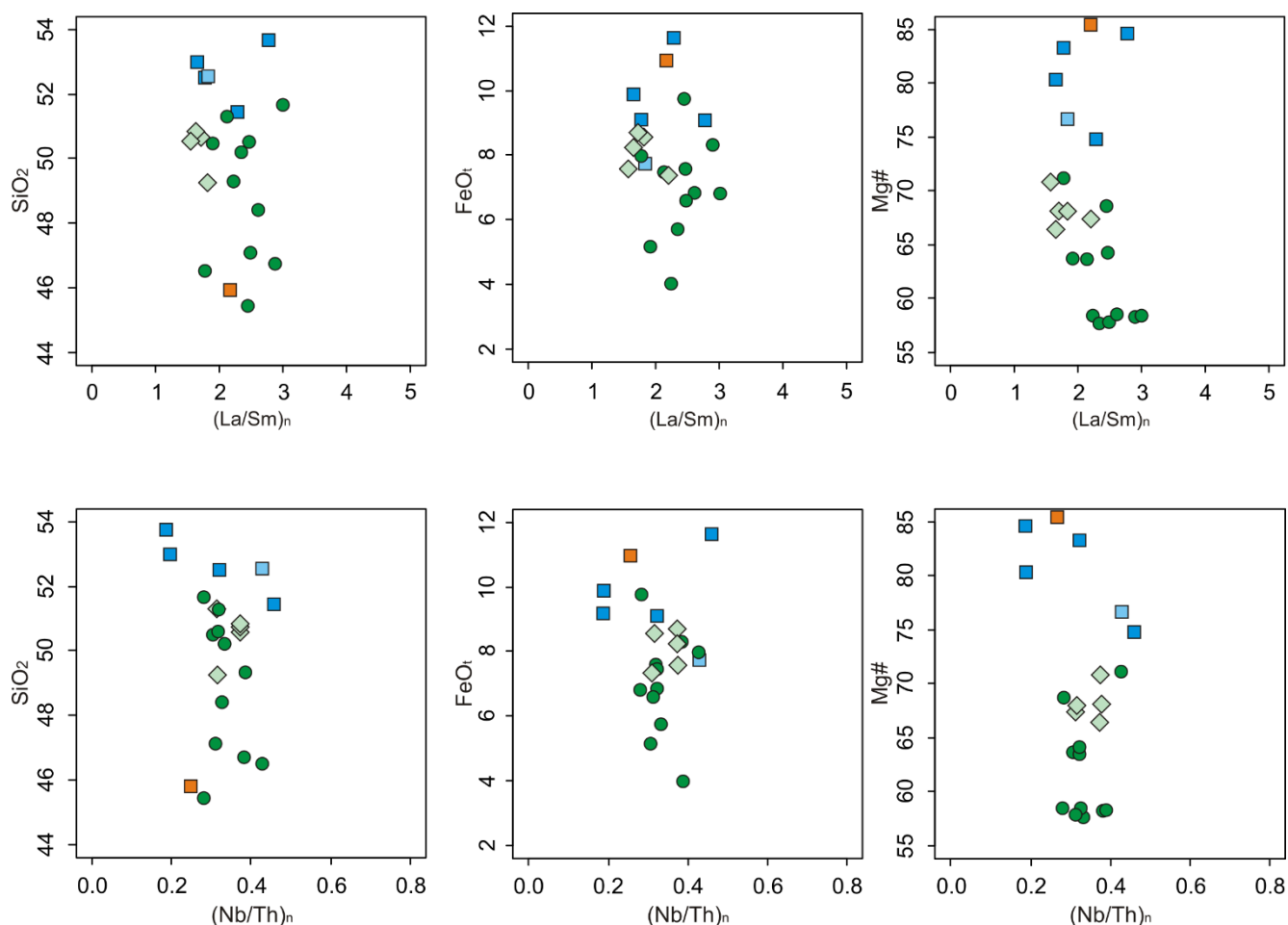


Рисунок 7.2.4. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{-FeOt-Mg\#}$ относительно $(\text{La/Sm})_n$ и $\text{SiO}_2\text{-FeOt-Mg\#}$ относительно $(\text{Nb/Th})_n$ для пород массива Мончетундра. Условные обозначения соответствуют рисунку 7.2.1.

Следует также отметить, что, по всей видимости, первичный состав источника был отличен от деплетированной мантии и моделирование процессов контаминации не отражает истинный вклад коровой компоненты. Таким образом, можно сделать вывод, что породы массива произошли из более обогащенного мантийного источника относительно деплетированной мантии и коровая контаминация, степень которой была не значительна, не являлась ключевым фактором в изменении первичного геохимического состава исходного расплава.

7.3. Роль литосферной мантии в формировании массива Мончетундра

На диаграмме $\text{Nb/Yb} - \text{Th/Yb}$ (Рисунок 7.3.1) для пород массива Мончетундра Th/Yb и Nb/Yb отношения увеличиваются от трахитоидных

габброноритов к массивным, что в целом соответствует характеру распределения редкоземельных и рассеянных элементов для данных групп пород (Рисунок 4.5).

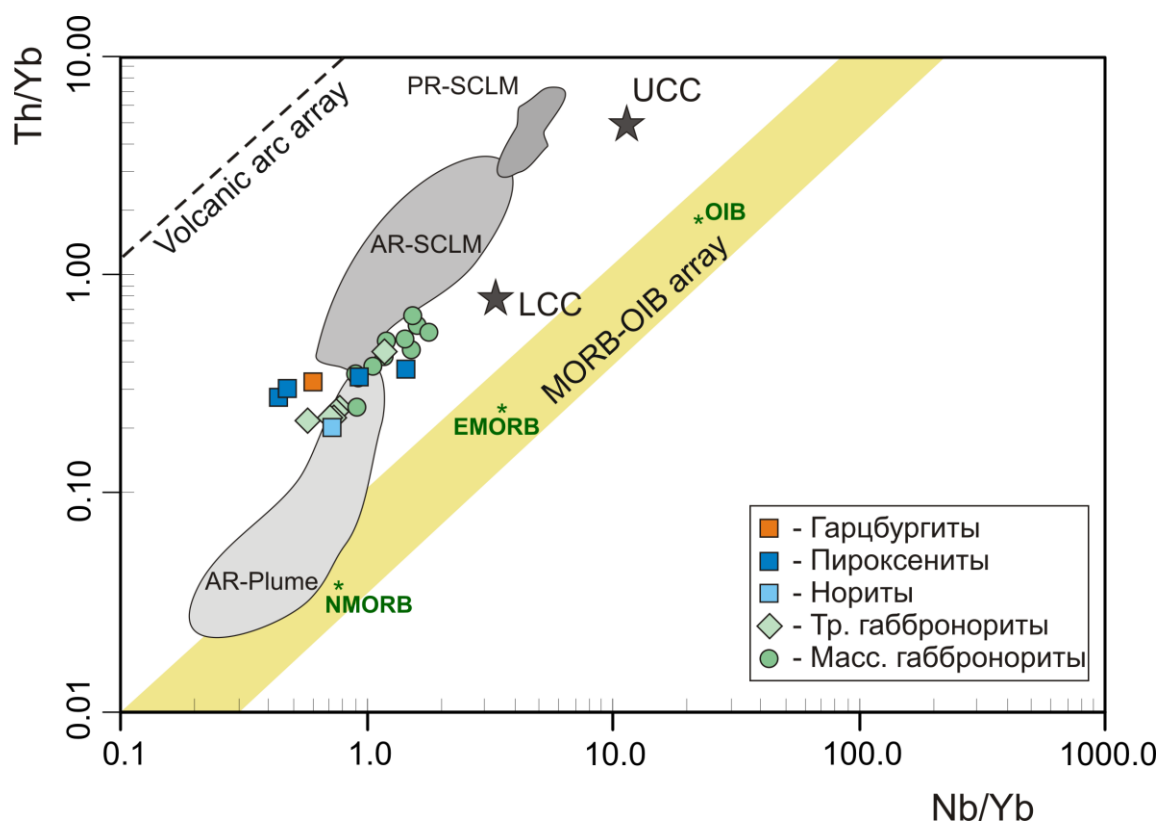


Рисунок 7.3.1. Диаграмма Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008; Pearce, Reagan, 2019) для пород массива Мончетундра. Звездами показаны составы для нижней (LCC) и верхней (UCC) континентальной коры согласно (Rudnik, Fountain, 1995); поля согласно (Pearce, Reagan, 2019): AR-Plume – архейские внутриплитные базиты производные плюмовыми источниками; AR-SCLM – архейские внутриплитные базиты, производные субконтинентальной литосферной мантией (СКЛМ); PR-SCLM – протерозойские внутриплитные базиты, производные СКЛМ.

Пироксениты и гарцбургит занимают положение между трахитоидными и массивными габброноритами, а норит близок по своим отношениям к трахитоидным габброноритам. Согласно работе (Pearce, Reagan, 2019) расположение точек пород массива на данной диаграмме соответствует положению между архейскими внутриплитными базитами, производными плюмовых источников и протерозойскими внутриплитными базитами, производными литосферной мантией. Данное положение пород массива Мончетундра может быть объяснено смешением плюмового вещества и вещества

литосферной мантии. При этом более молодые породы – массивные габбронориты возраста 2.47 млрд лет – характеризуются более высокими Nb/Yb и Th/Yb отношениями.

На диаграмме TiO_2/Yb — Th/Yb (Рисунок 7.3.2, Pearce et al., 2021) положение точек для пород массива Мончетундра отвечает производным субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Для пород нижней зоны характерен вертикальный тренд с сохранением значений отношений TiO_2/Yb .

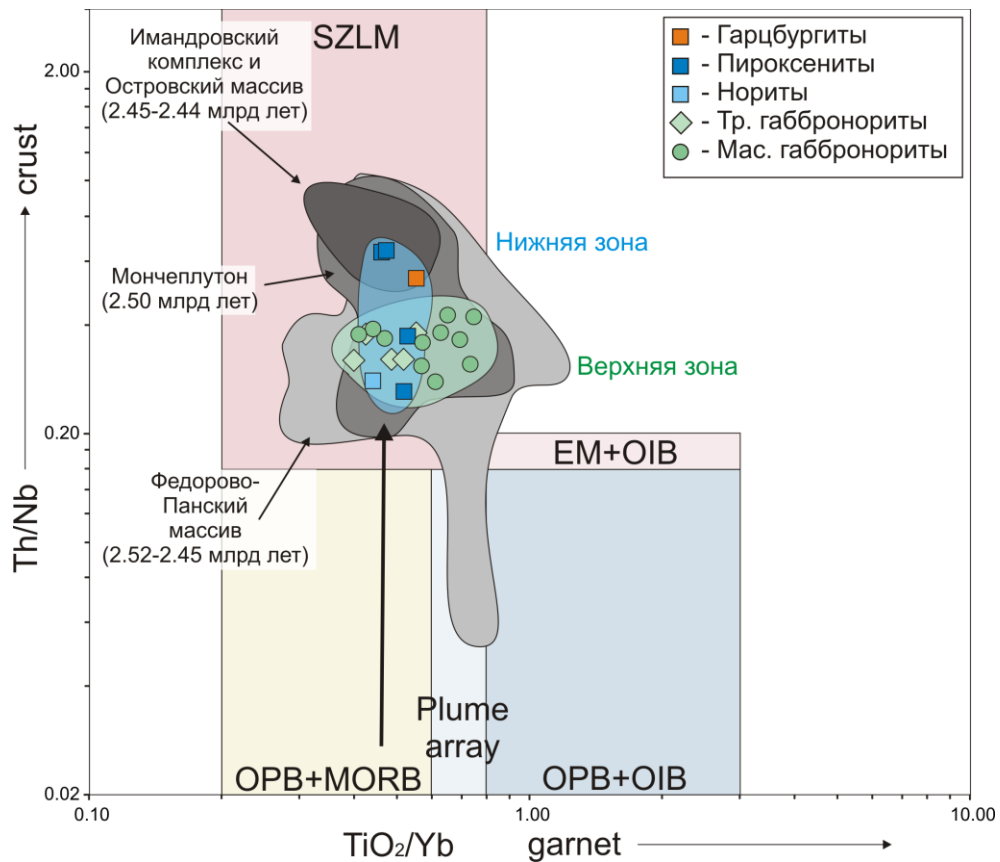


Рисунок 7.3.2. Диаграмма TiO_2/Yb - Th/Yb (Pearce et al., 2021) для пород массива Мончетундра. Аббревиатуры: MORB – Mid-ocean ridge basalts – Базальты Срединно-океанических хребтов; OIB – Ocean island basalts – Базальты океанических островов; EM+OIB – Enriched mantle-rich OIB – Обогащенная мантия и обогащенные OIB; OPB – Ocean plateau basalts – Базальты океанических плато; SZLM – Subduction-zone modified lithosphere mantle – субдукционно-модифицированная литосферная мантия. Тренды *crust* – увеличение доли корового компонента в результате процессов субдукции или ассимиляции; *garnet* – увеличение доли остаточного расплава (обогащение мантийного компонента); *Plume array* – поле характерное для плюмовых мантийных источников. Данные для интрузий: Федорово-Панский массив (Криволуцкая и др., 2010; Krivolutsкая, 2016; Groshev et al., 2019); Мончеплутон (Криволуцкая и др., 2010; Krivolutsкая, 2016; Smolkin, Mokrushin, 2022); Имандровский комплекс и Островский массив (Криволуцкая и др., 2010; Чашин и др., 2015; Krivolutsкая, 2016; Smolkin, Mokrushin, 2022).

Для пород верхней зоны наблюдается горизонтальный тренд: при равных Th/Nb отношениях в массивных габброноритах значение отношения TiO_2/Yb выше, чем в трахитоидных габброноритах. Подобные особенности характерны для трендов плавления пород, образованных в результате взаимодействия литосферных перидотитов и астеносферных расплавов, и богатых пироксеновыми фазами пород (Pearce et al., 2021, Appendix B2-3). Полученные данные для массива Мончетундра хорошо коррелируются с данными для Федорово-Панского массива и для Мончеплутона и несколько отличаются от Имандровского комплекса и Островской интрузии.

На диаграмме $TiO_2/Yb-Th/Yb$ (Рисунок 7.3.3, Pearce et al., 2021) расположение пород массива Мончетундра коррелируется с расположением составов роев даек и других базитовых интрузий на территории архейских провинций или кратонных блоков *Hearne* и *Superior* Канадского кристаллического щита (компилятивные данные из работ Pearce et al., 2021; Ernst and Buchan, 2010; Sandeman et al., 2013; Рисунок 7.3.3). Сходство геохимических и изотопно-геохимических характеристик для данных пород и аналогичных пород Канадского щита позволили их объединить в палеопротерозойские крупные изверженные провинции Мистассини (*Mistassini*) и Матачеван (*Matachewan*). Формирование роев даек, расслоенных интрузий и базальтов связывают с происхождением родоначальных для них магм из единого мантийного источника, который был изначально обогащен несовместимыми крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами и обеднен тяжелыми РЗЭ (Ernst and Buchan, 2010; Chiborowski et al., 2015). В тоже время в указанных выше работах не исключается образование пород с аналогичными геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками в результате либо контаминации исходных деплетированных мантийных расплавов коровым веществом, либо происхождения этих расплавов из литосферной мантии.

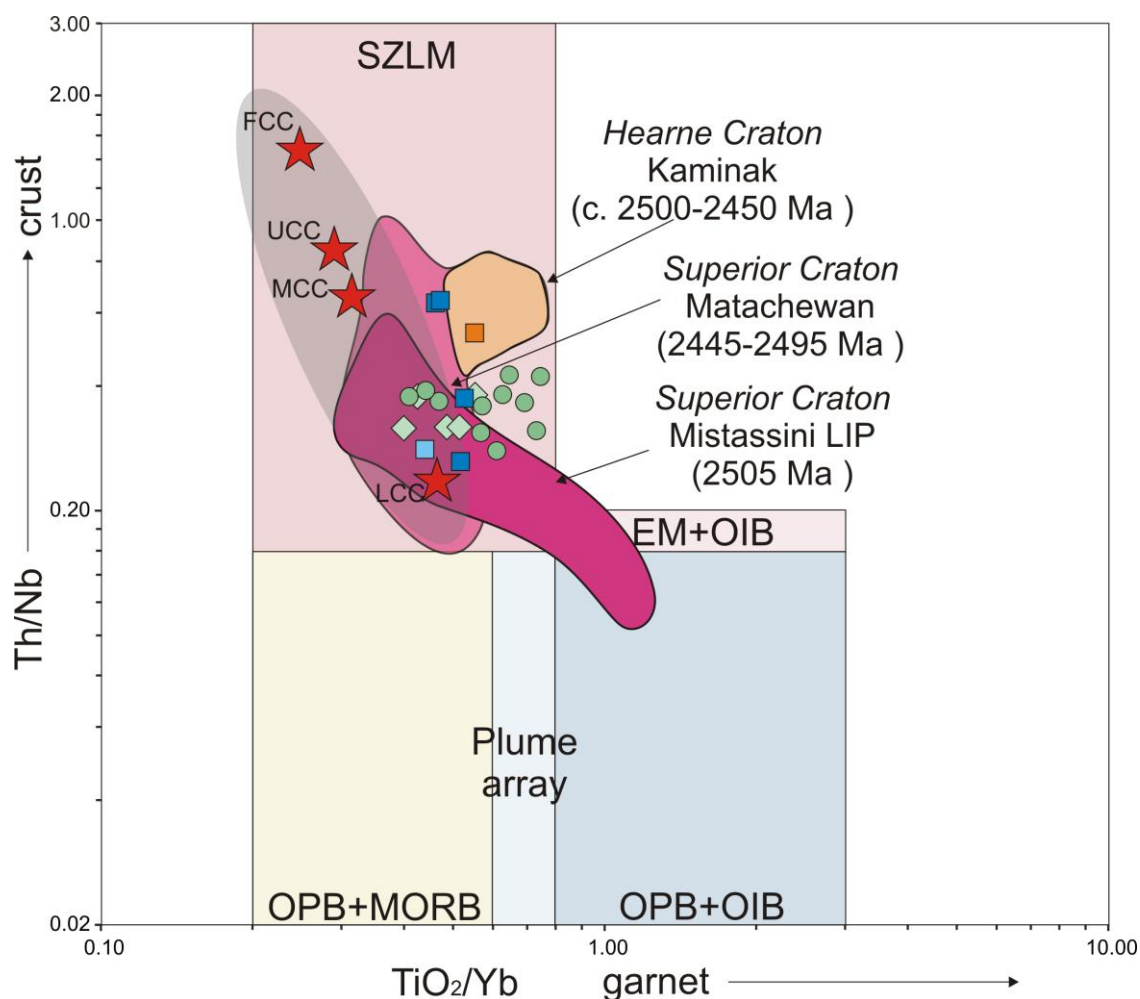


Рисунок 7.3.3. Диаграмма TiO_2/Yb - Th/Yb (Pearce et al., 2021) для пород массива Мончетундра и сравнение с палеопротерозойскими интрузиями Канадского щита (данные из работы Pearce et al., 2021). Темно-серым цветом обозначено поле характерное для коровых пород в пределах которого красными звездами отмечены данные для: LCC – lower continental crust – нижняя континентальная кора (ср. значения из Pearce et al., 2021, дополнительные материалы «В»); MCC – middle continental crust – средняя КК (Rudnick & Gao, 2004); UCC – upper continental crust – верхняя КК (ср. значения из Pearce et al., 2021, дополнительные материалы «В»); FCC – Archaean felsic continental crust – Архейские кислые породы КК (Rudnick & Gao, 2004).

Суммировав полученные геохимические и изотопно-геохимические данные можно предположить следующую схему формирования массива Мончетундра: родоначальные расплавы были сформированы при плавлении деплетированного мантийного плюма и литосферной мантии с последующей незначительной коровой контаминацией. Формирование пород нижней и верхней зон происходило в различных условиях (магматических камерах), о чем могут свидетельствовать геохимические данные по рассеянным и РЗЭ и данные по фракционированию ЭПГ. Строение верхней зоны массива является результатом

двухфазного внедрения базитовых магм. Более молодые массивные габбронориты верхней зоны возраста 2.47 млрд лет характеризуются более обогащенным вещественным составом, что, по всей видимости, связано с длительным плюм-литосферным взаимодействием и обогащением тем самым исходного расплава. Пространственное совмещение нижней и верхней зон произошло до внедрения последней интрузивной фазы – габбро-пегматитов возраста 2.45 млрд лет, о чем свидетельствует их наличие в каждой из зон. Согласно (Чашин и др., 2020) массивы Мончетундра и Мончеплутон были совмещены вдоль тектонической зоны Мончетундровского разлома в результате тектонических дислокаций свекофенского этапа. Можно предположить, что в этот же период произошло перемещение комплекса метагаббро возраста 2.52 млрд лет с более глубинных уровней континентальной коры на уровень верхней зоны массива Мончетундра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено комплексное петрографическое, петрохимическое, геохимическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение пород палеопротерозойского массива Мончетундра (Мончегорский рудный район, северо-восточная часть Фенноскандинавского щита) и характера взаимоотношений между главными разновидностями его пород. Были изучены породы юго-восточной части массива, обнаженные на современном эрозионном срезе, а также породы нижних частей разреза из скважины МТ-70 Pt-Pd месторождения Лойпишнюн.

Несмотря на то, что массив сложен преимущественно мафитовыми породами, более детальное комплексное изучение установило наличие вариаций пород в разрезе и их сложные взаимоотношения, осложненные наложенными тектоническими и метаморфическими процессами. В настоящей работе на основании проведенных геолого-петрографических, геохимических и изотопно-геохимических исследований пород в массиве выделяется:

- нижняя зона, которая изучена по данным скважины МТ-70, представлена чередованием ортопироксенитов, плагиоортопироксенитов, норитов, а также гарцбургитов. Возраст формирования пород нижней зоны, полученный ID-TIMS U-Pb методом по циркону, соответствует интервалу 2502-2496 млн лет. В юго-западной части массива с данными породами ассоциировано Pt-Pd месторождение Лойпишнюн. Породы данной зоны характеризуются контрастными геохимическими и изотопно-геохимическими Nd-Sr составами, которые отражают наложенные изменения, связанные с метаморфизмом, поступлением флюидов (и рудоносных, и во время тектонических событий).

- верхняя зона, представленная на дневной поверхности, по составу является преимущественно габброноритовой. На основании интерпретации изотопных ID-TIMS U-Pb данных по циркону и бадделеиту устанавливаются две главные разновозрастные группы пород: трахитоидные габбронориты (2507-2501 млн лет) и массивные габбронориты (2476-2471 млн лет). Массивные габбронориты

характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 , бóльшим накоплением редких и редкоземельных элементов, что свидетельствует о происхождении массивных габброноритов из более обогащенного исходного расплава по сравнению с породами возраста 2.50 млрд лет.

На заключительном этапе становления массива, согласно геохронологическим данным (2456-2451 млн лет), формировались пегматоидные лейкогаббро и сингенетичные гнездовые габбро-пегматиты, которые встречаются как в верхней, так и нижней зоне.

Разрез массива осложнен секущими жильными телами габбро-пегматитов (2445 млн лет) и жилами аплитов (1900 млн лет), дайками долеритов и габбродолеритов, меланократовых троктолитов-гарризитов различной мощности и протяженности. В нижней зоне встречаются прослои дунитов, которые по результатам проведенных исследований характеризуются низкими концентрациями редких и редкоземельных элементов и положительной аномалией Nb, что указывает на их происхождение из отличного от пород массива источника.

В пределах юго-восточной части верхней зоны выделяются метагаббро (2521-2516 млн лет), которые характеризуются самыми фракционированными спектрами распределения рассеянных и редкоземельных элементов по сравнению с породами массива. Учитывая данные факты и то, что данные породы установлены в обрамлении юго-восточной части массива и в виде фрагментов в его верхних частях, можно предположить, что метагаббро являются частью более древнего дифференцированного массива, фрагменты которого были перемещены с более глубинных частей континентальной коры в результате тектонических событий.

Время метаморфических преобразований пород массива, с которым связано формирование граната, ильменита и изменение плагиоклаза, было продатировано Sm-Nd методом и составляет 2020 ± 50 и 2017 ± 38 млн лет, что согласуется со временем заложения Мончетундровского разлома (Шарков и др., 2006).

Породы верхней зоны отличаются от пород нижней зоны, главным образом, более высокими содержаниями CaO , Al_2O_3 , Na_2O и низким FeO_t , повышенными концентрациями высокочargedных и большинства крупноионных элементов. При этом характеризуются схожими геохимическими особенностями, такими как наличие Nb-Ta, Zr-Hf минимумов и Sr максимума, обогащение легкими РЗЭ, а также близкими изотопными Nd-Sr характеристиками, что предполагает их формирование из сходных источников.

Суммировав полученные геохимические и изотопно-геохимические данные можно предположить следующую схему формирования массива Мончетундра: родоначальные расплавы для пород массива были сформированы при плавлении деплетированного мантийного плюма и литосферной мантии с последующей незначительной коровой контаминацией. Формирование пород нижней и верхней зон происходило в различных условиях, о чем могут свидетельствовать геохимические данные по рассеянным, редкоземельным элементам и фракционированию ЭПГ. Строение верхней зоны массива является результатом двухфазного внедрения базитовых магм. Более молодые массивные габбронориты верхней зоны возраста 2.47 млрд лет отражают более дифференцированный состав магмы, что, по всей видимости, связано с длительным плюм-литосферным взаимодействием и обогащением тем самым исходного расплава.

Список работ по теме диссертации

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК:

1. Kunakkuzin, E.; Borisenko, E.; Nerovich, L.; Serov, P.; Bayanova, T.; Elizarov, D. The Origin and Evolution of Ore-Bearing Rocks in the Loypishnun Deposit (Monchetundra Massif, NE Fennoscandian Shield): Isotope Nd-Sr and REE Geochemical Data. Minerals, 2020, 10, 286.
2. Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В. Новые Nd-Sr изотопно-геохимические исследования пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит) // Вестник МГТУ, 2015. Т. 18. № 2. С. 269-279.
3. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра (Кольский полуостров): датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Доклады Академии наук, 2015. Т. 464. № 1. С. 71-74.
4. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кунаккузин Е.Л. Палеопротерозойский базитовый массив Мончетундра (Кольский п-ов): новые геологические и геохронологические данные // Доклады Академии Наук, 2015, том 465, № 1, с. 68-72.

Материалы конференций:

1. Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В. Изотопно-геохимические особенности базитов массива Мончетундра (Кольский полуостров) на основе новых Sm-Nd и Rb-Sr данных// Материалы Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 16-20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ», с. 444-447.
2. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Борисенко Е.С., Нерович Л.И. Возраст формирования трахитоидных габброноритов палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит): новые Sm-Nd

данные// Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. 2-5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2015, с. 146 – 148.

3. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и петрогеохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район)// XII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвященная 80-летию со дня рождения академика РАН Ф.П. Митрофанова, 6-7 апреля 2015 г., Апатиты, с. 141-146.

4. Kunakkuzin E.L., Bayanova T.B., Nerovich L.I., Borisenko E.S., Serov P.A. Isotope-geochemical features of the Paleoproterozoic PGE-bearing Monchetundra massif mafic rocks (Fennoscandian shield)// Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth`s History (Abstract Volume). – Irkutsk: Publishing House of V.B. Sochava institute of Geography SB RAS, 2015, p. 78-80.

5. Nerovich L.I., Bayanova T.B., Borisenko E.S., Serov P.A., Kunakkuzin E.L. Dikes titaniferous dolerites of the Moncha Tundra massif – the real reflection of the composition of the paleoproterozoic plume Kola region// Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth`s History (Abstract Volume). – Irkutsk: Publishing House of V.B. Sochava institute of Geography SB RAS, 2015, p. 88-91.

6. Evgeniy Kunakkuzin, Elena Borisenko, Tamara Bayanova, Lydmila Nerovich, Pavel Serov, and Dmitry Elizarov Paleoproterozoic PGE-bearing Monchetundra massif (Fennoscandian shield): isotope-geochemical Nd-Sr features of the mafic rocks// Geophysical Research Abstracts, Vol. 18, EGU2016-5440, 2016, EGU General Assembly 2016.

7. Kunakkuzin E.L., Bayanova T.B. , Nerovich L.I. , Borisenko E.S. , Serov P.A. Isotope-geochemical Nd-Sr features of the paleoproterozoic PGE-bearing Monchetundra massif mafic rocks (Fennoscandian shield)// The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24

June 2016, Novosibirsk, Russia). IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU: Novosibirsk. 2016, P. 97-99.

8. Kunakkuzin E.L., Bayanova T.B., Nerovich L.I., Borisenko E.S., Serov P.A.. Mantle sources of the paleoproterozoic PGE-bearing Monchetundra massif mafic rocks (Fennoscandian shield) // Ultramafic-mafic complexes: geology, structure, ore potential: materials of V International conference. – Ulan-Ude: Buryat State University Publishing Department (Gremyachinsk, 2-6 september 2017). P.314-315.

9. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И. Изотопный состав Nd в породообразующих минералах главных разновидностей пород массива Мончетундра (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 1–5 октября 2018 г. / ред. кол. Садовничий Р.В., Медведев А.С., Рыбникова З.П. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – С. 66-69.

10. Борисенко Е.С., Тележкин А.А., Еременко Е.Г., Кунаккузин Е.Л. Ассоциация минералов платиновой группы в базитах юго-восточной части массива Мончетундра // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 1–5 октября 2018 г. / ред. кол. Садовничий Р.В., Медведев А.С., Рыбникова З.П. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – С. 159-161.

11. Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В., Баянова Т.Б., Нерович Л.И. Геохимические особенности пород месторождения Лойпишнюн, массив Мончетундра (северо-восточная часть Фенноскандинавского щита) // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб: «Свое издательство», 2019, с. 128-130.

12. Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В., Баянова Т.Б., Нерович Л.И. Геохимические (Nd-Sr и REE) особенности пород нижней части разреза массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит)// XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова (29-31 октября 2019 года). Тезисы докладов./ М: ГЕОХИ РАН, 2019, с. 57.

Используемые сокращения

REE – rare earth elements – редкоземельные элементы

DM - depleted mantle – деплетированная мантия

MORB – Mid-Ocean Ridge basalt – базальты срединно-океанических хребтов

OPB – ocean plateau basalts – базальты океанических плато

БПП – Беломорский подвижный пояс

KBMC – кремнистая высоко-магнезиальная серия

ВСкБОИП – Восточно-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция

Amp – амфибол

Pl – плагиоклаз

CPx – клинопироксен

OPx – ортопироксен

Grt – гранат

Bt – биотит

Ep – эпидот

Qtz – кварц

Tlc – тальк

Chr – хромит

Ol – оливин

Cb – карбонат

Mag – магнетит

Srp – серпентин

PЗЭ – редкоземельные элементы

ЛРЗЭ – легкие редкоземельные элементы

ТРЗЭ – тяжелые редкоземельные элементы

WR – whole rocks – порода в целом

СКВО – средне-квадратичное взвешенное отклонение

$\epsilon_{Nd}(T)$ – эpsilon неодима

ЭПГ – элементы платиновой группы

I_{Sr} – первичное значение стронция

E-MORB – enriched MORB – обогащенный тип MORB

N-MORB – normal MORB – нормальный тип MORB

OIB – Ocean island basalt – базальты океанических островов

OPB – Ocean plateau basalts – Базальты океанических плато

HIMU – high- μ mantle - мантия с высоким $\mu = {}^{238}\text{U} / {}^{204}\text{Pb}$

EM-1 – enrich mantle 1 – обогащенная мантия первого типа

EM-2 – enrich mantle 2 – обогащенная мантия второго типа

PM – primitive mantle – примитивная мантия

SCLM – sub-continental lithosphere mantle – субконтинентальная литосферная мантия

SZLM - Subduction-zone modified lithosphere mantle – субдукционно-модифицированная литосферная мантия

LCC – lower continental crust – нижняя континентальная кора

MCC – middle continental crust – средняя континентальная кора

UCC – upper continental crust – верхняя континентальная кора

ACC – average continental crust – средний состав континентальной коры

FCC – felsic continental crust – кислые породы континентальной коры

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Скуфьин П.К., Чашин В.В., Веселовский Р.В. Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд лет) магматические провинции северо-восточной части Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020, том 28, №6, с. 37-66.
2. Байи Л., Оже Т., Кошери А., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Ткачев А.В., Черкасов С.В. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 202-206.
3. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998а. № 2. С. 16–28.
4. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В., Дэйли Дж.С., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстенников О.Г., Рюнгген Г.И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник Мурманск. гос. техн. универ. 1998б. Т.1. №3. С.19–32.
5. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис... д. г.-м. н. СПб., 2002. 32 с.
6. Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 124–175.
7. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБы. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 142–155.

8. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН. 2016. Т.26. № 3. С. 5–11.
9. Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Иванова Л.В. Циркон-бадделеитовая геохронологическая система в докембрийских породах Кольского региона// 9 Конф. Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Апатиты: Кол. НЦ РАН, 1995. – с. 25-30.
10. Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В., Рюнгенен Г. И. U-Pb возраст пород расслоенной интрузии г. Генеральской (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 1. С. 3-13.
11. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
12. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. №2. С. 216-222.
13. Баянова Т. Б., Рундквист Т. В., Серов П. А., Корчагин А.У., Карпов С.М. Палеопротерозойский Федорово-Панский расслоенный ЭПГ-комплекс Северо-Восточной части арктического региона Балтийского щита: новые U-Pb (по бадделеиту) и Sm–Nd- (по сульфидным минералам) данные // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 472. – № 1. – С. 52-56.
14. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: АН СССР, 1963. 322 с.
15. Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.
16. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Структурно-возрастные взаимоотношения трахитоидных габброноритов (II фаза образования) и массивных лейкогаббро (III фаза) массива Мончетундра//Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Труды XXIV

молодежной науч. конф., посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты, 7-10 октября 2013 г./ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, Изд-во К & М, 2013. С. 80-82.

17. Борисенко Е.С. Гарризиты – горные породы комплекса даек Мончетундры // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. №12. С. 80-83.

18. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кунаккузин Е.Л. Палеопротерозойский базитовый массив Мончетундра (Кольский п-ов): новые геологические и геохронологические данные // Доклады Академии наук. 2015. Т.465. №1. С. 68-72.

19. Борисенко Е.С., Тележкин А.А., Еременко Е.Г., Кунаккузин Е.Л. Ассоциация минералов платиновой группы в базитах юго-восточной части массива Мончетундра // Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. С. 159-160.

20. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анарогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578–600.

21. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.:Наука, 1989. 143 с.

22. Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т.19. №5. С. 546-574.

23. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 250 с.

24. Галимзянова Р.М., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А., Левкович Н.В. Происхождение и U-Pb возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион) // Докл. АН. 1998. Т. 363. № 6. С. 805-807.

25. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / А.Ф. Морозов (ред.). М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.

26. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вуручайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 147-161.

27. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 4, с. 329-352.

28. Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В. Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 6, с. 520-539.

29. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т54. №5. С. 416-440.

30. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометальных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // Доклады Академии Наук, 2009, 427(5), 669-673.

31. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометальные месторождения России. Спб.: Наука, 2000. 755 с.

32. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 302 с.

33. Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П. Роль коровой контаминации в формировании сумийских базальтов и андезибазальтов

Карельской провинции Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2021. – № 18. – С. 165-171.

34. Егорова Ю.С. Сумийский (2.5-2.44 млрд лет) рифтогенный базитовый магматизм Фенноскандинавского щита: геохимические особенности, источники магм, металлогения // Металлогения древних и современных океанов. – 2022. – Т. 28. – С. 24-29.

35. Еременко Е.Г., Борисенко Е.С. Ассоциация минералов платиновой группы в породах месторождения Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Новое в познании процессов рудообразования: Девятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 143-144.

36. Ефимов, А.А., Каулина Т.В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуухта) / А.А. Ефимов, Т.В. Каулина // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология). Тезисы докладов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. - С. 31.

37. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.

38. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 70-78.

39. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Ред. Г.И. Горбунов. Л.: Наука, 1982. 280 с.

40. Карпов С.М. Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометального оруденения. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук., 2004, СПб, 21 с.

41. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U–Pb изотопным данным) // Литосфера. 2000. № 12. С. 85–97.
42. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 167 с.
43. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Мартынов В.А., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
44. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 12-32.
45. Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Беляцкий Б.В., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия, 2010а, № 5, с. 496-524.
46. Криволуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Свирская Н.М. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия. 2010б. №11. С. 1132-1153.
47. Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В. Новые Nd-Sr изотопно-геохимические исследования пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит) // Вестник МГТУ, 2015а. Т. 18. № 2. С. 269-279.
48. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра

(Кольский полуостров): датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Доклады Академии наук, 2015б. Т. 464. № 1. С. 71-74;

49. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр // Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000, 315 с.

50. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах: в 2 кн. / Ф.П. Леснов; Рос. Акад. Наук, Сибирское отд.; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009.

51. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

52. Люлько М.С. Геологическое строение участка Лойпишнюн Мончетундровского массива // Труды VI всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во ООО «К&М», 2009. С. 180-184.

53. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Г.И. Горбунов, Х. Папунен (отв. ред.). Л.: Наука, 1985. 329 с.

54. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Доклады Академии наук. 1993. Т. 331. №1. С. 95-98.

55. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В., Балабонин Н.Л. Кольский регион – новая платинометалльная провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65–79.

56. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ОНЗ РАН, 2004. С. 175-186.

57. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. №5. С.357-373.

58. Мудрук С.В. Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита. Дис... к.г.-м.н. Апатиты, 2014. 145 с.

59. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // Труды Карельского научного центра РАН. Серия Геология докембрия. 2016. № 10. С. 1-29.

60. Назимова Ю.В., Райан Г.Дж. Геологоразведочные работы на платиноиды компании «Евразия Майнинг» на Кольском полуострове // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 79-88.

61. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. №3. С 461-477.

62. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия. 2014. №7. С. 605–625.

63. Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров) // Доклады Академии Наук, 2006, 408(1), 87-91.

64. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М., Балаганский В.В., Глазунков А.Н., Пожиленко В.И. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука, 1990. 184 с.

65. Петровская, Л. С. Этапы и термодинамические режимы эволюции эндербит-гранулитового комплекса архея района Пулозеро - Полнек-Тундра Центрально-Кольского мегаблока : специальность 25.00.04 "Петрология, вулканология" : диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Петровская Лариса Сергеевна. – Апатиты, 2008. – 241 с.

66. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 359с.

67. Припачкин П.В. Главные месторождения и проявления платинометалльных руд Кольского пояса расслоенных интрузий (Кольский полуостров, Россия) // Литосфера, 2019, том 19, №5, с. 731-751.

68. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Апатиты: КНЦ РАН. 1994. 95 с.

69. Ранний докембрий Балтийского щита / В. А. Глебовицкий (отв. ред.). СПб.: Наука, 2005. 711 с.

70. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. / Ф.П.Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004а. 177 с.

71. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 2. / Ф.П.Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004б. 177 с.

72. Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия // Петрология. 2012. Т. 20. №2. С. 115-135.

73. Рундквист Т. В., Баянова Т. Б., Сергеев С. А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив

Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты $u\text{-}Pb$ (ID-TIMS, shrimp)-датирования бадделеита и циркона // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 454. – № 1. – С. 67.

74. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А.К проблеме датирования основных пород // Докл. АН. 1999. Т. 365. № 3. С. 377–380.

75. Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометального оруденения Федорово_Панского расслоенного интрузива по Sm_Nd и Rb_Sr изотопным характеристикам. Автореф. дис. ... канд. геол._мин. наук. Апатиты: Изд_во КНЦ РАН, 2008. 19 с.

76. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. Возраст протолита эклогитов южной части Пезострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.

77. Скуфьин П. К. Эволюция вулканизма рудоносной печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геол. рудн. месторожд. 1993. Т. 35. С. 271–283.

78. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом, Кольский полуостров // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 649–669.

79. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 47 с.

80. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

81. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). / Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

82. Смолькин В.Ф. Кольская (Печенга-Варзугская) рифтогенная система // Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Недра, 1993. С. 24-63.
83. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд лет) палеорифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т.5, №4. С. 394-411.
84. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. Геолого-генетическая модель формирования палеопротерозойских рудно-магматических систем Балтийского щита // Отечественная геология, 2009, вып. 3, с. 54-62.
85. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р., Тессалина С.П. Модель формирования рудно-магматической системы для расслоенных интрузий палео-протерозоя Балтийского щита // Наука и просвещение: к 250-летию Геологического музея Российской академии наук. Российская академия наук, Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского. – Москва: Наука, 2009. – С. 302-316.
86. Смолькин В. Ф., Мокрушин А. В., Баянова Т. Б., Серов П. А.; Арискин А. А. Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U-Pb и Sm-Nd анализ (Кольский регион, Россия) // Записки Горного института. 2022. Том 255. С. 405-418.
87. Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова О.Ю. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 581–608.
88. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ РАН. 2012. №. 1. С. 54-65.
89. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
90. Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А., Ефимов М.М., Богданов М.Н., Пэрриш П.П. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-

анортозитового комплекса, Южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология, 1995, Т.3, №3. С. 248-254.

91. Чашин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 6. С. 507–515.

92. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 296–316.

93. Чашин В.В., Петров С.В. Малосульфидные платиновые руды Волчьетундровского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 415–442.

94. Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерогения // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 1, с. 231-256.

95. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Массив метабазитов Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров, Россия): геологическое строение, петрогеохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 459-489.

96. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 1, с. 41-63.

97. Чашин В.В., Кульчицкая А.А., Елизарова И.Р. Флюидный режим формирования малосульфидного платинометалльного месторождения

Лойпишнюн, Мончетундровский базитовый массив (Кольский полуостров, Россия) // Литосфера. 2017. Т. 17. №6. С. 91-109.

98. Чашин В.В., Петров С.В., Дрогобужская С.В. Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. №5. С. 472-503.

99. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. №2. С. 150-183.

100. Чашин В.В., Савченко Е.Э. Офитовые габбронориты основания массива Кумужья, Мончеплутон: минералогия, петрогеохимия, U-Pb возраст // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, КНЦ РАН, 2021, № 18, с. 392-396.

101. Чашин В.В., Савченко Е.Э. Дуниты нижней зоны палеопротерозойского Мончетундровского массива: геологические и минералогическо-геохимические свидетельства процесса океанизации // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2021, №18, с. 397-402.

102. Чашин В.В., Баянова Т.Б. Сопчеозерское хромовое месторождение Мончеплутона: геохимия и U-Pb возраст // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, КНЦ РАН, 2021, № 18, с. 403-408.

103. Чашин В.В., Иванченко В.Н. Сульфидные ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидные Pt-Pd руды Мончегорского рудного района (Западный сектор Арктики): геологическая характеристика, минералогическо-геохимические и генетические особенности // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 4. – С. 622-650.

104. Чистяков А.В., Кудряшова Е.А. Гарризиты - заключительная интрузивная фаза формирования Мончегорского ультрамафит-мафитового комплекса (Кольский полуостров) // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 6. С. 16-21.

105. Чистякова С.Ю., Баянова Т.Б., Гоголь О.В., Деленицын А.А. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений по разрезу тела магнетитового габбро в расслоенном интрузиве Западно-Панских тундр (Кольский полуостров) // Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы): Материалы Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. IV. С. 353-355.
106. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
107. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова. Анортозиты Земли и Луны. М. Изд-во: Наука, 1984. С. 5–61.
108. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф. Раннедокембрийская Печенго-Вазугская вулканическая зона Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. №11. С.37-49.
109. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
110. Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника, 2000, № 2, с. 3-25.
111. Шарков Е.В., Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В. Магматические системы раннепалеопротерозойской Балтийской крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. №9. С. 968-980.
112. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 368 с.
113. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беязцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. №4. С. 355-364.
114. Шарков Е.В., Богатилов О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3–22.

115. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Сu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. №3. С.171-194.

116. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 169 с.

117. Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Bull. Geol. Surv. Finland. 1982. Vol. 319. 116 p.

118. Alapieti T.T., Kujanpää J., Lahtinen J.J., Papunen H. The Kemi stratiform chromitite deposit, northern Finland. Econ. Geol. 1989. 84. P. 1057–1077.

119. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F. and Voitekhovsky S.N. Early Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield // Contrib. Minel. Petrol. 1990. V. 42. P. 1-22.

120. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland and the Kola Peninsula, Russia // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum group elements / Ed. L.J. Cabri. CIM, 2002. Spec. Vol. 54. P. 507–546.

121. Alard, O., Griffin, W.L., Lorand, J.P., Jackson, S.E. and O'Reilly, S.Y. Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulfides. Nature, v.203, 2000, pp.651-663.

122. Amelin Yu.V., Semenov V.S. On the age and source of magmas of Lower Proterozoic platinum-bearing layered intrusions of Karelia // Abstr. Isotopic Dating of Endogenic Ore Formation. All-Union Workshop, Kiev, 1990. – P.40-42.

123. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res., 1995, v. 75 (1-2), p. 31-46.

124. Amelin Y.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the evolution of

Paleoproterozoic continental mafic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. 124. P. 255-272.

125. Balagansky V.V., Mudruk S.V., Gorbunov I.A., Raevsky A.B. Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // *Proceedings of the Murmansk State Technical University.* 2012. Vol. 15. № 2. P. 300–310.

126. Balashov Yu. A., Bayanova T.B., Mitrofanov P.P. Isotopic data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, northeastern Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. № 1-4. P. 197-205.

127. Ballhaus, C., Bockrath, C., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Laurenz, V. and Berndt, J. Fractionation of the noble metals by physical processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 152, 2006, pp.667-684.

128. Barnes S.-J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 53. P. 303-323.

129. Bayanova T.B., Smolkin V.F. (1996) U-Pb Isotopic Study of the Layered Intrusions of the Northern Pechenga Area, Kola Peninsula. Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in rovaniemi, Finland. University of Turku, Publ. 33, 49.

130. Bayanova T., Ludden J. and Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Geological Society, London, Special Publication.* 2009. V. 323. P. 165-198.

131. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield - Isotope Nd-Sr and $^3\text{He}/^4\text{He}$ Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / *Geochronology - Methods and Case Studies* / Edited by Nils-Axel Morner // *INTECH*, 2014. P. 143-193.

132. Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-Lived Mantle Plume and Polyphase

Evolution of Palaeoproterozoic PGE Intrusions in the Fennoscandian Shield // Minerals. 2019. 9. P. 59.

133. Bleeker W., Ernst R.E. Short-lived mantle generated magmatic events and their dike swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga // In: Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T., Vuollo, J. (Eds.), *Dike Swarms: Time Markers of Crustal Evolution*. Taylor & Francis/Balkema, Leiden, 2006. pp. 3–26.

134. Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E. et al. The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abstract for IGC33 Meeting, Oslo, Norway. 2008.

135. Bockrath, C., Ballhaus, C. and Holzheid, A. Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting. *Science*, V.305, 2004, pp. 1951-1953.

136. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273 (1–2). P. 48–57.

137. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* / Henderson, P. (Editors). Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 1984. P. 63-114.

138. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // *LITHOPROBE Report No. 27*. St. John's, 1992. P. 76–91.

139. Ciborowski, T.J.R.; Kerr, A.C.; Ernst, R.E.; McDonald, I.; Minifie, M.J.; Harlan, S.S.; Millar, I.L. The early Proterozoic Matachewan large Igneous Province: Geochemistry, petrogenesis, and implications for earth evolution. *J. Petrol.* 2015, 56, 1459–1494.

140. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precam. Res.* 2001. V. 105. P. 289–314.

141. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D. G., Stephenson R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London. *Memoirs*, 32. 2006. P. 579–598.
142. De Paolo D.J. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization // *Earth and Planetary Science Letters*. 1981. 53. P. 189-202.
143. Ernst R.E., Buchan K. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // *AGU Geophysical Monograph*. 1997. V. 100. P. 297-333.
144. Ernst, R.E., Buchan, K.L. Geochemical database of Proterozoic intraplate mafic magmatism in Canada. Geological Survey of Canada: Open file, 2010, 6016.
145. Ernst R.E., Jowitt S.M. Large Igneous Provinces (LIPs) and metallogeny. *Soc. Econ. Geol., Spec. Publ.* 17. 2013. 17–51.
146. Ernst R. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 2014. 667 p.
147. Farmer G.L. Continental basaltic rocks // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 85-121.
148. Glazner A. F., Farmer G. L. (1992) Production of isotopic variability in continental basalts by cryptic crustal contamination. *Science* 255, 72–74.
149. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Plan. Sci. Letters*. 1988. V. 87. P. 249-265.
150. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., & Ryan, C.G. The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In Fei, Y., Bertka, C.M. & Mysen, B.O. (eds) *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: a tribute to Francis F. (Joe) Boyd*. The Geochemical Society, 1999, pp. 13-45.
151. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.C. The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implication // *Journal of Petrology*. 2009. Vol. 50. №7. P. 1185-1204.

152. Groshev N.Y., Karykowski B.T. The Main Anorthosite Layer of the West-Pana Intrusion, Kola Region: Geology and U-Pb Age Dating // *Minerals*. 2019. 9 (2). 71.
153. Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Karykowski B.T., Maier W.D., Korchagin A.U., Ivanov A.N., Junge M. Low-sulfide platinum-palladium deposits of the Paleoproterozoic Fedorova-Pana layered complex, Kola Region, Russia // *Minerals*, 2019, № 12.
154. Halkoaho T., Alapieti T.T., Lahtinen J.J. The Sompujarvi PGE mineralization in the Penikat layered intrusion // In 5th International Platinum Symposium. Guide to the post-symposium field trip. / T.T. Alapieti (ed). Geol Surv Finland, 1989. Guide 29. P. 71–92.
155. Halkoaho T.A.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J. The Sompujarvi PGE Reef in the Penikat layered intrusion, Northern Finland // *Miner. Petrol.* 1990. 42. P. 39–55.
156. Hamilton P. J., O'nions R. K., Bridgewater D., and Annutman A. Sm-Nd studies of archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. 62. P. 263–272.
157. Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // *J. Petrol.* 2001a. V. 42. P. 855-876.
158. Hanski E.J., Huhma H., Vaasjoki M. Geochronology of northern Finland: a summary and discussion // *Geol. Surv. Finland Spec. Pap.* 2001b. V. 33. P. 255-279.
159. Hjelt S.E., Daly J.S. and SVEKALAPKO colleagues. SVEKALAPKO: Evolution of Palaeoproterozoic and Archaean Lithosphere // *EUROPROBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents*. Published by the EUROPROBE Secretariate. Uppsala University, 1996. P. 56–67.
160. Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219-229.
161. Huhma H., Clift R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm–Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: The Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. 104. P. 369–379.

162. Huhma H. Isotopic studies on the Lapland Granulite Belt and adjacent areas // Abstracts of the SVEKALAPKO workshop, 28—30.11.1996, Lammi, Finland. P. 25—26.
163. Huhma H., O'Brien H., Lahaye Y. & Mänttär, I. Isotope geology and Fennoscandian lithosphere evolution // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2011. 49. P. 35—48.
164. Iljina M. The Portimo Layered Igneous Complex // *Acta Univer. Ouluensis*, ser. A. Sci. Rerum Naturalium 258, 1994. 158 p.
165. Iljina M.J., Karinen T., Rasanen J. The Koillismaa Layered Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization // *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*. A.A. Balkema. Lisse. 2001. P. 649-652.
166. Iljina M., Hanski E. Layered mafic intrusions of the Tornio-Näränkäväära belt // In *Precambrian Geology of Finland-Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology* / Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (Eds.). Elsevier Science B.V.: Amsterdam, The Netherlands, 2005. Volume 14. P. 101—138.
167. Iljina M., Maier W.D., Karinen T. PGE-(Cu-Ni) deposits of the Tornio-Näränkäväära belt of intrusions (Portimo, Penikat and Koillismaa) // In *Mineral Deposits of Finland* / Maier W.D., Lahtinen R., O'Brien H. (Eds.). Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2015. P. 133—164.
168. Irvine T. & Baragar W. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. 8. P. 523-548.
169. Janousek V., Farrow C.M. & Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // *Journal of Petrology*. 2006. 47. P. 1255-1259.
170. Järvinen, V., Halkoaho, T., Konnunaho, J., Heinonen, J., Kamo, S., Davey, S., Bleeker, W., Karinen, T., Ramo, O. (2022). Petrogenesis of the Paleoproterozoic Näränkäväära layered intrusion, northern Finland, Part II: U-Pb ID-TIMS age and Sm-Nd isotope systematics. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 94. 53-74.

171. Jochum, K. P. Rhodium and other PGE in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1996, 60, 3353–3357.
172. Keskin M. AFC-Modeler: A Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981) // *Turkish journal of earth sciences*. 2013. 22. P. 304-319.
173. Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V. et al. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Trondheim: Geological Survey of Norway, Uppsala: Geological Survey of Sweden, Moscow: Ministry of Natural Resources of Russia, Espoo: Geological Survey of Finland. 2001.
174. Krivolutskaya N.A. Siberian Traps and Pt-Cu-Ni Deposits in the Noril'sk Area. / Springer International Publishing Switzerland 2016.
175. Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Vetreny Belt) A essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous province // *Precam. Res.* 2010. V. 183. P. 589–601.
176. Lahaye Y., Arndt N., Byerly G., Chauvel C., Fourcade S., Gruau G. The influence of alteration on the trace-element and isotopic compositions of komatiites // *Chem. Geol.* 1995. V. 126. P. 43-64.
177. Lahtinen R. Main geological features of Fennoscandia // *Geol. Surv. Finl.* 2012. V.53. P. 13–18.
178. Lauri L.S., Ramo O.T., Huhma H., Mänttari I., Räsänen J. Petrogenesis of silicic magmatism related to the ~2.44 Ga rifting of Archean crust in Koillismaa, eastern Finland // *Lithos*. 2006. V.86. P. 137-166.
179. Lauri L.S., Mikkola P., Karinen T. Early Paleoproterozoic felsic and mafic magmatism in the Karelian province of the Fennoscandian shield // *Lithos*. 2012. 151. P. 74-82.
180. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronological Center Special Publication 5 // Publication. – 2012. – T. 5.

181. Maier, W.D., Groves, D.I. Temporal and spatial controls on the formation of magmatic PGE and Ni–Cu deposits. *Miner Deposita* 46, 841–857 (2011).
182. Maier W.D. Geology and petrogenesis of magmatic Ni–Cu–PGE–Cr–V deposits: An introduction and overview // In *Mineral Deposits of Finland* / Maier W.D., Lahtinen R., O’Brien H. (Eds.). Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2015. P. 792.
183. Maier W.D., Hanski E.J. Layered mafic-ultramafic intrusions of Fennoscandia: Europe’s treasure chest of magmatic metal deposits. *Elements*. 2017. 13. P. 415–420.
184. Middlemost E.A.K. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System // *Earth-Science Reviews*. 1994. 37. P. 215-244.
185. Mitrofanov FP, Pozhilenko VI, Smolkin VF, Arzamastsev AA, Yevzerov VYa, Lyubtsov VV, Shipilov EV, Nikolaeva SB, Fedotov ZhA (1995) *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield)*. Publishing House of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, 144 pp.
186. Mitrofanov, F.P.; Bayanova, T.B.; Ludden, J.N.; Korchagin, A.U.; Chashchin, V.V.; Nerovich, L.I.; Serov, P.A.; Mitrofanov, A.F.; Zhirov, D.V. Origin and Exploration of the Kola PGE-bearing Province: New Constraints from Geochronology. In *Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation*; Decree, S., Robb, L., Eds.; Wiley: Hoboken, NJ, USA, 2019; pp. 3–36.
187. Mondal, S.K. Platinum group element (PGE) geochemistry to understand the chemical evolution of the Earth’s mantle. *Journal geological society of India*, vol. 77, 2011, pp.295-302.
188. Mutanen, T., Huhma, H., 2001. U-Pb geochronology of the Koitelainen, Akanvaara and Keivitsa layered intrusions and related rocks. In: Vaasjoki, M. (Ed.), *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences.* : Special Paper, 33. Geological Survey of Finland, pp. 229–246.
189. Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudas-järvi Granulite Belt, northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2003. Vol. 75 (1–2). P. 51–68.

190. Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. 2003. Vol.58. 2. P. 341-350.
191. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. 100. P. 14-48.
192. Pearce J.A., Reagan M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics. *Geosphere*. 2019. V. 15. № 4. P. 1008-1037.
193. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C., LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. Volumes 392–393.
194. Perttunen, V., Vaasjoki, M., 2001. U–Pb geochronology of the Peräpohja Schist Belt, northwestern Finland. In: Vaasjoki, M. (Ed.), *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences.*: Special Paper, 33. Geological Survey of Finland, pp. 45–84.
195. Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Y.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S. Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia // *Miner. Deposita*. 2016. V. 51. P. 973-992.
196. Puchtel I.S., Bogatikov O.A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Zhuravlev D.Z. The role of crustal and mantle sources in the petrogenesis of continental magmatism: isotope and geochemical evidence from early proterozoic picrites of the Onega plateau, Baltic shield // *Petrology*. 1995. T. 3. P. 357.
197. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W., Kulikov V.S., Kulikova V.V. Os isotope systematic of komatiitic basalts from Vetreny Belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. V. 140. P. 588-599.

198. Raczek I., Jochum K. P., Hofmann A. W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2003. V. 27. P. 173–79.
199. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust—a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. 33. P. 267–309.
200. Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // In *The Crust, Treatise on Geochemistry, Vol. 3* / Holland H.D. and Turekian K.K. (Eds.). Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003. P. 1-64.
201. Salters V., Stracke A. Composition of the depleted mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. 5. Q05B07.
202. Sandeman, H.A., Heaman, L.M., LeCheminant, A.N. Paleoproterozoic Kaminak dykes, Hearne craton, western Churchill Province, Nunavut, Canada: preliminary constraints on their age and petrogenesis. *Precambrian Res.* 232, 2013, 119-139.
203. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Econ. Geol.* 2002. 97. P. 1657–1677.
204. Serov, P.A. Pt-bearing Fedorovo-Pansky Layered Complex (Kola Peninsula): Sm-Nd geochronology and Nd-Sr characteristics // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 539 (2020) 012166.
205. Sharkov E.V., Snyder G.A., Taylor L.A., Zinger T.F. An Early proterozoic Large Igneous Province in the Eastern Baltic Shield: evidence from the mafic drusite complex, Belomorian mobile belt, Russia. // *International Geology Review*. Vol. 41, 1999, p.73-93.
206. Smol'kin, V.F.; Mokrushin, A.V. Paleoproterozoic Layered Intrusions of the Monchegorsk Ore District: Geochemistry and U–Pb, Sm–Nd, Re–Os Isotope Analysis. *Minerals* 2022, 12, 1432.
207. Snyder, G. A., Higgins, S. J., Taylor, L. A., Jain, J., Neal, C. R., and Sharkov, E. V., 1996, Archean enriched mantle beneath the Baltic Shield: Rare-earth-

element evidence from the Burakovsky layered intrusion, southern Karelia, Russia: INT. GEOL. REV., V. 38, p. 389-404.

208. Stacey, J.S.; Kramers, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975, 26, 207–221.

209. Steiger R., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo - and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol.36. № 3. P. 359-362.

210. Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precam. Res.* 2010. V. 183. P. 602–616.

211. Steshenko, E.N.; Bayanova, T.B.; Serov, P.A. The Paleoproterozoic Kandalaksha-Kolvitsa Gabbro-Anorthosite Complex (Fennoscandian Shield): New U–Pb, Sm–Nd, and Nd–Sr (ID-TIMS) Isotope Data on the Age of Formation, Metamorphism, and Geochemical Features of Zircon (LA-ICP-MS). *Minerals* 2020, 10, 254.

212. Sun, S. & McDonough, William. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. 423. P. 13-345.

213. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geology.* 2000. V. 168. P. 279-281.

214. Timmerman M.J. and Daly S.J. Sm-Nd Evidence for Late Archaean Crust Formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Research.* 1995. 72. P. 97-107.

215. Torres-Alvarado I.S., Verma S.P., Palacios-Berruete H., Guevara M., González-Castillo O.Y. DC_Base: a database system to manage Nernst distribution coefficients and its application to partial melting modeling // *Computers & Geosciences.* 2003. 29.P. 1191-1198.

216. Yang S.-H., Hanski E., Li C., Maier W.D., Huhma H., Mokrushin A.V., Latypov R., Lahaye Y., O'Brien H., Qu W.-J. Mantle source of the 2.44–2.50 Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: Evidence from Os, Nd, and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Miner. Depos.* 2016. 51. P. 1055–1073.

217. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 1986. V. 14. P. 493-571.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1.1 Химический состав метагаббро массива Мончетундра

№ Обр.	B6-411*	B17-111	B48-111	A17-112	A80-112	A108-112*	A111-112
SiO ₂	50.03	50.10	50.10	48.78	49.54	49.66	49.88
TiO ₂	0.27	0.41	0.17	0.26	0.49	0.31	0.22
Al ₂ O ₃	24.78	24.90	27.47	24.74	22.97	23.16	22.29
FeO	3.04	3.58	2.33	3.90	3.61	3.85	5.19
Fe ₂ O ₃	1.31	0.93	0.65	1.45	1.69	0.85	1.70
MnO	0.07	0.09	0.05	0.09	0.07	0.08	0.10
MgO	2.30	1.99	1.08	3.30	2.61	2.79	5.33
CaO	11.71	12.82	13.06	12.76	13.19	13.56	9.17
Na ₂ O	3.82	3.11	3.18	2.68	2.42	2.64	2.88
K ₂ O	0.51	0.22	0.37	0.27	0.70	0.23	0.45
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02
CO ₂	0.16	0.10	0.10	0.00	0.44	0.10	0.10
<i>Сумма</i>	<i>98.04</i>	<i>98.26</i>	<i>98.58</i>	<i>98.27</i>	<i>97.77</i>	<i>97.25</i>	<i>97.33</i>
Ba	116.18		128.66	97.43	161.38	82.09	106.12
Rb	12.29		8.42	4.40	24.56	2.95	14.62
Sr	428.66		361.98	297.84	321.74	319.74	539.08
Zr	9.51		2.61	4.35	9.94	3.78	3.91
Nb	1.21		0.48	0.63	0.92	0.58	0.29
Ni	28.49		16.26	45.08	49.59	47.92	93.64
Co	16.19		12.84	26.36	24.11	28.55	39.27
Cr	146.66		26.12	110.07	97.37	38.72	36.78
La	6.31		2.84	3.26	6.04	3.43	3.14
Ce	13.34		5.59	7.49	12.89	7.06	6.33
Pr	1.56		0.64	0.90	1.52	0.87	0.77
Nd	6.08		2.62	3.55	6.04	3.53	3.25
Sm	1.20		0.57	0.80	1.37	0.77	0.76
Eu	0.64		0.46	0.60	0.71	0.61	0.46
Gd	1.21		0.68	0.85	1.49	0.81	0.77
Tb	0.19		0.10	0.16	0.28	0.16	0.15
Dy	0.97		0.51	0.87	1.37	0.84	0.79
Ho	0.21		0.11	0.18	0.29	0.16	0.17
Er	0.60		0.33	0.53	0.87	0.49	0.47
Tm	0.09		0.04	0.08	0.12	0.07	0.06
Yb	0.57		0.29	0.56	0.85	0.52	0.47
Lu	0.08		0.04	0.07	0.11	0.07	0.06
Y	5.16		2.73	4.43	7.14	4.21	3.84
Cs	0.26		0.09	0.32	0.27	0.09	0.64
Ta	0.08		0.03	0.04	0.06	0.04	0.02
Hf	0.26		0.07	0.15	0.25	0.09	0.12
Th	1.10		0.26	0.32	0.56	0.27	0.24
U	0.23		0.06	0.06	0.11	0.05	0.04

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т. * - данные из Pripachkin, et al., 2016

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 1.2 Химический состав трахитоидных габброноритов массива Мончетундра

№ Обр.	B3-111	B4-111	B4-211	B12-211	B24-111	B25-211	C41/113
SiO ₂	51.21	50.86	51.02	50.75	50.93	50.16	51.46
TiO ₂	0.37	0.32	0.33	0.26	0.33	0.30	0.31
Al ₂ O ₃	15.20	14.80	15.57	13.14	12.92	15.34	16.28
FeO	7.89	6.84	6.18	7.47	9.31	8.24	6.14
Fe ₂ O ₃	0.70	1.43	1.91	0.85	0.12	1.13	0.72
MnO	0.19	0.18	0.17	0.19	0.20	0.19	0.14
MgO	8.31	8.07	7.83	9.68	9.90	9.13	9.77
CaO	12.06	12.55	12.03	13.86	12.68	11.75	11.42
Na ₂ O	2.01	2.02	2.15	1.85	1.73	1.79	1.93
K ₂ O	0.17	0.18	0.17	0.12	0.13	0.31	0.16
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
CO ₂	0.10	0.28	0.13	0.10	0.00	0.10	<0.10
Сумма	98.25	97.56	97.50	98.28	98.26	98.46	51.46

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т. * - данные из Pripachkin, et al., 2016

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.2

№ Обр	B14-111	B19-111	B20-111	A56-112	A71-212*	A76-212	A78-112
SiO ₂	50.84	50.66	51.31	50.26	50.53	49.26	50.20
TiO ₂	0.35	0.34	0.36	0.30	0.34	0.32	0.35
Al ₂ O ₃	14.77	14.42	15.31	16.60	14.18	14.92	20.13
FeO	7.98	7.66	6.73	5.99	6.25	8.17	5.20
Fe ₂ O ₃	0.29	1.16	0.72	1.56	1.49	0.43	1.38
MnO	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.19	0.13
MgO	8.86	9.24	7.81	8.39	8.51	9.71	5.32
CaO	12.80	12.19	12.84	11.95	15.62	13.21	11.76
Na ₂ O	2.04	2.07	2.09	2.31	1.70	1.85	2.74
K ₂ O	0.14	0.27	0.17	0.13	0.13	0.15	0.21
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03		0.02	0.02	
CO ₂	0.10	0.00	0.16		0.00	0.10	
<i>Сумма</i>	98.36	98.20	97.71	97.65	98.94	98.33	97.42
Ba	64.35	70.03	102.85	59.08	56.27	63.93	85.60
Rb	2.71	2.93	4.06	1.54	1.78	2.67	5.07
Sr	239.94	232.25	331.46	205.34	156.65	174.49	265.86
Zr	12.67	11.76	9.85	12.18	15.48	13.46	22.31
Nb	0.56	0.53	0.77	0.46	0.60	0.43	1.12
Ni	104.99	115.00	89.33	123.40	110.89	123.67	118.50
Co	40.88	41.64	32.54	41.88	43.89	51.16	30.41
Cr	27.77	20.83	114.42	19.75	185.86	25.24	20.28
La	2.28	2.29	3.12	2.15	2.62	2.53	3.34
Ce	5.57	5.47	7.46	3.99	6.45	5.61	6.53
Pr	0.75	0.74	0.94	0.62	0.84	0.74	0.79
Nd	3.46	3.41	3.82	2.65	3.81	3.36	3.19
Sm	0.90	0.86	0.92	0.78	1.08	0.90	0.72
Eu	0.39	0.43	0.50	0.38	0.48	0.45	0.44
Gd	1.06	0.99	1.03	1.02	0.96	0.82	0.84
Tb	0.18	0.17	0.17	0.17	0.23	0.20	0.14
Dy	1.09	1.07	1.05	1.06	1.33	1.17	0.92
Ho	0.22	0.22	0.22	0.24	0.28	0.25	0.21
Er	0.69	0.64	0.64	0.74	0.85	0.74	0.61
Tm	0.09	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11	0.09
Yb	0.72	0.66	0.66	0.73	0.86	0.76	0.55
Lu	0.10	0.10	0.09	0.11	0.12	0.11	0.08
Y	5.40	5.40	5.32	7.01	6.97	6.09	6.50
Cs	0.14	0.14	0.18	<0.1	0.16	0.17	0.30
Ta	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.02	0.09
Hf	0.43	0.41	0.35	0.36	0.39	0.37	0.60
Th	0.18	0.17	0.29	0.19	0.19	0.16	0.48
U	0.06	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03	0.08

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т. * - данные из Pripachkin, et al., 2016

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.2

№ Обр	МТ70/62	МТ70/81	МТ70/157
SiO ₂	50.72	50.88	50.60
TiO ₂	0.25	0.22	0.28
Al ₂ O ₃	13.77	19.52	14.23
FeO	6.98	4.63	6.73
Fe ₂ O ₃	1.07	1.09	0.86
MnO	0.18	0.11	0.18
MgO	9.64	5.40	9.57
CaO	12.45	12.68	12.95
Na ₂ O	2.32	2.98	2.09
K ₂ O	0.33	0.17	0.43
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03
CO ₂	0.17	0.10	0.26
<i>Сумма</i>	<i>97.90</i>	<i>97.81</i>	<i>98.21</i>
Ba	69.47	112.52	104.83
Rb	6.55	4.11	7.64
Sr	217.06	344.21	251.99
Zr	9.60	8.00	8.93
Nb	0.31	0.31	0.31
Ni	142.83	201.70	132.06
Co	48.16	34.59	41.22
Cr	42.59	66.90	55.18
La	1.79	1.74	1.64
Ce	3.82	3.46	4.05
Pr	0.60	0.53	0.57
Nd	2.78	2.11	2.73
Sm	0.84	0.55	0.78
Eu	0.38	0.37	0.37
Gd	0.99	0.72	0.92
Tb	0.18	0.12	0.17
Dy	1.19	0.73	1.15
Ho	0.26	0.16	0.24
Er	0.74	0.43	0.65
Tm	0.11	0.06	0.10
Yb	0.73	0.41	0.62
Lu	0.11	0.06	0.10
Y	7.81	4.74	7.12
Cs	0.11	0.15	0.15
Ta	0.09	<0.05	<0.05
Hf	0.22	0.24	0.28
Th	0.16	0.10	0.10
U	0.07	0.03	0.03

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 1.3 Химический состав массивных габброноритов массива Мончетундра

№ Обр	B3-211	B7-311	B13-111	B16-211	B17-111	B33-111	B39-111	B40-111	12-6
SiO ₂	51.86	49.66	50.51	50.17	50.10	48.53	49.68	49.32	49.32
TiO ₂	0.42	0.28	0.42	0.22	0.41	0.44	0.27	0.21	0.22
Al ₂ O ₃	21.37	22.59	20.54	23.44	24.90	22.38	24.05	22.96	14.57
FeO	4.74	4.96	4.16	3.63	3.58	4.21	3.27	3.43	6.95
Fe ₂ O ₃	0.84	0.00	1.52	1.02	0.93	2.17	1.33	1.32	2.14
MnO	0.11	0.09	0.10	0.08	0.09	0.10	0.08	0.09	0.16
MgO	3.64	3.06	4.80	2.97	1.99	3.78	2.88	4.20	9.82
CaO	12.04	13.76	12.58	13.89	12.82	13.48	13.04	13.76	13.57
Na ₂ O	2.88	3.01	3.04	2.68	3.11	2.78	2.94	2.68	1.68
K ₂ O	0.22	0.18	0.22	0.20	0.22	0.31	0.30	0.20	0.16
P ₂ O ₅	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.05	0.03	0.01
CO ₂	0.10	0.33	0.00	0.33	0.10	0.10	0.12	0.11	0.00
Сумма	98.27	97.93	97.90	98.65	98.26	98.34	98.01	98.31	98.60

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.3

№ Обр	C19/213	C26/113	B5-111	B16-111*	B26-111	B34-111	B37-111*
SiO ₂	49.40	50.18	50.20	49.69	45.29	49.33	50.48
TiO ₂	0.32	0.16	0.43	0.25	0.11	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	23.23	25.55	22.24	23.36	18.03	25.88	21.66
FeO	4.22	3.46	4.74	3.69	9.12	4.00	4.09
Fe ₂ O ₃	1.14	0.33	1.09	0.65	1.62	0.00	1.18
MnO	0.09	0.06	0.11	0.08	0.16	0.07	0.09
MgO	4.63	2.87	3.62	3.51	10.64	3.14	4.01
CaO	13.74	14.28	13.44	14.55	10.31	13.24	13.43
Na ₂ O	2.06	2.58	2.62	2.68	1.60	2.50	2.50
K ₂ O	0.19	0.20	0.25	0.21	0.22	0.17	0.23
P ₂ O ₅	0.02	<0,01	0.04	0.04	0.01	0.02	0.02
CO ₂	0.09	<0,10	0.19	0.10	0.16	0.27	0.10
<i>Сумма</i>	<i>99.13</i>	<i>99.67</i>	<i>98.97</i>	<i>98.81</i>	<i>97.27</i>	<i>98.85</i>	<i>98.03</i>
Ba			92.84	80.20	80.85	83.53	93.78
Rb			4.03	2.58	3.60	1.74	5.33
Sr			310.23	323.04	161.41	317.57	316.20
Zr			10.38	7.24	7.33	16.93	5.92
Nb			1.07	0.50	0.27	0.62	0.49
Ni			32.57	40.14	320.83	61.40	54.77
Co			21.93	19.07	82.69	16.57	21.99
Cr			124.78	73.87	46.50	36.94	99.91
La			4.21	2.49	1.16	2.50	2.40
Ce			9.46	5.44	2.57	5.07	5.51
Pr			1.21	0.70	0.33	0.65	0.67
Nd			4.67	3.16	1.40	2.62	3.00
Sm			1.16	0.82	0.36	0.72	0.81
Eu			0.56	0.51	0.21	0.31	0.49
Gd			1.14	0.87	0.47	0.71	0.84
Tb			0.21	0.14	0.08	0.11	0.14
Dy			1.27	0.86	0.49	0.70	0.88
Ho			0.27	0.17	0.11	0.15	0.19
Er			0.72	0.55	0.33	0.41	0.58
Tm			0.11	0.07	0.06	0.06	0.08
Yb			0.76	0.53	0.38	0.41	0.55
Lu			0.11	0.07	0.06	0.06	0.08
Y			6.26	4.37	3.57	4.37	4.66
Cs			0.12	0.05	0.11	<0.1	0.25
Ta			0.07	0.03	<0.05	0.06	0.02
Hf			0.33	0.26	0.23	0.39	0.21
Th			0.39	0.19	0.10	0.19	0.19
U			0.08	0.04	0.03	0.05	0.04

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т. * - данные из Pripachkin, et al., 2016

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.3

№ Обр	A19-112*	A25-112*	A30-112	A57-112	A57-212	A57-312	A57-412
SiO ₂	50.94	51.28	50.56	45.45	47.14	46.73	48.42
TiO ₂	0.46	0.36	0.48	0.40	0.62	0.59	0.53
Al ₂ O ₃	15.28	18.16	17.92	19.30	22.64	22.74	23.30
FeO	5.66	6.39	5.41	7.75	5.49	6.83	5.74
Fe ₂ O ₃	2.75	1.17	2.42	2.20	1.22	1.65	1.24
MnO	0.17	0.14	0.13	0.16	0.11	0.11	0.11
MgO	7.39	6.25	5.44	9.48	4.23	5.38	4.53
CaO	13.16	12.22	13.65	10.77	12.66	11.44	11.77
Na ₂ O	2.17	2.16	2.79	2.18	3.16	2.59	2.71
K ₂ O	0.26	0.21	0.28	0.15	0.21	0.21	0.22
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.06	0.03	0.04	0.03	0.02
CO ₂	0.00	0.00	0.00			0.11	
Сумма	98.29	98.37	99.14	97.87	97.52	98.41	98.59
Ba	92.86	84.78	120.11	63.98	103.75	87.68	85.24
Rb	4.92	3.72	4.57	2.20	1.69	3.75	3.48
Sr	184.58	209.17	243.96	221.32	317.94	264.57	266.66
Zr	12.57	11.46	37.68	12.75	32.18	31.26	24.47
Nb	0.99	0.83	1.36	0.64	1.58	1.44	1.07
Ni	86.27	92.11	58.32	263.36	91.71	146.25	102.08
Co	39.62	42.20					
Cr	146.28	106.49	143.88	173.52	34.52	182.48	152.55
La	4.35	3.61	5.02	2.15	5.09	3.89	3.36
Ce	9.78	8.03	10.37	4.51	11.04	8.05	7.01
Pr	1.27	1.03	1.45	0.56	1.37	1.05	0.94
Nd	5.39	4.29	5.99	2.21	6.14	4.32	4.00
Sm	1.32	1.09	1.31	0.57	1.32	0.87	0.83
Eu	0.61	0.53	0.58	0.32	0.61	0.44	0.49
Gd	1.24	1.00	1.63	0.66	1.45	1.20	0.96
Tb	0.29	0.23	0.30	0.12	0.27	0.21	0.18
Dy	1.56	1.28	1.97	0.78	1.79	1.35	1.20
Ho	0.32	0.25	0.42	0.18	0.38	0.30	0.26
Er	0.95	0.73	1.20	0.54	1.08	0.80	0.73
Tm	0.13	0.11	0.18	0.09	0.16	0.12	0.12
Yb	0.96	0.77	1.18	0.54	1.00	0.81	0.77
Lu	0.13	0.11	0.17	0.08	0.15	0.12	0.12
Y	7.75	6.23	11.24	4.33	9.18	7.11	6.37
Cs	0.14	0.18	0.18	0.00	0.00	0.11	0.14
Ta	0.05	0.05	0.09	0.05	0.11	0.10	0.06
Hf	0.37	0.31	1.05	0.40	0.94	0.86	0.71
Th	0.35	0.30	0.51	0.27	0.60	0.45	0.39
U	0.07	0.06	0.12	0.06	0.15	0.12	0.09

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т. * - данные из Pripachkin, et al., 2016

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.3

№ Обр	A71-112	A74-112	13-1
SiO ₂	51.67	46.52	47.75
TiO ₂	0.39	0.29	0.17
Al ₂ O ₃	20.94	18.92	20.78
FeO	5.16	6.69	6.00
Fe ₂ O ₃	1.84	1.43	1.66
MnO	0.11	0.14	0.13
MgO	4.08	9.32	6.29
CaO	11.67	12.83	11.97
Na ₂ O	2.45	2.02	2.57
K ₂ O	0.23	0.15	0.15
P ₂ O ₅	0.03		
CO ₂	0.10		
<i>Сумма</i>	<i>98.67</i>	<i>98.31</i>	<i>97.47</i>
Ba	103.07	50.43	64.01
Rb	4.19	2.02	2.09
Sr	237.80	209.18	279.33
Zr	11.95	8.51	9.19
Nb	0.93	0.43	0.39
Ni	67.54	231.98	353.42
Co	32.39		47.40
Cr	162.93	89.78	40.12
La	3.91	1.40	1.37
Ce	8.36	2.92	3.02
Pr	1.03	0.40	0.41
Nd	3.90	1.87	1.70
Sm	0.84	0.51	0.44
Eu	0.53	0.26	0.35
Gd	0.93	0.63	0.51
Tb	0.18	0.11	0.08
Dy	0.95	0.71	0.52
Ho	0.19	0.15	0.11
Er	0.57	0.45	0.33
Tm	0.08	0.07	0.06
Yb	0.61	0.48	0.38
Lu	0.08	0.07	0.06
Y	4.77	3.96	3.83
Cs	0.24	0.18	0.11
Ta	0.04	0.00	0.09
Hf	0.29	0.28	0.23
Th	0.40	0.12	0.16
U	0.08	0.03	0.03

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 1.4 Химический состав пород нижней зоны массива Мончетундра

Порода	Нориты						
№ Обр	70/104	70/127.6	70/151	70/165	70/170	70/177	70/225
SiO ₂	47.73	52.04	48.82	49.39	53.98	51.48	51.60
TiO ₂	0.83	0.41	1.42	0.68	0.46	0.26	0.21
Al ₂ O ₃	3.23	1.77	7.74	3.73	6.32	13.01	10.08
FeO	20.84	19.50	19.10	21.60	17.23	9.22	11.77
Fe ₂ O ₃	1.37	1.73	0.47	0.69	0.51	1.37	0.16
MnO	0.40	0.48	0.33	0.36	0.29	0.16	0.24
MgO	15.19	16.79	9.72	15.68	14.38	12.21	13.59
CaO	5.40	4.51	6.99	3.98	2.17	7.88	7.03
Na ₂ O	0.45	0.49	1.22	0.31	0.96	1.38	1.22
K ₂ O	0.08	0.07	0.24	0.22	0.59	0.64	0.22
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03
CO ₂	1.95	0.10	0.14	0.10	0.12	0.13	0.10
<i>Сумма</i>	97.52	97.94	96.24	96.77	97.05	97.79	96.25
Ba	5.17	11.96	57.17	38.06	132.71	206.89	60.45
Rb	0.51	1.06	4.08	8.46	23.68	22.30	4.42
Sr	34.04	23.04	128.59	21.55	86.62	186.10	137.47
Zr	22.95	20.93	40.57	27.42	52.32	22.38	7.81
Nb	0.85	0.89	2.55	1.20	2.77	1.08	0.27
Ni	371.00	261.35	346.60	343.44	462.20	953.41	734.47
Co	124.38	107.97	101.69	122.06	114.59	73.20	89.15
Cr	168.28	180.61	130.32	290.96	1234.78	461.55	419.21
La	2.65	0.66	7.20	3.14	9.56	5.20	1.43
Ce	5.53	2.51	15.47	6.29	19.22	10.31	2.81
Pr	0.68	0.46	2.04	0.73	2.30	1.33	0.35
Nd	3.19	2.45	7.94	3.00	8.07	4.48	1.37
Sm	0.90	0.84	1.78	0.70	1.46	0.97	0.34
Eu	0.22	0.26	0.44	0.22	0.40	0.36	0.18
Gd	1.12	1.02	1.94	1.00	1.62	0.89	0.38
Tb	0.24	0.20	0.33	0.19	0.25	0.14	0.06
Dy	1.49	1.41	2.21	1.32	1.63	0.89	0.49
Ho	0.33	0.33	0.48	0.32	0.36	0.21	0.12
Er	1.06	1.04	1.45	1.01	1.12	0.59	0.35
Tm	0.17	0.16	0.22	0.17	0.18	0.09	0.06
Yb	1.13	1.08	1.47	1.25	1.16	0.60	0.40
Lu	0.17	0.16	0.22	0.21	0.18	0.09	0.06
Y	10.19	9.75	14.21	10.76	10.40	6.11	3.60
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	0.22	0.90	0.82	<0.1
Ta	0.06	0.06	0.12	0.06	0.14	0.06	<0.05
Hf	0.61	0.51	1.03	0.69	1.25	0.58	0.20
Th	0.41	0.45	1.34	0.57	2.63	1.24	0.22
U	0.08	0.12	0.29	0.11	0.52	0.29	0.04

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.4

Порода	Нориты					Пироксениты	
№ Обр	70/245	70/259	70/281	70/303	70/319	70/127	70/172
SiO ₂	49.85	50.48	51.17	52.54	52.24	51.22	52.51
TiO ₂	0.32	0.42	0.38	0.14	0.33	0.31	0.20
Al ₂ O ₃	6.15	9.56	11.70	12.33	9.08	5.36	5.15
FeO	17.33	15.89	12.98	7.40	10.30	16.65	9.09
Fe ₂ O ₃	0.23	0.43	0.21	0.38	0.85	0.98	0.00
MnO	0.31	0.28	0.24	0.18	0.20	0.39	0.19
MgO	15.20	11.27	11.01	13.61	15.97	16.37	25.42
CaO	5.10	7.94	7.58	10.07	5.81	5.62	3.99
Na ₂ O	0.73	1.42	1.39	1.11	0.82	0.84	0.37
K ₂ O	0.29	0.27	0.18	0.07	0.19	0.19	0.18
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.06	0.04	0.02	0.03	0.02
CO ₂	0.10	0.10	0.24	0.10	0.37	0.13	0.54
<i>Сумма</i>	<i>95.64</i>	<i>98.09</i>	<i>97.14</i>	<i>97.97</i>	<i>96.18</i>	<i>98.09</i>	<i>97.66</i>
Ba	74.76	83.94	60.15	32.30	57.79	60.00	29.05
Rb	9.39	7.39	3.67	1.99	4.99	5.47	5.25
Sr	72.73	153.58	159.23	164.51	117.66	21.28	36.09
Zr	16.44	17.60	16.11	4.62	39.01	13.85	7.59
Nb	0.66	0.81	0.77	0.23	1.85	0.50	0.35
Ni	1095.99	814.86	425.84	314.96	853.98	271.16	397.71
Co	126.83	110.83	79.11	53.83	88.55	111.01	76.56
Cr	222.34	197.63	387.41	324.02	1509.73	207.15	2896.85
La	3.20	3.37	3.68	0.96	4.65	1.58	0.93
Ce	6.54	7.31	7.60	2.12	10.01	3.56	2.00
Pr	0.79	0.95	0.99	0.27	1.16	0.46	0.27
Nd	3.19	3.96	4.20	1.04	4.79	2.29	1.10
Sm	0.72	1.00	1.00	0.34	0.93	0.56	0.34
Eu	0.28	0.37	0.38	0.19	0.20	0.22	0.09
Gd	0.97	1.30	0.99	0.46	0.90	0.79	0.34
Tb	0.17	0.19	0.19	0.08	0.16	0.14	0.07
Dy	1.12	1.38	1.21	0.46	1.13	1.17	0.47
Ho	0.25	0.30	0.25	0.10	0.24	0.30	0.12
Er	0.74	0.95	0.80	0.30	0.75	0.83	0.38
Tm	0.11	0.14	0.12	0.05	0.12	0.14	0.06
Yb	0.75	0.99	0.80	0.32	0.75	0.90	0.38
Lu	0.11	0.15	0.12	0.05	0.12	0.14	0.06
Y	7.09	9.51	7.97	3.02	6.48	8.50	3.90
Cs	0.30	0.22	0.15	<0.1	0.30	0.11	0.26
Ta	0.06	0.06	<0.05	0.09	0.11	<0.05	<0.05
Hf	0.39	0.49	0.43	0.11	0.91	0.35	0.23
Th	0.76	0.57	0.64	0.06	1.17	0.25	0.13
U	0.15	0.10	0.14	0.02	0.20	0.05	0.03

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1.4

Порода	Пироксениты					Гарцбургит
№ Обр	70/189	70/194	70/196	70/200	70/204	70/214
SiO ₂	51.36	51.72	51.44	45.91	53.76	52.97
TiO ₂	0.21	0.22	0.18	0.11	0.15	0.16
Al ₂ O ₃	4.75	11.81	9.04	3.60	4.27	6.96
FeO	11.71	8.62	10.46	10.33	9.08	9.88
Fe ₂ O ₃	2.24	0.22	1.30	0.47	0.00	0.00
MnO	0.27	0.17	0.23	0.20	0.20	0.21
MgO	20.26	17.18	17.40	34.46	27.95	22.62
CaO	5.16	6.15	6.49	2.02	3.00	5.37
Na ₂ O	0.41	1.08	0.95	0.30	0.37	0.57
K ₂ O	0.19	0.37	0.18	0.06	0.10	0.14
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03
CO ₂	0.16	0.29	0.34	0.24	0.13	0.13
<i>Сумма</i>	<i>96.76</i>	<i>97.85</i>	<i>98.05</i>	<i>97.73</i>	<i>99.03</i>	<i>99.04</i>
Ba	40.22	132.72	48.27	13.95	16.08	32.97
Rb	6.14	8.55	4.52	1.95	2.40	4.04
Sr	46.21	155.44	115.73	33.35	38.52	85.97
Zr	6.84	11.23	7.50	4.10	4.38	5.72
Nb	0.35	0.54	0.50	0.12	0.15	0.15
Ni	843.79	992.27	403.11	1019.55	506.17	522.46
Co	103.70	76.69	82.28	120.50	81.94	74.74
Cr	444.56	1156.70	599.65	7757.41	3504.06	2052.49
La	1.02	2.21	1.13	0.60	0.90	0.87
Ce	2.09	4.44	2.33	1.27	1.42	1.80
Pr	0.27	0.52	0.27	0.16	0.17	0.24
Nd	1.06	2.06	1.04	0.63	0.70	1.05
Sm	0.30	0.41	0.32	0.18	0.21	0.34
Eu	0.12	0.14	0.12	0.08	0.06	0.11
Gd	0.37	0.48	0.36	0.23	0.24	0.30
Tb	0.06	0.08	0.05	0.04	0.04	0.06
Dy	0.46	0.46	0.37	0.27	0.36	0.41
Ho	0.12	0.09	0.09	0.06	0.09	0.10
Er	0.38	0.30	0.30	0.18	0.28	0.33
Tm	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05
Yb	0.44	0.32	0.35	0.20	0.32	0.35
Lu	0.07	0.05	0.06	0.03	0.05	0.06
Y	3.41	3.21	3.44	1.72	2.86	3.48
Cs	0.26	0.15	0.15	<0.1	0.11	0.11
Ta	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Hf	0.19	0.29	0.15	0.17	0.13	0.18
Th	0.13	0.38	0.13	0.06	0.10	0.10
U	0.04	0.09	0.04	0.02	0.01	0.03

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 1.5 Химический состав габбро-пегматитов массива Мончтеундра

№ Обр	B5-311	B42-111	B57-111	70/264	70/275
SiO ₂	60.27	52.21	51.09	52.14	55.54
TiO ₂	0.43	0.44	0.35	0.47	1.12
Al ₂ O ₃	11.90	22.05	20.16	10.63	17.03
FeO	3.86	2.98	5.12	15.82	10.43
Fe ₂ O ₃	4.55	3.42	1.70	0.00	0.00
MnO	0.12	0.08	0.11	0.27	0.13
MgO	3.89	1.04	3.83	9.91	5.33
CaO	12.96	11.42	12.61	5.46	5.09
Na ₂ O	0.48	3.38	2.87	1.20	2.39
K ₂ O	0.07	0.54	0.25	0.31	1.00
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.01	0.06	0.03
CO ₂	0.10	0.10	0.00	0.14	0.10
<i>Сумма</i>	<i>98.71</i>	<i>97.75</i>	<i>98.10</i>	<i>96.41</i>	<i>98.19</i>
Ba	15.67	241.54	124.31	89.47	256.78
Rb	0.37	19.43	6.26	10.86	40.72
Sr	483.81	349.75	255.49	147.71	381.38
Zr	7.44	27.87	5.87	29.25	66.25
Nb	0.86	3.03	0.39	1.50	5.36
Ni	38.68	74.47	49.59	519.08	213.97
Co	27.47	17.00	30.33	89.60	49.34
Cr	203.33	145.63	30.69	467.13	756.18
La	3.34	11.33	3.40	7.02	16.84
Ce	8.08	24.35	7.81	13.94	31.48
Pr	1.08	2.90	0.93	1.76	3.45
Nd	4.88	11.85	3.80	6.89	12.17
Sm	1.28	2.58	0.89	1.53	2.00
Eu	0.51	1.03	0.63	0.47	1.48
Gd	1.33	2.73	0.93	1.27	2.01
Tb	0.23	0.41	0.19	0.22	0.29
Dy	1.53	2.35	0.98	1.46	1.43
Ho	0.30	0.49	0.21	0.36	0.33
Er	0.89	1.39	0.60	1.04	0.92
Tm	0.13	0.22	0.09	0.15	0.17
Yb	0.85	1.43	0.64	1.05	1.16
Lu	0.13	0.20	0.09	0.15	0.16
Y	7.66	12.89	4.96	9.81	9.39
Cs	0.01	0.21	0.11	0.30	1.27
Ta	0.06	0.17	0.03	0.11	0.34
Hf	0.31	0.81	0.18	0.66	1.61
Th	0.24	1.26	0.28	1.84	3.46
U	0.05	0.21	0.06	0.33	0.80

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 1.6 Химический состав дунитов из разреза скважины МТ-70.

№ Обр	70/129	70/137	70/219	70/324
SiO ₂	37.16	35.96	39.70	38.72
TiO ₂	0.03	0.08	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	1.01	1.45	1.17	1.81
FeO	6.02	4.74	8.51	6.31
Fe ₂ O ₃	2.77	3.48	1.06	2.10
MnO	0.16	0.14	0.15	0.14
MgO	45.99	42.76	46.38	43.11
CaO	0.23	0.87	0.68	0.69
Na ₂ O	0.06	0.07	0.06	0.09
K ₂ O	0.02	0.08	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.04
CO ₂	0.70	1.36	0.37	0.95
<i>Сумма</i>	<i>94.17</i>	<i>91.02</i>	<i>98.17</i>	<i>94.01</i>
Ba	3.40	24.06	2.62	1.55
Rb	1.51	4.53	1.10	0.86
Sr	4.80	8.44	4.69	4.53
Zr	0.74	6.92	1.56	1.01
Nb	0.35	3.51	0.23	0.12
Ni	3074.25	2916.31	2634.86	2483.12
Co	122.40	115.05	135.84	118.13
Cr	10273.61	13423.88	5054.51	5520.66
La	0.09	0.28	0.20	0.11
Ce	0.18	0.56	0.52	0.22
Pr	0.03	0.09	0.08	0.04
Nd	0.14	0.44	0.34	0.18
Sm	0.05	0.15	0.07	0.05
Eu	<0.005	0.01	0.01	0.01
Gd	0.04	0.12	0.09	0.07
Tb	0.01	0.02	0.01	0.01
Dy	0.05	0.13	0.09	0.07
Ho	0.01	0.03	0.02	0.02
Er	0.03	0.07	0.05	0.06
Tm	0.01	0.01	0.01	0.01
Yb	0.04	0.06	0.10	0.09
Lu	0.01	0.01	0.02	0.02
Y	1.01	0.65	0.55	0.71
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ta	0.06	0.09	<0.05	<0.05
Hf	<0.05	0.14	0.06	<0.05
Th	0.06	0.10	0.06	0.03
U	0.03	0.04	0.01	0.01

Прим. Главные оксиды в мас. %, редкоземельные элементы в г/т.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Таблица 2.1 Изотопные Sm-Nd данные для пород массива Мончетундра

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$	$\varepsilon\text{Nd}_{(T)}$
<i>Метагаббро (2520 млн лет)</i>							
B17/111	1.35	6.00	0.1363	0.511635	0.000013	0.509371	-0.06
ЛН-31/105 ¹	1.55	6.70	0.1395	0.511538	0.000024	0.509221	-3.00
17/106 ¹	0.98	5.49	0.1082	0.511053	0.000017	0.509256	-2.31
32/105	0.59	2.40	0.1484	0.511896	0.000015	0.509430	1.10
34/306 ¹	0.45	1.57	0.1719	0.512206	0.000021	0.509349	-0.47
37/106 ¹	0.98	4.00	0.1482	0.511731	0.000027	0.509269	-2.06
<i>Нориты (2500 млн лет)</i>							
70/104	0.85	2.87	0.1787	0.511950	0.000017	0.509005	-7.75
70/151	1.72	7.86	0.1319	0.511464	0.000004	0.509290	-2.15
70/177	0.81	3.58	0.1361	0.511351	0.000011	0.509108	-5.73
70/225	0.31	1.35	0.1378	0.511716	0.000029	0.509445	0.89
70/259	0.99	3.65	0.1646	0.511797	0.000010	0.509084	-6.19
M9 ²	0.47	2.24	0.1264	0.511354	0.000005	0.509271	-2.53
M1/933.1 ²	0.28	0.97	0.1769	0.512233	0.000005	0.509317	-1.61
<i>Пироксениты (2500 млн лет)</i>							
70/189	0.27	1.10	0.1489	0.511987	0.000016	0.509533	2.62
70/214	0.27	1.02	0.1616	0.511853	0.000019	0.509190	-4.12
MT3 ³	0.25	1.06	0.1403	0.511815	0.000009	0.509503	2.02
P-1/109 ⁴	0.68	2.09	0.1762	0.512377	0.000019	0.509473	1.45
<i>Дуниты (<2500 млн лет)</i>							
70/137	0.13	0.52	0.1525	0.511959	0.000045	-	-
70/324	0.06	0.22	0.1534	0.511970	0.000050	-	-
<i>Трахитоидные габбронориты (2500 млн лет)</i>							
B19/111	0.46	1.72	0.1628	0.512049	0.000018	0.509365	-0.68
B20/111	0.87	3.65	0.1441	0.511794	0.000007	0.509418	0.37
A71/212	1.02	3.61	0.1714	0.512187	0.000019	0.509362	-0.74
A76/212	0.80	2.92	0.1653	0.512128	0.000016	0.509403	0.07
C17/113	0.46	1.67	0.1674	0.512242	0.000023	0.509483	1.64
C20/113	0.59	1.98	0.1811	0.512263	0.000021	0.509278	-2.40
C41/113	0.75	3.10	0.1467	0.511737	0.000020	0.509319	-1.59
MT70/21.0	0.48	1.66	0.1731	0.512334	0.000017	0.509481	1.61
ЛН-14/105 ¹	0.61	2.19	0.1693	0.512130	0.000026	0.509340	-1.17
ЛН-15/105 ¹	0.58	2.02	0.1744	0.512313	0.000032	0.509439	0.77
ЛН-15/205 ¹	0.24	1.31	0.1123	0.511319	0.000043	0.509468	1.35
ЛН-16/105	0.59	2.27	0.1571	0.512078	0.000011	0.509489	1.75
61/106 ¹	0.50	1.80	0.1689	0.512174	0.000028	0.509390	-0.19

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Продолжение таблицы 2.1

Образец	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$	$\varepsilon\text{Nd}_{(T)}$
15/107	0.41	1.35	0.1823	0.512523	0.000014	0.509519	2.34
76/107	0.73	2.78	0.1598	0.511959	0.000027	0.509325	-1.46
S-76/107	0.95	4.17	0.1374	0.511740	0.000017	0.509476	1.49
20/108	0.42	1.35	0.1857	0.512435	0.000032	0.509375	-0.49
M6 ²	0.94	3.54	0.1595	0.511963	0.000005	0.509334	-1.28
M1/339.5 ²	1.16	4.77	0.1466	0.511783	0.000005	0.509367	-0.64
<i>Массивные габбронориты (2470 млн лет)</i>							
B13/111	1.00	4.39	0.1379	0.511686	0.000019	0.509413	0.26
B16/111	0.59	2.45	0.1467	0.511791	0.000020	0.509402	-0.72
B26/111	0.31	1.30	0.1427	0.511842	0.000021	0.509518	1.57
A25/112	0.91	3.53	0.1565	0.511916	0.000018	0.509368	-1.39
A30/112	1.25	5.57	0.1355	0.511748	0.000019	0.509541	2.01
A57/112	0.63	2.52	0.1522	0.511755	0.000012	0.509277	-3.16
A57/212	1.30	5.58	0.1411	0.511675	0.000013	0.509378	-1.18
A57/312	0.95	4.29	0.1333	0.511710	0.000020	0.509539	1.97
A57/412	0.85	3.79	0.1361	0.511680	0.000019	0.509464	0.49
A74/112	0.47	1.82	0.1556	0.512048	0.000013	0.509515	1.49
C19/113	0.92	4.18	0.1324	0.511744	0.000025	0.509587	2.92
C26/113	0.44	1.89	0.1421	0.511840	0.000040	0.509526	1.71
C51/113	0.61	2.26	0.1627	0.512164	0.000023	0.509515	1.50
12-1	0.65	2.17	0.1800	0.512393	0.000032	0.509463	0.48
13-1	0.42	1.76	0.1454	0.511795	0.000007	0.509428	-0.21
ЛН-38/105 ¹	0.60	2.46	0.1464	0.511736	0.000020	0.509352	-1.71
ЛН-41/105 ¹	0.32	1.21	0.1602	0.512010	0.000330	0.509401	-0.74
ЛН-47/105	0.74	3.61	0.1246	0.511540	0.000010	0.509511	1.42
ЛН-50/105 ¹	0.54	2.19	0.1499	0.511914	0.000024	0.509474	0.69
ЛН-52/105	0.48	1.91	0.1527	0.511925	0.000033	0.509439	0.00
ЛН-55/105 ¹	0.37	1.62	0.1398	0.511611	0.000028	0.509334	-2.05
ЛН-58/105 ¹	0.34	0.13	0.1451	0.511902	0.000014	0.509540	1.99
1/106 ¹	0.97	3.95	0.1485	0.511749	0.000023	0.509330	-2.13
7/106 ¹	0.02	0.09	0.1051	0.511028	0.000022	0.509317	-2.40
7/206 ¹	0.83	3.52	0.1424	0.511660	0.000033	0.509341	-1.91
23/106 ¹	0.86	3.49	0.1499	0.511769	0.000024	0.509329	-2.15
41/106 ¹	0.91	3.71	0.1483	0.511786	0.000029	0.509372	-1.31
50/106 ¹	0.54	2.03	0.1595	0.511972	0.000019	0.509375	-1.25
60/106 ¹	0.50	2.05	0.1486	0.511682	0.000034	0.509263	-3.45
9/107	0.62	2.59	0.1449	0.511909	0.000008	0.509549	2.17
14/108	0.54	1.78	0.1828	0.512283	0.000010	0.509306	-2.16
MT-4	0.93	4.01	0.1394	0.511711	0.000012	0.509441	0.04

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Продолжение таблицы 2.1

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$
МТ-6 ¹	0.48	1.91	0.1527	0.511939	0.000033	0.509453	0.28
3024 ²	1.30	4.94	0.1595	0.511998	0.000005	0.509401	-0.74
3027 ²	0.85	3.64	0.1402	0.511696	0.000005	0.509413	-0.50
3030 ²	1.64	7.25	0.1370	0.511631	0.000005	0.509400	-0.75
<i>Габбро-пегматиты (2450 млн лет)</i>							
В57/111	0.79	3.21	0.1482	0.511774	0.000011	0.509381	-1.64
ЛН-44/205 ¹	4.60	20.90	0.1342	0.511524	0.000023	0.509357	-2.12
1/206 ¹	1.65	7.26	0.1374	0.511628	0.000025	0.509409	-1.09
60/306 ¹	0.68	2.92	0.1405	0.511658	0.000024	0.509389	-1.48
70/275	1.90	9.06	0.1271	0.510901	0.000080	0.508849	-12.08

Примечание. Надстрочными цифрами в наименовании образцов указаны литературные источники: 1 – Нерович и др., 2009; 2 – Расслоенные интрузии..., 2004; 3 – Чащин и др., 2020; 4 – Bayanova et al., 2014.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Таблица 2.2 Изотопные Rb-Sr данные для пород массива Мончетундра

Образец	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$
<i>Нориты (2500 млн лет)</i>						
70/104	0.65	33.87	0.0541	0.70629	0.00022	0.70433
70/151	6.98	132.61	0.1486	0.70907	0.00016	0.70370
70/177	24.72	187.74	0.3715	0.71769	0.00018	0.70427
70/225	5.82	142.04	0.1157	0.70791	0.00016	0.70373
70/259	9.09	156.30	0.1641	0.70990	0.00021	0.70397
M1/933.1*	4.69	103.00	0.1316	0.70707	0.00002	0.70231
<i>Пироксениты (2500 млн лет)</i>						
70/189	5.45	49.22	0.3123	0.71627	0.00028	0.70498
70/214	4.51	77.12	0.1650	0.70745	0.00014	0.70149
<i>Дуниты (<2500 млн лет)</i>						
70/137	3.94	10.49	1.0597	0.73705	0.00025	-
70/324	0.46	3.25	0.4056	0.70698	0.00022	-
<i>Трахитоидные габбронориты (2500 млн лет)</i>						
B14/111	2.59	228.63	0.0320	0.70527	0.00015	0.70411
B19/111	2.91	218.82	0.0375	0.70484	0.00014	0.70349
A71/212	2.40	183.31	0.0369	0.70442	0.00018	0.70309
A76/212	2.4	177.9	0.0428	0.70416	0.00016	0.70261
C20/113	1.14	186.01	0.0173	0.70267	0.00019	0.70205
MT70/21.0	1.08	251.91	0.0121	0.70297	0.00019	0.70253
MT70/157	9.29	264.00	0.0993	0.70853	0.00015	0.70494
LN-14/105	3.24	177.44	0.0529	0.70404	0.00008	0.70213
S-76/107	2.61	192.73	0.0392	0.70394	0.00007	0.70252
20/108	3.35	176.65	0.0548	0.70436	0.00007	0.70238
M1/339.5*	3.82	286.00	0.0386	0.70446	0.00027	0.70307
<i>Массивные габбронориты (2470 млн лет)</i>						
B16/111	2.32	279.70	0.0234	0.70329	0.00015	0.70246
A19/112	4.94	195.31	0.0714	0.70415	0.00016	0.70308
A25/112	4.00	220.90	0.0511	0.70452	0.00016	0.70270
A30/112	4.82	276.11	0.0493	0.70529	0.00016	0.70353
C19/113	3.61	297.20	0.0343	0.70470	0.00015	0.70348
C26/113	1.68	295.40	0.0161	0.70381	0.00016	0.70324
C51/113	1.25	251.80	0.0140	0.70390	0.00019	0.70340
LN-50/105	1.63	261.52	0.0180	0.70310	0.00005	0.70246
LN-55/105	2.57	265.04	0.0280	0.70362	0.00009	0.70262
1/106	3.14	255.73	0.0355	0.70434	0.00008	0.70307
7/106	2.67	192.62	0.0401	0.70408	0.00008	0.70265
14/108	1.18	165.81	0.0206	0.70388	0.00009	0.70315
3024*	3.90	259.00	0.0434	0.70382	0.00002	0.70227
3027*	2.57	295.00	0.0251	0.70307	0.00002	0.70217

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Продолжение таблицы 2.2

Образец	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$
3030*	8.02	295.00	0.0784	0.70482	0.00002	0.70202
<i>Габбро-негматиты (2450 млн лет)</i>						
70/275	63.94	407.30	0.4429	0.71908	0.00015	0.7034

Примечание. Надстрочным символом «*» обозначены данные из Yang et al., 2016.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Таблица 3.1. Содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах массива Мончетундра.

№	Образец	Порода	Ru, г/т	Rh, г/т	Pd, г/т	Ir, г/т	Pt, г/т	Сумма ЭПГ, г/т	Pd/Pt
1	B26-111	Масс. габбронорит	н.п.о.	н.п.о.	0.12	н.п.о.	0.09	0.21	1.33
2	A57-112	Масс. габбронорит	н.п.о.	0.0025	0.13	н.п.о.	0.0055	0.14	23.64
3	A57-212	Масс. габбронорит	н.п.о.	0.0033	0.18	н.п.о.	0.031	0.21	5.81
4	A57-312	Масс. габбронорит	н.п.о.	0.0027	0.15	н.п.о.	0.0033	0.16	45.45
5	A57-412	Масс. габбронорит	н.п.о.	0.0026	0.15	н.п.о.	0.0059	0.16	25.42
6	MT70/62	Тр. габбронорит	н.п.о.	0.003	0.150	н.п.о.	0.008	0.16	20.00
7	MT70/81	Тр. габбронорит	н.п.о.	0.004	0.190	н.п.о.	0.018	0.21	10.56
8	70/104	Норит	н.п.о.	н.п.о.	0.054	н.п.о.	0.034	0.09	1.59
9	70/127	Пироксенит	н.п.о.	н.п.о.	0.039	н.п.о.	0.018	0.06	2.17
10	70/127.6	Норит	н.п.о.	н.п.о.	0.031	н.п.о.	0.014	0.05	2.21
11	70/129	Дунит	0.011	н.п.о.	0.010	0.004	0.006	0.03	1.75
12	70/137	Дунит	0.013	н.п.о.	0.004	0.004	0.003	0.02	1.39
13	70/151	Норит	н.п.о.	0.005	0.190	0.002	0.100	0.30	1.90
14	70/157	Тр. габбронорит	н.п.о.	0.002	0.130	н.п.о.	0.004	0.14	35.14
15	70/165	Норит	н.п.о.	н.п.о.	0.056	н.п.о.	0.037	0.09	1.51
16	70/170	Норит	н.п.о.	0.003	0.110	н.п.о.	0.044	0.16	2.50
17	70/172	Пироксенит	н.п.о.	0.003	0.053	н.п.о.	0.024	0.08	2.21
18	70/177	Норит	0.005	0.042	1.350	0.008	0.400	1.80	3.38
19	70/189	Пироксенит	0.005	0.029	0.970	0.007	0.600	1.61	1.62
20	70/194	Пироксенит	0.003	0.021	0.590	0.005	0.170	0.79	3.47
21	70/196	Пироксенит	н.п.о.	0.004	0.160	н.п.о.	0.033	0.20	4.85
22	70/200	Гарцбургит	0.006	0.005	0.100	0.002	0.047	0.16	2.13
23	70/204	Пироксенит	0.012	0.005	0.086	0.005	0.055	0.16	1.56
24	70/214	Пироксенит	н.п.о.	0.006	0.180	н.п.о.	0.048	0.23	3.75
25	70/219	Дунит	0.008	н.п.о.	0.007	н.п.о.	0.008	0.02	0.86
26	70/225	Норит	0.003	0.016	0.570	0.004	0.300	0.89	1.90
27	70/245	Норит	0.005	0.028	0.800	0.007	0.470	1.31	1.70
28	70/259	Норит	0.003	0.025	0.790	0.005	0.430	1.25	1.84
29	70/264	Габбро-пегматит	н.п.о.	0.027	0.520	0.004	0.290	0.84	1.79
30	70/275	Габбро-пегматит	0.003	0.048	0.390	0.003	0.170	0.61	2.29

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 3

Продолжение таблицы 3.1

31	70/281	Норит	н.п.о.	0.660	0.160	0.008	0.079	0.91	2.03
32	70/303	Норит	н.п.о.	н.п.о.	0.094	н.п.о.	0.015	0.11	6.27
33	70/319	Норит	0.003	0.005	0.370	0.002	0.230	0.61	1.61
34	70/324	Дунит	0.008	0.005	0.034	0.003	0.010	0.06	3.58

Примечание: Определение элементов платиновой группы (ЭПГ) проводилось в Центральной лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) методом ICP-MS на приборе ELAN-6100 DRC-e (PerkinElmer Inc., США), аналитики – В.А. Шилов, В.Л. Кудряшов. Погрешность измерений не превышала $\pm 5\%$. Тр. габбронорит – трахитоидный габбронорит. н.п.о. – ниже предела обнаружения. Предел обнаружения для всех элементов составлял 0.002 г/т.