Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



Кузьмин Иван Андреевич

Особенности состава и механизм формирования горизонта пикритовых габбро-долеритов северо-восточной ветви Талнахской интрузии (Норильский район)

1.6.3. Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

д.г.-м.н. Толстых Надежда Дмитриевна

Новосибирск – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР 11

1.1. Краткая историческая справка об освоении Норильского района и открытии Норильских месторождений 11

1.2. Теоретические основы изучения руд и магматических образований Норильского района 12

1.3. Концептуальные взгляды на формирование горизонта пикритовых габбро-долеритов 21

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА И ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ 24

2.1. Региональный геологический очерк 24

2.2. Геологическое строение Талнахского рудного узла и типовое строение интрузий норильского типа 27

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ 30

3.1. Каменный материал 30

3.2. Аналитические методы 30

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ 35

4.1. Строение Талнахской интрузии в изученных разрезах и макроскопическая характеристика пород и руд 35

4.2. Краткая минералого-петрографическая характеристика основной расслоенной серии интрузии на примере скважины СФ-21 42

4.3. Минералого-петрографическая характеристика пикритовых габбро-долеритов на примере скважины СФ-21 45

4.4. Мегакристы в пикритовых габбро-долеритах 53

4.5. Сравнительная геохимическая характеристика расслоенной серии и пикритовых габбро-долеритов 70

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ 80

5.1. Обоснование выбора концепции формирования пикритовых габбро-долеритов 80

5.2. Общие минералого-геохимические особенности пикритовых габбро-долеритов 82

5.3. Типы и модели формирования обратной зональности 86

5.4. Мегакристы – маркеры последовательного поступления магм 89

5.5. Генетическая схема формирования пикритовых габбро-долеритов 94

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 96

СПИСОК АББРЕВИАТУР, СОКРАЩЕНИЙ И ИНДЕКСОВ МИНЕРАЛОВ 97
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 99
ПРИЛОЖЕНИЯ.....116
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....116
ПРИЛОЖЕНИЕ Б.....118
ПРИЛОЖЕНИЕ В.....119
ПРИЛОЖЕНИЕ Г.....121
ПРИЛОЖЕНИЕ Д.....125
ПРИЛОЖЕНИЕ Е.....127
ПРИЛОЖЕНИЕ Ж.....131
ПРИЛОЖЕНИЕ И.....135
ПРИЛОЖЕНИЕ К.....137
ПРИЛОЖЕНИЕ Л.....139
ПРИЛОЖЕНИЕ М.....140
ПРИЛОЖЕНИЕ Н.....141
ПРИЛОЖЕНИЕ П.....142

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Гигантские Cu-Ni-ЭПГ месторождения Норильского района широко известны колоссальными запасами медно-никелевых руд, значительной мощностью богатых рудных тел и разнообразной ЭПГ (элементы платиновой группы) и сульфидной минерализацией. Неразрывная пространственная и генетическая связь рудных тел с дифференцированными ультрамафит-мафитовыми интрузивами обратила на себя внимание исследователей ещё в первой половине XX века, и с тех самых пор не прекращается дискуссия вокруг генезиса сульфидных руд, а также условий и механизмов формирования самих ультрамафит-мафитовых интрузивов.

Интрузии норильского типа имеют характерное ритмично расслоенное строение. По вертикали наблюдается отчётливая смена вещественного состава пород от такситовых и пикритовых габбро-долеритов в нижней части до призматически-зернистых габбро-долеритов и лейкогаббро (часто с такситовой текстурой) в верхней, что, в первую очередь, и стало основой для различных петрологических построений. При этом, если такситовые габбро-долериты и лейкогаббро в эндоконтактовых зонах интрузии традиционно выделялись в отдельную габбровую серию и в контексте вопросов формирования дифференцированных интрузий норильского типа рассматривались несколько обособленно [Годлевский, 1959; Дюжиков и др., 1988; Лихачёв, 2006; Tolstykh et al., 2024], то пикритовые габбро-долериты ещё со времён М.Н. Годлевского [Годлевский, 1959] было принято считать кумулятивной частью основной расслоенной серии, сформированной вследствие гравитационной отсадки оливинового кумулуса «in situ». Эта модель долгое время активно поддерживалась большинством исследователей Норильских месторождений [Масайтис, 1958; Золотухин, 1964; Додин, Батуев, 1971; Налдретт, 2003; Дистлер и др., 1999; Barnes et al., 2023 и др.].

Первым, кто усомнился в состоятельности модели кристаллизационной дифференциации «in situ», был Г.Б. Роговер [Роговер, 1959]. Озвученные им тезисы в дальнейшем постепенно дополнялись геологическими и петролого-геохимическими наблюдениями [Смирнов, 1966; Туганова, 1991 и др.], пока не были обобщены в схему [Рябов и др., 2000], в рамках которой пикритовые габбро-долериты являются продуктом внедрения и кристаллизации отдельной порции ультрамафитовой магмы, по составу отличной от основной магмы, родоначальной для остальной части расслоенной серии, однако в рамках этой модели внедрение этих двух магм происходит единовременно. Эта теория была поддержана узким кругом исследователей и в дальнейшем на основании изотопно-геохимических данных было выдвинуто предположение о не единовременном, а

последовательном внедрении этих двух (ультраосновной и основной) магм, предположительно, с их частичным смешением [Туганова, Шергина, 2003; Малич и др., 2018], которое могло происходить в подводящем канале, промежуточной камере или непосредственно в камере становления. В представленной работе сделан акцент на вещественных характеристиках горизонта пикритовых габбро-долеритов, их взаимоотношениях с вышележащими породами основной диффенцированной серии, охарактеризована обратная геохимическая зональность пикритовых габбро-долеритов и представлены свидетельства последовательного внедрения всё менее и менее дифференцированных порций магмы в камеру становления.

Цель исследования

Установить особенности генезиса пикритовых габбро-долеритов на основе их минералого-геохимических особенностей в пределах северо-восточной ветви Талнахской интрузии.

Основные задачи исследования

1. С опорой на литературные данные, а также выявленные в ходе работы структурные и геохимические взаимоотношения между пикритовыми габбро-долеритами и породами расслоенной серии определить наиболее правдоподобную парадигму их формирования;
2. Выявить закономерности поведения петрогенных и редких элементов, а также элементов платиновой группы (ЭПГ) в горизонте пикритовых габбро-долеритов;
3. Выявить структурно-вещественные признаки последовательного внедрения различных дифференциатов магмы при кристаллизации горизонта пикритовых габбро-долеритов;
4. Обобщив литературные и полученные в ходе работы новые данные, скорректировать существующую схему формирования пикритовых габбро-долеритов в контексте формирования интрузий норильского типа.

Фактический материал и аналитические методы

В основу работы положена представительная коллекция образцов керна, отобранных по разрезам скважин в поле рудника Скалистый, вскрывающим северо-восточную ветвь Талнахской интрузии: СФ-6, СФ-15, СФ-16, СФ-17 и СФ-21 (более 200 образцов).

Для петрографических и минераграфических исследований методами оптической и сканирующей электронной микроскопии изготовлено более 100 полированных пластинок, получено свыше 1000 анализов с применением энергодисперсионного микроспектромкетра (ЭДС) и 500 с использованием волнодисперсионного микроспектрометра (ВДС), 28 анализов с применением метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и

системой лазерного пробоотбора (ЛА-ИСП-МС), а также сделано более 300 микрофотографий.

Для проведения химического анализа пробы измельчались в щековой дробилке с последующим доизмельчением. Всего выполнено 95 анализов РФА (рентгенофлуоресцентный анализ) на петрогенные элементы, 22 анализа ИСП-МС (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) на редкие и редкоземельные элементы, 6 анализов ААС (атомно-адсорбционная спектроскопия) на ЭПГ и 10 анализов на определение изотопных отношений Rb и Sr.

Личный вклад автора

Автор производил пробоотбор керна геологоразведочных скважин в летние сезоны 2023, 2024 и 2025 годов. Провёл каталогизацию образцов, их распиловку, фотографирование и пробоподготовку для химических анализов, а также участвовал в изготовлении полированных шлифов и аншлифов. Проводил петрографические и минераграфические исследования как оптическими методами, так и с применением сканирующей электронной микроскопии (СЭМ ЭДС и СЭМ ВДС). Обработка и интерпретация полученных аналитических данных проводилась автором самостоятельно при консультативном участии научного руководителя и старших коллег.

Научная новизна

В пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии выявлены признаки обратной минералого-геохимической зональности, выраженной в накоплении некогерентных элементов сверху-вниз по разрезу в пределах этого интервала. Показано, что выявленная обратная зональность отличается от общеизвестной стандартной прерванной обратной зональности тем, что наиболее примитивный состав демонстрирует именно краевая зона, а не вышележащая основная расслоенная серия. Предложена концепция, в рамках которой определяющим механизмом становления пикритовых габбро-долеритов является последовательное внедрение всё менее и менее дифференцированных порций магмы, а не внутренняя гравитационная дифференциация.

Впервые обнаруженные в пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии и детально охарактеризованные мегакристы плагиоклаза прямо указывают на кристаллизацию магм в промежуточной камере или подводящем канале. На основании изучения парагенетических ассоциаций внутренней и внешней зоны мегакристов доказано, что они не могли кристаллизоваться как последовательные продукты дифференциации единой порции магмы, а значит имело место пульсационное внедрение нескольких порций всё более и более высокомагнезиальной магмы.

Защищаемые положения

1. Отсутствие плавного структурно-текстурного и геохимического перехода от оливиновых к пикритовым габбро-долеритам, морфологические особенности минералов, геохимический разрыв между этими горизонтами интрузии, в совокупности с наличием в разрезах апофиз пикритовых габбро-долеритов свидетельствует о том, что пикритовые габбро-долериты не являются кумулятивной частью основной расслоенной серии, а были сформированы за счет внедрения самостоятельной порции магмы;
2. В пределах горизонта пикритовых габбро-долеритов прослеживается обратная минералого-геохимическая зональность, выраженная в накоплении MgO и Cr_2O_3 снизу-вверх по разрезу, что сопровождается общим уменьшением концентраций некогерентных элементов: Sr, Eu, крупноионных литофильных элементов (LILE). Определяющим механизмом формирования обратной зональности горизонта пикритовых габбро-долеритов является пульсационное внедрение различных порций магмы всё более примитивного состава, а не гравитационная дифференциация в камере становления;
3. В пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии впервые детально охарактеризованы мегакристы плагиоклаза. Сопоставление морфологии и составов породообразующих и рудных минералов в ядерной зоне мегакристов плагиоклаза, их внешней зоне роста и матрице пикритовых габбро-долеритов, вмещающей эти мегакристы, свидетельствует о невозможности их формирования вследствие внедрения и кристаллизации единой порции магмы. Сосуществование двух охарактеризованных минеральных парагенезисов является прямым свидетельством последовательного внедрения всё менее дифференцированных порций магмы в камеру становления.

Апробация работы

По теме диссертационного исследования с участием автора опубликовано 7 статей в рецензируемых научных изданиях, входящих в библиометрические базы WOS/Scopus и отвечающих требованиям ВАК. Результаты работы были представлены также на 5 всероссийских конференциях: Новое в познании процессов рудообразования 2023, XI Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле 2024, Металлогения Древних и Современных Океанов 2025, Новое в познании процессов рудообразования 2025 и Металлогения Древних и Современных Океанов 2026 с тремя устными и двумя стендовыми докладами.

Структура диссертации

Диссертация изложена на 144 страницах, включая введение, пять глав, заключение, список сокращений, список литературы и приложения. Во введении обосновывается актуальность работы, а также кратко изложены основные составные части исследования,

включая формулировки защищаемых положений. В первой главе кратко представлена хронология открытий Норильских месторождений, рассмотрены теоретические основы, необходимые для изучения интрузий норильского типа и связанных с ними сульфидных руд, а также рассматривается актуальный вопрос петрогенезиса пикритовых габбро-долеритов. Во второй главе приведены краткие сведения о геологии района и строения типовых норильских интрузий. Третья глава включает в себя описание фактического материала и используемых аналитических методов. В четвёртой главе представлены результаты исследований, а в пятой приведено их обсуждение. В заключении коротко подведены итоги работы и обсуждены перспективы последующих исследований.

Работа содержит 48 рисунков, 9 таблиц в тексте диссертации и 13 объёмных таблиц в приложениях. Список литературы включает 201 наименование.

Благодарности

В первую очередь автор искренне признателен научному руководителю – Толстых Надежде Дмитриевне за общее руководство, всестороннюю поддержку и необходимую помощь на всех этапах выполнения работы, особенно в части формулирования цели, постановки задач, корректуру и редактуру рукописи диссертации, текстов статей и тезисов, а также практически ежедневное обсуждение результатов работы и последующих научных выводов, в том числе в формате дискуссии.

Существенную помощь в выполнении работы оказали Изох Андрей Эмильевич и Чайка Иван Фёдорович, принимавшие участие в работе и дающие дельные научно-методические рекомендации на всех этапах диссертационного исследования.

За первую возможность посетить Норильск, после чего стартовал отсчёт выполнения этой работы, автор благодарен Криволуцкой Надежде Александровне. В тот год автором был получен первый каменный материал под кураторством старшего товарища и друга – Чайки Ивана Фёдоровича, при участии Сокол Элины Владимировны, Кох Светланы Николаевны и Хворова Павла Витальевича, которые впоследствии активно поддерживали автора на всех этапах исследования (в частности – субсидировали часть аналитических работ).

Выполнение работы было бы невозможно без созданных заведующим лабораторией, Шелепаевым Романом Аркадиевичем, идеальных условий, включающих в себя предоставление неограниченной возможности проведения полевых и последующих аналитических работ, а также поддержание дружественной атмосферы в подразделении. Среди других сотрудников лаборатории хотелось бы поблагодарить Туркину Ольгу Михайловну, Егорову Веру Вячеславовну и Вишневского Андрея Владиславовича, чьи

советы и рекомендации помогли существенно улучшить работу, а также Белкину Надежду Борисовну за техническую помощь различного характера.

Неоценимую поддержку оказали ближайшие друзья и коллеги: Шевко Артём Яковлевич, Гора Марина Павловна, Гусев Виктор Александрович, Киселёва Ольга Николаевна, Нарыжнова Анна Викторовна и Козин Александр Кириллович, которая сопровождалась постоянным обсуждением различных аспектов работы в формате дружеской дискуссии.

На точку зрения автора в ряде теоретических и практических вопросов повлияли обсуждения с Рябовым Виктором Владимировичем, Радько Виктором Александровичем, Смоленским Вадимом Валерьевичем, Козловым Александром Владимировичем, Синяковой Еленой Фёдоровной, Калугиным Валерием Михайловичем, Бровченко Валерией Дмитриевной, Полозовым Александром Георгиевичем и Юдовской Мариной Александровной, а также анонимные рецензии на статьи в журналы и замечания к докладам на конференциях.

Пробоподготовка и изготовление препаратов выполнялись автором при помощи Цаплина Валерия Геннадиевича, Салминой Ольги Валерьевны, Бакакина Ивана Владимировича и Сайфулиной Зухры Сунгатовны. Также хотелось бы поблагодарить Бондаренко Владимира Петровича и Неволько Петра Александровича, предоставивших доступ к находящимся в их ведомстве производственным помещениям.

Аналитические работы с применением локальных методов выполнялись в тесном взаимодействии с Королюком Владимиром Николаевичем, Хлестовым Михаилом Владимировичем, Кармановым Николаем Семёновичем, Карпутиным Иваном Сергеевичем, Овчинниковым Иваном Юрьевичем и Рагозиным Алексеем Львовичем на базе ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Силикатный анализ валовых проб проведён Кармановой Ниной Григорьевной, а изотопный анализ – Киселёвой Валентиной Юрьевной также в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой выполнена Филипповой Ксенией Александровной в институте минералогии УрО РАН (г. Миасс).

Отдельно хотелось бы поблагодарить директора департамента минеральных ресурсов ООО «Норильский Никель» Карпузова Андрея Александровича за предоставление разрешений на опробование разрезов по геологоразведочным скважинам, и сотрудников компании: Пилюгина Андрея Геннадиевича, Фоминых Василия Викторовича и Казакова Василия Фёдоровича за помощь при выборе и согласовании скважин и конкретных интервалов опробования. Автор также хотел бы выразить признательность руководству и сотрудникам ООО НН «Технические Сервисы» в лице

Ерыкалова Сергея Петровича, Мельникова Юрия Олеговича, Носкова Дмитрия Сергеевича, Тараскиной Татьяны Ивановны и Пелипенко Янины Михайловны за помощь в организации отбора каменного материала на складских помещениях в г. Норильск и оформление сопроводительных документов для его последующей транспортировки.

Работа выполнялась в рамках проектов государственного задания ИГМ СО РАН (№122041400044-2 и FWZN-2026-0003), и при поддержке стипендии президента Российской Федерации (заявка SPN.2024.01019).

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

1.1. Краткая историческая справка об освоении Норильского района и открытии Норильских месторождений

Историю освоения Норильского района принято отсчитывать с середины XIX века, когда впервые были описаны проявления угля [Middendorf, 1848], необходимого для снабжения северного морского пути. Позднее, Киприяном Сотниковым были обнаружены первые рудопроявления медных руд и даже выплавлена первая черновая медь, а также в 1865 году установлен первый заявочный столб [Морозов, Кургузова, 2021]. В начале XX века (1915 год) внук Киприяна Александр Сотников организовал новую экспедицию и установил несколько заявочных столбов, а также пробурил первую скважину в пределах Угольного ручья [Сотников, 1919]. Более того, Александр Сотников лично передал образцы руд Н.Н. Урванцеву в Томск, где тот, в свою очередь, впервые описал в них пентландит. Отправной же точкой изучения месторождений Норильского района можно считать открытие в 1921 году месторождения Норильск-I (первооткрывателями считаются и А.А. Сотников и Н.Н. Урванцев), и детальную характеристику разреза одноимённой интрузии, проведённую Н.Н. Урванцевым и И.Ф. Григорьевым [Урванцев, 1923]. В 1925 году Н.Н. Урванцев убедил Ф.Э. Дзержинского в необходимости направления в Норильск большой стационарной экспедиции для проведения геологоразведочных работ на сульфидные медно-никелевые руды. Результатом этой экспедиции стало открытие нового месторождения медно-никелевых руд – Норильск-II, первооткрывателями которого являются Н.Н. Урванцев и Б.Н. Рожков. В результате системных геологоразведочных работ в этом регионе в 1943 году было открыто Черногорское месторождение.

В дальнейшем, по результатам непрекращающихся геологоразведочных работ, в 1960 году произошло громкое открытие Талнахского месторождения, первооткрывателями которого стали В.С. Нестеровский, В.Ф. Кравцов, Ю.Д. Кузнецов, Б.М. Куликов, Г.Д. Маслов и др. Финальным аккордом громких геологических открытий в данном районе стало открытие Октябрьского месторождения в том же районе, что и Талнахского, пространственная близость которых определила понятие «Талнахский Рудный узел». К числу первооткрывателей Октябрьского месторождения относятся Л.Л. Ваулин, В.Ф. Кравцов, В.Н. Егоров, Г.Г. Ремпель, В.С. Нестеровский, В.А. Люлько, Г.И. Харченко.

Кроме крупных и уникальных объектов в разное время были открыты Зубовская, Маркшейдеркая, Пяснинская, Вологочандская, Курейская, Дегенская и др. интрузии, комплексный анализ которых впоследствии позволил произвести типизацию интрузивных образований Норильского района и связанных с ними сульфидных руд, и до настоящего момента не прекращаются поисковые и геологоразведочные работы в этом регионе.

1.2. Теоретические основы изучения руд и магматических образований Норильского района

Специфическая номенклатура горных пород

Для описания горных пород Норильского района как в производственной документации, так и в российской и зарубежной научной литературе используется номенклатура, основы которой были заложены ещё в начале XX века. В основу наименования большинства пород в интрузиях Норильского района положен термин «габбро-долерит», впервые предложенный В.К. Брёгером и подразумевающий промежуточное (гипабиссальное) положение пород как малоглубинных силлов, по минеральному составу отвечающих различным разновидностям габбро.

В соответствии со систематизацией В.В. Золотухина [Золотухин и др., 1975] породы основного тела интрузии ранжируются (рисунок 1) по содержанию оливина (сверху вниз): безоливиновый, оливинсодержащий, оливин-биотитовый, оливиновый и пикритовый габбро-долерит. Из этого ряда несколько выбивается термин «пикритовый габбро-долерит», поскольку несмотря на то, что в названии заложен химический состав, на самом деле подразумевается всё также доля оливина (более 30 об. %).

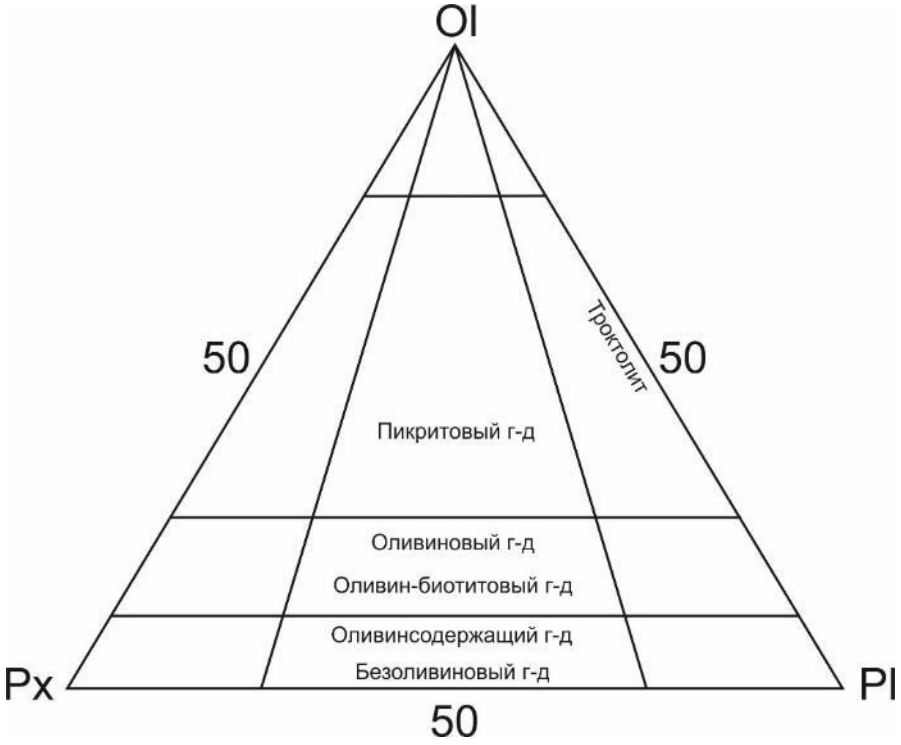


Рисунок 1. Классификация основных разновидностей пород интрузий Норильского типа [Золотухин и др., 1975]

Несколько обособлено стоят эндоконтактовые зоны интрузии, представленные сложносоставными магматогенными брекчиями и различными разновидностями габбро [Лурье, 1955; Масайтис, 1966; Золотухин и др., 1975; Рябов и др., 2000 и др.], такими как

меланократовое и лейкократовое габбро (рисунок 2). Для текстурно-неоднородных участков разреза применяется термин «такситовый габбро-долерит», который по классификации В.В. Золотухина ранжируется по минеральному составу также от безоливинового такситового габбро-долерита до такситового габбро-долерита троктолитового типа (рисунок 2).

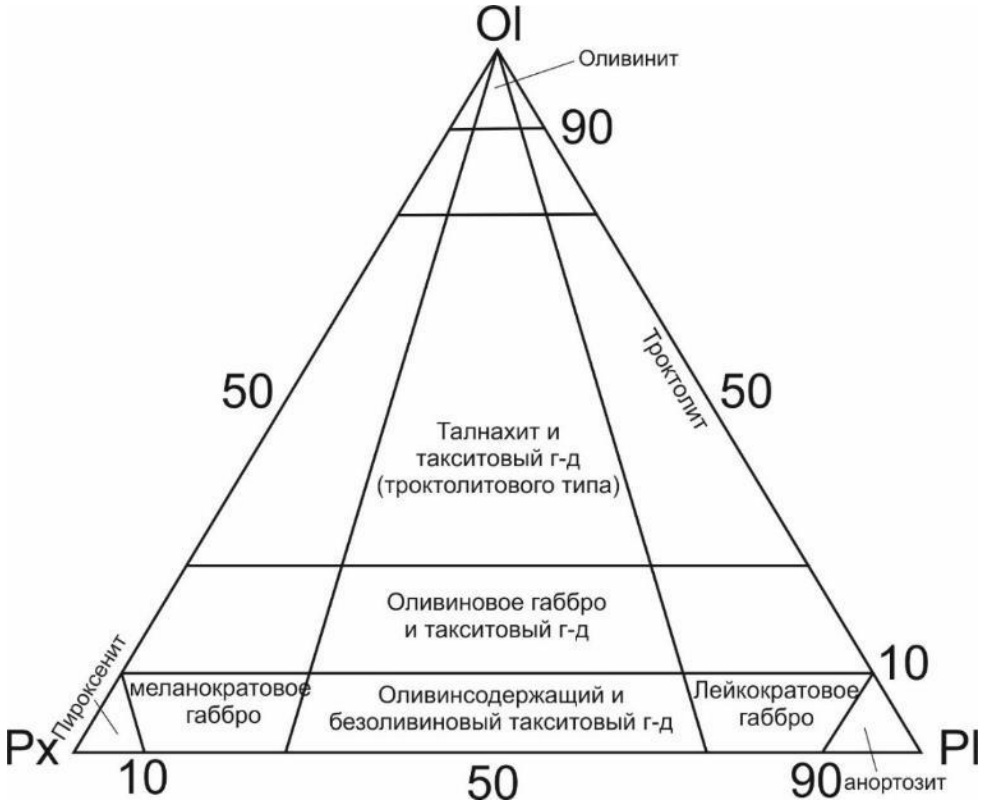


Рисунок 2. Классификация такситовых габбро-долеритов [Золотухин и др., 1975]

**«Талнахит» - термин, предложенный В.В. Золотухиным для меланократовых троктолитовых пегматитов*

Основы классификации интрузивных образований

Схема расчленения интрузий Норильского района была разработана В.А. Люлько [Люлько и др., 1975], и по большей части она основана на работе предшественников [Годлевский, 1959; 1961; Лурье и др., 1960; 1962; 1973]. Для типизации интрузий используется целый ряд критериев, среди которых: степень рудоносности, минеральный и химический состав, степень и характер дифференциации, структурно-текстурные особенности, степень метасоматической проработки, морфология интрузивных тел, а также их палеомагнитные свойства [Радько, 2016]. Ниже коротко рассмотрены основные типы интрузий главного интрузивного комплекса – Норильского:

1. *Норильский тип* **(***полнодифференцированные рудоносные интрузии***).** Самый детально изученный и промышленно значимый тип интрузий, с которым связаны основные запасы меди, никеля и благородных металлов. Главной отличительной чертой Норильского

типа является ритмичная расслоенность от ультраосновных пород до габбро-пегматитов и лейкогаббро, а также повышенная рудоносность с наличием вкрапленных руд в пикритовых и такситовых габбро-долеритах, а также залежи массивных руд, как правило, в экзоконтактовой зоне. К норильскому типу относятся интрузии: Норильск-I, Норильск-II, Имангдинская, Черногорская, Талнахская и Хараелахская;

2. *Зубовский тип* (*базитовые полнодифференцированные, слаборудоносные интрузии*). К интрузиям зубовского типа относятся Зуб-Маркшейдерский интрузив, Верхнеамбарнинский интрузив, Южно-Пяснинский и Вологочанский интрузивы [Служеникин и др., 2020]. Данный тип интрузий по ряду признаков схож с Норильским, но в них отсутствует чёткая расслоенность, и в нижних частях разреза преобладают не ультраосновные пикритовые габбро-долериты, а троктолиты. Более того, именно для интрузий Зубовского типа часто характерно переслаивание троктолитов и редких пикритовых габбро-долеритов среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов. Пикритовые габбро-долериты в интрузиях зубовского типа характеризуются пониженными концентрациями хрома. Ключевым их отличием является убогая сульфидная вкрапленность и отсутствие связанных с интрузиями сплошных сульфидных руд;

3. *Нижнеталнахский тип* (*слаборудоносные неполнодифференцированные, преимущественно гипербазитовые интрузии*). Основной их чертой является отсутствие дифференциации и преобладание оливиновых и пикритовых габбро-долеритов в подавляющем большинстве разрезов, однако при слабой рудоносности **[**Рябов и др., 2000; Служеникин и др., 2023; Криволуцкая и др., 2023**].** Концентрации хрома и титана в моноклинном пироксене и в валовом составе пород являются минимальными из всех интрузий Норильского комплекса;

4. *Круглогорский тип (силлы лейкократового габбро).* Интрузии данного типа представляют собой апофизы интрузий норильского типа и формируют маломощные (не более 40 метров) субпластовые и слабосекущие слабодифференцированные тела, расслоенность которых проявлена в основном в виде индивидуальных слоёв лейкократового и плагиофирового габбро [Коровяков и др., 1963; Лихачёв и др., 1965; Рябов и др., 2000], но дифференциация доходит до появления сиенитов во флангах интузивных тел. С этим типом интрузии связана убогая вкрапленность сульфидов и отдельные проявление малосульфидного Pt-оруденения.

Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений

В Норильских месторождениях выделяется 4 главных типа сульфидных руд: вкрапленные руды, прожилково-вкрапленные руды, сплошные (массивные руды) и малосульфидные в верхних такситовых габбро-долеритах.

Прожилково-вкрапленные «медистые» руды. Они имеют пластообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами, где рудные пачки перемежаются с безрудными слоями – ангидритами и ороговикованными породами экзоконтакта [Зотов, 1979; Туровцев, 2002]. Они часто представлены брекчиевидными рудами, сформированными сульфидными прожилками, цементирующими вмещающие породы и иногда включают линзочки массивных руд существенно медистого состава.

Сплошные (массивные руды). Как правило, они располагаются в нижних экзоконтактовых частях интрузий норильского типа, иногда проникая в породы нижнего эндоконтакта, образуя крупные пластообразные тела, а также маломощные слои и линзы. Их мощность колеблется в интервале 30-50 м, в центральной части проекции Хараелахской интрузии достигая 75 м [Спиридонов, Гриценко, 2009], образуя залежь Октябрьского месторождения. Нижние части этих залежей сложены пирротином (результат твердофазных превращений Mss), а выше по разрезу они сменяются низкосернистой сульфидной ассоциацией, включающей минералы группы халькопирита (мойкухит/путоранит/талнахит) [Torgashin, 1994; Горбачёв, 2006]. Принято считать, что в массивных рудах сосредоточено почти 40 % всей массы Норильских сульфидных руд [Лихачёв, 2006]. Верхняя зальбандовая зона массивных руд часто сложена маломощными прослоями и шлирами галенит-халькопиритовых и галенит-борнитовых срастаний [Коваленкер и др., 1979; Генкин и др., 1981; Спиридонов, Гриценко, 2009; Спиридонов и др., 2015; Кузьмин и др., 2025б, 2026б], аккумулируя значительные количества ЭПГ, а также прочих некогерентных элементов (Bi, Te, As, Sb и др.). В структурном отношении, это шлиры, жилы или небольшие прожилки, представленные суб-графическими срастаниями галенита и талнахита/моихукита/халькопирита/борнита. По суммарным концентрациям ЭПГ это самые богатые руды в мире [Спиридонов, Гриценко, 2009].

Сравнительно с недавнего времени в отдельный подтип массивных руд выделяют так называемые «родиевые руды», имеющие ограниченное распространение в нижних экзоконтактовых ореолах Талнахского месторождения (поле рудника Скалистый) и нижнего контакта интрузии Норильск-2 [Бровченко, 2023]. Особенностью данного типа руд является высокий тенор ЭПГ с преобладанием Rh и тугоплавких платиноидов, при относительно низкой доле пентландита (до 5 мод. %) и халькопирита (5-10 мод. %) [Tolstykh et al., 2022; Brovchenko et al., 2026].

Вкрапленные руды – один из наиболее распространённых типов руд [Лихачёв, 2006; Спиридонов, 2010 и др.]. Текстурно они образуют каплевидную вкрапленность в пикритовых и такситовых габбро-долеритах. Размер «капель» варьирует от первых миллиметров до 5-6 сантиметров в сечении, и вокруг них часто распространена густая

интерстиционная вкрапленность [Спиридонов, 2010; Tolstykh et al., 2021]. Более того, как правило сульфидные вкрапленники отчётливо дифференцированы и сформированы продуктами распада Mss в нижней, и продуктами распада Iss в верхней части. По оценкам А.П. Лихачёва [Лихачёв, 2006] вкрапленные руды формируют более половины запасов медно-никелевых руд Норильского района.

Малосульфидные руды – сравнительно недавно исследованный рудоносный горизонт, локализованный в верхней эндоконтактовой зоне интрузий норильского типа и локализованный в такситизированных лейкогаббро [Служеникин и др., 1994; Рябов и др., 2000; Tolstykh et al., 2019 и др.]. Ключевой особенностью данного горизонта является повышенный тенор ЭПГ, при относительно низкой доле сульфида (не более 5%) [Служеникин и др., 2016; Chayka et al., 2020; Gritsenko et al., 2022].

Общие сведения о кристаллизации сульфидных расплавов

Принято считать, что системные исследования медно-никелевых месторождений начались с работ И. Фогта [Vogt, 1923], который детально исследовал Cu-Ni руды Швеции, Норвегии и Канады и предложил для их формирования ликвационно-магматическую модель. Позднее, для Cu-Ni-ЭПГ руд Норильского района эта гипотеза была впервые предложена В.К. Котульским [Котульский, 1946, 1948] и поддержана большинством исследователей XX-XXI вв. [Годлевский, 1959, 1960, 1967; Генкин и др., 1981; Naldrett, 2004; Лихачёв, 2006 и др.]. Выводы о ведущей роли ликвации и последующей кристаллизационной дифференциации подтверждены многочисленными экспериментальными данными [Kullerud, 1963; Naldrett et al., 1967; Craig, Kullerud, 1969 и др.]. Сначала из сульфидного расплава кристаллизуется существенно-железистый моносульфидный твёрдый раствор (далее – Mss) с гексагональной структурой. Как правило, содержания меди в нём низкие, а металлы и сера находятся в стехиометричном соотношении. Температура кристаллизации Mss оценивается в интервале 1000-1200°C. Однако, в зависимости от состава расплава мог кристаллизоваться Mss разного состава и при разнящихся температурах ликвидуса. Наиболее высокотемпературная фаза состава типа пирротина ($Fe_{1-x}S$) образуется при температурах ниже 1190ºC [Jensen, 1942], тогда как другой крайний член ряда ($Ni_{0.925}S$) кристаллизуется при 999ºC [Kullerud, 1963]. Температура ликвидуса Mss находится между этими двумя фазами, а состав его отвечает общей формуле $(Ni_z(Fe,Cu)_{1-z})S_{1\pm d}$ [Kullerud et al., 1969]. В дальнейшем Mss трансформируется в пирротин с различными соотношениями между железом и серой: от троилита FeS при низкой активности серы в системе до моноклинного пирротина $Fe_{0.87}S$ – при высокой.

В следствие понижения температуры до значений 900ºС и ниже, в ходе собственно кристаллизационной дифференциации остаточный расплав обогащается медью и происходит консолидация промежуточного [Craig and Kullerud, 1969; Barton, 1973; Cabri, 1973; Dutrizac, 1976; Helmy et al., 2021] Cu-Fe твёрдого раствора (далее – Iss). Состав Iss напрямую зависит от температуры кристаллизации [Синякова и др., 2025]. Принято считать, что для образования Iss состава халькопирита, температура должна быть близка к его температуре плавления – 760°С [Спиридонов, Гриценко, 2009]. Кристаллизационная дифференциация, а также различный состав существующих твёрдых растворов приводят к большому многообразию типов сульфидных руд Норильских месторождений.

Элементы платиновой группы в сульфидных системах

Поведению ЭПГ в сульфидных системах посвящены многочисленные работы, в том числе недавние подробные обзоры [Бровченко, 2023; Чайка, 2023 и др.]. Растворимость элементов платиновой группы в расплаве напрямую зависит от фугитивности серы и кислорода, а также от температуры [Дистлер и др., 1977; 1988; Fleet and Stone, 1991; Barnes et al., 1994; Fleet and Pan, 1994; Fleet et al., 1994; 1996; Li et al., 1996; Ebel and Naldrett, 1996; 1997; Barnes et al., 1997; Ballhaus et al., 2001; Peregoedova and Ohnenstetter, 2002; Mungall et al., 2005; Kosyakov et al., 2012; Kosyakov and Sinyakova, 2012; Синякова, Косяков, 2012; Li and Audétat, 2013; Liu and Brenan, 2015; Cafagna and Jugo, 2016; Sinyakova et al., 2016; Дистлер и др., 2016]. При этом всеми исследователями отмечено, что в ходе кристаллизации сульфидных расплавов Ir, Rh, Ru и Os остаются в структуре Mss, в то время как Pt и Pd являются несовместимыми с Mss и остаются в остаточном сульфидном расплаве, из которого впоследствии кристаллизуется промежуточный твердый раствор (Iss).

ЭПГ в сульфидах чаще всего находятся в виде минеральных микро- и нановключений [Tredoux et al., 1995; Helmy et al., 2020; 2023; Laurenz et al., 2013; Helmy and Bragagni, 2017; Anenburg and Mavrogenes, 2020; Kamenetsky and Zelenski, 2020; Liang et al., 2022], а также в виде неупорядоченной примеси или упорядоченного твердого раствора [Makovicky et al., 1986; Junge et al., 2015; Filimonova et al., 2019; 2021]. Поведение заряженных ионов и кластеров в расплаве зависит от окислительно-восстановительных условий, температуры и состава расплава, в том числе содержаний комплексообразующих элементов, которые имеют разное влияние на отдельные ЭПГ [Canali et al., 2017; Helmy et al., 2020]. Как правило, Ir, Os, Ru и Rh представлены металл-металл, металл-S и металл-AsS комплексами, тогда как Pt и Pd преимущественно образуют соединения с такими элементами как As, Te, Bi и Sb [Helmy et al., 2013; 2020; 2023;2024; Liang et al., 2022].

Минеральные формы ЭПГ в Норильских сульфидных рудах

Норильские сульфидные руды знамениты многообразием минеральных видов, образованных благородными металлами. Главную промышленную ценность представляют сравнительно низкотемпературные платиноиды: родий, платина и палладий. Родий и палладий не только формируют собственные минеральные фазы, но и охотно входят в структуру пентландита в виде изоморфной примеси, что фиксировалось разными исследователями [Генкин и др., 1974; Brovchenko et al., 2020, 2023, 2025; Kalugin et al., 2021; Tolstykh et al., 2022]. При этом родий также в значительных количествах может быть рассеян в пирротине [Кулагов, 1968] и пирите [Tolstykh et al., 2022]. Количество же собственных минералов платиновой группы в рудах Норильских месторождений (преимущественно минералов платины и палладия) исчисляется многими десятками, и их ассоциация сильно зависит [Генкин и др., 1981] от конкретного типа сульфидных руд (сплошные пирротиновые или халькопиритовые, вкрапленные, и т.п.), а также варьирует в пределах разных рудных зон. Концентрирование большего числа ЭПГ происходит в виде собственных минеральных видов [Генкин, 1968; Евстигнеева и др.; 1975, Бегизов и др., 1981; Служеникин и др., 1994; Дистлер и др., 1999; Спиридонов и др., 2004, 2015 и др.], среди которых принято выделять три основных типа [Евстигнеева, 1980]:

1. Самородные металлы и их сплавы друг с другом (самородная платина, осмистый иридий, самородный иридий, самородный осмий и др.);
2. Минералы-интерметаллиды (соединения ЭПГ с Fe, Pb, Bi, Te, Sn и другими металлами). Это самая большая по количеству минеральных видов группа МПГ. Её ключевая особенность – изоморфные замещения как между ЭПГ, так и среди элементов-партнёров. Кроме детально изученного и давно известного изоморфизма Pt-Pd и Pb-Sn [Юшко-Захарова, 1973] были установлены почти непрерывные изоморфные ряды: Bi-Pb в полярите [Генкин и др., 1969], Bi-Te в системе соболевскит-котульскит [Евстигнеева, 1975], Sb-Bi-Te и др. Таким образом, почти все минералы этой группы могут рассматриваться как природные твёрдые растворы;
3. Сульфиды, селениды, арсениды и сульфоарсениды ЭПГ. Для минералов этой группы характерна хорошая стехиометрия по аниону, с вариацией содержаний платиновых металлов.

Многоимпульсность магматических внедрений при становлении расслоенных интрузий

Магматогенные медно-никелевые месторождения пространственно и генетически связаны с дифференцированными интрузями. Несмотря на высокую степень изученности расслоенных интрузий, способ внедрения силикатных магм для большинства интрузий все

ещё остается предметом дискуссий [Cawthorn, 2012; Latypov et al., 2015; Marsh, 2015 и др.]. Основной спор в вопросе становления интрузий состоит в том, являются ли они продуктом фракционной кристаллизации единого мощного магматического импульса, или же результатом множественных дискретных порций стратифицированной по составу магмы.

Несмотря на то, что в разное время появлялась критика кумулятивной модели в работах наших соотечественников [Роговер, 1959; Смирнов, 1966 и др.] в мире массовый пересмотр классических моделей начался после выхода в свет монументальной работы И. Х. Кэмпбелла [Campbell, 1978], посвящённой критике кумулятивной теории. В качестве главных пунктов в работе Кэмпбелла можно выделить два, на который он делает особый упор, акцентируя внимание на том, что они противоречат теории кумулусного осаждения: (1) обратная расслоенность некоторых интрузивов, с лёгкими дифференциатами в нижней части и более тяжёлыми – в верхней; (2) плохая гидравлическая сортировка с отсутствием стратификации по размеру и плотности зёрен. На основании своих наблюдений им была сформулирована модель последовательного внедрения менее дифференцированных порций магм при становлении расслоенных интрузий [Campbell, Turner, 1989], получившей название «фонтаны в магматических камерах». Данная модель подразумевает не просто последовательное внедрение всё более примитивных порций магмы, а что эти порции из-за избыточного импульса попадают сразу в верхнюю часть камеры становления, и только в последствии постепенно оседают, создавая конвективные течения. В дальнейшем, отход от классической теории статического осаждения кумулатов и задействования процессов пульсационного внедрения и частичного смешения магм при кристаллизации расслоенных интрузий в зарубежной литературе был детально раскрыт в работах Т.Н. Ирвина [Irvine, 1980, 1981; Irvine et al., 1983, 1986], в которых он предложил пульсационное поступление основной магмы и её смешение с ранее внедрёнными более дифференцированными порциями, вследствие чего происходило смещение физико-химического равновесия с массовой кристаллизацией хромита. В дальнейшем эта гипотеза получила широкое распространение в обсуждении вопросов происхождения обратной зональности в расслоенных массивах по всему миру [Латыпов, 2009; Latypov et al., 2015 и др.]

Для Норильского района в разное время гипотеза о двух или даже многоактном становлении интрузий выдвигалась Г.Б. Роговером [Роговер, 1959], Е.В. Тугановой [Туганова, 1991], А.П. Лихачёвым [Лихачёв, 2006] и К.Н. Маличем [Малич и др., 2018]. В генеральном плане эта концепция хорошо согласуется с популярной моделью Радько-Налдрета, предполагающей последовательное прокачивание через подводящий канал многочисленных (до 100) импульсов разных по составу порций магмы [Радько, 1991; Налдретт, 2003; Radko, 2025]. Следует также отметить, что пульсационное поступление

разных по составу порций магмы в целом характерно для норильского района и широко представлено в виде стратифицированных по составу продуктов траппового магматизма [Рябов и др., 2000; Радько, 2016].

Таким образом, можно утверждать, что теория магматизма и рудообразования для расслоенных интрузий в настоящий момент хорошо проработана и имеет под собой существенные геологические, минералогические, геохимические и даже фундаментальные физико-химические обоснования. Тем не менее, в настоящий момент остаётся открытым вопрос о многоактности формирования расслоенных интрузий и относительной роли процессов отсадки кумулятивной фазы и поступления в систему отдельных импульсов разной по составу магмы.

1.3. Концептуальные взгляды на формирование горизонта пикритовых габбро-долеритов

Пикритовые габбро-долериты, вмещающие вкрапленное оруденение, не стали исключением среди предметов для споров и дискуссий. В настоящий момент имеется два принципиальных взгляда на их формирование в интрузиях Норильского типа.

Первая концепция предполагает формирование пикритовых габбро-долеритов как нижнего (кумулятивного) горизонта основной расслоенной серии вследствие кристаллизационной дифференциации in situ [Масайтис, 1958; Годлевский, 1959 и др.]. Эта идея подразумевает внедрение единого объёма недифференцированной магмы основного состава, вследствие постепенного охлаждения которой происходит кристаллизация оливина и его гравитационное концентрирование в виде «кумулусной» фазы в нижних горизонтах интрузии (рисунок 3). Данная концепция в течение всего периода изучения Норильских интрузий поддерживалась подавляющим большинством исследователей [Золотухин, 1964; Додин, Батуев, 1971; Олейников, 1979; Налдретт, 1984; Днепровская и др., 1987; Дистлер и др., 1999; Служеникин и др., 2020; Barnes et al., 2023 и др.].

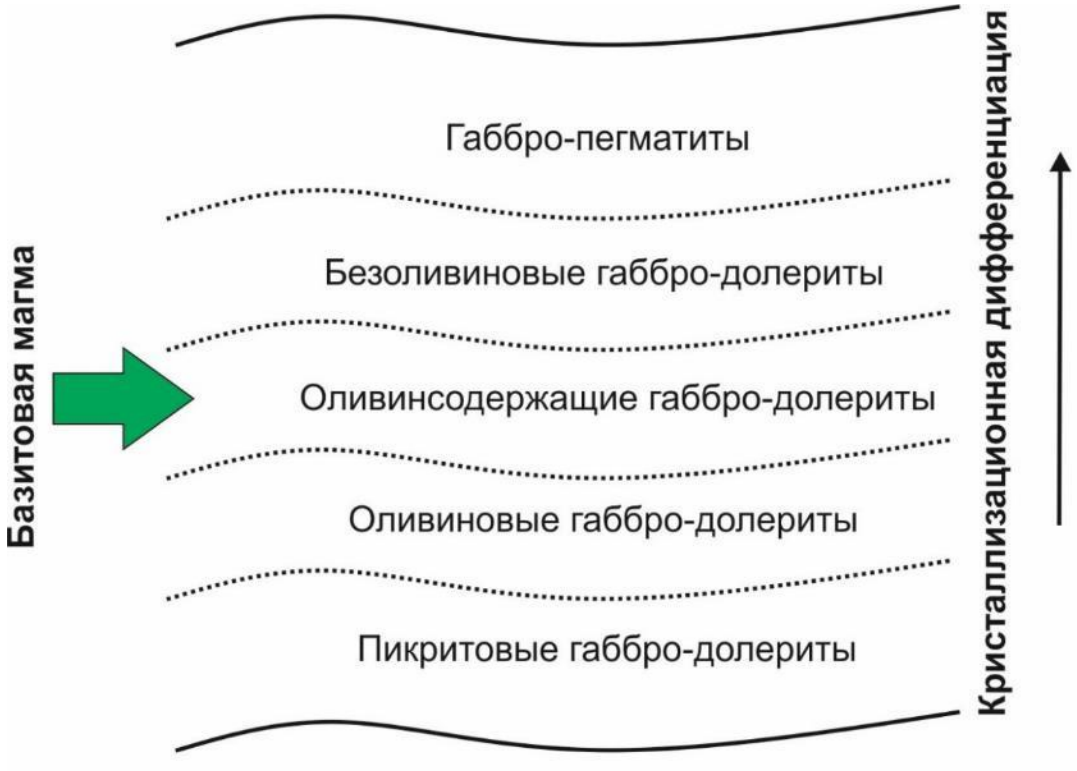


Рисунок 3. Модель формирования пикритовых габбро-долеритов в концепции кристаллизационной дифференциации единой порции магмы

Как отдельный подтип этой модели можно выделить гипотезу динамической кристаллизационной дифференциации, в рамках которой пикритовые габбро-долериты также являются кумулатами единого с расслоенной серией базитового расплава, но их

отсадка происходила не в статических, а в динамических условиях [Степанов, 1981]. В.К. Степанов показал, что далеко не во всех разрезах интрузий прослеживаются признаки идеальных условий статической кристаллизации и предложил динамический механизм. Впоследствии эти предположения получили поддержку в работах, заложивших основу модели магматических проводников [Радько, 1991; Налдретт, 2003].

Вторая концепция начала зарождаться почти одновременно с первой. Её основоположником можно считать Г.Б. Роговера [Роговер, 1959]. Он указал на то, что вопреки главному аргументу в поддержку теории гравитационной дифференциации – насыщению нижних горизонтов интрузии (пикритовых габбро-долеритов) сульфидными вкрапленниками, отсутствует какая либо корреляция содержаний металлов с оценённой скоростью охлаждения, хотя в случае гравитационной дифференциации здесь имела бы место совершенно очевидная закономерность [Роговер, 1959]. Изложенные им сомнения в дальнейшем постепенно дополнялись геологическими и петролого-геохимическими наблюдениями [Смирнов, 1966; Маракушев, 1984; Туганова, 1991 и др.]. Вышеперечисленные авторы выделили несколько ключевых противоречий общепринятой модели: (1) несопоставимость мощностей базитовой части интрузии и горизонта пикритовых габбро-долеритов [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Золотухин и др., 1975; Наторхин и др., 1977; Маракушев и др., 1982], хотя, как было изложено выше, В.К. Степанов увязал данное противоречие с динамической дифференциацией; (2) резкий структурно-петрографический переход между пикритовыми и вышележащими оливиновыми габбро-долеритами [Роговер, 1959; Смирнов, 1966]; (3) существование отдельных апофиз пикритовых габбро-долеритов в нижней части интрузии Норильск-I [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Золотухин и др., 1975]. Впоследствии сделанные наблюдения были обобщены В.В. Рябовым [Рябов и др., 2000] в модель, в рамках которой пикритовые габбро-долериты являются продуктом внедрения и кристаллизации отдельной порции ультрамафитовой магмы, по составу отличной от основной магмы, родоначальной для остальной части расслоенной серии. С учётом незакалённого контакта между оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами ряд авторов, например коллектив В.В. Рябова [Рябов и др., 2000], настаивает на единовременном внедрении ультраосновной и основной магм в виде двух несмешивающихся жидкостей (рисунок 4).

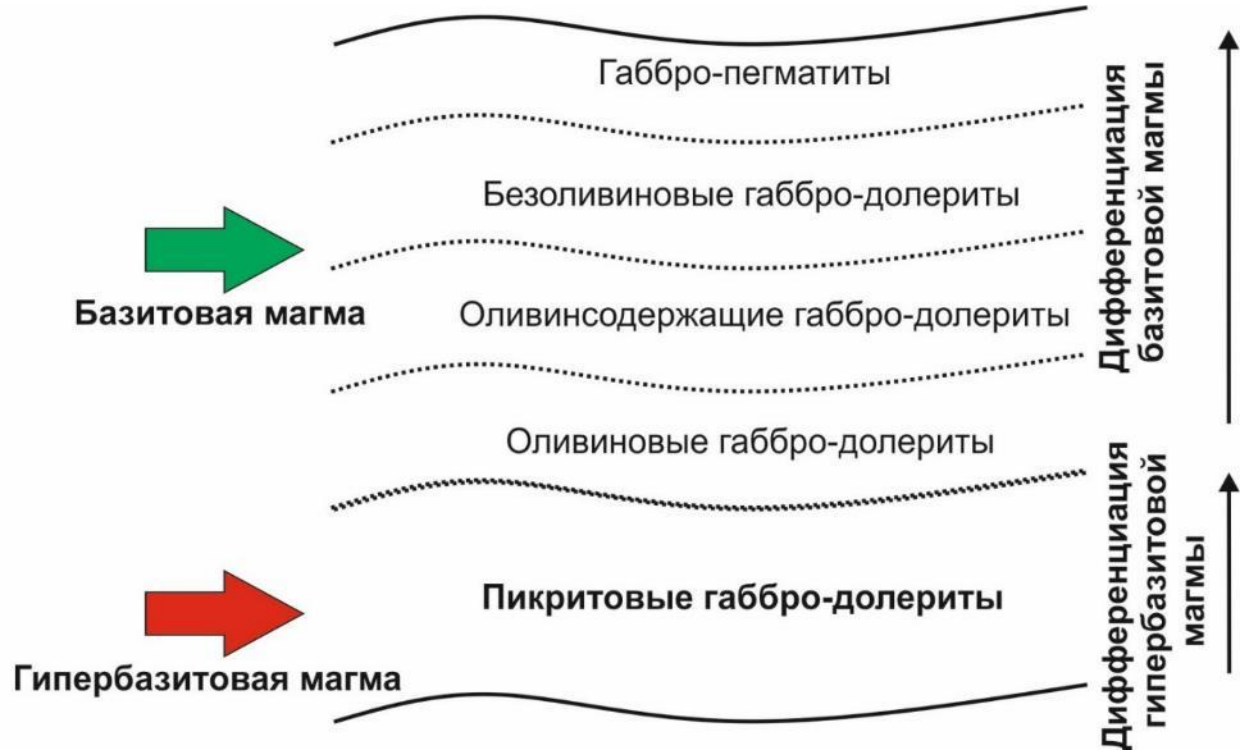


Рисунок 4. Модель формирования пикритовых габбро-долеритов в концепции внедрения двух несмешивающихся магм (базитовой и гипербазитовой)

Таким образом, вопрос формирования пикритовых габбро-долеритов остаётся предметом дискуссий и на настоящий момент не имеет общепринятого ответа, что во многом определяет изложенную во введении цель данного исследования.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА И ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Региональный геологический очерк

Месторождения Норильского района расположены в северо-западной части Сибирской платформы в зоне сочленения трёх крупных структур: Западно-Сибирской плиты, Сибирской Платформы и Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба [Золотухин и др., 1975; Струнин и др., 1994]. Интрузии норильского района приурочены к краевым зонам крупных мульд (рисунок 5), заполненных вулканическими породами, в то время как поднятия сложены палеозойскими терригенно-осадочными породами [Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981; Налдретт, 2003, Криволуцкая, 2014 и др.].

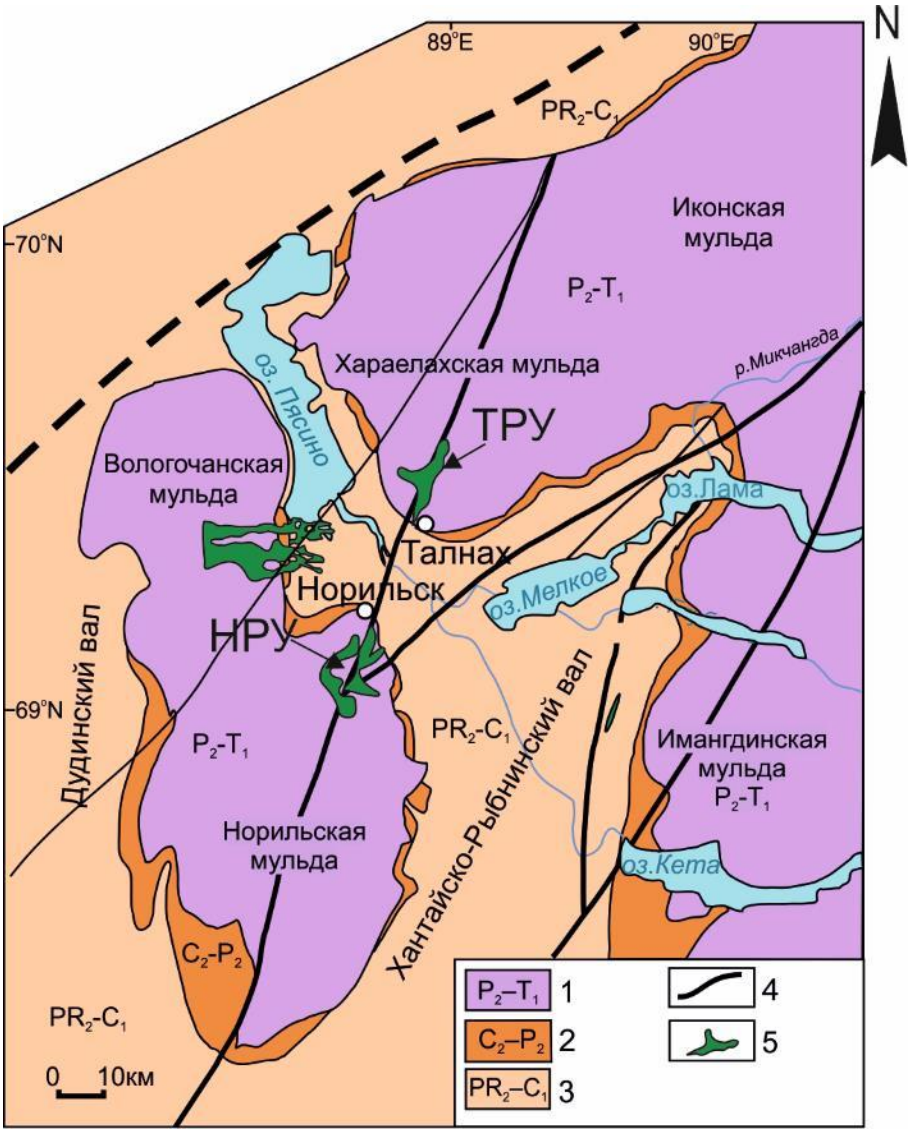


Рисунок 5. Геологическая схема Норильского района, по [Струнин и др., 1994]. 1 – вулканогенные породы трапповой формации (базальты); 2 – терригенные породы Тунгусской серии; 3 – осадочные терригенно-карбонатные породы; 4 – разломы; 5 – дифференцированные базит-гипербазитовые интрузии; НРУ – Норильский рудный узел; ТРУ – Талнахский рудный узел

Одним из первых выдающихся исследователей Норильского района М.Н. Годлевским все осадочные и вулканогенно-интрузивные образования были разделены на три этапа: дотрапповый, трапповый и послетрапповый [Годлевский, 1959].

В составе дотраппового комплекса пород главным образом распространены отложения терригенно-карбонатной формации. Основными литологическими разновидностями пород этой части разреза являются доломиты, глинистые и известковистые доломиты и, реже, известняки и мергели. Мощность осадочных толщ увеличивается в силурийских породах, представленных аргиллитами и алевролитами. В более молодых девонских отложениях распространены породы терригенно-карбонатно-гипсоносной формации: мергели, доломиты, ангидриты, а также линзы каменной соли. Верхний слой осадочных пород представлен терригенными и угленосными породами тунгусской серии [Годлевский, 1959; Золотухин, 1975; Додин, 1986; Дюжиков, 1988; Рябов и др., 2000 и др.].

Породы траппового этапа представлены вулканогенно-осадочными толщами, состоящими из 11 свит [Золотухин и др., 1975; Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000; Налдретт, 2003; Радько, 2016 и др.] общей мощностью порядка 3,5 км, залегающих снизу-вверх в следующем порядке:

1. Ивакинская (***Iv***): щелочные трахибазальты (***Iv1***) и субщелочные базальты (***Iv2***) – титан-авгитовые, лабрадоровые и двуплагиоклазовые. Мощность: до 475 м.

2. Сыверминская (***Sv***): толеитовые базальты интерсертальной структуры. Мощность: до 195м.

3. Гудчихинская (***Gd***): толеитовые базальты гломеропорфировой и порфировой структуры (***Gd1***) мощностью до 120 м., пикритовые и оливинофировые базальты мощностью до 190 м.

4. Хаканчанская (***Hk***): туффиты с редкими включениями потоков толеитовых базальтов. Мощность: до 25 м.

5. Туклонская (***Tk***): базальты пойкилоофитовой структуры, переслаивающиеся с туффитами. Отмечаются единичные потоки пикритовых базальтов. Мощность: до 220 м.

6. Надеждинская (***Nd***): толеитовые базальты, разделенные на три подсвиты: (***Nd1***): порфировые (с микродолеритовой основной массой) и интерсертальные (преимущественно афировые) базальты. Мощность: до 260 м. (***Nd2***): порфировые базальты. Мощность: до 260 м. (***Nd3***): гломеропорфировые базальты с горизонтом туффитов в основании. Мощность: до 320 м.

7. Моронговская (***Mr***): толеитовые базальты порфировой и афировой структуры с микродолеритовой основной массой (***Mr1***) мощностью до 150 м., толеитовые базальты порфировой, афировой и пойкилоофитовой структуры (***Mr2***) мощностью до 320 м.

8. Мокулаевская (***Mk***): толеитовые базальты порфировой, гломеропорфировой и пойкилоофитовой структуры. Мощность: до 670 м.

9. Хараелахская (***Hr***): толеитовые базальты пойкилоофитовой, афировой и редко порфировой и гломеропорфировой структуры. Мощность: до 600 м.

10. Кумгинская (***Km***): толеитовые базальты гломеропорфировой структуры. Мощность: до 210 м.

11. Самоедская (***Sm***): толеитовые базальты порфировой, пойкилоофитовой и афировой структуры. Мощность: до 600 м.

2.2. Геологическое строение Талнахского рудного узла и типовое строение интрузий норильского типа

В Норильском районе выделяется два крупнейших рудоносных узла (см. рисунок 1): Норильский и Талнахский (рисунок 6).



Рисунок 6. Схема Талнахского рудного узла (по данным ООО Норильскгеология). Направления магматических потоков приведены по [Stekhin, 1994]

В Талнахский рудный узел (рисунок 7) входят две рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузии: (1) Хараелахская, локализованная в терригенно-карбонатных породах мантуровской и разведочнинской свит, и (2) Талнахская, залегающая на границе калоргонской свиты и терригенно-карбонатых пород тугнусской серии (рисунок 3). Обе интрузии имеют хонолитообразную форму и слабосекущие (3-6 градусов) контакты со вмещающими породами, характеризуются погружением в северо-северо-восточном направлении вдоль проекции норильско-хараелахского глубинного разлома [Струнин и др., 1994; Люлько и др., 1994; Рябов и др., 2000 и др.].

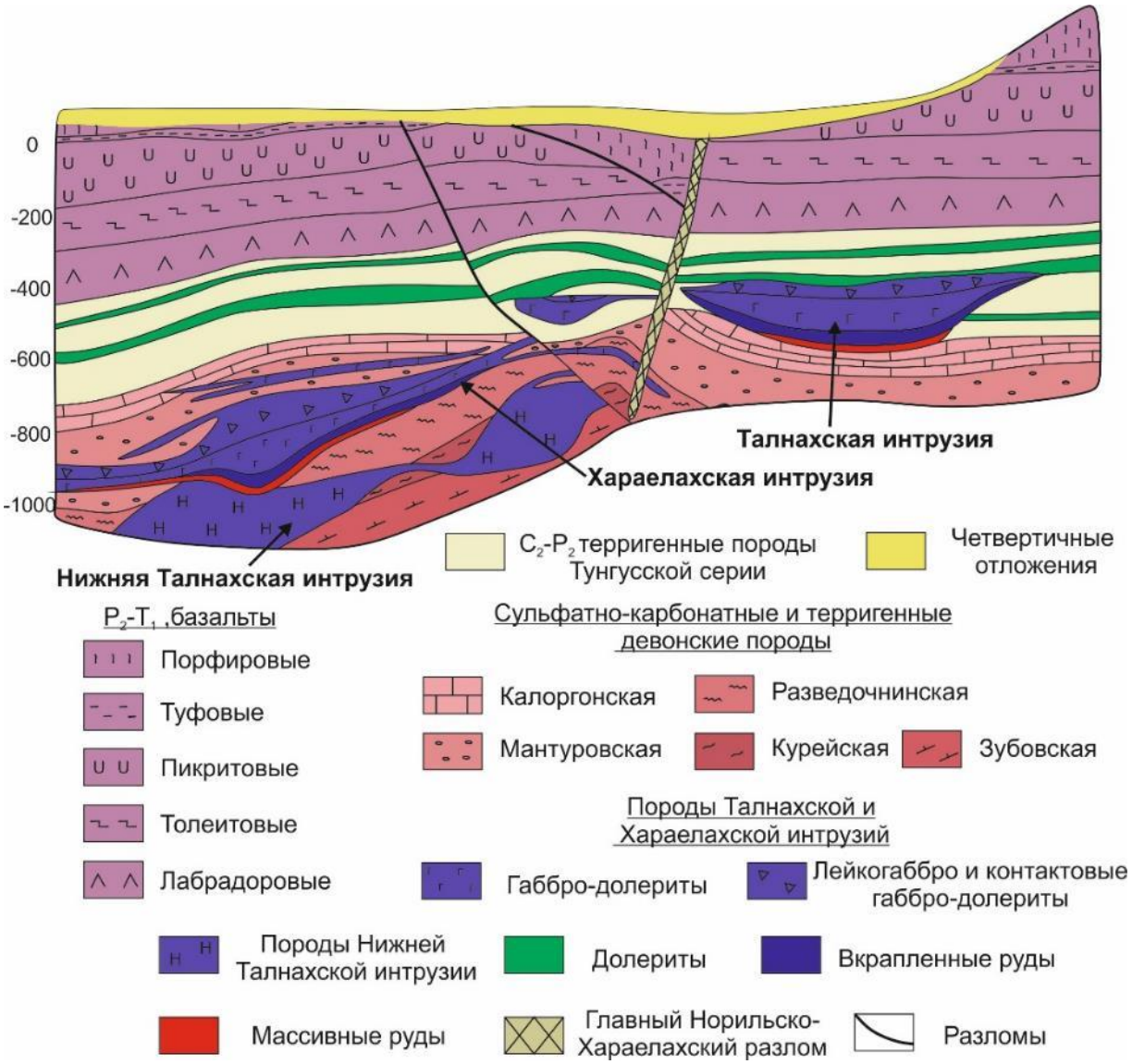


Рисунок 7. Геологический суб-широтный разрез Талнахского рудного узла [Sluzhenikin et al., 2014]

Хараелахская и Талнахская интрузии являются типовыми представителями интрузий Норильского типа с соответствующим внутренним строением. В приподошвенном экзоконтакте локализованы линзы богатых массивных руд, представленных пирротиновыми, халькопиритовыми и моихукит-талнахитовыми блоками, с большей мощностью в контуре Хараелахской интрузии. В контуре Талнахской интрузии развиты небольшие линзовидные тела массивных руд в оперяющем контуре прожилково-вкрапленных «медистых» руд. Внутреннее строение интрузии условно разделяется на [Дюжиков и др., 1988; Naldrett et al., 1995 и др.]: (1) нижнюю эндоконтактовую зону, в которую включают контактовые и нижние такситовые габбро-долериты, (2) основное тело интрузии, от пикритовых, к оливиновым, оливинсодержащим, безоливиновым и призматически-зернистым габбро-долеритам; мощность тела интрузии часто превышает 100-150 м. и (3) верхнюю эндоконтактовую зону, к которой относятся верхние контактовые

и такситовые габбро-долериты, а также крупные линзы лейкогаббро. В верхнем экзоконтакте интрузии развиваются скарны различной минералогический специфики и блоки верхних «медистых» руд (рисунок 8).

--

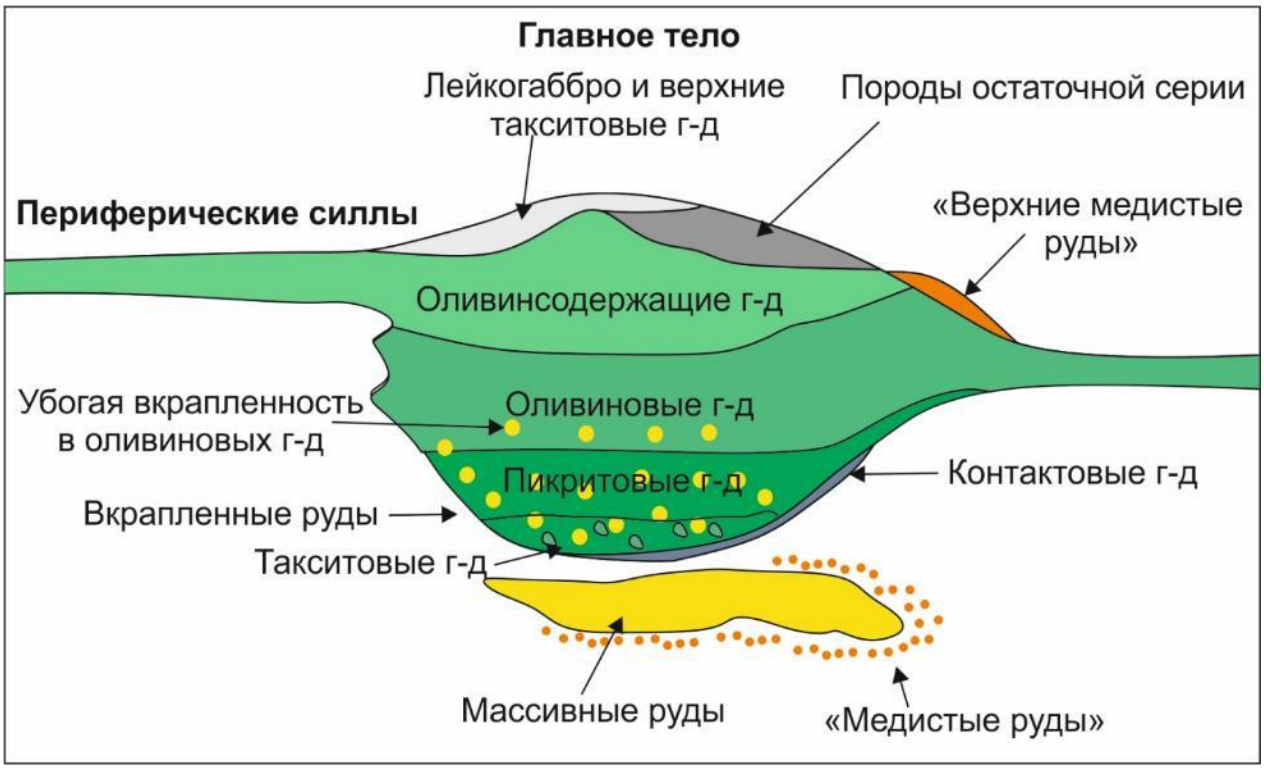


Рисунок 8. Схематичный обобщённый разрез рудоносной интрузии норильского типа, показывающий её внутреннюю структуру и ассоциирующие типы руд [Naldrett et al., 1995 с дополнениями от Налдретт, 2003]

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

3.1. Каменный материал

В основу работы положена представительная коллекция образцов, отобранных автором по разрезам геологоразведочных скважин в поле рудника Скалистый, вскрывающих северо-восточную ветвь Талнахской интрузии: СФ-6: 85 образцов; СФ-16: 38 образцов; СФ-21: 84 образца; СФ-15: 61 образец (литологические колонки и схему опробования скважин см. на рисунке 9), реестр образцов и проб по скважинам представлен в приложениях (приложения, таблицы П1-3). Из образцов керна по всем скважинам было суммарно изготовлено 100 полированных шлифов для изучения оптическими и рентгеноспектральными методами анализа.

Ввиду высокой степени сохранности каменного материала, скважина СФ-21 была выбрана в качестве опорного разреза, по образцам из которой были изготовлены полированные шлифы по всему разрезу и выполнено наибольшее количество химических анализов.

3.2. Аналитические методы

Валовые

При подготовке к методам валового химического анализа образцы измельчались в щековой дробилке с последующим доизмельчением в виброистирателе и ручной доводкой в агатовой ступке. В работе применялись следующие методы:

1) *Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА)* проводился в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (аналитик – к.т.н., Карманова Н.Г.). Анализируемая проба сушилась при 105° С в течение 1,5 часов, затем прокаливалась при 960 °С в течение 2,5 часов и наконец смешивалась с флюсом (66,67 % тетрабората лития; 32,83 % метабората лития и 0,5 % лития бромистого) в соотношении 1:9 (общий вес смеси составляет 5 г.). Смесь плавилась в платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2,0-Ox. Измерения выполнялись на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd). Для построения градуировочных зависимостей и контроля правильности анализа использовались) следующие стандартные образцы состава горных пород: МУ-1, МУ-3, МУ-4, СА-1, СЧТ-1, СЧТ-2, СДО-1, СДУ-1, СГ-1А, СГ-2, СГ-3. СГД-1, СГД-2, СГХ-1, СГХ-5, СГХМ-2, СГХМ-3, СИ-1, СИ-2, СНС-1, СНС-2, СОП-1, СТ-1 и искусственные смеси на основе MgO, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, CaO, $CaSO_4$, Cr_2O_3, Fe_2O_3. Определяемые компоненты: Na_2O, MgO, Al_2O_3, SiO_2, P_2O_5, SO_3, K_2O, CaO, V_2O_3, TiO_2, Cr_2O_3, MnO, Fe_2O_3, NiO, BaO и ППП - потери при прокаливании (LOI). Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по ГОСТ 41-08-205-99 [Карманова, Карманов, 2011].

2) *Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС)* выполнена в Южно-Уральском Федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (аналитик – к. г.-м. н., Филиппова К.А.) с применением масс-спектрометра Agilent 7700x. Анализ проводился на 52 элемента. Для этого образцы массой 50 мг подвергали разложению в смеси 2 мл 69% HNO3, 6 мл 30% HCl и 2 мл 40% HF в закрытых тефлоновых бомбах с использованием микроволновой системы разложения «Berghof Speed Wave». Процедура проводилась поэтапно, с программированием температуры 180 °C и времени нагрева 5 мин на первом этапе, а также 180 °C, времени выдержки 5 мин, постоянной мощности 500 Вт и давления 20 бар на втором этапе. Затем остаток растворяли в 5 мл HCl (1:1 V/V) и выпаривали. Наконец, остаток растворяли в 10 мл HNO3 (20%; 1:5 об./об.), и раствор нагревали при 150 °C в течение 30 мин. После охлаждения до комнатной температуры раствор разливали в мерные колбы объемом 100 мл, а затем дополняли сверхчистой водой до конечного объема, необходимого для анализа. Процедуры контроля и обеспечения качества включали обработку и анализ в каждой партии двух холостых проб и сертифицированного эталонного материала BCR-2 (NIST, США). Количественное определение микроэлементов проводилось с использованием 5-точечной ежедневной калибровки. Анализы проводились в трех повторениях, и результаты отличались менее чем на 5%. Были подготовлены две холостые пробы, каждая из которых содержала 10 образцов. На долю холостых проб приходилось менее 1% от концентрации элементов. Точность и правильность оценивались в 10–15% относительной точности для всех элементов. Пределы обнаружения метода для следовых элементов находились в диапазоне 0,01–0,5 мкг/л. Аналитическая воспроизводимость контролировалась с использованием стандарта BCR-2, в котором измеренные значения соответствовали сертифицированным, а эффективность экстракции варьировалась от 93% до 120% (описание методики взято из работы [Sokol et al., 2020]).

3) *Атомно-адсорбционная спектрометрия (ААС) для определения концентраций ЭПГ* проводилась в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (аналитик – к. г - м. н., Мягкая И.Н.) и осуществлялась с использованием двухлучевого атомно-абсорбционного спектрометра Solar M6 (фирмы «Thermo Electron», США), оснащённого Зеемановской коррекцией фона. Методика подразумевает следующий алгоритм: озоление при температуре (650 °C), разложение в плавиковой кислоте (HF), далее спекание в окислительной смеси перекиси натрия с натрием углекислым, с последующим кислотным разложением (HCl) и экстрагированием в органическом экстрагенте (0.25 М алкиланилин (АА) + 0.1 М сульфид нефти (ди-н-октилсульфид) в толуоле. Определение элементов (Pt, Pd) проводится в органической фазе [Tsimbalist et al., 2000]. При содержаниях

от 0,2-2 г/т Pt погрешность метода составляет 46.5-58.8 %. При содержаниях от 0,2-2 г/т Pd погрешность метода составляет 42-54.1 %; при содержаниях от 5-10 г/т Pd погрешность метода уменьшается и составляет 38,6 %.

4) *Rb-Sr изотопный анализ* выполнялся в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на многоколлекторном масс-спектрометре МИ1201АТ, работающем в двухленточном режиме (аналитик – Киселёва В.Ю.). Правильность определения изотопных отношений Sr контролировалась параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в котором составляет 0,70800±7.

Локальные

Для изучения оптических свойств минералов, микроструктурных особенностей образцов горных пород, а также получения количественных химических составов минералов в полированных препаратах использовались следующие методы:

1) *Оптическая микроскопия:* поляризационные микроскопы AxioScope.A1 Zeiss и Olympus BX51, оснащённые фотоаппаратом Canon с программным обеспечением для панорамной съёмки;

2) *Рентгеноспектральные методы*: сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с применением прибора, оснащённого энерго-дисперсионным (ЭД) спектрометром (MIRA3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+ /Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis)), при ускоряющем напряжении 20кВ, токе пучка 1400 пА и живом времени набора спектра 20-60 сек (аналитик – Хлестов М.В.) и электронного микрозонда с волно-дисперсионным (ВД) спектрометром (JXA8230 (Jeol Ltd., Токио, Япония)), с вариацией тока пучка от 30 до 100 нА и времени измерении сигнала на линии и при съёмке фона 10 сек (аналитик – Королюк В.Н.).

Для получения количественных анализов минералов с использованием ВД-спектрометра применялись следующие калибровочные стандарты:

1. Природные: ортоклаз, диопсид, пироп, марганцевый гранат, ильменит, гематит, оливин;
2. Синтетические стёкла: $BaSiO_3$, $SrSiO_3$, V_2O_5, $ZnFe_2O_4$, $NiFe_2O_4$.

Средние пределы обнаружения окислов для минералов (мас. %):

Пироксен: K_2O – 0,01; Na_2O – 0,12; SiO_2 – 0,04; Al_2O_3 – 0,03; MgO – 0,11; Cr_2O_3 – 0,04; TiO_2 – 0,04; FeO – 0,03; MnO – 0,03; CaO – 0,02.

Плагиоклаз: K_2O – 0,02; Na_2O – 0,08; SiO_2 – 0,09; CaO – 0,03; Al_2O_3 – 0,05.

Оливин: MgO – 0,015; FeO – 0,01; NiO – 0,009; CaO – 0,003; TiO_2 – 0,004; SiO_2 – 0,018; Al_2O_3 – 0,01; MnO – 0,007; Cr_2O_3 – 0,006.

Ильменит, магнетит, хромит: MgO – 0,07; Al_2O_3 – 0,06; FeO – 0,05; MnO – 0,04; V_2O_5 – 0,03; ZnO – 0,06; TiO_2 – 0,12; Nb_2O_5 – 0,24; Cr_2O_3 – 0,03; NiO – 0,04.

3) *Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и системой лазерного пробоотбора (ЛА-ИСП-МС)* проводилась в ИГМ СО РАН (аналитик – Карпутин И.С.) с применением системы из квадрупольного масс-спектрометра ThermoScentific iCap Qc в связке с установкой лазерной абляции ESL NWR для количественного определения элементов примесей в пироксенах и плагиоклазах. Для анализов пироксена использовался внешний калибровочный стандарт SRM NIST 610, а для плагиоклаза – SRM NIST 612 [Joshum et al., 2011]. В качестве внутреннего стандарта использовались определенные с помощью рентгеноспектрального микроанализа концентрации CaO. Дрейф чувствительности прибора контролировался стандартом андезитового стекла ARM-3 [Wu et al., 2019]. Диаметр лазерного пучка – 50 мкм, частота импульсов – 10 Гц, плотность энергии ~5 Дж/см^2. Значения потока охлаждающего, плазмообразующего и добавочного газа аргона составляли 14.0, 0.9 и 0.8 л/мин, соответственно. В качестве несущего газа использовался гелий с чистотой 6.0 и скоростью потока 0.8 л/мин. Время анализа составляло 90 с на точку, включая 30 с для определения фоновых значений. Через каждые 10 анализов неизвестных образцов проводилось измерение стандартов SRM NIST 612, SRM NIST 610 и ARM-3. Обработка данных осуществлялась при помощи программного обеспечения LADR [Norris and Danyushevsky, 2018].

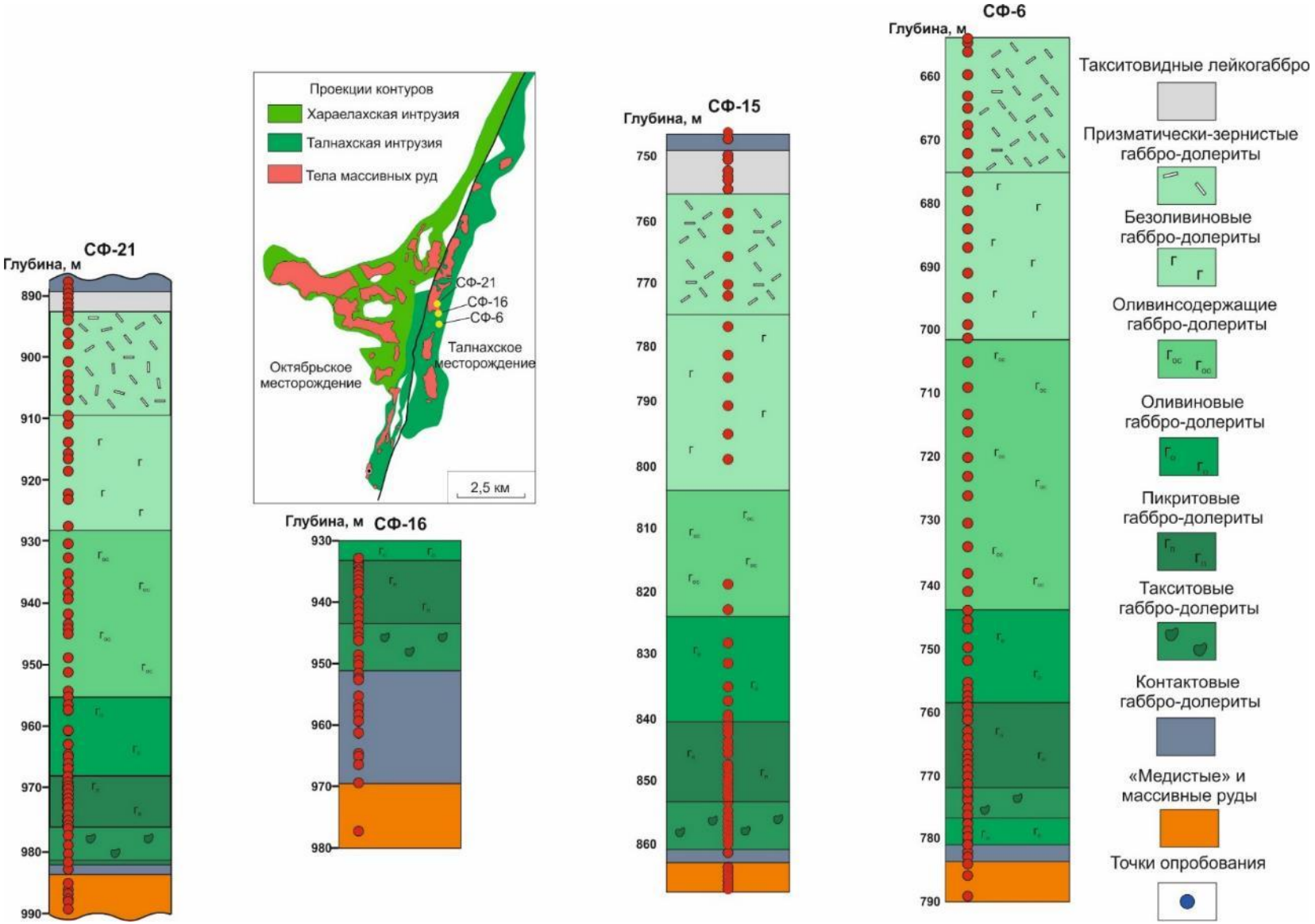


Рисунок 9. Расположение скважин в проекции Талнахской интрузии [по данным ООО «Норильскгеология»] и литологические колонки с отмеченными точками отбора проб. Из легенды убраны вмещающие породы, а также породы верхнего и нижнего экзоконтакта

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Строение Талнахской интрузии в изученных разрезах и макроскопическая характеристика пород и руд

Все изученные разрезы Талнахской интрузии имеют схожее строение. В нижнем экзоконтакте, в ороговикованных терригенно-карбонатных породах локализуются ореолы прожилково-вкрапленных «медистых» руд с отдельными линзовидными телами массивных пирротиновых залежей (см. рисунок 9). Руды характеризуются прожилково-вкрапленной или массивной текстурой, при этом в массивных телах прослеживаются признаки текстуры, напоминающей миндалекаменную, когда каплевидные или округлые фрагменты вмещающей породы (микроксенолиты) включены в матрицу массивного сульфида (рисунок 10). Мощность сульфидных тел значительно варьирует в пределах изученных разрезов от небольших прослоев (0,3-0,5м) до мощных богатых ореолов мощностью до 10 м, при этом наибольшую мощность демонстрирует именно контур «медистых» руд, при существенно пониженной мощности линзовидных тел массивных пирротиновых руд.

В эндоконтактовой зоне интрузии наблюдаются некоторые вариации внутреннего строения. Так, например, в скважине СФ-16 присутствует жильная сульфидная минерализация в контактовых габбро-долеритах, с последующим переходом в нижние оливиновые габбро-долериты, насыщенные интерстиционными сульфидными вкрапленниками, в то время как в некоторых разрезах нижняя зона интрузии сложена контактовыми и такситовыми габбро-долеритами (рисунок 11) мощностью 5 и более метров. «Такситовые габбро-долериты» - это общепринятый термин как в научной литературе, так и в производственной документации, подразумевающий рудоносный горизонт с выраженной текстурной неоднородностью. Такситовые габбро-долериты содержат вкрапленную сульфидную минерализацию, которая вместе с таковой из пикритовых габбро-долеритов слагает основной рудный горизонт интрузии. В случае безрудных интервалов пород с такситовой текстурой их часто называют «такситовидными габбро-долеритами».

Выше по разрезу с отчётливыми контактами залегают т.н. «пикритовые габбро-долериты» (рисунок 12). Следует отметить, что в некоторых случаях наблюдается переслаивание пикритовых и такситовых габбро-долеритов, т.е. пикритовые габбро-долериты «секут» такситовые. Интересно, что также в разрезах отдельных скважин прослеживаются апофизы этих пород в породах экзоконтакта. Они представляют собой тёмные мелкозернистые породы, с пойкилоофитовой структурой и обогащены сульфидными вкрапленниками нескольких морфологических типов: уплощённые, изометричные, а также насыщенные густой интерстиционной сульфидной вкрапленностью. Мощность пикритовых габбро-долеритов в

исследуемых разрезах не превышает 15 м, хотя в центральных зонах интрузии достигает до 30-40 м и более.

В контексте работы особенно важны следующие макроскопические особенности пикритовых габбро-долеритов: (1) их секущее положение относительно такситовых г-д и пород нижнего экзоконтакта; (2) резкие контакты с такситовыми габбро-долеритами; (3) огромное количество ксеногенного материала, в литературе по большей части характеризуемого как «автолиты» [Рябов и др., 2000]; (4) часто уплощённый характер дифференцированных сульфидных вкрапленников, с удлинением в суб-горизонтальном направлении; (5) отчётливый, но незакалённый контакт с вышележащими оливиновыми габбро-долеритами.



Рисунок 10. Массивные и «медистые» руды в породах нижнего экзоконтакта Талнахской интрузии. а – СФ-6, 786; б – СФ-6, 785,7 в-д – СФ-21: 989,7; 988,3; 988,7.

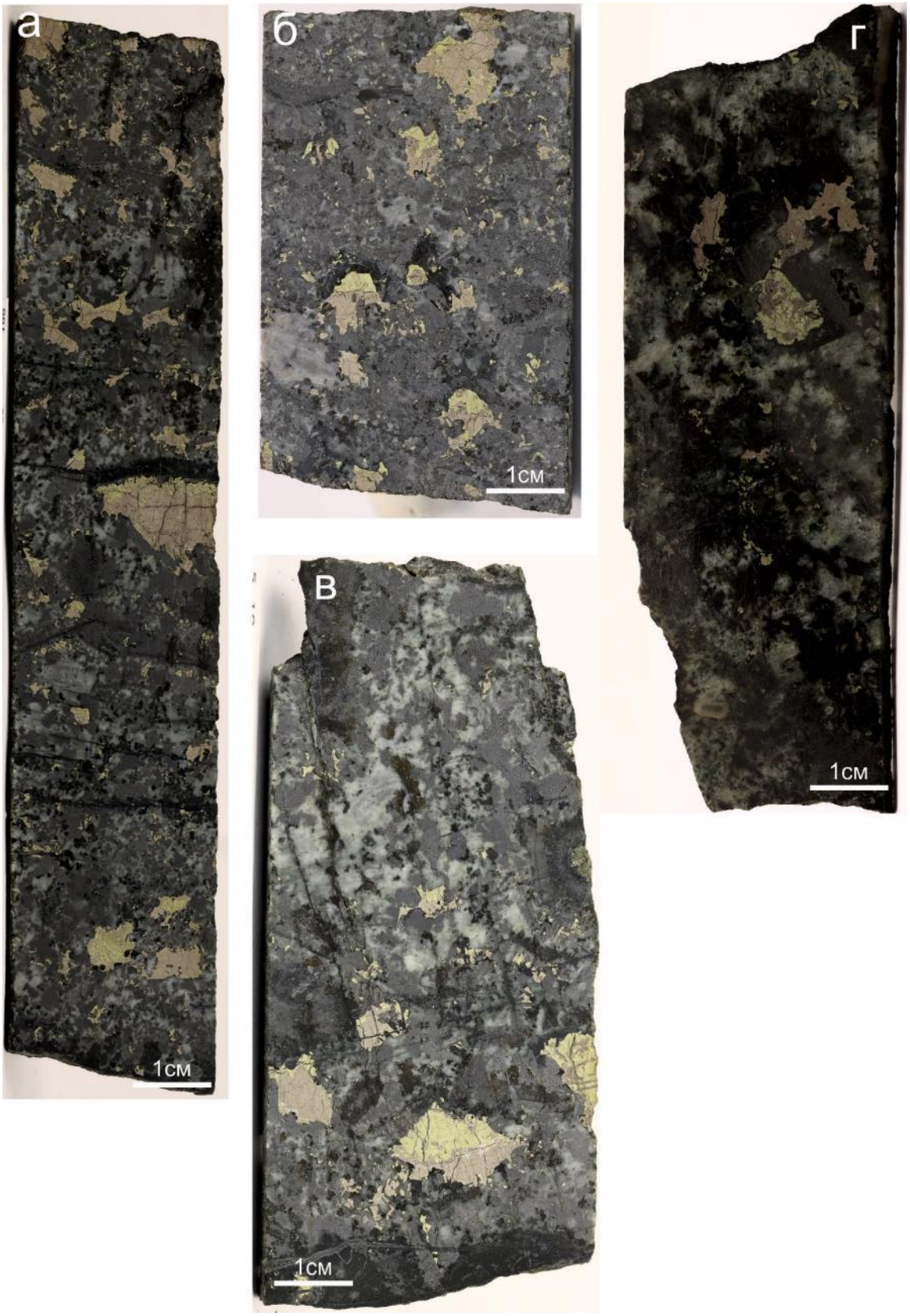


Рисунок 11. Породы нижней габбровой серии в разрезе Талнахской интрузии (такситовые габбро-долериты). а – СФ-6, 775,5; б – СФ-16, 944,8; в – СФ-6, 776,6; г – СФ-21, 980,4.

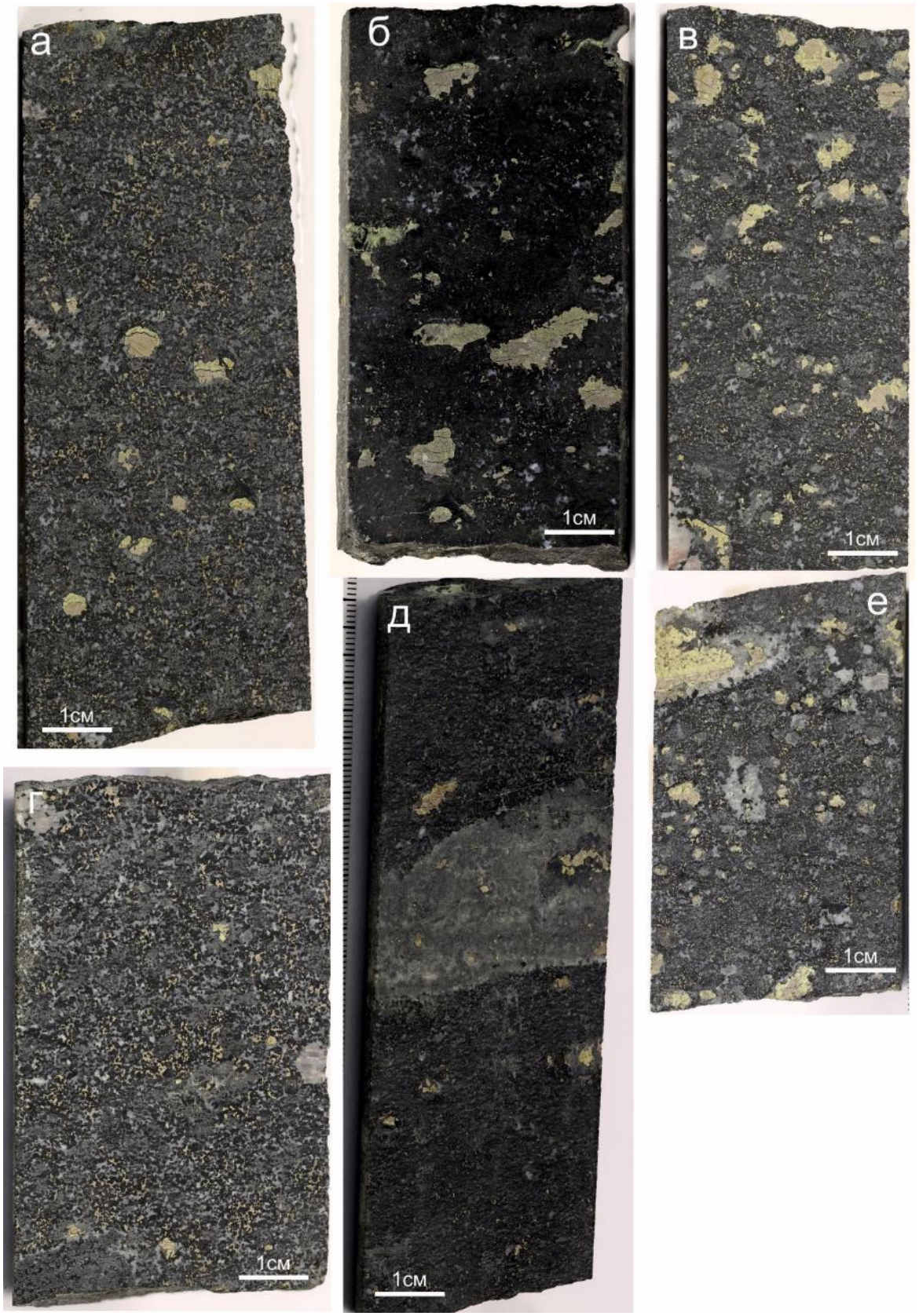


Рисунок 12. Образцы керна исследованных скважин из горизонта пикритовых габбро-долеритов Талнахской интрузии. а – СФ-6, 769; б – СФ-21, 973,0; в – СФ-6, 763, 7; г – СФ-16, 942, 7; д – СФ-16, 935,2; е – СФ-16, 938, 6

Главный объём интрузии представлен породами основной расслоенной серии: оливиновыми, оливинсодержащими, безоливиновыми и призматически-зернистыми габбро-долеритами (рисунок 9). Эти породы закономерно сменяют друг друга в разрезе и характеризуются варьирующим соотношением мощностей, однако всегда с наименьшей мощностью в зоне развития оливиновых габбро-долеритов.

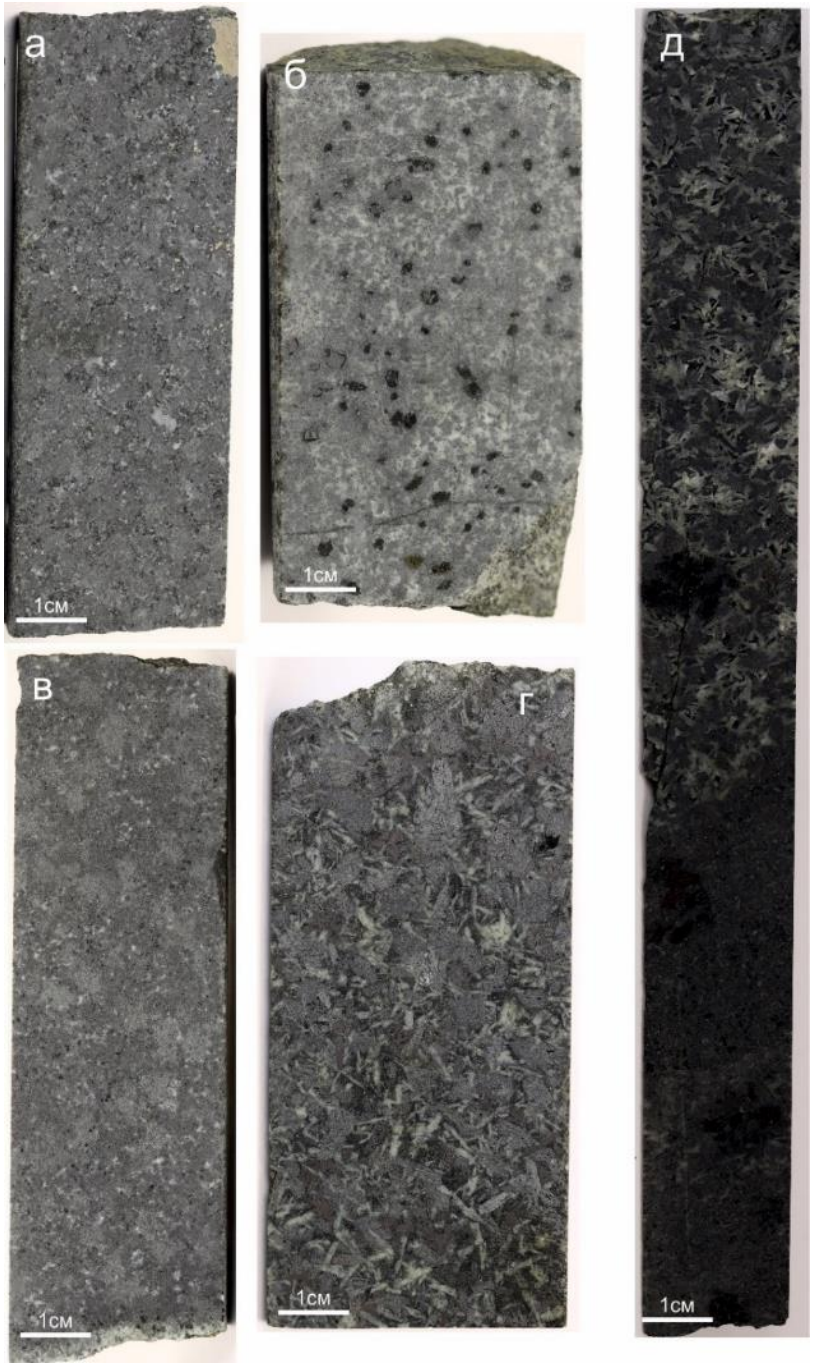


Рисунок 13. Породы расслоенной серии: оливиновые, оливинсодержащие, безоливиновые и призматически-зернистые габбро-долериты. а – СФ-6, 757,7 (оливиновые габбро-долериты); б – СФ-6, 716,0 (безоливиновые габбро-долериты); в – СФ-6, 747,0 (оливинсодержащие габбро-долериты); г – СФ-21, 893,4; д – СФ-21, 902,8 (призматически-зернистые габбро-долериты)

В изучаемых разрезах мощность оливиновых г-д варьирует от 10 до 20 м. Оливиновые габбро-долериты плавно, но с прослеживающейся границей переходят в оливинсодержащие габбро-долериты, мощность которых варьирует от 15 до 40 м. Между оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами отсутствует отчётливая структурно-текстурная граница, в связи с чем на этапе документирования керна не представляет возможности точно провести границу между этими типами пород. Тем не менее, безоливиновые габбро-долериты являются отдельным интервалом, мощностью от 10 до 30 м. Верхняя часть расслоенной серии представлена призматически-зернистыми габбро-долеритами, отчётливо отделяемыми от безоливиновых с хорошо различимыми текстурными переходами (см. рисунок 13). Своё название эти породы получили за счёт преобладания кристаллов клинопироксена удлинённо-призматического облика в срастаниях с крупными лейстами плагиоклаза. Мощность призматически-зернистых габбро-долеритов сопоставима с безоливиновыми и в среднем составляет около 20 м.

Верхняя эндоконтактовая зона интрузии представлена такситовидными габбро-долеритами, в которых локализованы малосульфидные хромит-платиновые руды, и телами лейкогаббро (рисунок 14). Мощность эндоконтактовой зоны в исследованных разрезах не превышает 10м.

Верхний экзоконтакт Талнахской интрузии находится в угленосных толщах Тунгусской серии и представлен графитизированными углями в ассоциации с гранат-везувиановыми скарнами и верхними «медистыми» рудами, представляющими собой прожилково-вкрапленный тип оруденения во вмещающих породах и контактовых метасоматитах (рисунок 14).

Таким образом, в изученных разрезах представлены все типы пород и руд, характерные как для Талнахской интрузии, так и для интрузивов Норильского типа в целом. Ритмичное переслаивание всех выделяемых горизонтов интрузий позволяет рассматривать изучаемые скважины как типовые, отражающие общие закономерности формирования всей интрузии в целом. Исходя из целей работы, ниже будут детально рассмотрены минералого-геохимические особенности пикритовых габбро-долеритов и их сопоставление с вышележащими породами дифференцированной серии, за вычетом пород верхнего и нижнего эндо- и экзоконтактов.

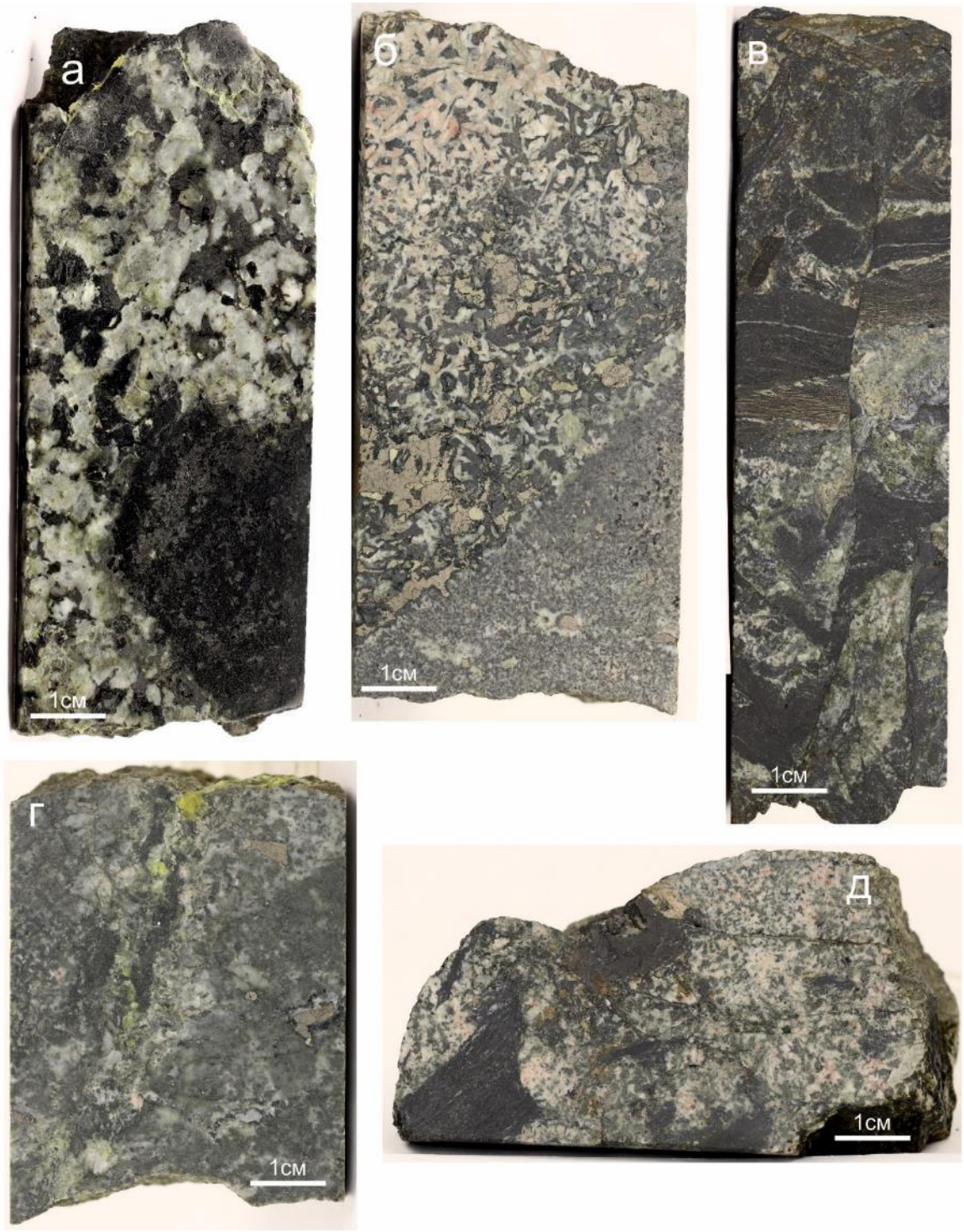


Рисунок 14. Породы верхнего эндо- и экзоконтакта Талнахской интрузии. а – СФ-21, 890,6 (лейкогаббро с такситовой текстурой); б – СФ-6, 650,9 (медистые руды в верхних контактовых породах); в – СФ-6, 654, 8; г – СФ-6, 653,2; д – СФ-6, 654,0 (экзоскарны на контакте интрузии и угленосных пород Тунгусской серии)

4.2. Краткая минералого-петрографическая характеристика основной расслоенной серии интрузии на примере скважины СФ-21

Минеральный состав для всех разновидностей пород является типичным для интрузий Норильского типа. Главными породообразующими минералами являются оливин, плагиоклаз среднего и основного состава (вплоть до анортита) и моноклинный пироксен (преимущественно – диопсид-авгит). В редких случаях появляется ромбический пироксен. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, ильменитом, флогопитом, роговой обманкой, апатитом и др. По разрезу существенно меняется количественное соотношение минералов, их химический состав, а также структурно-текстурный рисунок породы.

Оливиновые габбро-долериты (рисунок 15) содержат значимую долю оливина (5-10%), представленного небольшими изометричными зёрнами размером до 1 мм, с преобладанием лейст плагиоклаза (более 50 %) размером от первых долей мм до 2 мм и более с отдельными крупными зёрнами клинопироксена в интерстициальном пространстве (около 30%), часто размером до 3 мм и более, что определяет пойкилофитовую среднезернистую структуру.

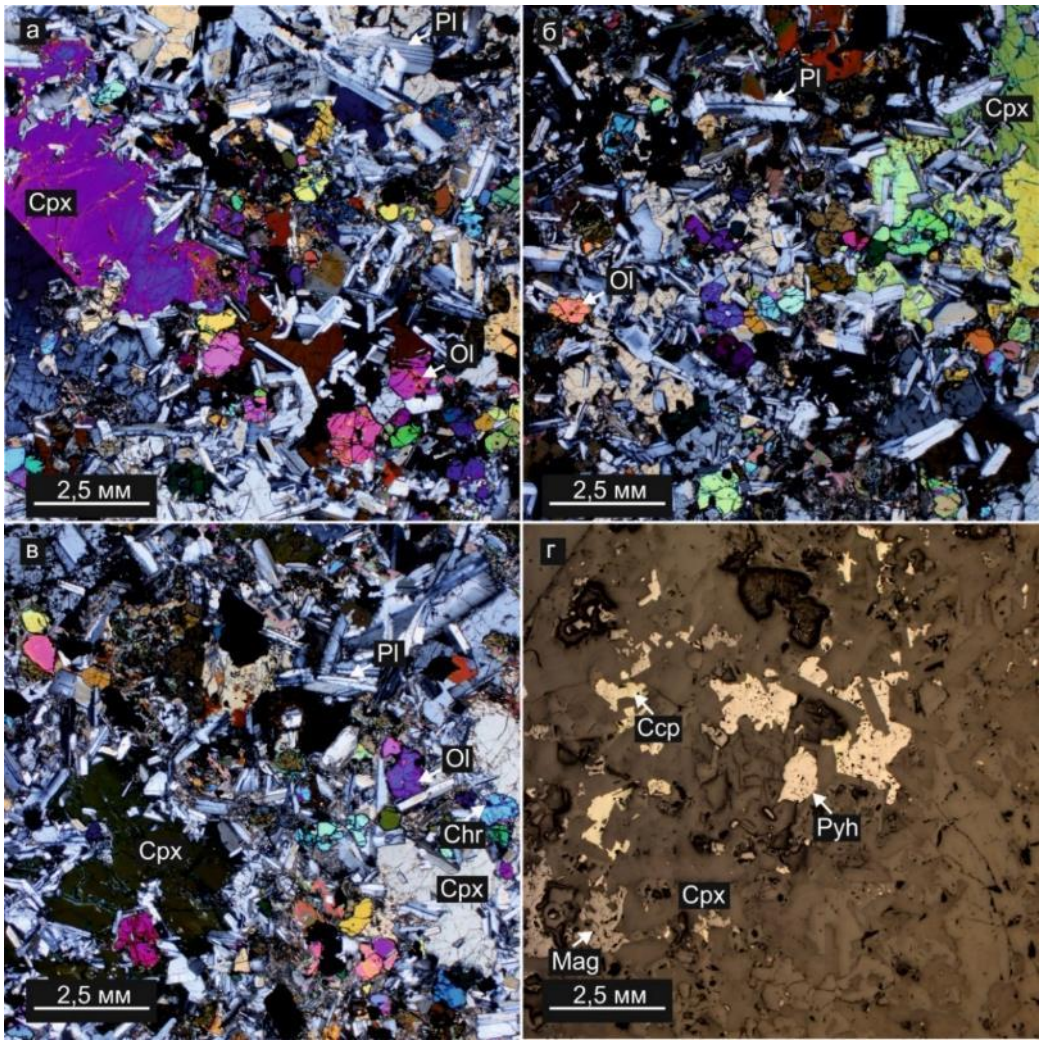


Рисунок 15. Оливиновые габбро-долериты. Изображения в проходящем свете в скрещенных николях (а-в); изображение в отражённом свете (г)

Переход от оливиновых *к оливин-содержащим габбро-долеритам* (рисунок 16 а, б) сказывается в уменьшении количества зерен оливина до 3-5% и общем увеличении их размерности. Акцессорная минерализация представлена титаномагнетитом, апатитом и редкими интерстиционными сульфидами с преобладанием халькопирита.

Безоливиновые габбро-долериты (рисунок 16 в, г) отличаются от оливин-содержащих пониженной долей оливина (до 3%) с ростом доли моноклинного пироксена (до 35-40 %) с отдельными зёрнами ромбического. Плагиоклаз демонстрирует выраженный идиоморфизм относительно клино- и ортопироксена

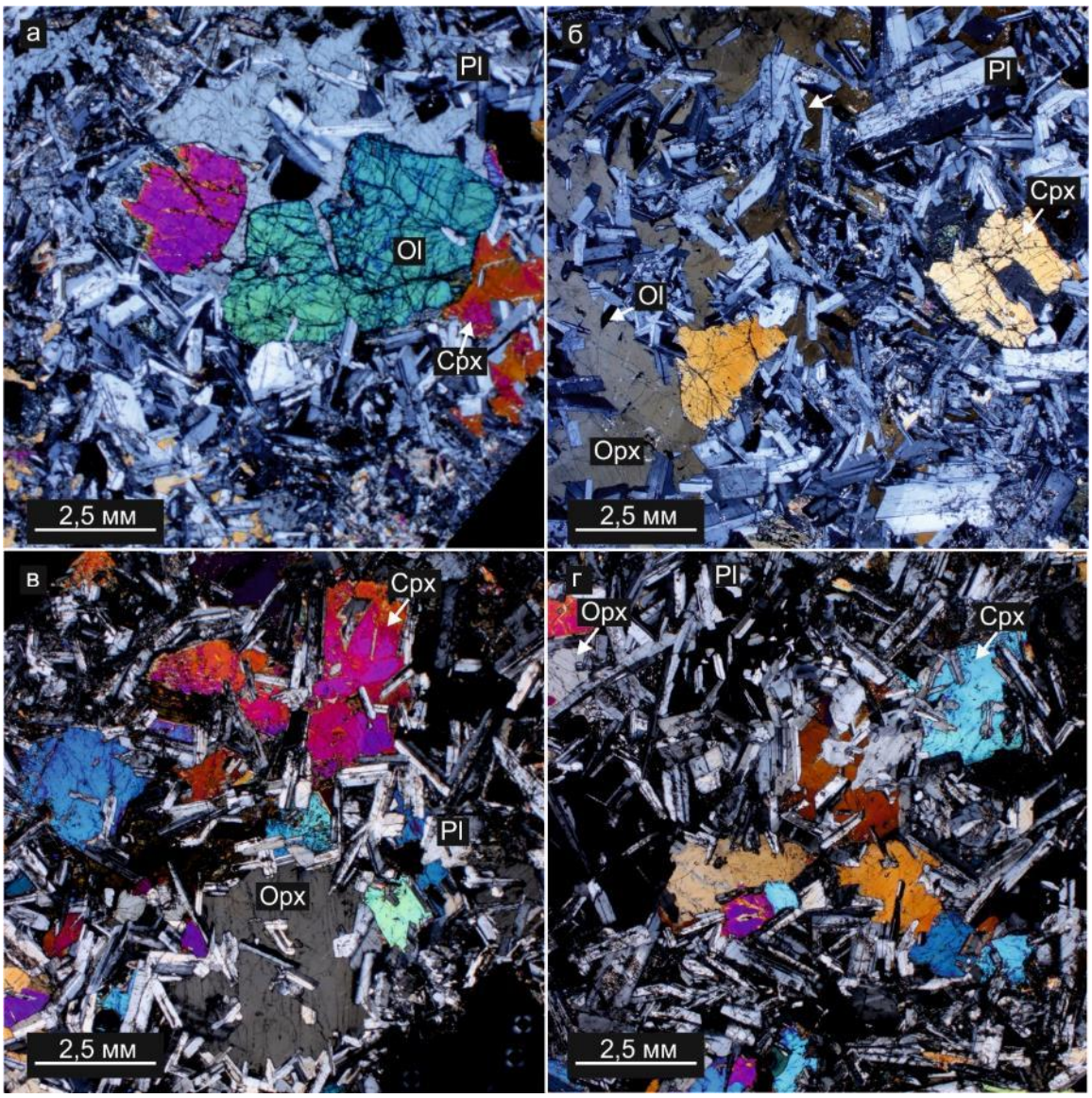


Рисунок 16. Оливинсодержащие (а-б) и безоливиновые (в-г) габбро-долериты. Изображения в проходящем свете в скрещенных николях

Призматически-зернистые габбро-долериты сложены клинопироксеном и плагиоклазом примерно в равных количествах, формируя суб-графические срастания (рисунок 17). Акцессорная минерализация представлена титаномагнетитом и редкими интерстиционными сульфидами, а также ильменитом и апатитом.

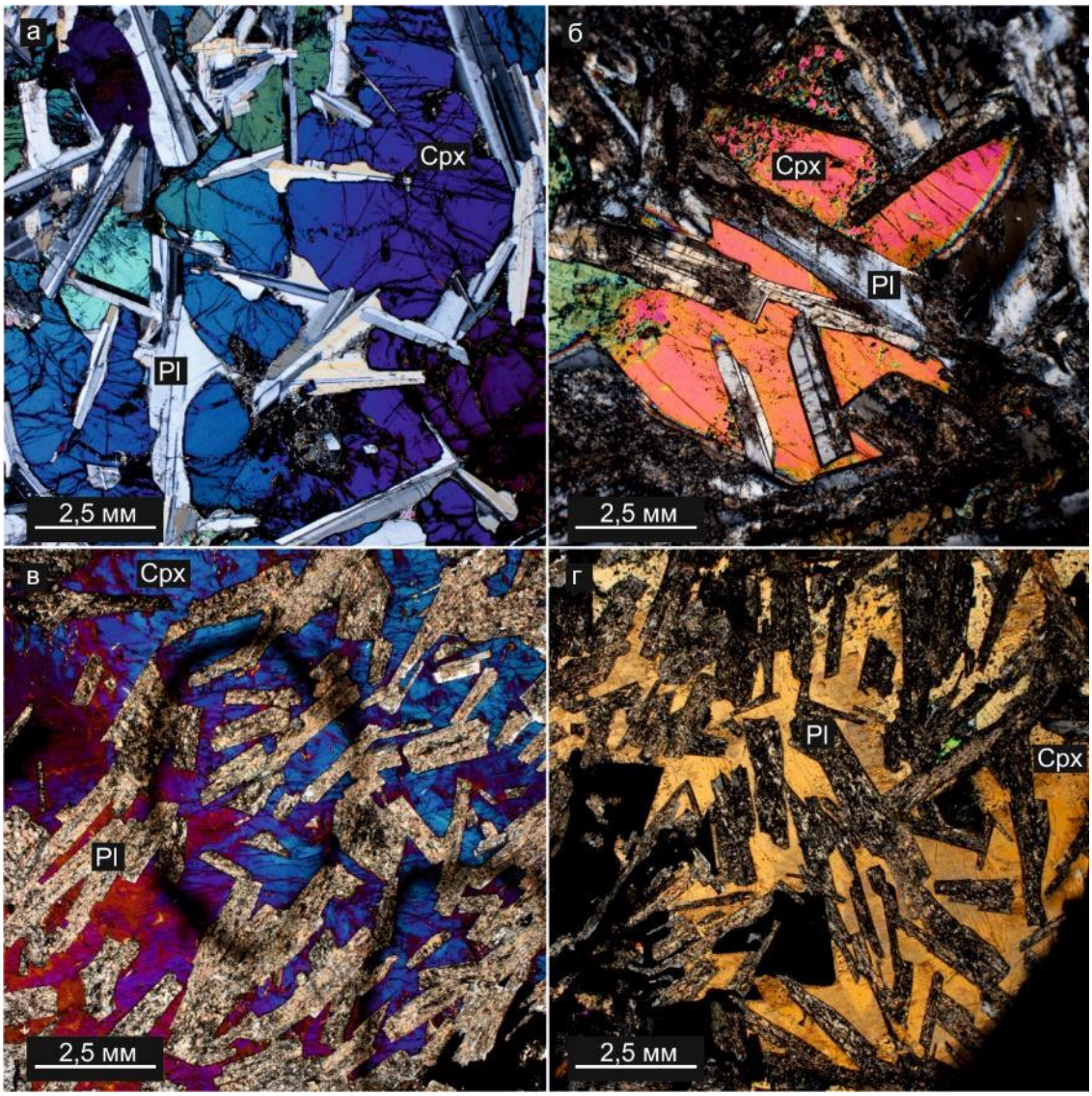


Рисунок 17. Пойкилоофитовая структура в образцах из интервала развития призматически-зернистых габбро-долеритов. Изображения в проходящем свете в скрещенных николях

4.3. Минералого-петрографическая характеристика пикритовых габбро-долеритов на примере скважины СФ-21

Пикритовые габбро-долериты (976,6-969 м) характеризуются равномернозернистой, мелкозернистой структурой (рисунок 18 а) с преобладанием (до 40%) идиоморфных зёрен оливина (рисунок 18), плагиоклаза (30-40%) и клинопироксена (20-30%). При этом, содержание оливина незначительно увеличивается к верхней части пикритовых габбро-долеритов (интервал 973-969 м). Рудная минерализация представлена дифференцированными сульфидными вкрапленниками до нескольких сантиметров в сечении, состоящими из пирротина, пентландита и халькопирита, а также зёрнами магнетита, титаномагнетита, ильменита и хромита. Содержание последнего резко увеличивается в верхней части пикритовых габбро-долеритов (973-969м) вплоть до образования сегрегаций зёрен хромита в плагиоклазе, интерстиционном клинопироксене, а также оливине (рисунок 18).

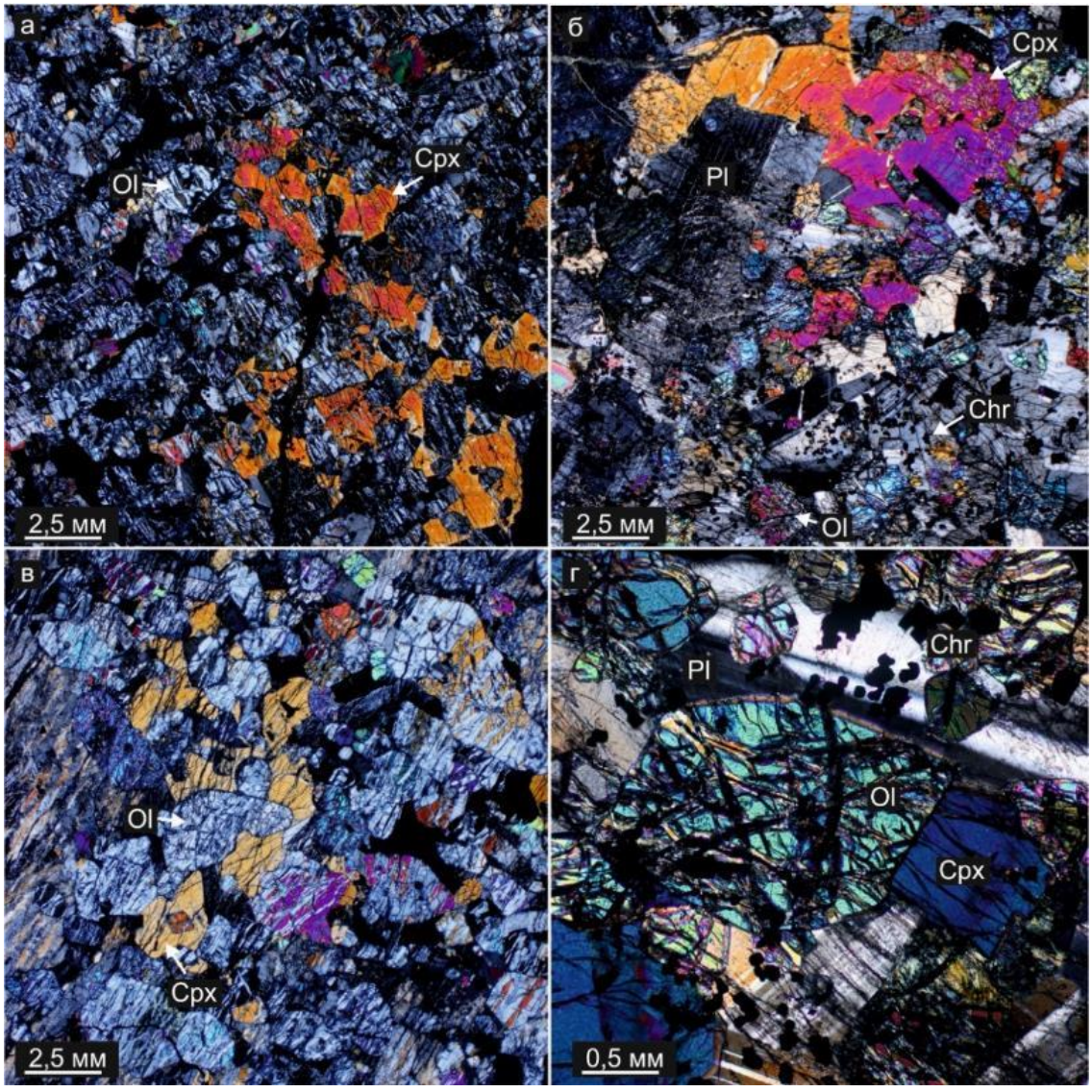


Рисунок 18. Пикритовые габбро-долериты. Изображения шлифов в проходящем свете в скрещенных николях

Породообразующие минералы

Оливин

Оливин в пикритовых габбро-долеритах представлен идиоморфными зёрнами. Отличительной особенностью этого горизонта является близкий размер (0,2-0,5 мм) зёрен оливина и их ориентировка в суб-горизонтальной плоскости, напоминающая микротекстуры течения. По составу оливин представлен форстеритом (Mg# 69-78) и демонстрирует увеличение магнезиальности снизу-вверх по разрезу (рисунок 19). Он содержит стабильные примеси MnO, не превышающие 0,4 мас. % и NiO до 0,3 мас. %.

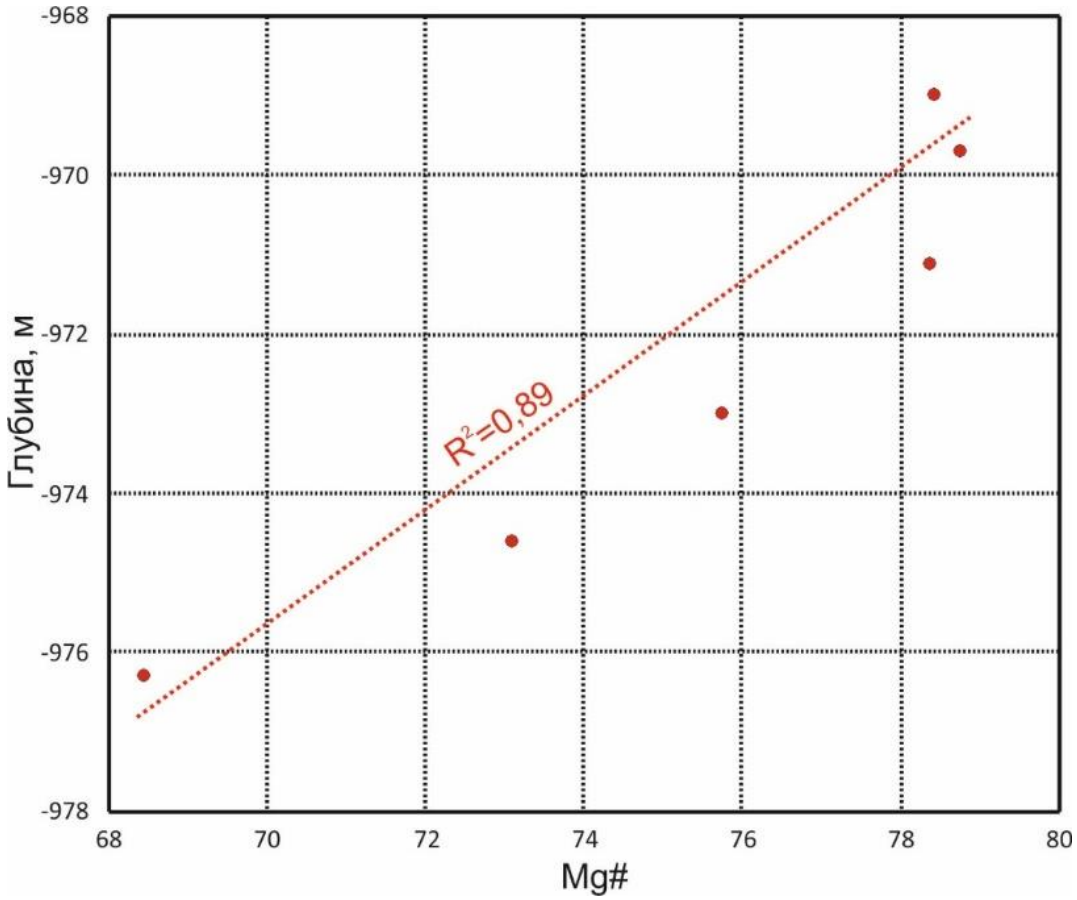


Рисунок 19. Средняя магнезиальность оливина в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21. Исходные данные приведены в приложении Г (таблица П4)

Плагиоклаз

Плагиоклаз представлен как отдельными лейстами, так и сгруппированными сегрегациями отдельных зёрен. Иногда размер таких агрегатов достигает первых сантиметров в сечении. По составу он демонстрирует широкую вариативность, ранжируясь от андезина до анортита (рисунок 20).

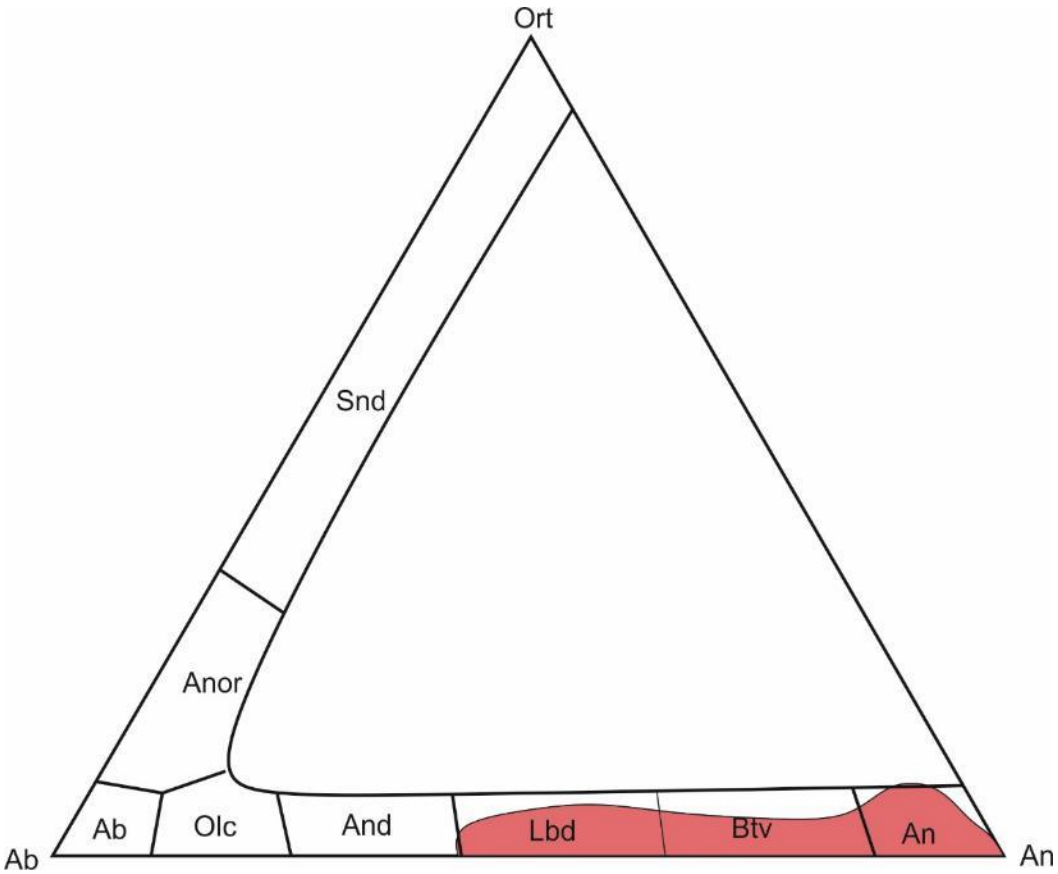


Рисунок 20. Классификационная диаграмма [Deer at al., 1997] с вынесенным полем вариаций состава плагиоклаза из пикритовых габбро-долеритов скважины СФ-21 (составы всех интервалов горизонта перекрываются). Составы приведены в приложении Д (таблица П5)

Пироксен

Пироксен в пикритовых габбро-долеритах представлен двумя разновидностями: моноклинный пироксен (по составу попадает в поле авгита) и в подчинённом значении (единичные зёрна) – ромбический, попадающий по составу в поле клиноэнстатита (рисунок 21).

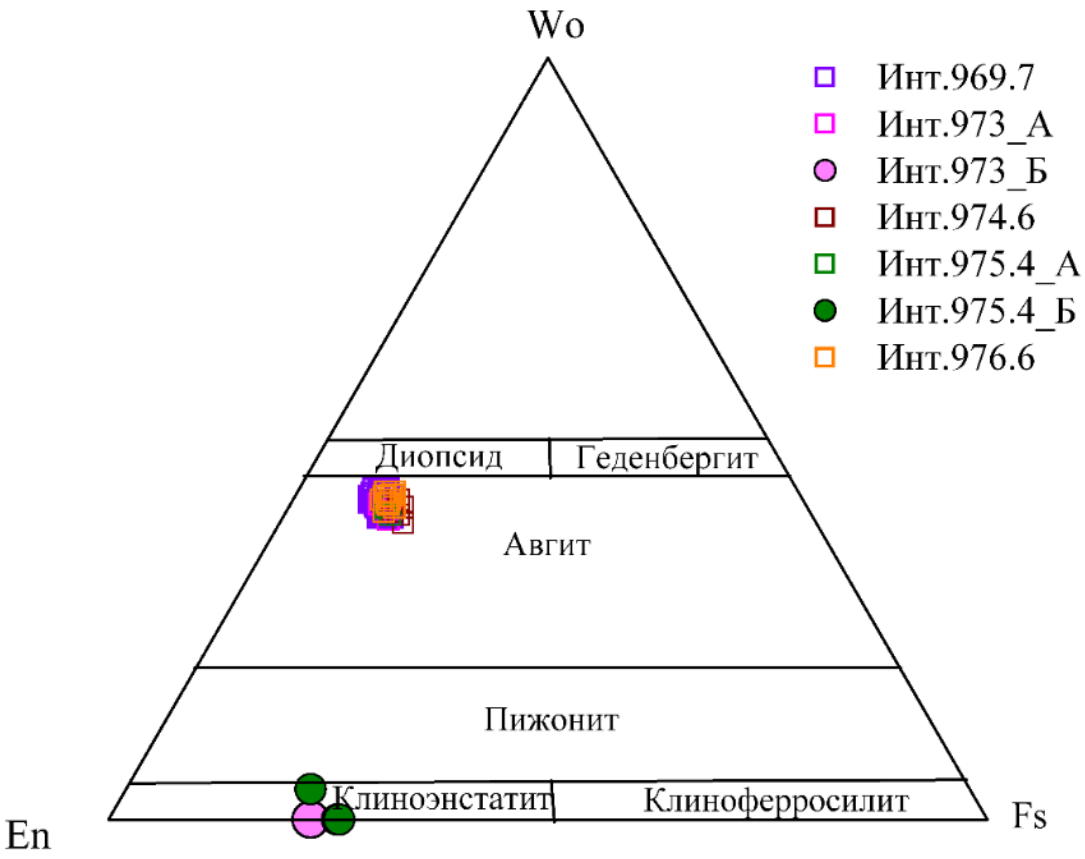


Рисунок 21. Классификационная диаграмма [Morimoto et al., 1988] с вынесенными составами пироксена из горизонта пикритовых габбро-долеритов скважины СФ-21. Составы приведены в приложении Е (таблица П6)

Моноклинный пироксен формирует крупные интерстиционные зёрна, достигающие размером нескольких мм в длинном сечении (см. рисунок 15-18). Эти пойкилокристаллы насыщены включениями плагиоклаза, оливина и рудных минералов, являясь наиболее поздними минералами в этой ассоциации, заполняя пространство между зёрнами оливина и плагиоклаза. По составу он характеризуется высокой магнезиальностью (Mg# 80-85) и постоянными примесями TiO_2 на уровне 0,4-0,8 мас. % и Cr_2O_3 от 0,2 до 1,1 мас. % (приложения, таблица П6). Состав клинопироксена варьирует в зависимости от его нахождения в конкретной части горизонта пикритовых габбро-долеритов (рисунок 22), ранжируясь от высокомагнезиального (Mg# 83-84) и высокохромистого (до 1,2 мас. % Cr_2O_3) до более низкомагнезиального (Mg# 77-79) и низкохромистого (на уровне 0,2 мас. % Cr_2O_3).

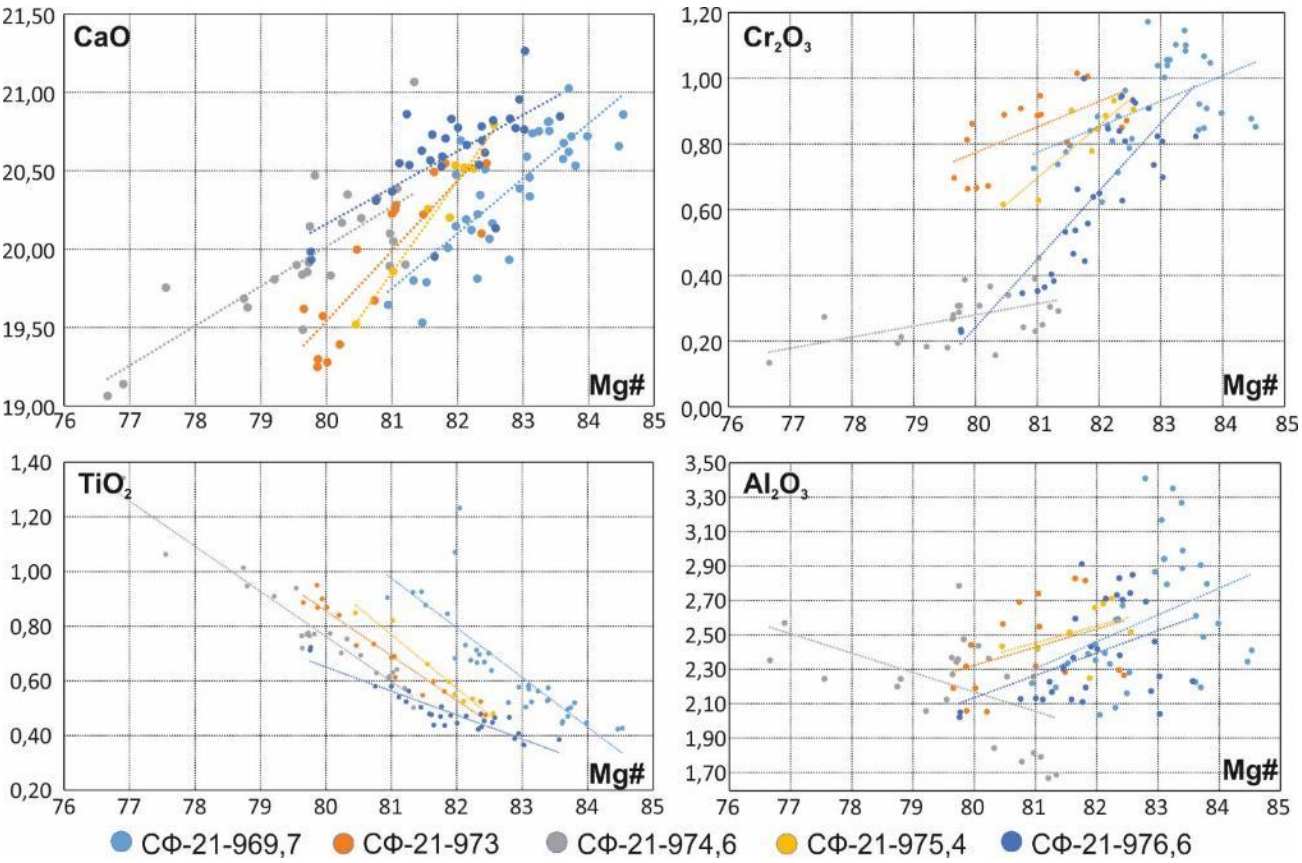


Рисунок 22. Составы клинопироксена в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21. Исходные данные приведены в приложениях (таблица П6)

Рудная минерализация: сульфиды, магнетит, ильменит и хромит

Пикритовые габбро-долериты входят в основной рудоносный горизонт Норильских интрузий. В них локализовано вкрапленное сульфидное оруденение, представленное как крупными дифференцированными вкрапленниками (рисунок 23 а), достигающими в редких случаях 5 см и состоящими из пирротина, халькопирита и недосыщенных серой минералов группы халькопирита, по составу близких к талнахиту, а также пентландита при подчинённом распространении кубанита, так и густой интерстиционной сульфидной вкрапленностью, имеющей принципиально тот же минеральный состав.

Второстепенными рудными минералами пикритовых г-д являются магнетит, ильменит и хромит. Магнетит представлен тремя морфологическими типами: (1) крупные зёрна, иногда содержащие структуры распада в виде ламелярных выделений ильменита (рисунок 23 а), (2) прожилки в сульфидных вкраплениках (рисунок 23 б, в) и (3) ламелярные выделения в серпентине, сформированные в процессе вторичных изменений оливина (рисунок 23 б, в).

Ильменит встречается как в виде структур распада в магнетите, так и в виде отдельных зёрен размером до 500 мкм в длинном сечении.

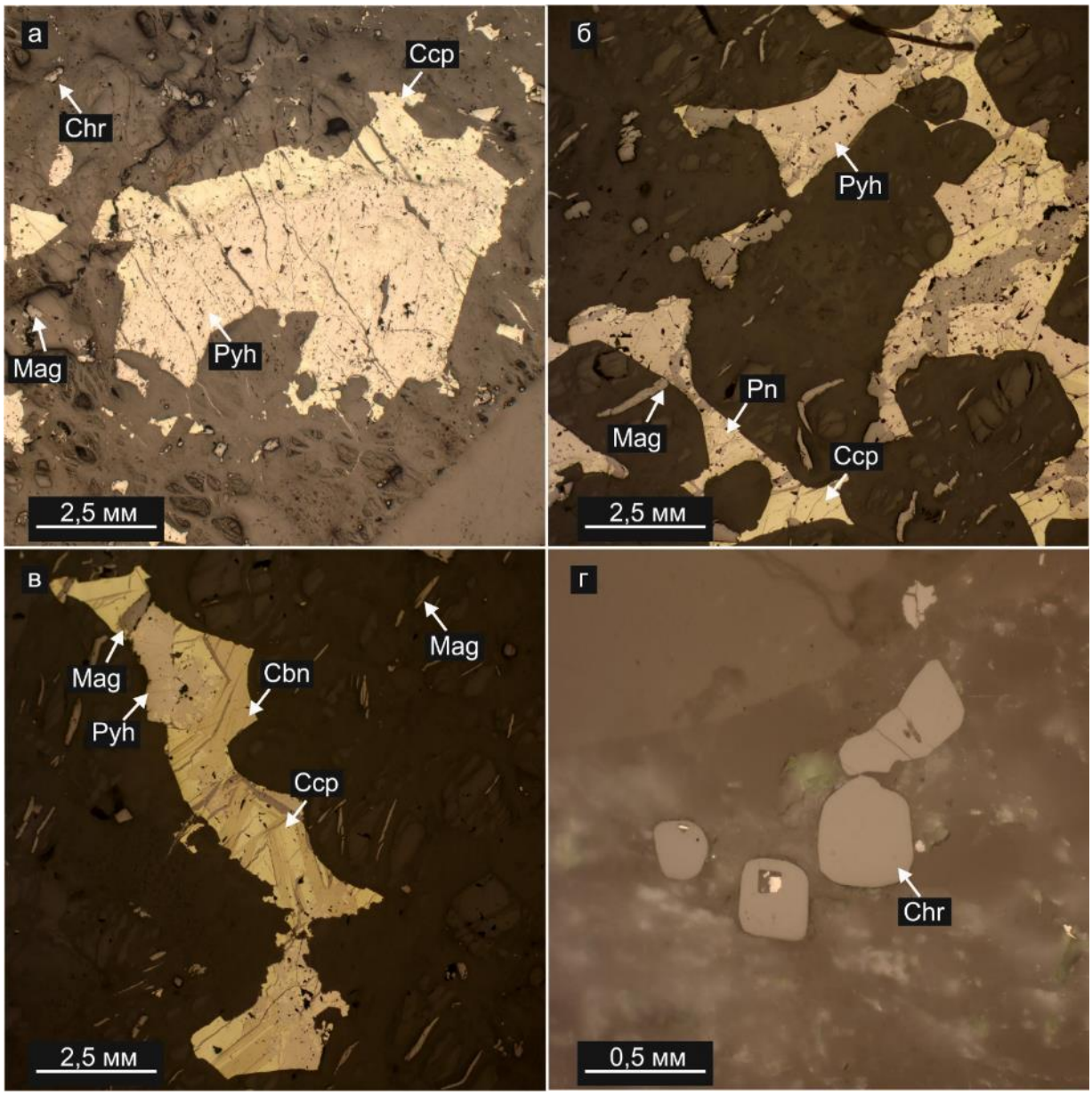


Рисунок 23. Форма выделения и взаимоотношения основных рудных минералов в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21

Хромшпинелид – важнейший минерал-маркер горизонта пикритовых габбро-долеритов. Он представлен небольшими округлыми кристаллами (см. рисунок 23 г), локализованными в оливине, плагиоклазе и клинопироксене. По составу все хромшпинелиды (рисунок 24) формируют единый тренд и характеризуются значимыми примесями Al_2O_3 и TiO_2, а также содержит варьирующие от 0,5 до 11 мас. % примеси MgO (приложения, таблица П7).

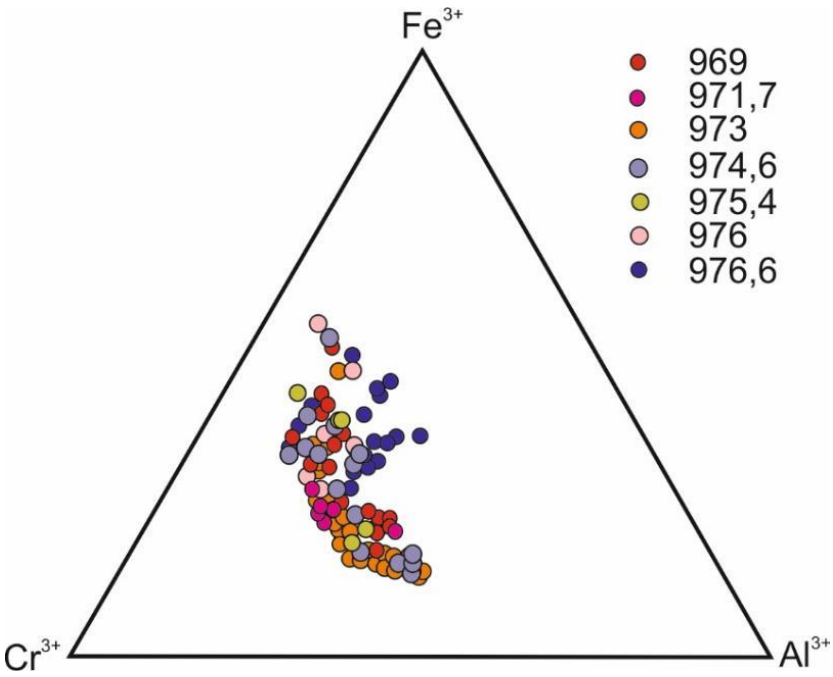


Рисунок 24. Диаграмма для хромшпинелидов [Barnes, Roeder, 2001] с вынесенными составами хромшпинелидов из пикритовых габбро-долеритов скважины СФ-21. Исходные данные приведены в приложении Ж (таблица П7)

Выводы по разделу:

1. Пикритовые габбро-долериты главным образом сложены оливином при подчинённом распространении клинопироксена и плагиоклаза, и характеризуются мелко-среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой;

2. По составу оливина в пределах пикритовых габбро-долеритов прослеживается обратная зональность: магнезиальность оливина растёт снизу-вверх по разрезу и достигает максимальных значений (Mg# 78-79) на границе с оливиновыми габбро-долеритами; составы клинопироксена не демонстрируют отчётливого линейного тренда, однако в среднем клинопироксен из верхней части пикритовых габбро-долеритов (образцы 969-973) характеризуются более высокой магнезиальностью и стабильно повышенными примесями двуокиси хрома.

3. Рудная минерализация в пикритовых габбро-долеритах представлена густовкрапленными сегрегациями халькопирита, пентландита и пирротина, а также существенной долей крупных дифференцированных каплевидных вкрапленников уплощённой формы, в состав которых входят те же сульфиды, при подчинённом распространении магнетита и других рудных минералов;

4. Хромшпинелид – характерный акцессорный минерал в пикритовых габбро-долеритах. Он представлен близкими по размеру (порядка 0,2 мм в сечении) изометричными зёрнами, локализующимися в оливине, плагиоклазе и клинопироксене, часто формируя

группы зёрен и крупные сегрегации, вплоть до шлировых скоплений. Концентрирование хромита в виде густой вкрапленности, а также наличие шлиров приурочено к верхней части горизонта пикритовых габбро-долеритов, где он формирует как бы «подвешенный» горизонт.

**Более детально составы породообращующих минералов в пикритовых габбро-долеритах будут рассмотрены в сравнении с мегакристами ниже в разделе 4.4.*

4.4. Мегакристы в пикритовых габбро-долеритах

В центральной части горизонта пикритовых габбро-долеритов (из скважин СФ-16 и СФ-17) обнаружены крупные кристаллы плагиоклаза (мегакристы) (рисунок 25 а), имеющие удлинённый облик со сглаженными очертаниями. Их размер достигает 3 см по удлинению. Методами оптической микроскопии установлено, что они представляют собой монокристаллы (рисунок 25 б) или агрегаты закономерно срастающихся зёрен плагиоклаза (рисунок 25 в), с выраженным полисинтетическим двойникованием и включающие в себя как минимум две зоны роста (внутреннюю и внешнюю). Эти зёрна, ввиду своего гигантского размера названные в работе «мегакристами», находятся в основной массе пикритовых габбро-долеритов, имеют субгоризонтальную ориентировку и полностью обрамлены минеральным парагенезисом пикритовых г-д, поэтому в данном разделе все особенности мегакристов будут рассмотрены в сравнении с матрицей вмещающей их породы.

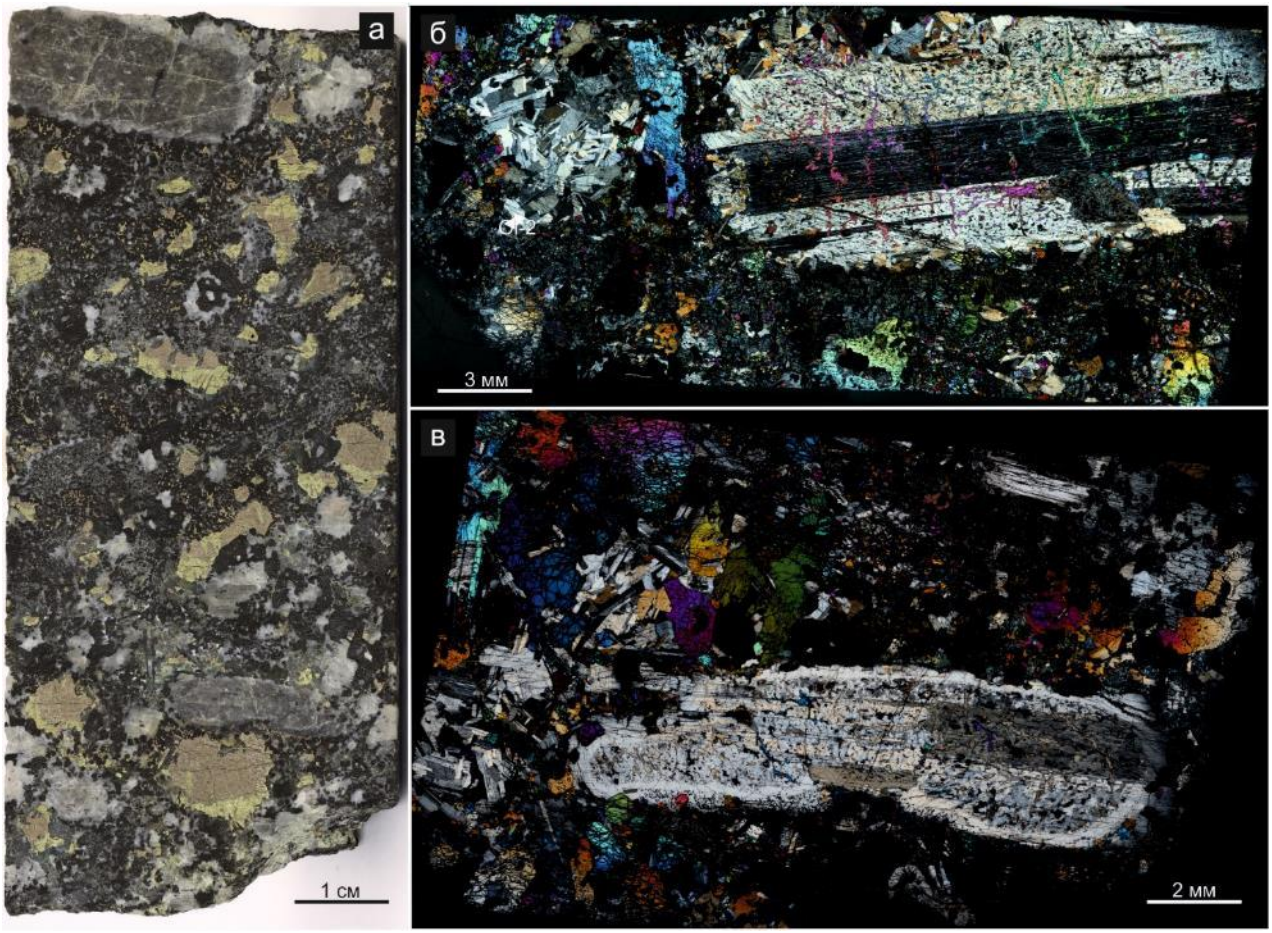


Рисунок 25. Мегакристы плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах (а) и панорамные изображения шлифов в скрещенных николях (б, в)

Мегакристы содержат включения других породообразующих минералов: клинопироксен образует с плагиоклазом тонкие срастания; оливин, хромшпинелид, ильменит и магнетит

находятся в виде единичных включений ксеноморфного облика. Ниже в сравнении будут рассмотрены морфология зерен и составы минералов двух парагенетических ассоциаций:

(1) внутри мегакристов: плагиоклаз (Pl-1,2), оливин (Ol-1), клинопироксен (Cpx-1), ильменит (Ilm-1), хромшпинелид (Chr-1) и магнетит (Mag-1);

(2) в матрице пикритовых габбро-долеритов: оливин (Ol-2), клинопироксен (Cpx-2), плагиоклаз (Pl-4), хромшпинелид (Chr-2), ильменит (Ilm-2) и магнетит (Mag-2); а также переходная зона, сложенная Pl-3 и разделяющая две минеральных парагенетических ассоциации.

Плагиоклаз

Всего выделено 3 генерации плагиоклаза: ядерная зона мегакристов, внешняя зона роста мегакристов и лейсты плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах. Ядерная зона мегакристов характеризуется выраженным блочным строением, связанным с неоднородностью составов, которая хорошо видна в проходящем свете (рисунок 26, а, б) и надёжно фиксируется рентгеноспектральными методами. На основании этого она разделена по составу на два подтипа: Pl-1 и Pl-2.

Плагиоклаз внешней зоны роста (Pl-3), мощностью от 0,3 до 2 мм, окружает мегакристы, и отчётливо разделяет минеральные парагенезисы мегакристов и матрицы: с внутренней стороны от Pl-3 (рисунок 26 б, в) находятся включения Ol-1 и Cpx-1, в то время как Pl-3 включает Ol-2 и Cpx-2 – характерный парагенезис матрицы пикритовых габбро-долеритов.

Интерстиционный плагиоклаз в пикритовых г-д (Pl-4) представлен как одиночными лейстами, так и зёрнами, сгруппированными в небольшие агрегаты до 2 см (рисунок 26, г).



Рисунок 26. Морфологические разности плагиоклаза: (а) ядерная зона мегакристов, сложеная Pl-1 и Pl-2; (б-в) внутренняя зона мегакристов и буферная краевая зона Pl-3; (г) интерстиционный плагиоклаз в матрице пикритовых габбро-долеритов Pl-4. Изображения в проходящем свете в скрещенных николях

Зерна плагиоклаза основной части мегакристов (Pl-1), их краевой зоны (Pl-3) и пикритовых габбро-долеритов (Pl-4) имеют близкие составы (табл. 1), однако «пятна» Pl-2, визуально напоминающие антипертиты, по отношению к Pl-1, отличаются по составу (табл.1). Pl-2 имеет повышенные концентрации Na_2O, K_2O и SiO_2 до 4,75, 0,62 и 54,20 мас. % соответственно, а также пониженные содержания CaO до 10,82 и Al_2O_3 до 27,98 мас. % (табл. 1) по сравнению с Pl-1, 3 и 4.

Таблица 1. Сравнение составов плагиоклаза из двух парагенетических ассоциаций, мас. %

№	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	SrO	Сумма	An
Основный плагиоклаз ядерной зоны мегакристов (Pl-1)											
1	46,66	33,47	0,60	-	16,89	1,82	0,09	0,03	0,06	99,63	90,87
2	46,80	33,43	0,70	-	16,88	1,75	0,10	0,03	0,07	99,76	91,14
3	46,14	33,79	0,60	-	16,60	1,74	0,11	-	0,07	99,05	91,02
4	47,70	33,28	0,74	-	16,45	2,08	0,11	-	0,06	100,43	89,43
5	46,68	33,55	0,65	-	16,90	1,75	0,09	-	0,07	99,71	91,18
6	47,82	32,98	0,75	-	16,26	1,97	0,12	0,03	-	99,94	89,78
7	47,66	33,01	0,69	-	16,32	2,15	0,14	0,05	0,08	100,10	88,96
8	47,33	32,70	0,59	-	16,06	2,15	0,13	0,02	0,04	99,04	88,83
Средний плагиоклаз ядерной зоны мегакристов (Pl-2)											
9	53,09	29,09	0,63	-	11,94	4,22	0,49	0,05	0,07	99,58	74,42
10	54,09	28,22	0,66	0,02	11,20	4,37	0,57	0,05	0,09	99,28	72,32
11	54,20	27,98	0,64	0,03	10,82	4,75	0,62	0,08	0,07	99,19	69,90
12	52,76	29,75	0,65	-	11,89	4,38	0,52	0,04	0,03	100,03	73,60
13	53,69	28,24	0,70	-	11,29	4,63	0,49	0,05	0,07	99,15	71,62
14	52,72	29,13	0,74	0,02	12,12	4,20	0,44	0,04	0,08	99,50	74,93
15	52,23	29,51	0,70	0,02	12,46	4,07	0,39	0,00	0,05	99,42	76,12
16	52,74	29,36	0,74	-	12,30	4,18	0,46	0,03	0,05	99,86	75,23
17	52,86	29,17	0,70	-	12,24	4,12	0,46	0,07	0,06	99,69	75,39
Внешняя зона мегакристов (Pl-3)											
18	47,26	33,29	0,49	-	16,70	1,88	0,06	-	0,10	99,80	90,59
19	46,83	33,60	0,55	-	16,99	1,76	0,05	0,02	0,03	99,82	91,30
20	48,26	32,03	0,60	-	15,56	2,33	0,10	0,04	0,09	99,03	87,79
21	46,40	33,39	0,55	-	17,01	1,64	0,06	-	0,07	99,11	91,81
22	46,90	33,57	0,59	-	17,04	1,58	0,06	0,03	0,06	99,81	92,09
23	47,28	33,31	0,54	0,02	16,74	1,76	0,06	0,04	0,05	99,80	91,15
24	46,98	33,36	0,46	-	16,90	1,75	0,05	0,05	0,05	99,60	91,30
25	47,55	33,32	0,49	0,02	16,57	1,89	0,05	0,04	0,09	100,02	90,51
26	46,82	33,49	0,54	-	16,93	1,62	0,05	0,03	-	99,50	91,90
Плагиоклаз пикритовых габбро-долеритов (Pl-4)											
27	46,88	33,25	0,54	-	16,87	1,67	0,05	0,03	-	99,31	91,64
28	48,63	32,62	0,40	0,02	15,53	2,46	0,05	0,03	0,04	99,79	87,34
29	47,83	32,49	0,55	-	15,99	2,30	0,07	0,04	0,11	99,39	88,30
30	47,98	33,52	0,60	-	16,24	1,99	0,09	0,05	0,09	100,57	89,77
31	46,74	33,84	0,48	-	17,08	1,65	0,05	0,05	0,06	99,95	91,83
32	46,95	33,34	0,49	0,02	16,85	1,75	0,06	0,04	0,08	99,56	91,25
33	47,64	32,51	0,53	-	16,29	2,09	0,06	0,03	0,06	99,21	89,44
34	47,34	33,25	0,52	0,02	16,59	1,98	0,07	0,04	0,04	99,85	90,06

Примечание. ВДС-анализы. Здесь и далее «прочерк» – содержание ниже предела обнаружения.

По концентрациям редкоземельных элементов (РЗЭ) плагиоклаз из ядерной зоны мегакристов (Pl-1,2), краевой зоны (Pl-3), а также плагиоклаз из пикритовых габбро-долеритов (Pl-4) характеризуются близкими значениями (табл. 2) и однотипными кривыми распределения РЗЭ: все они демонстрируют преобладание лёгких РЗЭ над тяжёлыми (La/Yb >> 1) и интенсивную положительную европиевую аномалию, с вариациями в области тяжелых РЗЭ

(рисунок 27), связанными с предельно низкими их концентрациями на грани пределов обнаружения.

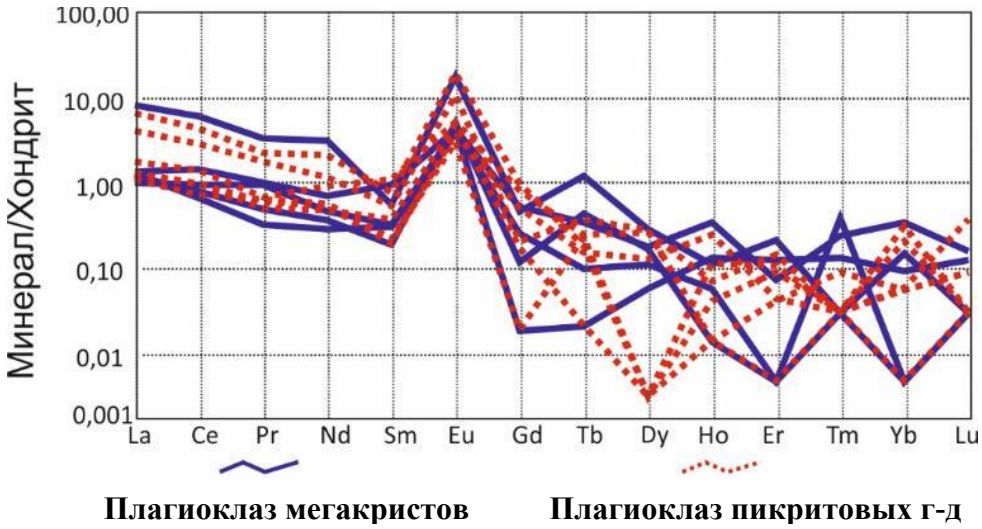


Рисунок 27. Спектры распределения РЗЭ в плагиоклазах (ЛА-ИСП-МС). Концентрации нормированы на состав хондрита по [Boynton, 1984]

Таблица 2. РЗЭ в плагиоклазах, г/т

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Плагиоклаз ядерной зоны мегакристов (Pl-1,2)													
1	0,43	1,16	0,12	0,43	0,18	0,32	0,13	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01	0,07
2	2,57	4,93	0,42	1,86	0,11	1,35	0,12	0,06	0,10	0,01	0,05	0,01	0,03
3	0,38	0,66	0,06	0,22	0,04	0,37	0,03	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01
4	0,41	0,53	0,04	0,18	0,06	0,29	0,07	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
Плагиоклаз внешней зоны мегакристов (Pl-3)													
5	0,38	0,72	0,06	0,24	0,05	0,32	0,17	-	0,02	-	0,01	-	0,01
6	0,52	0,73	0,09	0,38	0,05	0,33	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03
7	0,55	0,99	0,15	0,54	0,05	0,23	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	-	0,01
8	0,78	1,28	0,19	0,71	0,08	0,27	0,01	0,02	0,06	0,01	0,03	0,01	0,01
9	1,14	1,79	0,15	0,68	0,07	0,31	0,12	0,01	0,09	0,03	0,08	-	0,02
10	1,50	1,77	0,22	0,96	0,17	0,33	0,14	0,01	0,09	0,02	0,02	-	0,06
11	1,29	2,16	0,25	0,86	0,13	0,31	0,10	-	0,06	0,01	0,05	0,01	0,01
12	1,70	2,67	0,26	1,66	0,15	0,56	0,08	0,01	0,12	0,03	0,08	-	0,04
13	2,13	3,12	0,46	1,96	0,17	0,51	0,24	0,03	0,14	0,02	0,07	0,02	0,07
14	3,47	5,90	0,70	3,01	0,15	0,78	0,08	0,06	0,25	0,05	0,21	0,02	0,12
Плагиоклаз пикритовых габбро-долеритов (Pl-4)													
15	0,31	0,76	0,12	0,28	0,06	0,31	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02
16	1,23	2,20	0,21	0,68	0,10	0,77	0,05	0,02	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01
17	0,53	1,11	0,08	0,56	0,21	0,37	0,20	0,01	0,08	0,01	0,03	0,01	0,04
18	0,38	0,76	0,07	0,32	0,04	0,28	0,13	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01
19	1,98	3,37	0,28	1,27	0,15	1,37	0,25	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,07
20	0,39	0,76	0,06	0,28	0,07	0,35	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
21	0,34	0,58	0,08	0,33	0,04	0,22	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01

Примечание. ЛА-ИСП-МС анализы. Анализы 5-14 профиль по плагиоклазу внешней зоны мегакристов от тыловой части, к фронтальной.

Оливин

Оливин в мегакристах и матрице пикритовых габбро-долеритов характеризуется различными формами выделения и составом. В мегакристах он (Ol-1) встречается лишь в их центральных частях в виде единичных зёрен неправильной формы (рисунок 28, а, б) размером от 50 мкм в коротком, до 500 мкм в длинном сечении. Этот оливин характеризуются пониженной магнезиальностью (Mg# 61,54 – 65,77) и содержаниями примесей NiO до 0,13 мас. % и MnO до 0,86 мас. % (рисунок 29, табл. 3). В пикритовых габбро-долеритах оливин (Ol-2) слагает до 40 % объёма породы и представлен идиоморфными кристаллами размером от 200 до 500 мкм. (рисунок 28, в, г). Он характеризуется повышенной магнезиальностью (Mg# 74,62 – 77,30) при более высоких концентрациях NiO (до 0,22 мас. %) и пониженных содержаниях MnO ((до 0,39 мас%), табл. 3).

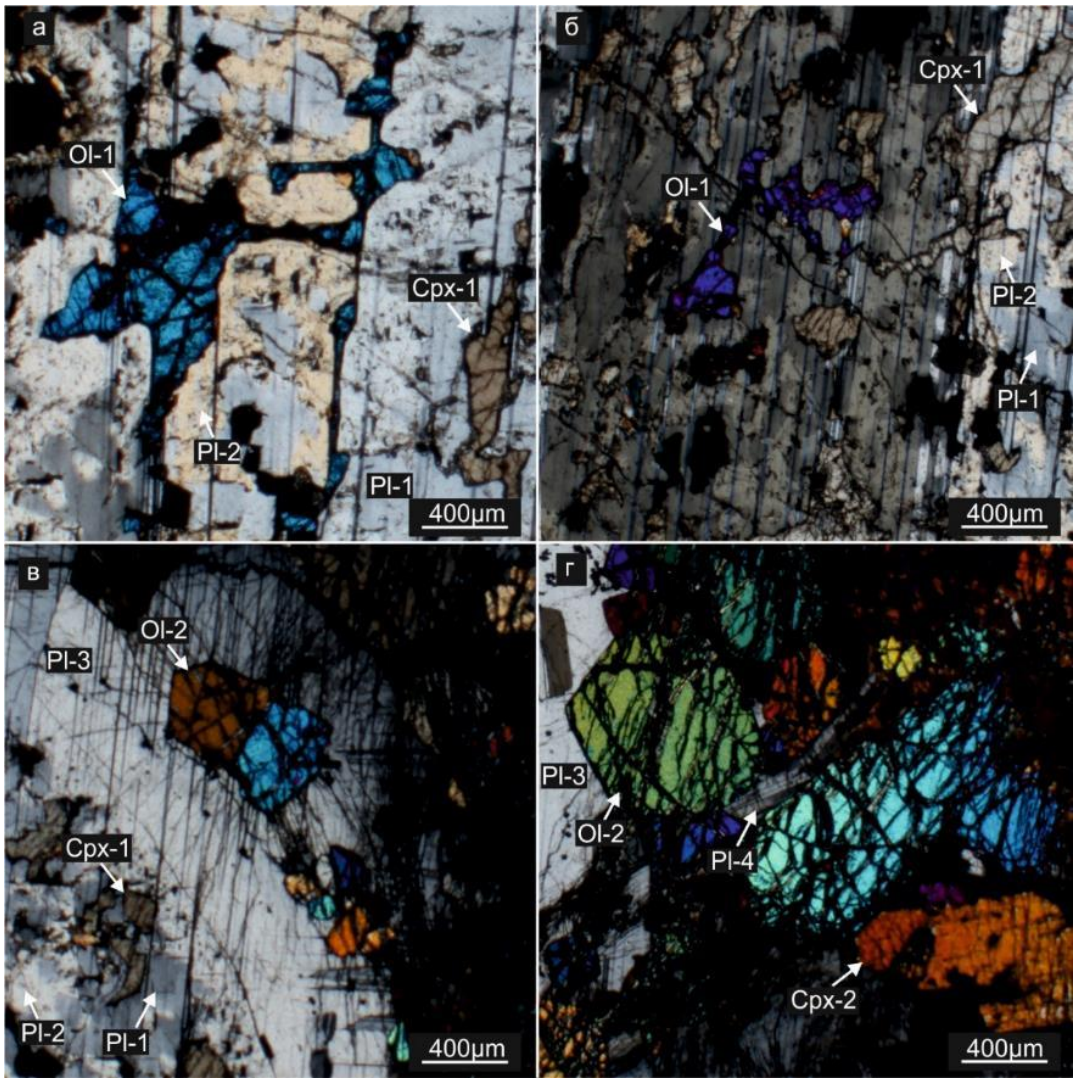


Рисунок 28. Морфологические разновидности оливина: (а, б) – оливин в мегакристах плагиоклаза; (в, г) – оливин матрицы пикритовых г-д. Изображения в проходящем свете в скрещенных николях

Таблица 3. Состав оливина из двух парагенетических ассоциаций, мас. %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
Оливин из мегакристов (Ol-1)										
35,89	0,05	0,04	0,03	32,49	0,11	0,74	29,80	0,24	99,38	**61,98**
35,97	-	0,04	0,04	31,17	0,10	0,72	30,75	0,23	99,02	**63,68**
35,71	0,03	0,02	0,03	32,77	0,10	0,71	29,58	0,24	99,20	**61,60**
35,91	0,02	0,03	0,02	32,91	0,08	0,70	29,63	0,25	99,55	**61,54**
35,86	0,06	0,02	0,04	32,66	0,08	0,70	29,51	0,23	99,18	**61,63**
36,05	0,05	0,04	0,02	31,78	0,10	0,77	30,27	0,24	99,31	**62,86**
35,96	0,07	0,04	0,02	31,87	0,10	0,78	30,44	0,23	99,51	**62,94**
36,05	0,04	0,03	0,04	31,31	0,11	0,82	30,71	0,23	99,35	**63,55**
36,59	0,05	0,03	0,03	29,66	0,10	0,86	32,06	0,20	99,60	**65,77**
36,37	0,05	0,03	0,01	31,41	0,11	0,62	30,45	0,26	99,31	**63,28**
36,15	0,02	0,02	0,03	31,98	0,12	0,60	30,39	0,28	99,59	**62,81**
35,89	0,02	0,04	0,03	32,04	0,12	0,62	29,95	0,52	99,23	**62,43**
36,56	0,05	0,03	0,02	30,78	0,13	0,64	31,43	0,24	99,86	**64,47**
36,25	0,04	0,04	0,03	31,86	0,11	0,64	30,31	0,27	99,53	**62,84**
36,26	0,06	0,02	0,02	32,12	0,09	0,61	30,14	0,27	99,60	**62,52**
36,15	0,03	0,04	0,04	31,82	0,10	0,67	30,49	0,28	99,62	**63,01**
36,20	0,03	0,02	0,03	31,98	0,10	0,68	30,38	0,24	99,67	**62,81**
36,04	0,01	-	0,04	32,14	0,10	0,67	30,01	0,29	99,30	**62,40**
36,22	0,02	0,04	0,03	31,91	0,10	0,68	30,29	0,26	99,54	**62,79**
36,25	0,04	0,04	0,05	32,05	0,11	0,71	30,29	0,20	99,73	**62,68**
36,79	0,02	0,03	0,02	29,77	0,12	0,51	32,47	0,26	99,99	**65,97**
36,57	0,06	0,04	0,05	30,98	0,13	0,56	31,47	0,28	100,12	**64,36**
Оливин из пикритовых габбро-долеритов (Ol-2)										
37,90	0,01	0,05	0,03	22,85	0,19	0,39	37,79	0,23	99,43	**74,62**
38,23	0,04	0,04	0,06	21,38	0,18	0,36	39,14	0,26	99,68	**76,49**
37,86	0,08	0,03	0,06	22,65	0,18	0,39	37,91	0,21	99,37	**74,84**
37,91	0,04	0,02	0,05	22,51	0,16	0,39	38,50	0,18	99,76	**75,25**
38,09	0,02	0,05	0,06	21,71	0,17	0,37	38,96	0,21	99,65	**76,13**
38,07	0,03	0,03	0,05	21,56	0,17	0,35	39,16	0,17	99,60	**76,35**
38,40	0,04	0,03	0,05	21,21	0,22	0,33	39,77	0,20	100,24	**76,92**
38,38	0,06	0,03	0,04	20,87	0,22	0,37	39,98	0,18	100,12	**77,30**
38,37	0,03	0,02	0,04	21,56	0,22	0,35	39,63	0,22	100,44	**76,56**
38,27	0,03	0,03	0,03	21,16	0,20	0,34	39,78	0,18	100,03	**76,96**
37,81	0,03	0,02	0,04	21,97	0,22	0,37	38,70	0,15	99,30	**75,79**
38,16	0,05	0,03	0,06	21,81	0,22	0,37	39,25	0,16	100,10	**76,18**

Примечание. ВДС-анализы.

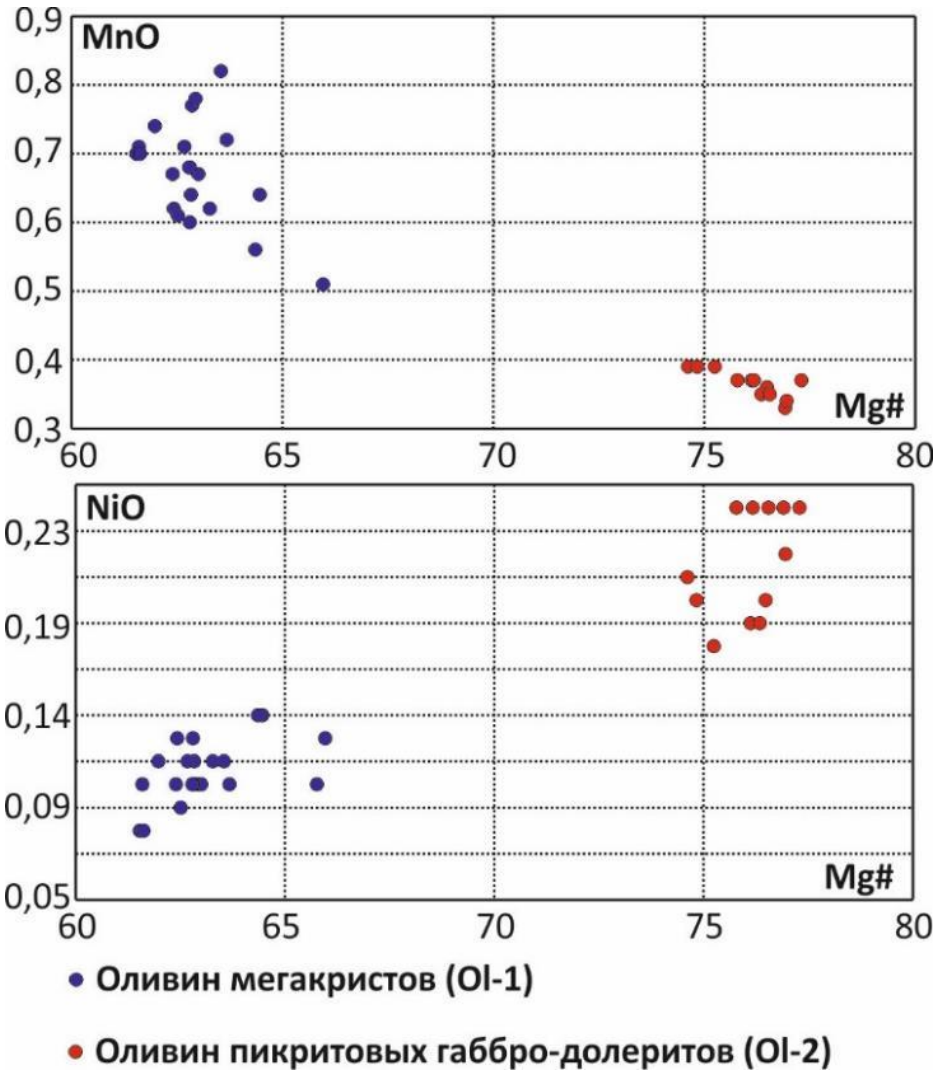


Рисунок 29. Составы оливина из мегакристов и матрицы пикритовых габбро-долеритов (мас.%). Исходные данные приведены в таблице 3

Клинопироксен

Моноклинный пироксен в мегакристах и пикритовых габбро-долеритах существенно различается по форме выделения, а также макро- и микроэлементному составу. В мегакристах клинопироксен (Cpx-1) составляет существенную (до 30 %) долю в минеральном парагенезисе и характеризуется размером зёрен от 150 мкм в коротком, до 5 мм в длинном сечении, формирующими субграфические срастания с плагиоклазом (рисунок 30 а, б). В пикритовых габбро-долеритах клинопироксен представлен отдельными (5-10 %) крупными ксеноморфными зёрнами (рисунок 3 в, г) размером до 5 мм иногда с включениями Pl-4, Ol-2 и хромита (рисунок 30 в, г).

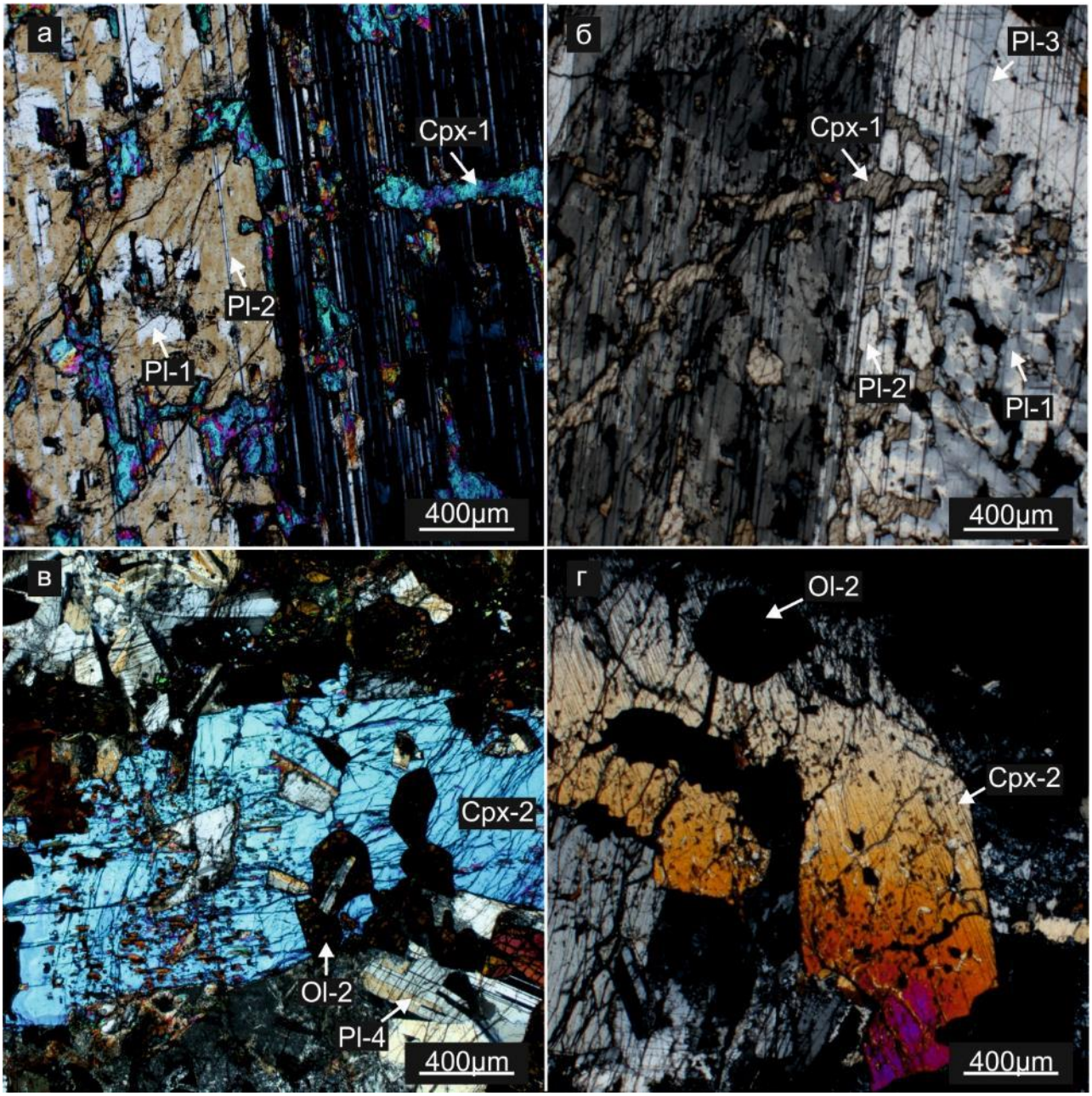


Рисунок 30. Морфологические разновидности клинопироксена: (а, б) клинопироксен в мегакристах плагиоклаза (Cpx-1); (в, г) клинопироксен в матрице пикритовых г-д (Cpx-2)

Клинопироксен мегакристов (Cpx-1) представлен диопсид-авгитом (рисунок 31) и характеризуется широкой вариативностью магнезиальности (Mg# от 63,01 до 78,45, при среднем 70,2), относительным обеднением хромом (содержания Cr_2O_3 не выше 0,18 мас. % при среднем 0,06 мас. %) и в среднем повышенными концентрациями Al_2O_3 (2,24 мас. %) и FeO (10,86 мас. %).

Клинопироксен пикритовых г-д (Cpx-2) также представлен диопсид-авгитом (рисунок 31), но отличается от Cpx-1 стабильно повышенной магнезиальностью (Mg# от 79,65 до 85,9 при среднем 81,2), повышенными концентрациями Cr_2O_3 до 1,02 мас. % при среднем 0,46 мас. %), а также пониженной глинозёмистостью (в среднем 1,58 мас. % Al_2O_3) и железистостью (в среднем

6,59 мас. % FeO). Сравнение концентраций макрокомпонентов в пироксенах (Cpx-1 и Cpx-2) продемонстрировано на рисунке 31.

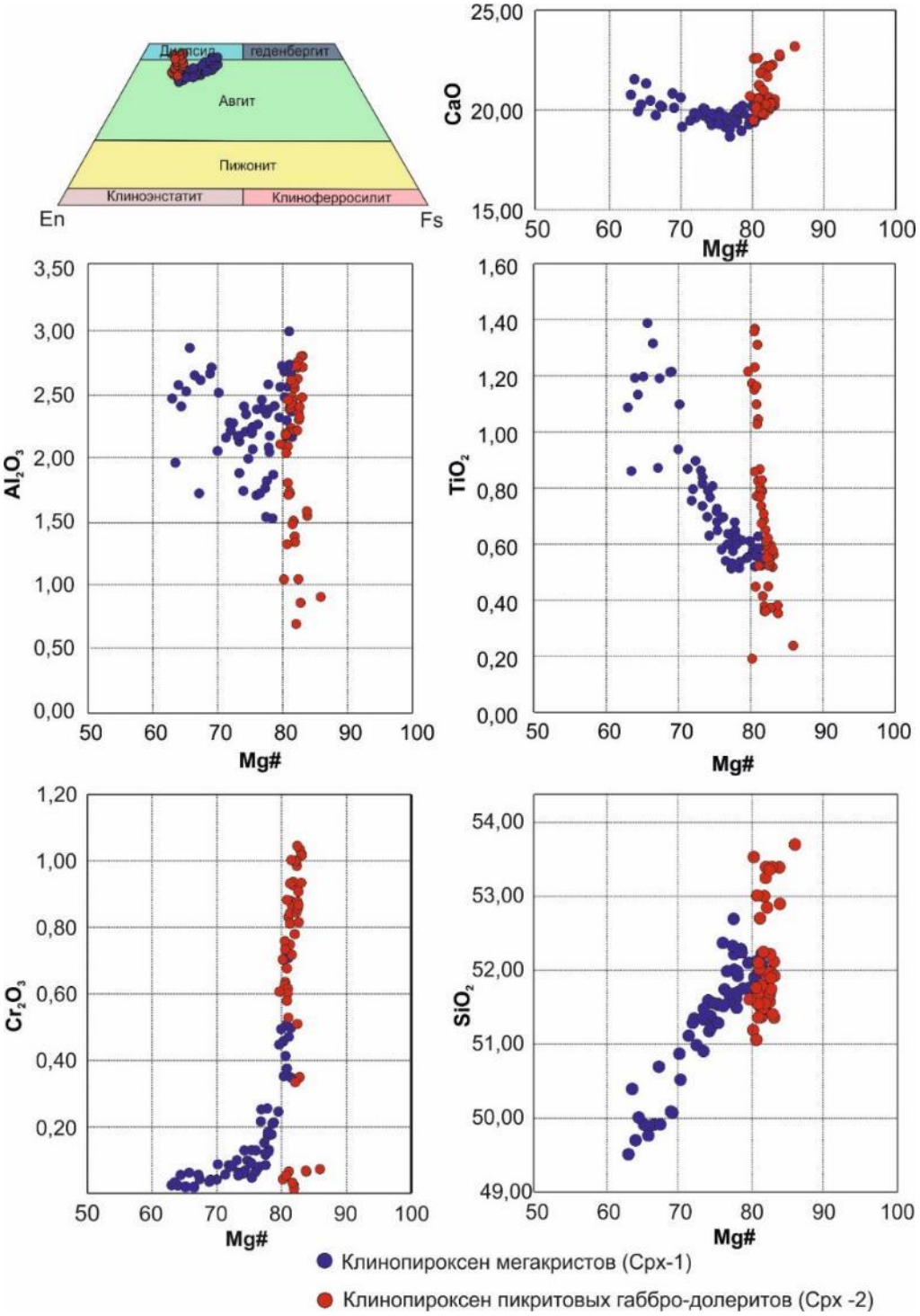


Рисунок 31. Соотношения макрокомпонентов в клинопироксене из мегакристов и пикритовых габбро-долеритов. Исходные данные приведены в таблице 4

Таблица 4. Состав клинопироксена из двух парагенетических ассоциаций, мас. %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
Клинопироксен из мегакристов (Cpx-1)										
1	51,90	0,48	2,43	0,39	6,92	0,15	16,56	20,87	0,24	99,95
2	51,77	0,57	2,46	0,36	7,12	0,19	16,86	20,42	0,18	99,95
3	50,69	0,87	1,74	0,06	11,89	0,33	13,45	20,22	0,38	99,65
4	49,51	1,09	2,49	0,03	12,78	0,36	12,05	20,75	0,36	99,42
5	49,70	1,19	2,60	0,02	12,88	0,37	12,65	19,93	0,33	99,68
6	51,23	0,77	2,37	0,07	9,69	0,25	15,56	19,80	0,30	100,03
7	50,99	0,90	2,29	0,09	10,32	0,27	14,96	19,81	0,24	99,87
8	50,91	0,84	2,19	0,06	10,05	0,25	15,28	19,96	0,27	99,80
9	51,29	0,72	2,21	0,09	9,31	0,24	15,66	19,67	0,28	99,48
10	51,29	0,68	2,24	0,09	9,42	0,23	15,92	19,29	0,28	99,44
11	51,59	0,70	1,76	0,06	9,84	0,25	15,48	19,48	0,21	99,39
12	51,53	0,73	2,26	0,13	9,30	0,25	15,72	19,33	0,20	99,47
13	50,52	1,10	2,53	0,09	10,98	0,38	14,28	19,15	0,49	99,52
14	52,28	0,51	1,54	0,18	8,43	0,24	16,99	18,94	0,28	99,41
15	51,55	0,81	2,01	0,10	9,38	0,24	15,36	19,63	0,27	99,36
16	52,21	0,57	1,84	0,09	8,38	0,23	16,02	19,83	0,32	99,49
17	51,74	0,70	2,28	0,07	8,96	0,25	15,89	19,13	0,33	99,37
18	49,91	1,32	2,67	0,02	11,95	0,31	13,11	19,72	0,38	99,41
19	52,01	0,62	2,37	0,12	8,31	0,21	15,87	19,83	0,33	99,67
20	51,92	0,60	2,19	0,13	8,21	0,22	16,16	20,01	0,30	99,77
Клинопироксен из пикритовых габбро-долеритов (Cpx-2)										
21	53,70	0,24	0,92	0,07	4,81	0,17	16,22	23,18	0,42	99,74
22	51,68	1,16	1,82	0,58	6,92	0,20	16,12	20,54	0,44	99,46
23	51,55	1,10	2,11	0,68	7,16	0,19	16,68	20,14	0,41	100,02
24	52,25	0,83	1,49	0,72	6,52	0,18	15,95	20,98	0,56	99,49
25	53,53	0,19	1,06	0,04	6,60	0,14	14,82	22,58	0,99	99,97
26	53,01	0,45	1,34	0,05	6,39	0,11	14,79	22,59	0,98	99,72
27	52,85	0,36	0,71	0,33	6,36	0,20	16,13	21,67	0,45	99,05
28	51,06	1,23	2,20	0,73	7,07	0,23	16,23	20,18	0,39	99,33
29	51,76	0,86	2,06	0,73	7,10	0,19	16,29	20,12	0,30	99,43
30	51,61	1,22	2,13	0,61	6,96	0,62	15,08	20,68	0,38	99,27
31	51,68	0,83	2,41	0,83	7,03	0,18	16,61	19,91	0,40	99,88
32	51,37	0,80	2,42	0,81	6,95	0,20	16,71	19,87	0,37	99,52
33	51,19	1,17	2,12	0,70	7,31	0,20	16,36	19,48	0,47	99,02
34	51,90	0,65	2,23	0,78	6,59	0,20	16,63	20,01	0,33	99,33
35	51,52	0,68	2,57	0,93	6,58	0,19	16,42	19,99	0,34	99,24
36	51,60	0,74	2,50	0,88	6,79	0,18	16,48	19,89	0,34	99,40
37	51,50	0,79	2,47	0,87	6,85	0,18	16,80	19,75	0,40	99,60
38	51,45	0,79	2,45	0,84	6,94	0,20	16,69	19,83	0,34	99,55
39	51,36	0,57	2,83	1,02	6,08	0,19	16,51	20,23	0,33	99,11
40	51,40	0,59	2,82	1,03	6,16	0,17	16,45	20,26	0,29	99,19
41	52,11	0,52	2,50	0,93	6,22	0,15	16,83	20,32	0,32	99,92
42	51,98	0,52	2,34	0,91	6,34	0,18	16,66	20,23	0,25	99,42
43	51,97	0,58	2,24	0,84	6,53	0,19	16,76	20,00	0,34	99,45
44	52,01	1,04	1,75	0,53	6,62	0,19	15,65	21,18	0,58	99,57

Примечание. Концентрации K_2O не превышают 0,01 мас. % (исключены из таблицы). ВДС-анализы.

Клинопироксен в мегакристах и пикритовых г-д отличаются также по микрокомпонентному составу, определённому методом ЛА-ИСП-МС (рисунок 32). Cpx-1 незначительно обогащён Zn и Mn (до 111 и 2755 г/т, соответственно, против 59 и 1635 в Cpx-2, а Cpx-2 относительно обогащён Ni и Cr до 392 и 6224 г/т, соответственно, против 299 и 1330 г/т в Cpx-1).

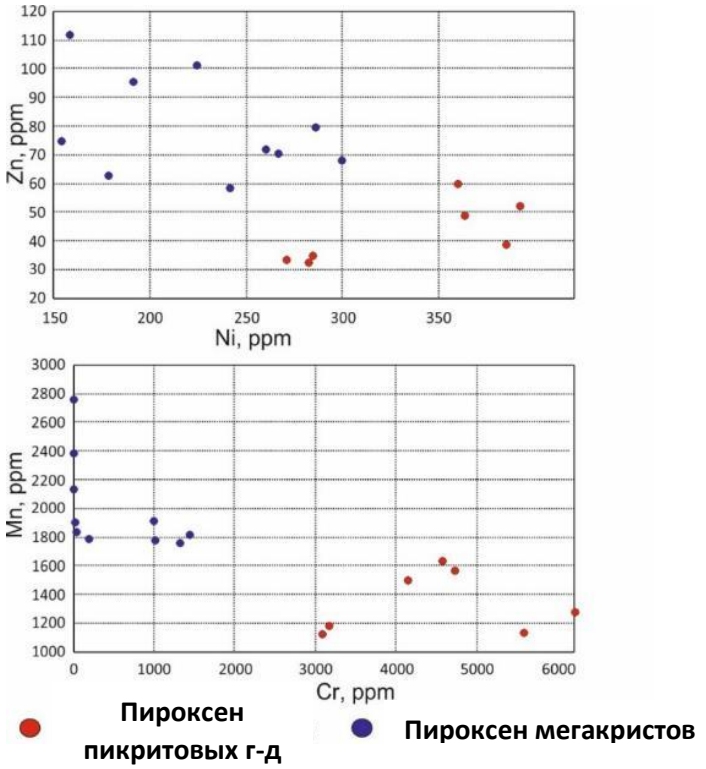


Рисунок 32. Соотношения микрокомпонентов в клинопироксенах мегакристов и пикритовых г-д. Концентрации микрокомпонентов приведены в таблице 5

По концентрациям РЗЭ клинопироксены Cpx-1 и Cpx-2 характеризуются близкими составами и демонстрируют однотипные спектры их распределения (рисунок 33) с относительным преобладанием тяжёлых РЗЭ над лёгкими (La/Yb <1) и умеренным европиевым минимумом.

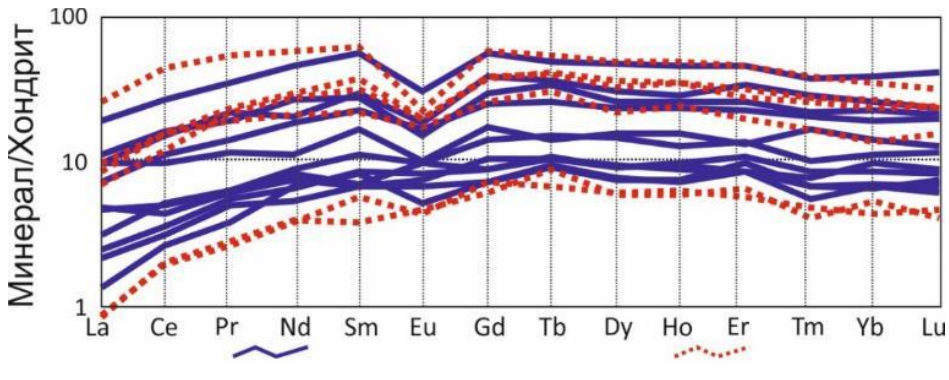


Рисунок 33. Хондрит-нормализованные [по Boynton, 1984] спектры распределения РЗЭ в клинопироксенах (ЛА-ИСП-МС)

Таблица 5. Концентрации микрокомпонентов в клинопироксене из двух парагенетических ассоциаций, г/т.

№	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn
Клинопироксен из мегакристов (Cpx-1)							
1	8568,45	363,85	13,48	2755,49	158,10	2,23	111,56
2	3074,43	461,86	996,93	1911,99	285,87	1,51	79,66
3	4109,65	532,05	1330,19	1753,88	241,86	3,45	58,33
4	3752,48	506,89	1444,60	1815,00	260,20	3,41	71,96
5	3078,78	426,30	1012,66	1775,28	299,83	6,14	68,01
6	5633,39	606,62	36,74	1831,36	191,48	6,51	95,30
7	6544,07	269,09	16,45	1904,74	153,78	6,91	74,73
8	7602,65	405,96	13,74	2132,21	178,39	5,70	62,45
9	7884,41	793,25	11,87	2384,76	224,76	1,02	101,15
10	4508,25	535,68	193,52	1790,30	266,89	1,22	70,31
Клинопироксен из пикритовых г-д (Cpx-2)							
11	7720,12	487,50	4570,68	1635,13	360,11	1,10	59,71
12	7632,73	477,06	4736,12	1563,35	363,77	2,30	48,65
13	4193,81	464,60	6224,16	1278,06	384,87	1,05	38,54
14	4058,00	405,31	5577,78	1135,12	392,14	2,19	52,16
15	6777,85	405,31	4145,84	1493,42	284,43	1,49	34,57
16	5845,34	389,46	3093,22	1125,58	271,08	1,52	33,50

Примечание. ЛА-ИСП-МС анализы

Таблица 6. Концентрации РЗЭ в клинопироксене из двух парагенетических ассоциаций, г/т.

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Клинопироксен из мегакристов плагиоклаза (Cpx-1)														
1	5,88	21,51	4,34	27,54	10,99	2,31	14,79	2,34	15,16	3,34	9,68	1,23	8,10	1,32
2	0,67	2,50	0,62	3,19	1,32	0,50	1,88	0,45	2,47	0,52	1,79	0,18	1,41	0,20
3	1,53	3,58	0,75	4,48	1,33	0,57	2,73	0,50	2,97	0,71	2,29	0,28	1,78	0,27
4	1,45	4,03	0,78	5,04	1,38	0,72	2,29	0,50	3,07	0,64	1,79	0,25	2,08	0,28
5	0,42	2,17	0,47	4,13	1,61	0,39	1,85	0,44	2,38	0,54	2,08	0,22	1,38	0,24
6	3,05	7,84	1,44	6,86	3,32	0,76	4,45	0,68	4,99	1,15	2,78	0,54	2,97	0,41
7	3,50	13,22	2,35	16,00	5,36	1,11	7,83	1,59	8,49	1,88	5,54	0,72	4,72	0,68
8	3,03	12,39	2,65	12,37	5,88	1,37	9,99	1,69	9,76	2,09	7,21	0,94	5,41	0,76
9	2,28	9,12	1,73	11,05	4,50	1,23	6,46	1,23	7,46	1,69	4,72	0,67	4,09	0,64
10	0,98	4,16	0,78	5,28	2,19	0,72	3,70	0,72	4,70	0,92	2,90	0,33	2,33	0,37
Клинопироксен из пикритовых г-д (Cpx-2)														
11	4,04	16,22	3,86	22,88	8,20	2,20	12,52	2,46	15,02	3,33	8,93	1,23	7,78	1,07
12	4,75	19,99	4,09	23,99	9,52	2,20	12,78	2,41	14,04	3,26	8,09	1,16	7,06	1,10
13	0,79	4,03	0,79	5,03	1,60	0,72	3,07	0,74	3,70	0,83	2,60	0,28	2,24	0,28
14	0,82	3,93	0,76	4,97	2,19	0,68	3,46	0,61	3,81	0,89	2,34	0,32	1,90	0,31
15	5,26	19,99	3,47	18,56	6,13	1,97	9,27	1,93	10,31	2,47	6,26	0,83	4,66	0,79
16	11,30	44,78	7,79	40,59	14,00	2,42	17,50	3,02	19,22	4,25	11,81	1,62	9,57	1,36

Примечание. ЛА-ИСП-МС анализы

Рудные минералы: хромшпинелид, магнетит и ильменит

Хромшпинелид (Chr-1) обнаружен в виде единичных зёрен в ядерной части мегакристов (см. рисунок 34), однако более широко хромшпинелид (Chr-2) распространён во внешней кайме

плагиоклаза Pl-3 и в оливине Ol-2 пикритовых г-д, где он представлен изометричными зёрнами одинакового размера, маркируя контакт между мегакристами и пикритовыми г-д (рисунок 34 г). Кроме того, хромшпинелид (Chr-2) распространен в матрице пикритовых габбро-долеритов, часто располагаясь в Ol-2, Cpx-2 или интерстиционных зёрнах Pl-4. Поля составов Chr-1 (табл. 7) и Chr-2 (табл. 7) полностью перекрываются.

Магнетит в мегакристах характеризуется ксеноморфным обликом и содержит ламелярные выделения ильменита (рисунок 34 а-в), и характеризуется составом, близким к стехиометричному с незначительными примесями TiO_2 и Al_2O_3 (таблица 7). Тогда как магнетит из пикритовых г-д формируется в виде субизометричных зёрен, в том числе в срастаниях с пирротином (рисунок 34 г-е) и содержит: Cr_2O_3 до 17,69 мас. %, а также повышенные концентрации MgO до 4,04 мас. %, Al_2O_3 до 5,08 мас. % и TiO_2 до 4,92 мас. % (табл. 7, рисунок 35 а, б). Наиболее высокие концентрации Cr_2O_3 (до 17 мас. %) зафиксированы в магнетите, находящимся в срастаниях с пирротином (рисунок 34 г).

Ильменит в мегакристах и пикритовых г-д характеризуется разной формой выделения. В мегакристах он представлен структурами распада в виде ламелей в магнетите (рисунок 34 а-в), а в пикритовых г-д – самостоятельными зёрнами неправильной формы (рисунок 34 д, е). Ильменит в мегакристах содержит MgO до 5,96 мас. % и MnO до 1,62 мас. % (табл. 7) при концентрациях остальных примесей ниже пределов обнаружения. В пикритовых г-д зёрна ильменита характеризуются более высокой концентрацией MgO и пониженной MnO до 8,67 и 0,71 мас. %, соответственно, а также постоянной примесью Cr_2O_3 на уровне 1 мас. % (табл. 7).

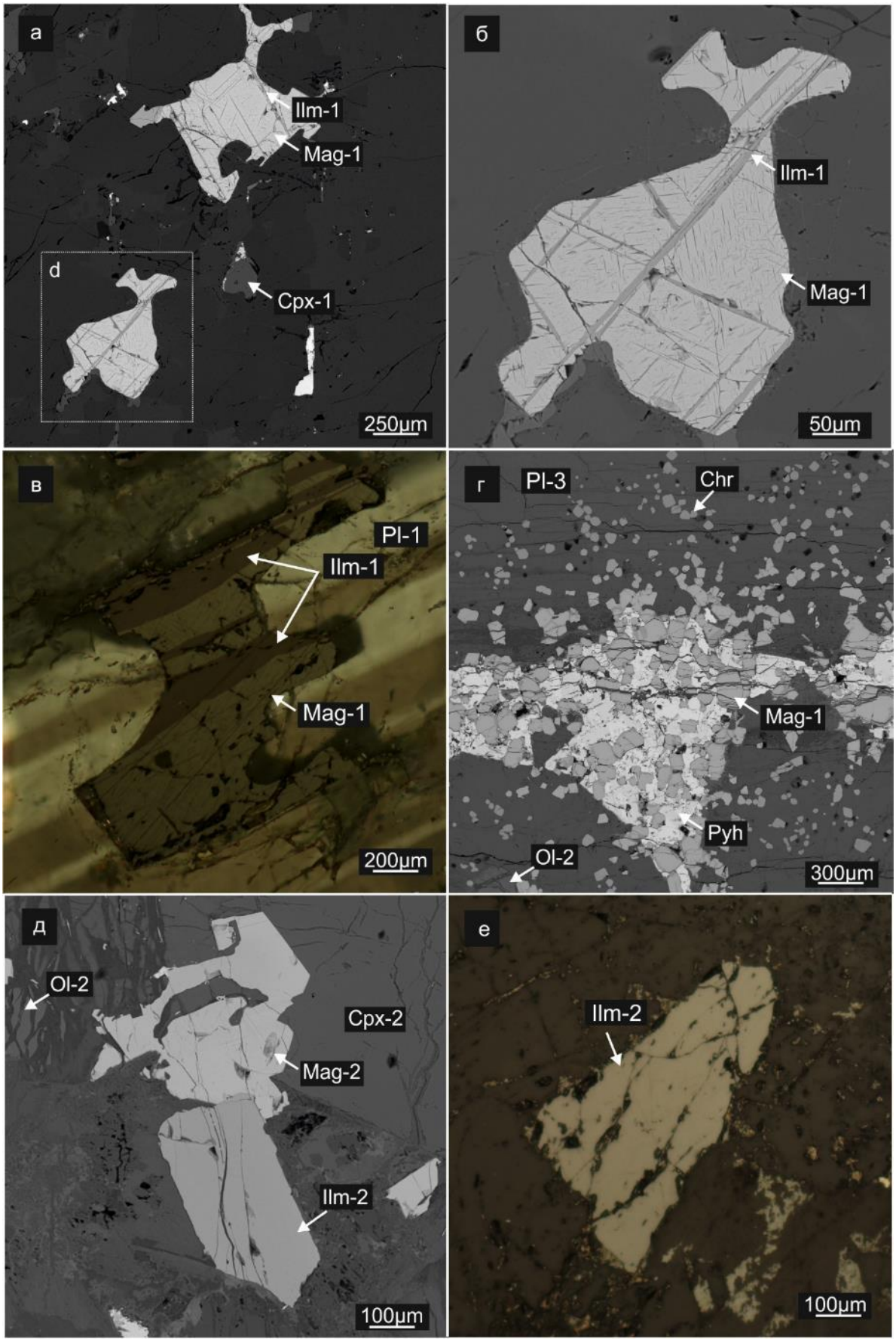


Рисунок 34. Магнетит и ильменит в мегакристах (а-в) и пикритовых г-д (г-е)

Таблица 7. Составы рудных минералов из двух парагенетических ассоциаций, мас. %.

№	MgO	Al_2O_3	FeO	MnO	V_2O_3	ZnO	TiO_2	Nb_2O_5	Cr_2O_3	NiO	Сумма
Хромшпинелид из мегакристов (Chr-1)											
1	9,39	16,43	31,97	0,26	0,45	0,09	1,64	-	38,24	0,09	98,58
2	9,94	17,00	31,63	0,24	0,39	0,11	1,46	-	37,51	0,10	98,51
3	8,33	13,14	37,06	0,28	0,49	0,09	3,25	-	35,93	0,13	98,81
4	7,99	12,73	38,28	0,29	0,54	0,07	3,48	-	35,05	0,14	98,56
5	5,65	14,68	39,11	0,35	0,38	0,29	2,03	-	36,01	0,11	98,69
6	7,78	16,44	38,08	0,28	0,36	0,11	1,75	-	34,10	0,13	99,04
7	9,58	18,07	32,51	0,28	0,34	0,09	1,34	-	36,49	0,10	98,96
Магнетит из мегакристов (Mag-1)											
12	0,98	1,68	89,16	0,23	0,18	-	1,63	-	-	0,23	94,11
13	0,95	1,61	89,24	0,22	0,21	-	1,24	-	-	0,25	93,73
14	0,77	1,29	90,55	0,15	0,47	-	1,50	-	0,05	0,16	94,95
15	1,00	1,66	89,41	0,21	0,46	-	1,71	-	0,06	0,16	94,70
Ильменит из мегакристов (Ilm-1)											
16	5,96	0,10	40,18	**1,46**	0,10	-	50,17	-	-	0,04	98,02
17	5,81	0,06	40,39	**1,50**	0,12	-	50,06	-	-	-	97,94
18	5,73	-	38,37	**1,56**	0,01	-	52,77	-	-	0,04	98,46
19	5,66	-	38,90	**1,58**	-	-	52,18	-	-	0,05	98,43
20	5,59	-	39,87	**1,62**	0,01	-	50,44	-	-	-	97,57
Хромшпинелид из пикритовых г-д (Chr-2)											
21	9,96	19,13	31,18	0,24	0,35	0,08	1,43	-	37,09	0,11	99,58
22	9,47	19,68	31,86	0,24	0,34	0,13	1,26	-	36,27	0,11	99,47
23	9,01	19,47	32,42	0,25	0,33	0,13	1,25	-	36,25	0,11	99,23
24	4,48	8,44	47,17	0,30	0,51	0,20	1,79	-	35,62	0,14	98,65
25	5,25	11,43	42,99	0,28	0,41	0,23	1,42	-	36,52	0,13	98,77
Магнетит из пикритовых г-д (Mag-2)											
37	3,99	4,84	64,50	0,40	0,86	0,09	4,82	-	**17,49**	0,33	97,31
38	3,89	4,71	65,74	0,42	0,87	0,07	4,65	-	**17,11**	0,28	97,79
40	4,03	4,93	64,65	0,44	0,85	0,08	4,49	-	**17,76**	0,30	97,55
41	3,93	4,79	64,99	0,41	0,84	0,08	4,20	-	**17,69**	0,30	97,29
42	4,04	5,05	65,06	0,46	0,90	0,05	4,73	-	**16,84**	0,29	97,52
43	3,85	5,09	64,92	0,46	0,91	0,06	4,29	-	**17,47**	0,28	97,31
44	3,91	4,92	65,46	0,41	0,90	0,10	4,37	-	**17,18**	0,30	97,55
45	3,88	5,08	65,32	0,43	0,92	0,12	4,34	-	**17,13**	0,28	97,51
46	4,02	4,92	64,99	0,41	0,87	0,09	4,67	-	**16,91**	0,30	97,19
47	3,95	4,95	64,87	0,44	0,89	0,11	4,92	-	**17,11**	0,28	97,61
Ильменит из пикритовых г-д (Ilm-2)											
48	**8,67**	-	35,24	0,66	0,09	-	53,09	-	**1,45**	0,04	99,30
50	**7,95**	-	36,13	0,71	0,11	-	52,92	-	**1,15**	0,06	99,03
51	**8,50**	-	36,05	0,65	0,10	-	52,37	-	**0,92**	0,19	98,81
52	**8,10**	-	36,50	0,68	0,08	-	52,72	-	**1,09**	0,02	99,25
55	**8,04**	-	36,31	0,63	0,10	-	52,93	-	**1,18**	0,01	99,24
56	**8,12**	-	36,25	0,63	0,08	-	52,84	-	**1,24**	0,04	99,21
57	**7,90**	-	36,96	0,70	0,07	-	52,54	-	**1,02**	0,05	99,25
58	**7,72**	-	37,61	0,69	0,10	-	51,92	-	**1,08**	0,05	99,19

Примечание. ВДС-анализы.

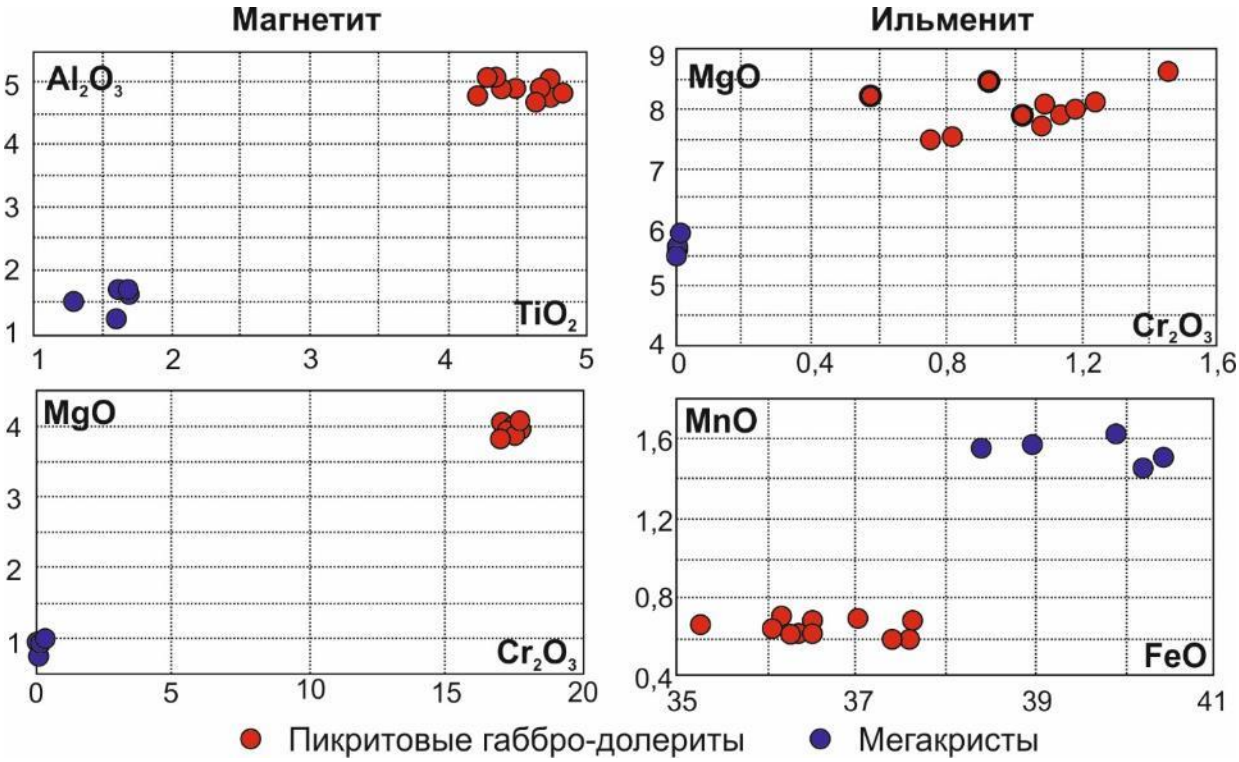


Рисунок 35. Отношение основных компонентов и примесей в магнетите и ильмените (мас. %)

Выводы по разделу:

1. Мегакристы представлены агрегатом зёрен плагиоклаза разного состава: An_{90-91} и An_{69-75}, между которыми располагаются интерстиционные зёрна оливина и клинопироксена;

2. Оливин в ядерной зоне мегакристов характеризуется ксеноморфным обликом и пониженной магнезиальностью (Mg# 61-65), в то время как во внешней зоне роста мегакристов и матрице пикритововых г-д он имеет идиоморфный облик и повышенную магнезиальность (Mg# 74-77);

3. Клинопироксен в ядерной зоне мегакристов характеризуется ксеноморфным обликом с признаками одновременной кристаллизации с плагиоклазом, а также пониженной магнезиальностью (Mg# 63-81) и концентрацией Cr_2O_3 ниже или на пределе обнаружения, в то время как клинопироксен в пикритовых г-д сформирован в виде крупных кристаллов с высокой магнезиальностью (Mg# 80-85) и стабильной примесью Cr_2O_3 до 1 мас. %. Во внешней зоне роста мегакристов клинопироксен не обнаружен;

4. Магнетит и ильменит в мегакристах характеризуются концентрациями Cr_2O_3 ниже предела обнаружения, в то время как в пикритовых габбро-долеритах эти минералы содержат постоянные примеси Cr_2O_3 на уровне 17 и 1 мас. %, соответственно;

5. Минеральный парагенезис ядерной зоны мегакристов отчётливо отделён от парагенезиса пикритовых габбро-долеритов внешней зоной роста, которая также относится к парагенезису матрицы пикритовых габбро-долеритов.

4.5. Сравнительная геохимическая характеристика расслоенной серии и пикритовых габбро-долеритов

Ввиду того, что целью работы является установление генетической природы пикритовых габбро-долеритов, именно для этого горизонта была проведена наиболее полная детализация всех геохимических закономерностей. Общие закономерности выявлены на примере скважины СФ-21, а полученные геохимические данные по другим скважинам, верифицируют внутренние закономерности пикритовых габбро-долеритов.

Распределение макрокомпонентов

Концентрации MgO в пикритовых габбро-долеритах, обусловленные содержанием оливина, и в меньшей степени – клинопироксена, возрастают вверх по разрезу от 17,9 до 23,8 мас. %. После перехода от пикритовых к оливиновым габбро-долеритам (нижнему горизонту основной расслоенной серии) значения концентраций MgO резко сокращаются до 7-9 мас. %, и продолжают плавно убывать вплоть до самой верхней части рассматриваемого разреза (рисунок 36 а). Эта же тенденция фиксируется в разрезе скважины СФ-6 (рисунок 37).

Значения концентраций $Fe_2O_{3общ}$, источником которого являются оливин, магнетит, в подчинённом количестве – клинопироксен, а также сульфиды в пикритовых габбро-долеритах образуют положительный тренд, с планомерным возрастанием содержаний $Fe_2O_{3общ}$ вверх по разрезу от 16,00 до 21,70 мас. % (рисунок 36 б). В основной расслоенной серии концентрация $Fe_2O_{3общ}$ сокращается до 12 мас. %, и продолжает убывать вплоть до оливинсодержащих габбро-долеритов, где происходит плавная инверсия тренда; выше по разрезу этот показатель плавно возрастает до верхней части призматически-зернистых габбро-долеритов. Таким образом, общее железо в пикритовых габбро-долеритах на всех уровнях преобладает над таковым из основной расслоенной серии; наклон тренда составов $Fe_2O_{3общ}$ меняется на противоположный при переходе от пикритовых габбро-долеритов к оливиновым и сохраняется в пределах оливинсодержащих габбро-долеритов (рисунок 36 б).

Окислы щелочных металлов (Na_2O+K_2O) ведут себя противоположно MgO. В пикритовых габбро-долеритах сумма их концентраций убывает вверх по разрезу от 1,5 до 0,7 мас. % (рисунок 36 г), а в основной расслоенной серии они накапливаются в соответствии с трендом кристаллизационной дифференциации от 2 мас. % в оливиновых, и далее к оливинсодержащим, безоливиновым и призматически-зернистым габбро-долеритам до 4 мас. % (рисунок 36 г). Поведение CaO и Al_2O_3 в пределах горизонта пикритовых габбро-долеритов совпадает с таковым для суммы щелочных металлов, убывая вверх по разрезу от 8,5 до 4,9 и от 12,6 до 6,9 мас. %, соответственно (рисунок 36 в, д), тогда как в расслоенной серии тренд Al_2O_3 является зеркально противоположным тренду общего железа, а тренд CaO – тренду для суммы щелочей.

Минимальные содержания MgO (17,9 мас. %) и $Fe_2O_{3общ}$ (16,0 мас. %), отмечаемые в нижней части пикритовых габбро-долеритов, существенно превышают максимальные значения концентраций этих элементов в нижней части оливиновых габбро-долеритов (9,4 и 11,7 мас. %, соответственно) (рисунок 36 а, б). И напротив, максимальные содержания щелочей, алюминия и кальция в нижней части пикритовых габбро-долеритов значительно ниже, чем минимальные значения в оливиновых габбро-долеритах (рисунок 36 в-г).

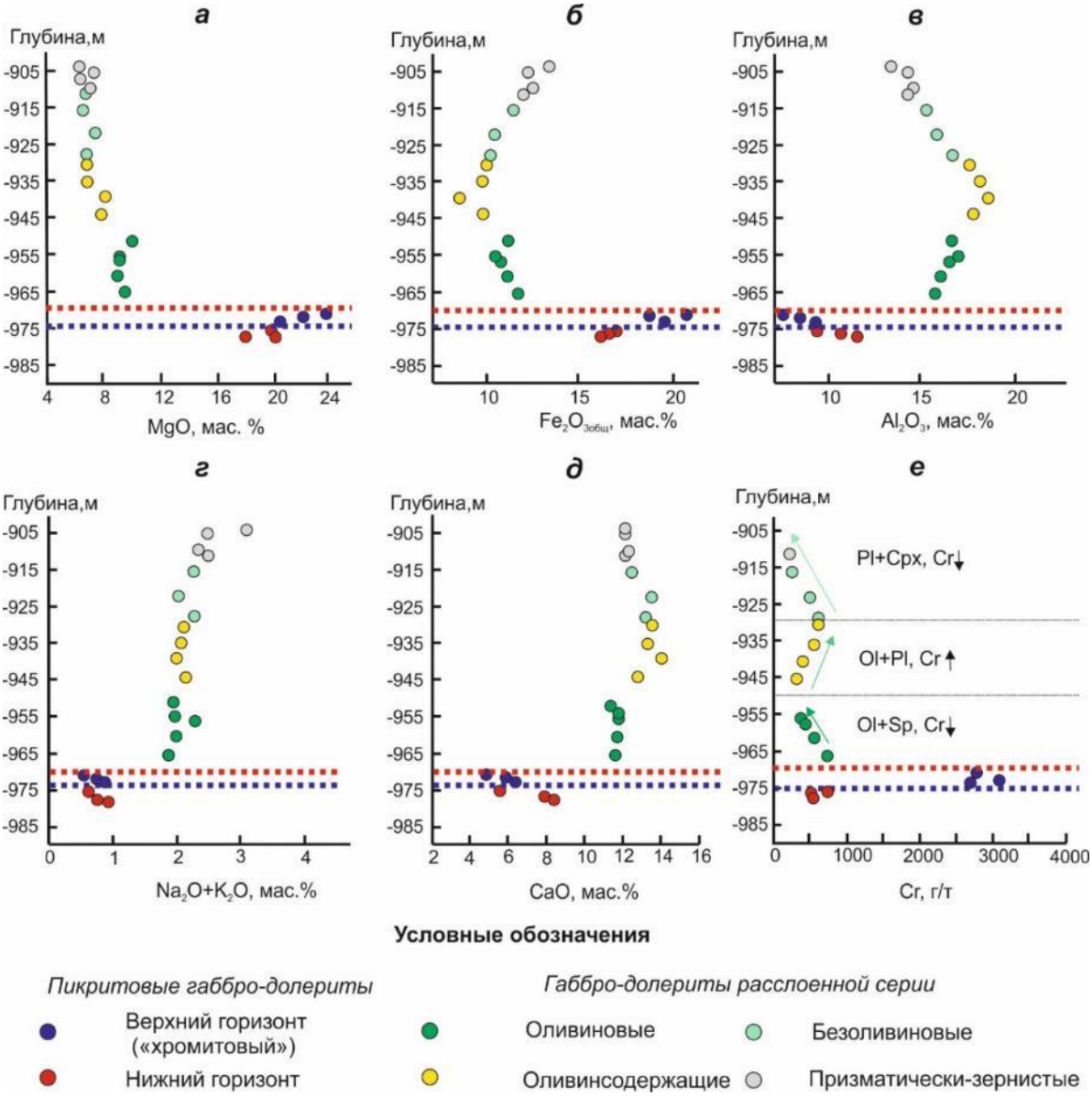


Рисунок 36. Распределение петрогенных элементов в разрезе скважины СФ-21. Концентрации MgO (*а*), $Fe_2O_{3общ}$ (*б*), Al_2O_3 (*в*), (Na_2O+K_2O) (г), CaO (*д*) и Cr (*е*). Красной пунктирной линией отмечен контакт между пикритовыми габбро-долеритами и нижней частью расслоенной серии, синим пунктиром отмечен контакт между «хромитовым горизонтом» и нижней частью пикритовых габбро-долеритов. Инверсия трендов на рисунке (е) отражает границы смены ликвидусной фазы и накопление/расход хрома в интервале [Кузьмин и др., 2025] с дополнениями и изменениями. Исходные данные приведены в приложении И (таблица П8)

Концентрации хрома составляют около 200 г/т в нижней части пикритового горизонта, и постепенно увеличиваются до 800 г/т в средней его части; затем резко возрастают в верхней части горизонта пикритовых габбро-долеритов, демонстрируя положительную аномалию содержаний Cr выше 3000 г/т (рисунок 36 е). В пределах этого интервала обогащение хромом сопровождается обильной вкрапленностью мелких зёрен хромшпинелидов и их шлировыми скоплениями. На основании этих данных пикритовые габбро-долериты были разделены нами на два интервала, нижний и верхний, отмеченные на рисунке 36 разными условными обозначениями. Выше по разрезу в основной расслоенной серии концентрации Cr не превышают 800 г/т, аналогично его содержаниям в нижней части пикритовых габбро-долеритов. Тренд концентраций Cr представлен в виде ломаной линии с инверсиями на границах между типами пород (рисунок 36е). Подобный инверсионный тренд в пикритовых габбро-долеритах также прослеживается по разрезу скважины СФ-6 (рисунок 38).

Отдельно следует рассмотреть соотношения между содержаниями окислов в пикритовых габбро-долеритах и породах расслоенной серии. Так, например, в расслоенной серии TiO_2 и MgO имеют отрицательную корреляцию, в то время как в пикритовых габбро-долеритах, наоборот – положительную (рисунок 39 а). Вероятно, это происходит за счёт того, что доля ильменита и титаномагнетита возрастает пропорционально количеству оливина. Сумма щелочей и окиси магния проявляют отрицательную корреляцию, что напрямую связано с изменением количества плагиоклаза – оно растёт от пикритовых к призматически-зернистым габбро-долеритам (рисунок 36 б). Соотношение Al_2O_3-MgO более сложное (рисунок 39 в): в пикритовых габбро-долеритах наблюдается отчётливый отрицательный тренд – с уменьшением магния увеличивается количество алюминия, что определяется изменением соотношения оливин/плагиоклаз. В расслоенной серии эта тенденция сохраняется только в оливиновых габбро-долеритах, тогда как выше по разрезу возрастает только концентрация Al_2O_3 одновременно с увеличением доли клинопироксена и плагиоклаза. Линейный рост концентраций Fe_2O_3 и MgO в пикритовых габбро-долеритах имеет положительный тренд вверх по разрезу (рисунок 39 г) в соответствии с возрастанием количества оливина, в то время как в основной расслоенной серии тренд имеет слабый отрицательный наклон для оливинсодержащих и безоливиновых габбро-долеритов, так как железо главным образом накапливается в клинопироксене и титаномагнетите, доля которых в породе увеличивается вверх по разрезу интрузии.

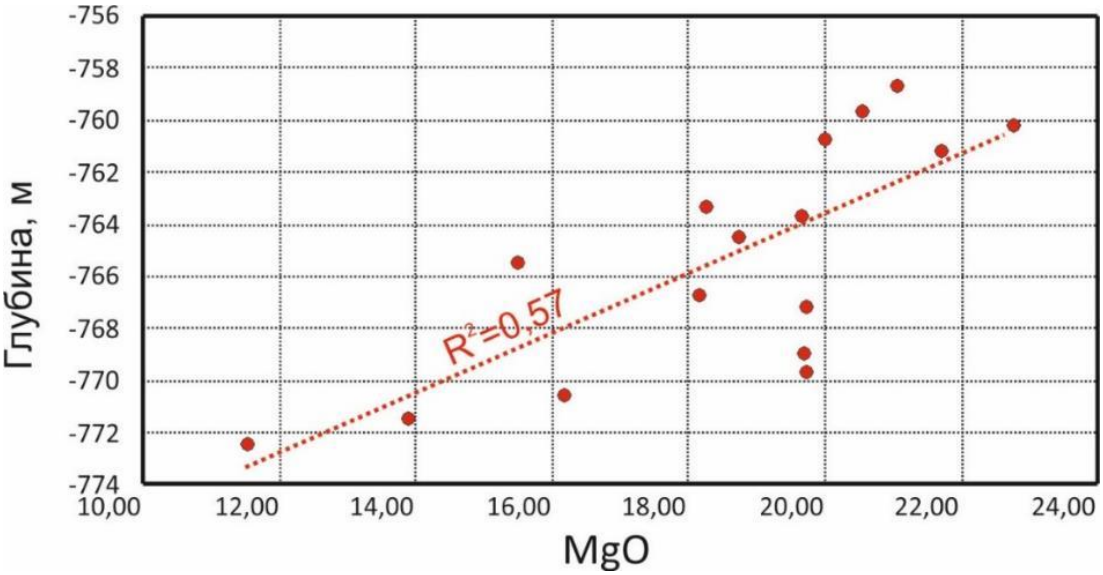


Рисунок 37. Концентрации MgO в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-6. Исходные данные приведены в приложении К (таблица П9)

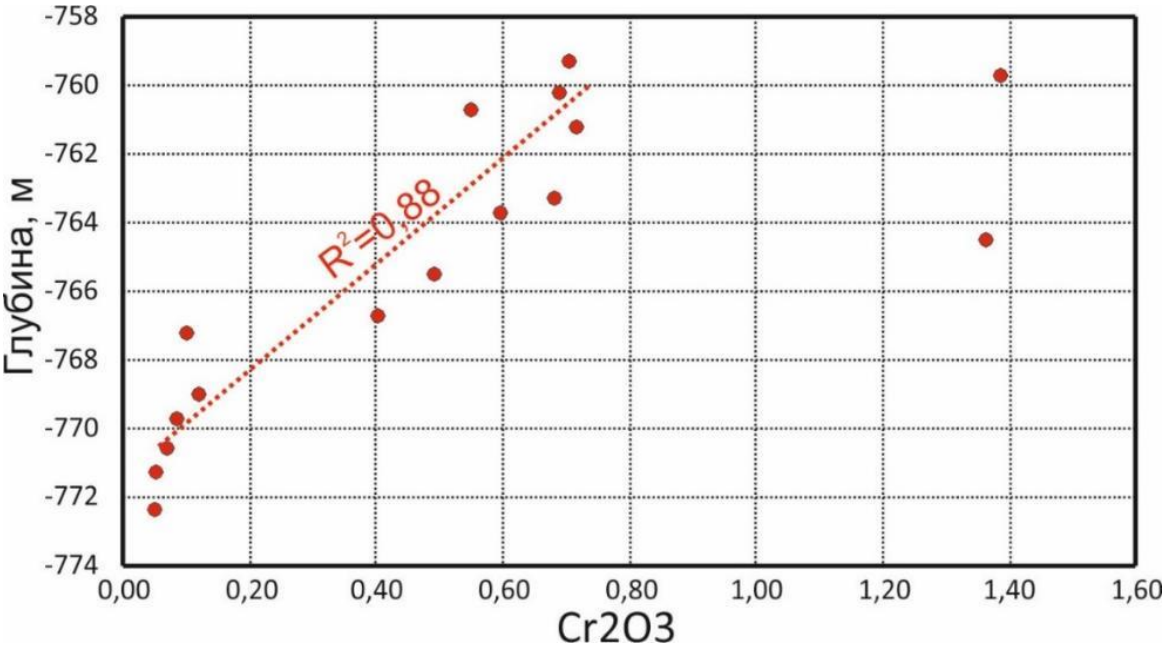


Рисунок 38. Концентрации Cr_2O_3 в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-6. Исходные данные приведены в приложении К (таблица П9)

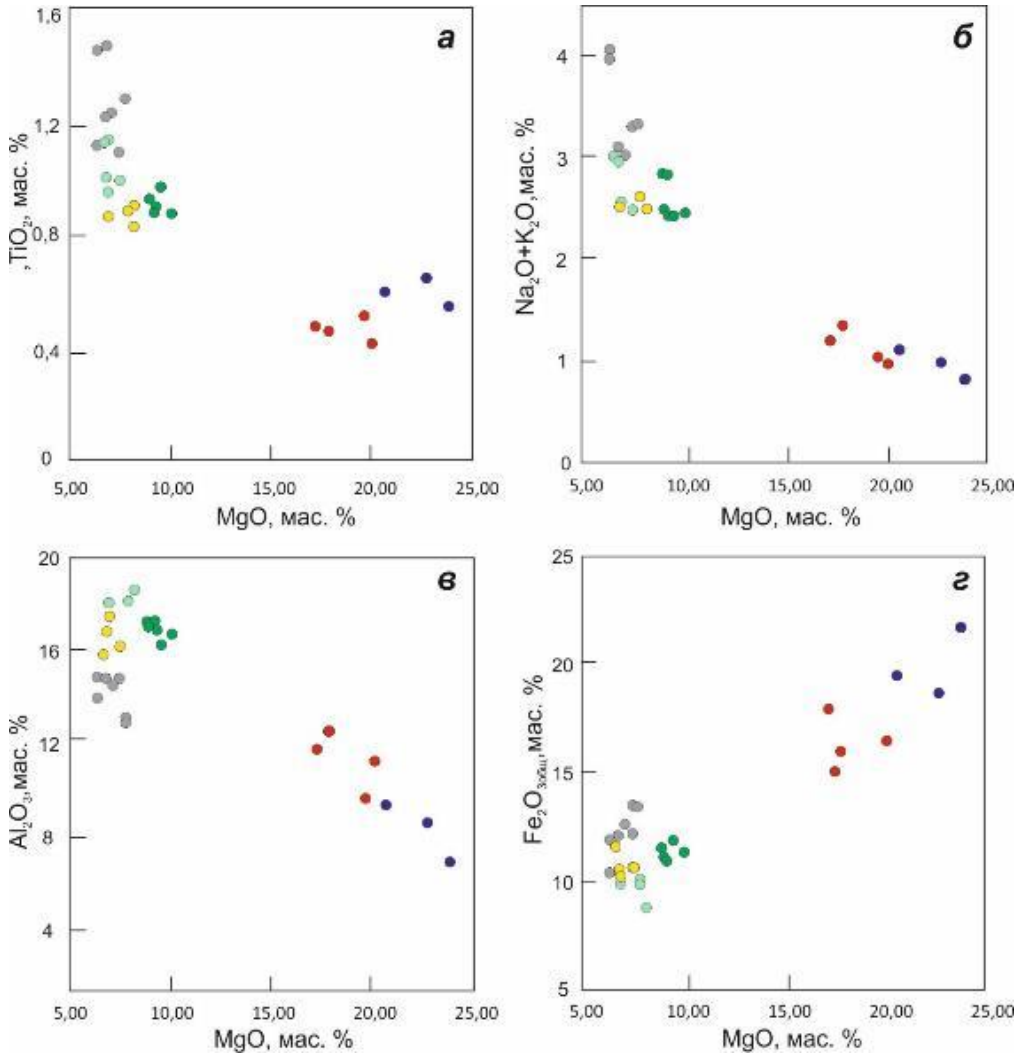


Рисунок 39. Бинарные диаграммы для пород скважины СФ-21, иллюстрирующие разрыв по содержанию породообразующих компонентов между пикритовыми габбро-долеритами и группой пород основной расслоенной серии. Условные обозначения см. на рисунке 36. Исходные данные приведены в приложении И (таблица П8)

Распределение микрокомпонентов

Все группы пород расслоенной серии демонстрируют схожие спектры распределения крупноионных литофильных элементов (LILE) и высокозарядных элементов (HFSE) (рисунок 40). В пределах горизонта пикритовых габбро-долеритов наблюдаются существенные различия по распределению LILE (рисунок 40), относительной величине стронциевой аномалии и европиевому максимуму: LILE (Cs, Rb, Ba), Sr и Eu значительно преобладают в нижней части пикритовых габбро-долеритов (974,6-980,4), что не фиксируется в пределах «хромитового горизонта» (969,7-973). При этом нижняя часть пикритового горизонта ближе по характеру распределения к основной расслоенной серии. Минимальные содержания LILE (рисунок 40) наблюдаются в пробах с максимальными содержаниями Cr.

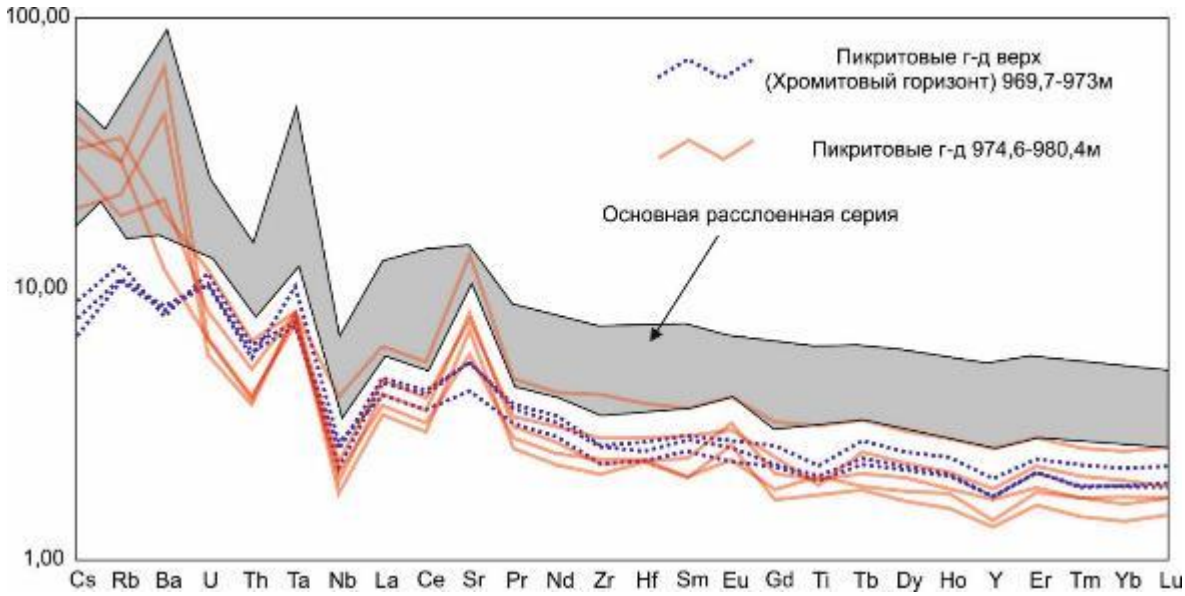


Рисунок 40. Мультиэлементные спектры в пределах пикритовых габбро-долеритов, нормированные на примитивную мантию по [Sun, McDonough, 1989]. Серым полем отмечена область распределения элементов в породах основной расслоенной серии. Исходные данные приведены в приложении М (таблица П11)

Спектры распределения РЗЭ (рисунок 41) во всех породах разреза в целом показывают преобладание лёгких РЗЭ над тяжёлыми. При этом $(La/Yb)_n$ отношение не превышает 2,5 и остается практически постоянным по всему разрезу. Спектры основной расслоенной серии накладываются друг на друга, тем не менее, отмечается увеличение концентраций всех РЗЭ вверх по разрезу, с максимальными значениями в призматически-зернистых габбро-долеритах – наиболее дифференцированных породах расслоенной серии (рисунок 41).

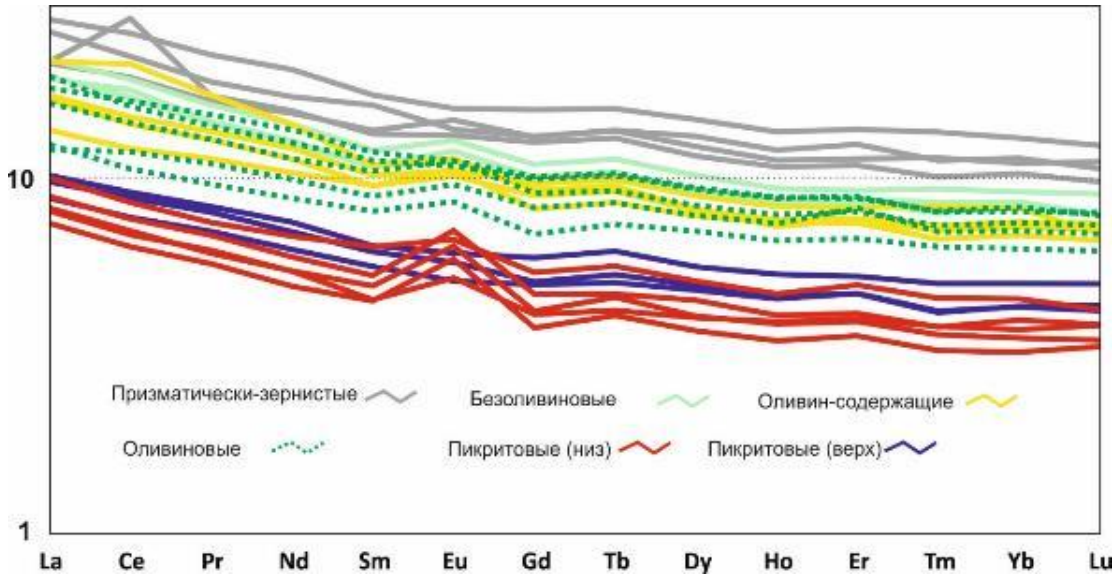


Рисунок 41. Спектры распределения РЗЭ по разрезу скважины СФ-21, нормированные на состав хондрита по [Boynton, 1984]. Концентрации РЗЭ приведены в приложении Н (таблица П12)

Важным индикатором, отражающим степень кристаллизационного накопления плагиоклаза, является положительная Eu аномалия, которая наиболее выражена в самой нижней части пикритовых габбро-долеритов (см. рисунок 41). Выше по разрезу этих пород отмечается постепенное уменьшение её интенсивности с последующим полным исчезновением в пределах «хромитового» горизонта (969,7-973 м).

В пикритовых габбро-долеритах наблюдается положительный тренд отношения Eu/Eu* к Sr, что не характерно для основной расслоенной серии (рисунок 42а). Эти закономерности отражаются на уменьшении Eu/Eu* отношений вверх по разрезу пикритовых габбро-долеритов и относительном их постоянстве для всех пород расслоенной серии (Рисунок 42б). Селективное обеднение верхней части пикритовых габбро-долеритов LILE прослеживается в отношениях Rb-Sr (рисунок 42в) и Rb-(Y+Nb), демонстрирующих дискретность верхних и нижних пикритовых габбро-долеритов, при общем накоплении некогерентных элементов сверху-вниз по разрезу в пределах этого горизонта (рисунок 42 г).

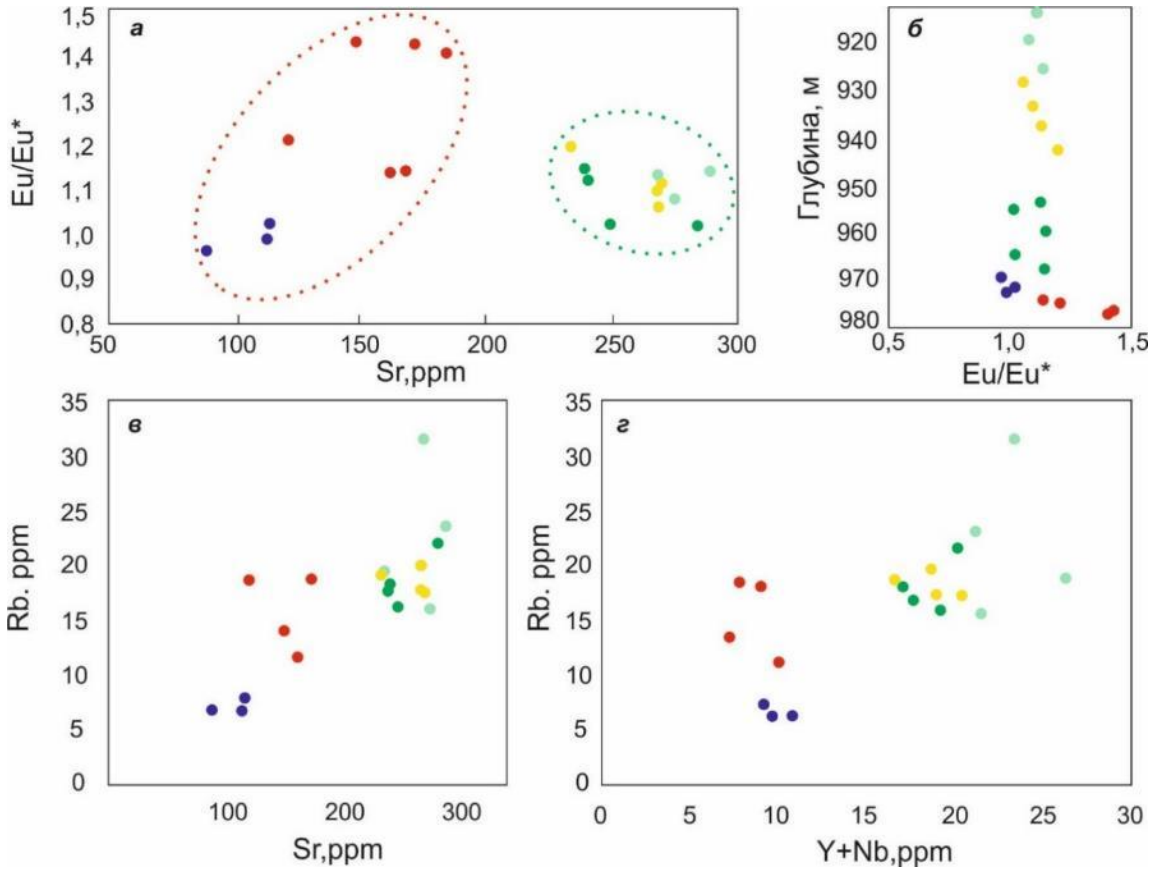


Рисунок 42. Распределение некогерентных элементов и количественная оценка европиевой аномалии: отношение европиевой аномалии (Eu/Eu*) к Sr (*а*) и вариации отношений Eu/Eu* по разрезу скважины СФ-21 (*б*), соотношение Rb-Sr (в) и Rb-(Y+Nb) (г). Красный контур – пикритовые габбро-долериты, зеленый контур – основная расслоенная серия. Условные обозначения см. на рисунке 36. Исходные данные приведены в приложениях М-Н (таблицы П11-12)

Изотопия стронция

Дополнительным разграничительным маркером для пикритовых габбро-долеритов и пород вышележащей расслоенной серии является изотопный состав стронция. В пределах пикритовых габбро-долеритах рост Rb^{87}/Sr^{86} отношений сопровождается сопутствующим повышением Sr^{87}/Sr^{86} отношений, формируя отчётливый положительный линейный тренд (рисунок 43), причём наибольшие значения характерны для верхней части пикритового горизонта. В это же время, в пределах расслоенной серии прослеживается явный отрицательный тренд (рисунок 43): с ростом Sr^{87}/Sr^{86} отношений наблюдается снижение Rb^{87}/Sr^{86} отношений. Важно отметить, что в пределах расслоенной серии повышение Sr^{87}/Sr^{86} отношений происходит сверху-вниз по разрезу с максимальной концентрацией на глубине 965 м (табл. 8), в отличие от пикритовых габбро-долеритов, где максимальные концентрации достигаются в верхней части горизонта на глубине 969,7 м (табл. 8).

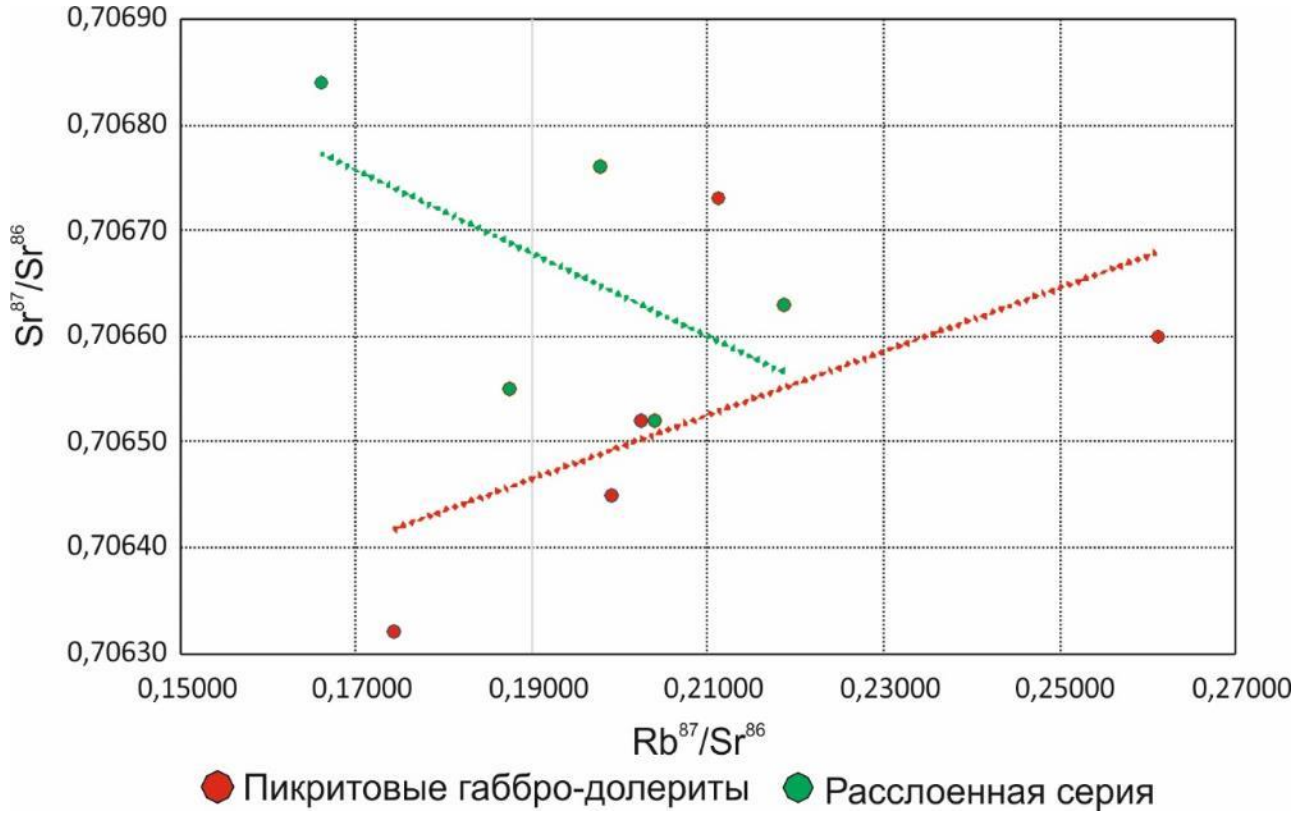


Рисунок 43. Sr-Sr и Rb-Sr отношения в пикритовых г-д и породах расслоенной серии по разрезу скважины СФ-21

Таблица 8. Изотопные отношения и содержание Rb и Sr в валовых пробах по разрезу скважины СФ-21.

Глубина, м	Rb (г/т) ИСП-МС	Sr (г/т) ИСП-МС	Rb (г/т) ТИМС	Sr (г/т) ТИМС	Rb^{87}/Sr^{86}	Измеренное отношение Sr^{87}/ Sr^{86}	± 2CO
927,4	23,6	289	20,1	266	0,21854	0,70663	0,00008
939,2	19,9	268	17,0	241	0,20403	0,70652	0,00008
944	19,0	234	15,8	244	0,18741	0,70655	0,00005
956,2	22,0	284	19,1	279	0,19778	0,70676	0,00003
965	16,3	249	13,9	242	0,16607	0,70684	0,00008
969,7	6,76	88,6	5,97	81,7	0,21129	0,70673	0,00008
971,7	7,84	114	7,47	108	0,19918	0,70645	0,00008
973	6,91	112	6,45	107	0,17433	0,70632	0,00004
974,6	11,8	162	10,6	151	0,20231	0,70652	0,00005
976,3	14,1	148	12,2	135	0,26123	0,70660	0,00007

Распределение ЭПГ

В пределах пикритовых габбро-долеритов ЭПГ минерализация приурочена к крупным дифференцированным сульфидным вкрапленникам, а значит концентрации ЭПГ напрямую зависят от доли сульфидного вещества. По разрезу пикритовых габбро-долеритов не наблюдается отсадки сульфидов и накопления ЭПГ в нижней части разреза. Напротив, накопление ЭПГ фиксируется в верхней части разреза (рисунок 44, табл. 9), из чего следует невозможность рассмотрения гравитационной сепарации сульфидной фазы, как определяющего механизма концентрирования сульфидов и ЭПГ в пределах горизонта пикритовых габбро-долеритов.

Таблица 9. Концентрации ЭПГ в пикритовых габбро-долеритах, полученные по керну скважины СФ-21, ААС.

Глубина, м	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Ir, г/т
969,7	1,70	5,71	0,44	0,02
971,7	1,39	5,06	0,34	0,022
973	1,21	4,53	0,36	0,020
974,6	1,20	4,76	0,12	<0,02
976,3	0,60	1,84	0,06	<0,02
976,6	0,53	1,84	0,03	<0,02

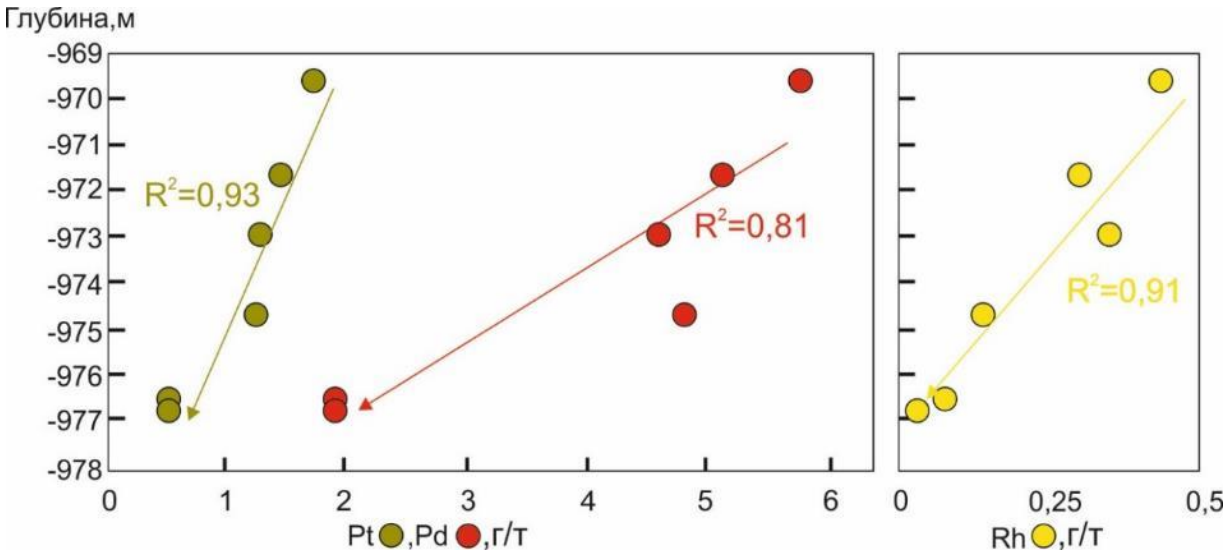


Рисунок 44. Распределение ЭПГ в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21

Выводы по разделу:

1. В разрезах скважин северных флангов Талнахской интрузии проявлены те же закономерности распределения элементов в основной расслоенной серии, что и во всех интрузиях Норильского типа: прямая вертикальная зональность с повышением концентраций некогерентных элементов, а, следовательно, и степени их фракционирования снизу-вверх по разрезу;

2. Пикритовые габбро-долериты не ложатся в единый тренд дифференциации с породами главной расслоенной серии и демонстрируют отчётливую геохимическую дискретность с оливиновыми габбро-долеритами;

3. По минералого-геохимическим данным пикритовые габбро-долериты разделяются на два интервала: (1) верхние пикритовые г-д, несущие хромитовую минерализацию и характеризующиеся более примитивным средним составом с обеднением РЗЭ и литофильными элементами и (2) нижние пикритовые г-д, в которых проявлен положительный европиевый максимум;

4. В пределах горизонта пикритовых габбро-долеритов в целом проявлена обратная геохимическая зональность, выраженная в накоплении РЗЭ и некогерентных элементов сверху-вниз по разрезу;

5. В пределах пикритовых габбро-долеритов не прослеживается признаков гравитационного накопления ЭПГ и сульфидной фазы в нижней части горизонта; напротив, в некоторых разрезах распределение ЭПГ демонстрирует обратную зональность с максимальным обогащением верхней части пикритовых габбро-долеритов.

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. Обоснование выбора концепции формирования пикритовых габбро-долеритов

Как было показано в начале работы (глава 1.3) в настоящий момент можно выделить две принципиальные генетические концепции формирования горизонта пикритовых габбро-долеритов в интрузиях Норильского типа: (1) предполагающая формирование пикритовых габбро-долеритов как кумулятивного горизонта основной расслоенной серии вследствие кристаллизационной дифференциации в камере становления [Масайтис, 1958; Годлевский, 1959]; (2) модель, в рамках которой пикритовые габбро-долериты и вышележащая дифференцированная серия рассматриваются как продукты внедрения и кристаллизации двух различных инъекций магм [Рябов и др., 2000].

В ходе работы был выявлен ряд структурно-текстурных, минералого-петрографических и геохимических свидетельств, позволяющих обосновать более вероятную гипотезу формирования этого горизонта:

Во-первых, при детализации литологических колонок по опробованным разрезам были выявлены апофизы пикритовых габбро-долеритов как в нижнем эндоконтакте (в контактовых и такситовых габбро-долеритах, скважина СФ-21), так и экзоконтактовой зоне (роговики, скважина СФ-15 и фланговые зоны Хараелахской интрузии). На существование отдельных апофиз пикритовых габбро-долеритов неоднократно указывалось в опубликованной литературе [Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971; Золотухин и др., 1975]. Этот факт является важным аргументом против теории их формирования в процессе статической или динамической кристаллизационной дифференциации in situ.

Во-вторых, между оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами отсутствует плавный структурно-текстурный переход. Напротив, между ними прослеживается довольно резкий, хоть и незакалённый контакт, позволяющий надёжно фиксировать границу между этими горизонтами ещё на этапе документирования керна [Рябов и др., 2000 и данные этой работы].

В-третьих, размерность зёрен оливина в пикритовых габбро-долеритах существенно меньше чем в вышележащих оливиновых габбро-долеритах, что противоречит взаимосвязи скорости осаждения с размерностью материала. Кроме того, в оливиновых габбро-долеритах оливин представлен изометричными зёрнами, в то время как в пикритовых габбро-долеритах он характеризуется идиоморфным обликом с преобладающей ориентировкой оси удлинения кристалла в горизонтальной плоскости, что неоднократно отмечалось и ранее [Золотухин, 1964; Лихачёв, 1996 и др.], и в совокупности с уплощённым обликом крупных сульфидных вкрапленников интерпретируется как признаки течения магмы, содержащей вкрапленники оливина и капли сегрегированного сульфидного расплава [Рябов и др., 2000; Лихачёв, 2006 и др.], что не наблюдается ни в одном другом горизонте интрузии.

В-четвертых, между пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами фиксируется отчетливый геохимический контакт, выраженный в смене направлений линейных геохимических трендов и существенном разрыве валового состава пород, что детально показано в рамках этой работы.

Совокупность вышеизложенных фактов даёт основание утверждать, что пикритовые габбро-долериты являются продуктом внедрения и кристаллизации самостоятельного импульса магмы, а не кумулятивной частью основной расслоенной серии.

5.2. Общие минералого-геохимические особенности пикритовых габбро-долеритов

Рассмотрение пикритовых габбро-долеритов в качестве продукта внедрения и кристаллизации отдельной порции магмы предполагает для них собственную минералого-геохимическую специфику, не укладывающуюся в единый тренд с основной расслоенной серией, но обязанную подчиняться общим законам кристаллизации магматических расплавов. На основании изложенного в работе фактического материала можно выделить две широко обсуждаемые в литературе и отмеченные во всех изученных разрезах особенности, заслуживающие детального рассмотрения: (1) их обогащённость оливином, дифференцированными сульфидными каплями и интерстиционными вкрапленниками сульфидов; (2) насыщение хромом (хромитом) отдельных участков пикритового горизонта.

Отказ от модели кристаллизационной дифференциации in situ оставляет открытым вопрос о механизме обогащения этого горизонта оливином, явно имеющим кумулятивную природу, что следует из его формы выделения и теоретической невозможности формирования породы со значительной долей этого минерала из базальтоидных расплавов. Сторонники модели формирования пикритовых габбро-долеритов из самостоятельной порции магмы сходятся в едином мнении, что имела место глубинная дифференциация исходного базальтоидного расплава в магматическом резервуаре с его расслоением на толеит-базальтовую и перидотитовую магмы, при этом последняя аккумулировала в себя относительно тяжелые сульфиды и первые оливиновые кумулаты из обоих расплавов [Маракушев и др., 1982; Рябов и др., 2000]. Возможность расслоения базальтового расплава в процессе сульфуризиации к настоящему времени доказана экспериментально [Безмен, 1984; Горбачёв, 1989].

В некотором смысле, взгляды противников теории кристаллизационной дифференциации in situ на формирование исходного для пикритовых габбро-долеритов перидотитового расплава не позволяют в полной мере отойти от гипотезы М.Н. Годлевского, а лишь дополняют её, перенося процесс расслоения единого исходного расплава в промежуточную магматическую камеру. Более того, ряд авторов отводит ведущую роль в формировании пикритовых габбро-долеритов, как самостоятельного горизонта, всё тому же механизму кристаллизационной дифференциации, но в пределах каждого импульса магмы в отдельности.

В этом отношении наиболее бурная дискуссия развернулась в отношении накопления хрома в этих породах. В частности, А.Д. Генкин объяснял высокие концентрации хромита в нижней части пикритовых габбро-долеритов кумулусным накоплением раннего материала данной порции, отвечающего оливин-шпинелевой котектике [Генкин и др., 1979]. Эта гипотеза была поддержана С.Ф. Служеникиным, отмечавшим ритмичное переслаивание безхромистых и насыщенных хромом участков в горизонте пикритовых габбро-долеритов [Служеникин и др., 2020]. Однако, эти же авторы впоследствии отмечали, что зачастую повышенные концентрации

хрома характерны не для нижней, а для верхней части пикритового горизонта. Кардинальный пересмотр механизма концентрирования хромита в пикритовых габбро-долеритах был проведён В.В. Рябовым на огромном материале, показавшем, что накопление хрома в подавляющем большинстве разрезов происходит не в нижней, а в верхней части горизонта пикритовых габбро-долеритов. Несмотря на то, что в работе [Рябов и др., 2000] не отрицается тот факт, что хромшпинелиды кристаллизуются как ранняя фаза. Тем не менее, в процитированной работе было предложено объяснять ураганное накопление хрома (в том числе в виде глобулярных скоплений хромита) в верхней части горизонта его перераспределением под воздействием флюидов [Рябов и др., 2000]. Подобная гипотеза также были выдвинуты для объяснения аномальных концентраций хрома в верхней эндоконтактовой зоне интрузий – малосульфидном горизонте [Рябов и др., 2000; Gritsenko et al., 2022; Chayka et al., 2023].

Для предметного обсуждения этого вопроса следует разобрать поведение этого элемента в пределах основной расслоенной серии, где нами отмечена ритмичная смена тренда расход-накопление хрома на фазовых границах различных горизонтов интрузии. Такую инверсию трендов можно объяснить закономерной сменой ликвидусных минералов в ходе нормальной фракционной кристаллизации: (1) в интервале 969-954 м (оливиновые габбро-долериты) в роли ликвидусных минералов выступают оливин и хромшпинелиды, что приводит к расходованию Cr по мере их кристаллизации и проявлению отрицательного наклона тренда распределения (что могло бы наблюдаться в пикритовых габбро-долеритах, если бы они формировались в едином процессе); (2) в интервале 954-930 м (оливин-содержащие габбро-долериты) на котектику выходит плагиоклаз, в связи с чем Cr накапливается в остаточном расплаве, демонстрируя слабый положительный тренд; (3) выше по разрезу (безоливиновые и призматически-зернистые габбро-долериты) начинает массово кристаллизоваться клинопироксен, в котором оставшийся в расплаве Cr концентрируется в виде изоморфной примеси, что снова приводит к проявлению отрицательного тренда. Таким образом, в пределах главной дифференцированной зоны поведение хрома обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации.

В пределах же пикритовых габбро-долеритов сначала наблюдается постепенное возрастание концентраций хрома снизу-вверх (976,6-973м) в нижней части пикритового горизонта с резким скачком его концентраций при переходе в его верхнюю (973-969м) зону, где формируется своеобразный «хромитовый горизонт» со средними содержаниями 0,6 мас. % Cr_2O_3 и отдельными «аномалиями» до 1,5 мас. % (см. рисунок 36 е; приложения, табл. П6), что скорее всего обусловлено попаданием в пробу локальных шлировых скоплений. Более того, в разных частях интрузии наблюдаются вариации мощности участков обогащения хромом (от 1 до 15 м). Накопление хромита снизу-вверх по разрезу, как минимум, уже не вписывается в гипотезу его

гравитационной сепарации, на что указывал В.В. Рябов, аргументируя гипотезу о флюидном перераспределении [Рябов и др., 2000].

Роль флюидов в накоплении хромита остаётся предметом дискуссии. Безусловно, сами по себе флюиды играют важную роль в становлении Норильских интрузий, что подтверждается как оценками степени водонасыщенности магмы, так и широко известными «флюидными шапками» над некоторыми сульфидными каплями [Спиридонов и др., 2015; Yao and Mungall, 2020, 2021; Barnes et al., 2023]. Однако, на основании изложенного в работе фактического материала и литературных данных, можно выделить следующие противоречия этой модели в части механизмов концентрирования хрома:

1. Отсутствие корреляционных связей между концентрациями хрома и мощностью «хромитового» горизонта. При флюидном концентрировании должна наблюдаться отрицательная корреляция – чем сильнее флюидная проработка, тем «плотнее» должны накапливаться сегрегации хромшпинелидов, а значит – чем меньше мощность «хромитового горизонта», тем выше должны быть концентрации хрома. Вместо этого во всех разрезах наблюдаются сопоставимые концентрации хрома, при том что мощность самого «хромитового» горизонта существенно варьирует;
2. Обогащение хромом не только верхней части горизонта пикритовых габбро-долеритов, но также их отдельных апофиз, а в редких случаях – непрерывно повышенные концентрации хрома на протяжении большей части горизонта пикритовых габбро-долеритов;
3. Локализация хромшпинелидов не только в крупных глобулярных скоплениях, но также в виде включений в пироксене и плагиоклазе, и оливине. Следует отметить, что повышенные концентрации хрома связаны с участками повышенных концентраций MgO в валовом составе породы.

Кроме того, на примере интрузии Норильск-I было также показано, что хромитовая вкрапленность может локализоваться в нижней, средней и верхней частях пикритовых габбро-долеритов, а также равномерно распределяться по всему горизонту [Tolstykh et al., 2020], что не согласуется ни с идеей о гравитационном осаждении хромита, ни с концепцией о перераспределении и накоплении хрома за счёт флюидной фазы. Более того, «хромитовый» горизонт часто «подвешен» в пикритовых габбро-долеритах, локализуясь на некотором удалении от верхнего или нижнего контакта, что также противоречит обеим моделям.

Совокупность вышеизложенных фактов позволяет усомниться в определяющей роли флюидной фазы в формировании хромитовой минерализации в пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии, но в то же время не прослеживается признаков гравитационного накопления хромита.

Определённые закономерности прослеживаются при совокупном рассмотрении распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов, а также ЭПГ. Ключевой, выявленной в ходе работы особенностью пикритовых габбро-долеритов, является их обратная геохимическая зональность. Она выражается в накоплении MgO и $Fe_2O_{3общ}$ не вниз, а вверх по разрезу. Более того, в пикритовых габбро-долеритах снизу-вверх постепенно вырождается положительная европиевая аномалия, полностью исчезая в пределах «хромитового горизонта». При детальном изучении опубликованного в литературе фактического материала, подобные закономерности в Талнахской интрузии также можно проследить по скважинам: ОУГ-2 [Криволуцкая и др., 2001, 2023] и Кз-274 [Рябов и др., 2000]. Кроме Талнахской интрузии аналогичная тенденция прослеживается в пределах интрузии Норильск 1, скважина – ПЕ-35 [Рябов и др., 2000] и в одной из ветвей Хараелахской интрузии, для которой обратная зональность пикритовых габбро-долеритов была установлена по особенностям химического состава сульфидов и МПГ [Tolstykh et al., 2024]. Обратная зональность ранее была описана в том числе и для массивных руд Октябрьского месторождения [Torgashin, 1994; Горбачев, 2006; Kalugin, Latypov, 2010, 2012].

Таким образом, выявленная в пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии обратная геохимическая зональность является закономерным явлением, в целом характерным для Норильских интрузий и требует отдельной обобщающей генетической интерпретации.

5.3. Типы и модели формирования обратной зональности

В общем виде, обратная зональность характеризуется накоплением некогерентных элементов вниз по разрезу в противоположность прямой зональности, связанной с фракционированием кристаллизующегося расплава. Обратную зональность условно подразделяют на два типа [Latypov et al., 2011; Егорова, Шелепаев, 2020]: полную (рисунок 45 а) и прерванную (рисунок 45 б). Наиболее широко в природе распространен первый тип [Егорова, Шелепаев, 2020], когда в краевой части наблюдается простая инверсия геохимических трендов, тогда как в случае прерванной обратной зональности наиболее примитивный состав имеет краевая часть расслоенной серии (рисунок 45 б). Данный феномен уже отмечался для Мончегорского плутона, Йоко-Довыренского расслоенного массива, Мажалыкского перидотит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува), комплекса Koitelainen (Финляндия) и других дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов [Campbell, 1987; Irvine, 1980; Bedard, 1987; Foland et al., 2000; Latypov 2003; Latypov et al., 2007; Yudovskaya et al., 2015; Егорова, Шелепаев, 2020 и др.].

Для Талнахской интрузии характерна именно прерванная обратная зональность [Кузьмин и др., 2025], однако она отличается от описанных ранее: наиболее примитивный состав отмечается в породах «краевой фации» – пикритовых габбро-долеритах (рисунок 45 в), показывая тем самым, проявление отдельного подтипа прерванной обратной зональности.

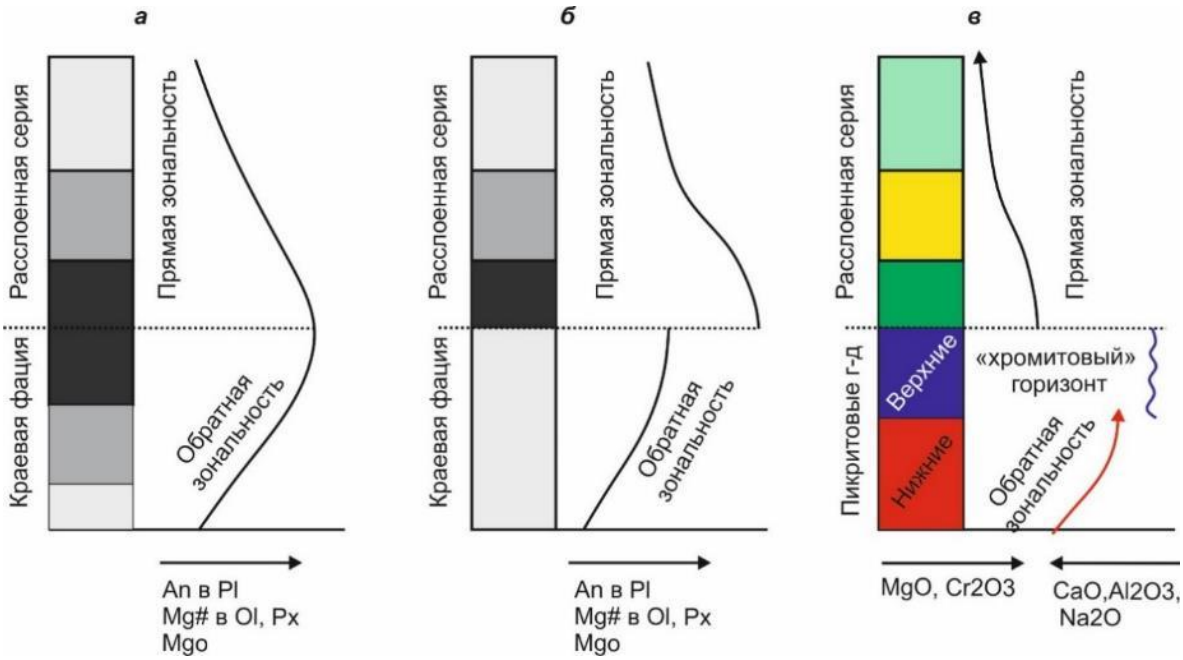


Рисунок 45. Два известных типа обратной зональности в расслоенных интрузивах (*а*-полная обратная зональность, *б* – прерванная обратная зональность) [Егорова, Шелепаев, 2020], *в* – общий вид обратной зональности талнахского подтипа в пикритовом горизонте Талнахской интрузии [Кузьмин, Толстых, 2026]

Широкая известность обратной зональности как геохимического феномена в других расслоенных массивах по всему миру, вне зависимости от их возраста, особенностей геологического строения района и структурно-вещественного состава пород привела к появлению целого рядя генетических моделей формирования обратной зональности краевых зон. Изначально её пытались объяснять простой ассимиляцией вмещающих пород [Tyson, Chang, 1984], но затем были предложены и другие механизмы, обзор и классификация которых представлены в публикациях [Latypov, 2003, 2015]. Коротко можно представить основные из них: (1) многократное поступление расплава в камеру становления [Morse, 1981; Latypov et al., 2011]; (2) стратификация магмы по составу [Wilson, Sorensen, 1996]; (3) резкое переохлаждение расплава за счет холодного контакта [Miler, Ripley, 1996]; (4) дифференциация течения, в результате которой краевые части потоков становятся более фракционированными [Marsh, 1996; Gibb, Henderson, 2005]; (5) перераспределение интеркумулусной жидкости вследствие компакции и термальной миграции [Bodreau, Philpotts, 2002 и др.]; (6) композиционная конвекция [Raedeke, McCallum, 1984 и др.].

В целом, эти модели объединяются в две группы [Latypov, 2003, 2015] в зависимости от того, происходит ли формирование обратной зональности в открытой или закрытой системе. Модели закрытой системы рассматриваются для массивов, в которых проявлена полная обратная зональность. В случае же прерванной обратной зональности что, в частности, показано в настоящей работе для Талнахской интрузии, наиболее правдоподобно выглядит модель, предполагающая открытую или полуоткрытую систему, что позволяет допустить многоактное поступление магмы в камеру становления, что уже предлагалось для других расслоенных массивов [Egorova et al., 2006; Latypov et al., 2015; Егорова, Шелепаев, 2020; Latypov, 2024]. В рамках модели открытой системы формирование обратной зональности происходит вследствие непрерывного внедрения всё более примитивной магмы с последовательным её наслоением на ранние более фракционированные порции. Процесс пульсационного внедрения прерывается внедрением значительного объёма более примитивной магмы, которая фракционирует «in situ» и формирует основную расслоенную серию с прямой зональностью (см. рисунок 45 б) – накоплением некогерентных элементов вверх по разрезу [Егорова, Шелепаев, 2020].

Сложное строение Талнахской интрузии, и в частности, обратная зональность в пределах горизонта пикритовых габбро-долеритов косвенно повышает потенциал данного механизма. В этом отношении детального рассмотрения заслуживает гипотеза Е.В. Тугановой [Туганова, 1988; Туганова, Шергина, 2003] о смешении пикритовой и толеитовой магм. Пульсационное внедрение различных порций магм всё более и более основного состава не может в полной мере исключать их взаимодействие, в том числе с частичным смешением и захватом кумулятивных фаз из предыдущих порций, что в свою очередь хорошо согласуется с моделью открытой системы

[Радько, 1991] и принятой нами для пикритовых габбро-долеритов модели «магматических фонтанов» И.Х. Кэмбела [Campbell, 1978]. Подобное взаимодействие вполне могло происходить как в камере становления, так и предварительно – в подводящем канале или промежуточной камере, тем более что все эти структуры являются основой всех геолого-генетических моделей формирования интрузий Норильского типа [Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000 и др.].

Таким образом, можно предположить, что наиболее вероятным механизмом формирования обратной зональности в пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии является пульсационное поступление различных порций магм в камеру становления. Проявление обратной зональности возможно в том случае, когда происходит последовательное внедрение всё менее и менее дифференцированных порций магмы.

5.4. Мегакристы – маркеры последовательного поступления магм

Ключевым вопросом, решение которого необходимо для обоснования вышеизложенной модели формирования обратной зональности остаётся последовательность внедрения различных дифференциатов магмы в камеру становления. Внедрение всё менее и менее дифференцированных порций магмы подразумевает частичное взаимодействие с предыдущими порциями и, в частности, оставляет возможным захват ксеногенного материала и ликвидусных фаз, кристаллизовавшихся из более дифференцированного расплава, не характерных для конкретной породы. Пикритовые габбро-долериты не являются однородными породами ни в структурно-текстурном, ни в минералогическом отношении. Они содержат как различные ксенолиты, упомянутые практически во всех известных работах [Годлевский, 1959; Рябов и др., 2000; Лихачёв, 2006 и мн. др.], так и отдельные порфировые вкрапленники плагиоклаза размером до 3 см – мегакристы, впервые детально охарактеризованные в данной работе. В отличие от ксенолитов, которые могли быть захвачены на любом этапе внедрения родоначальной для пикритовых г-д порции магмы, крупные порфировые вкрапленники, представляющие собой монокристаллы плагиоклаза, находящиеся в матрице пикритовых габбро-долеритов, могли появиться в этих породах двумя путями: (1) они являются более ранними продуктами кристаллизации той же магмы, что и вмещающая их порода, формируясь в глубинной камере или подводящем канале с последующей их цементацией быстро-кристаллизующейся матрицей в гипабиссальных условиях [Boudier, 1991; Izokh, 2024 и др.]; (2) они являются «ксенокристами» относительно матрицы и кристаллизовались из другой магмы с последующим захватом более поздним магматическим импульсом [Baxter, Feely, 2002; Landi et al., 2004; Viccaro et al., 2010; Chen et al., 2023 и др.], при этом данный процесс неминуемо сопровождается механическим захватом других ксенолитов и ксенокристов, а также частичной контаминацией новой порции остаточным расплавом от предыдущей.

Ввиду того, что геологическая позиция пикритовых габбро-долеритов позволяет допустить обе точки зрения, первоочередной задачей является определить, могут ли мегакристы являться ранними продуктами кристаллизации пикритовой магмы. Для этого достаточно сопоставить составы минеральных включений в них с составом минералов матрицы пикритовых габбро-долеритов. Прямое сравнение составов минералов возможно, поскольку крайне низкие скорости диффузии элементов в замкнутой системе зёрен плагиоклаза [Grove et al., 1984] препятствуют субсолидусному переуравновешиванию, что способствует сохранению первичных составов мнералов, которые отражают исходные условия их кристаллизации.

Первым фактором, на который стоит обратить внимание, является пониженная магнезиальность оливина (Mg# Ol-1 < 66) в мегакристах. Такие значения магнезиальности оливина характерны скорее для верхних горизонтов дифференцированных интрузий [Latypov,

2003; Latypov, Egorova, 2012; Latypov, 2015], в частности – лейкократового габбро [Рябов и др., 2000] или для краевых зон закалённых оливинов [Krivolutskaya et al., 2021] по сравнению с более высокой его магнезиальностью (Mg# Ol-2 > 75) в матрице пикритовых габбро-долеритов. Даже один этот факт уже свидетельствует о невозможности кристаллизации оливина из мегакристов в той же системе, что и оливина из пикритовых габбро-долеритов, поскольку при фракционировании единой магмы мы наблюдали бы обратную картину: оливин из предположительно ранних мегакристов был бы более магнезиальным. Кроме того, морфологические особенности зерен оливина свидетельствуют о котектической его природе в мегакристах и о кумулусной – в пикритовых габро-долеритах.

Составы ильменита и магнетита также наследуют любые колебания изменения состава минералобразующей среды [Barnes, Kunilov, 2000]. В ходе кристаллизационной дифференциации магмы, непрерывно кристаллизующийся ильменит постепенно обедняется Cr и Mg за счёт увеличения доли Fe [Barnes, Kunilov, 2000; Jang et al., 2001; Jang, Naslund, 2003]. Обеднённость ильменита из мегакристов этими элементами, а также примесями MnO и Al_2O_3, которые находятся на том же уровне, что в лейкогаббро интрузий норильского типа [Рябов и др., 2000] свидетельствуют о его кристаллизации из поздних дифференциатов мафитовой магмы. В то же время, стабильно высокая примесь Cr в магнетите и ильмените из пикритовых г-д является прямым свидетельством того, что они кристаллизовались из магмы более основного состава.

Клинопироксен также является важным индикаторным минералом, высоко чувствительным к физико-химическим условиям кристаллизации [Barnes et al., 2020; Schoneveld et al., 2020]. Он является главным концентратором тяжёлых РЗЭ и ряда некогерентных элементов (например: Ti, Cr, Zn, Mn). Наиболее показательны именно распределения РЗЭ, демонстрирующие отрицательную европиевую аномалию, что указывает на котектичность клинопироксена и плагиоклаза как в мегакристах, так и в пикритовых габбро-долеритах. Обогащённость Cr, Mg и Ni клинопироксена пикритовых г-д и наоборот, повышенные концентрации Zn и Mn в клинопироксене мегакристов является косвенным свидетельством кристаллизации первых из более основного расплава, значительно обогащённого Cr и Mg. Клинопироксен мегакристов, также как и оливин, близок по макро- и микрокомпонентному составу к таковому в поздних дифференциатах различных расслоенных интрузий [Latypov, 2003], и в частности – лейкогаббро Талнахской интрузии [Рябов и др., 2000].

Разработанные программные алгоритмы позволяют численно оценить состав равновесной с клинопироксеном среды на момент его кристаллизации [Higgins et al., 2022]. Важно понимать, что если в мегакристах клинопироксен имеет котектическую природу и кристаллизуется вплоть до их захвата (завершение кристаллизации клинопироксена мегакристов фиксируется по границе внутренней зоны роста мегакристов) и в целом отражает состав равновесной

минералообразующей среды, то в пикритовых габбро-долеритах он кристаллизуется из интеркумулусной жидкости и отражает лишь состав позднего дифференциата высокомагнезиальной магмы. С учётом этого, оценка составов расплава иллюстрирует высокую контрастность минералообразующих сред для клинопироксена из мегакристов и матрицы пикритовых габбро-долеритов (рисунок 46).

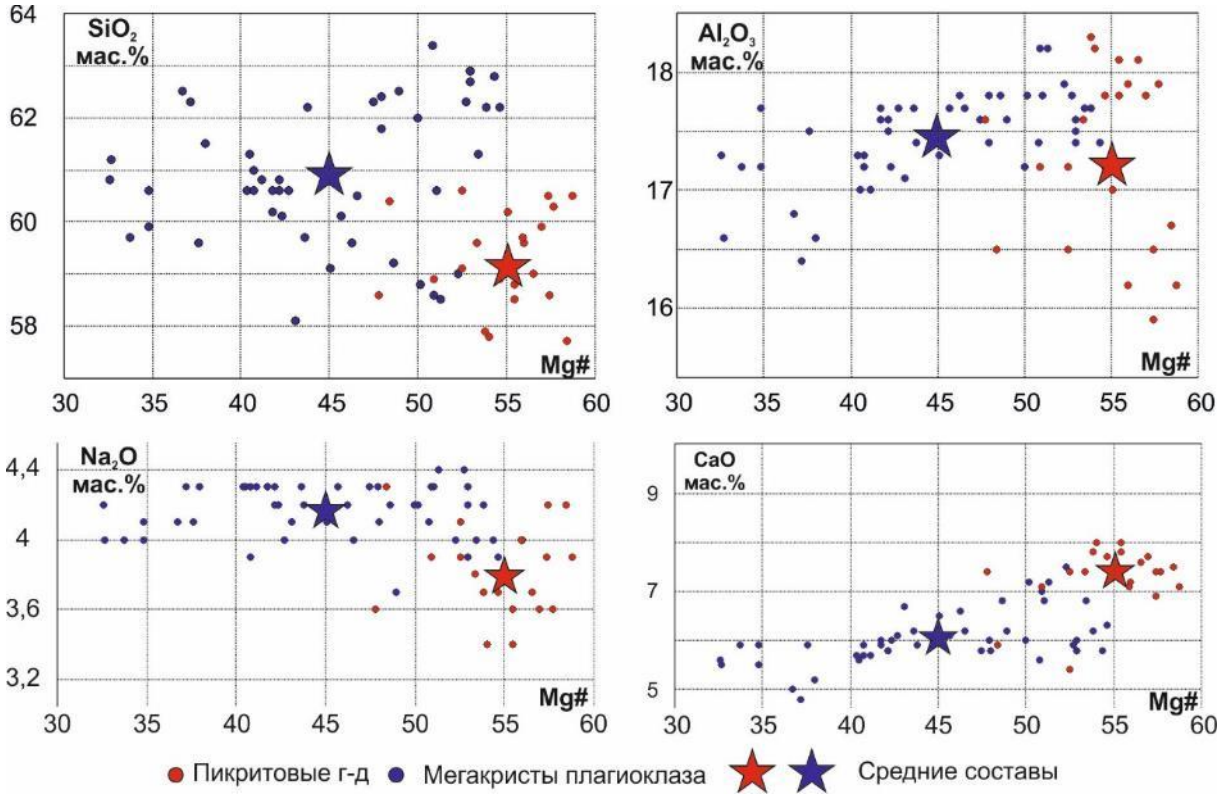


Рисунок 46. Модельные оценки состава интеркумулусных жидкостей по алгоритму [Higgins et al., 2022], равновесных с клинопироксеном в пикритовых габбро-долеритах и мегакристах. Расчётные значения для отдельных анализов клинопироксена приведены в приложении П (таблица П13)

Таким образом, морфология и составы минералов, подкреплённые численным моделированием, надёжно доказывают, что парагенезис мегакристов не может быть сформирован на раннем этапе кристаллизации родоначальной для пикритовых габбро-долеритов порции магмы в камере становления. Они являются продуктом кристаллизации более дифференцированных порций магмы и характеризуются составом, близким к таковому в наиболее дифференцированных породах Талнахской интрузии.

Нет сомнений, что кристаллизация мегакристов происходила не в камере становления, а в более глубинных условиях [Viccaro et al., 2010; Coote et al., 2018; Chen et al., 2023; Ma et al., 2026], например в промежуточной камере или подводящем канале (рисунок 47 а-в). Неоднородность ядерной зоны плагиоклаза в мегакристах является признаком кристаллизации из водонасыщенной магмы при активном участии летучих, что неоднократно доказывалось для

мегакристов вулканических систем [Nelson, Montana, 1992; Viccaro et al., 2010; Renjith, 2014] и хорошо согласуется с ранее сделанными выводами о ключевой роли этих компонентов при кристаллизации основных магм Норильского района [Barnes et al., 2023]. Помимо этого, сглаженные очертания ядерной зоны мегакристов, в совокупности с охарактеризованной выше вещественной неоднородностью могут быть свидетельством частичного плавления крупных кристаллов плагиоклаза под воздействием магмы [Viccaro et al., 2010; Grapes, 2011], что также может приводить к формированию наблюдаемой неоднородности состава ядерной зоны. Вероятно, в промежуточной камере (или подводящем канале) консервировались ранние порции основной магмы (родоначальной для основной расслоенной серии) и впоследствии происходила локальная внутрикамерная дифференциация (рисунок 47 в) с эволюционным выходом тренда кристаллизации на котектику Pl + Cpx (+Ol).

Вследствие внедрения нового импульса магмы более основного состава, родоначальной для пикритовых габбро-долеритов, прорывающей эту камеру, происходил механический захват мегакристов (рисунок 47 г), сопровождающийся частичным смешением этой порции с остаточным расплавом от предыдущей. При воздействии на мегакристы высокотемпературной высокомагнезиальной магмы происходила буферизация [Baxter et al., 2002; Landi et al., 2004; Viccaro et al., 2010] их ядерных зон парагенезисом, кристаллизующимся по троктолитовой котектике, с формированием внешней зоны роста Pl-3, вмещающей оливин, хромит и магнетит, характерные для пикритовых габбро-долеритов (рисунок 47 д). Впоследствии в малоглубинных условиях (камере становления) происходит консолидация матрицы пикритовых габбро-долеритов (рисунок 47 е).

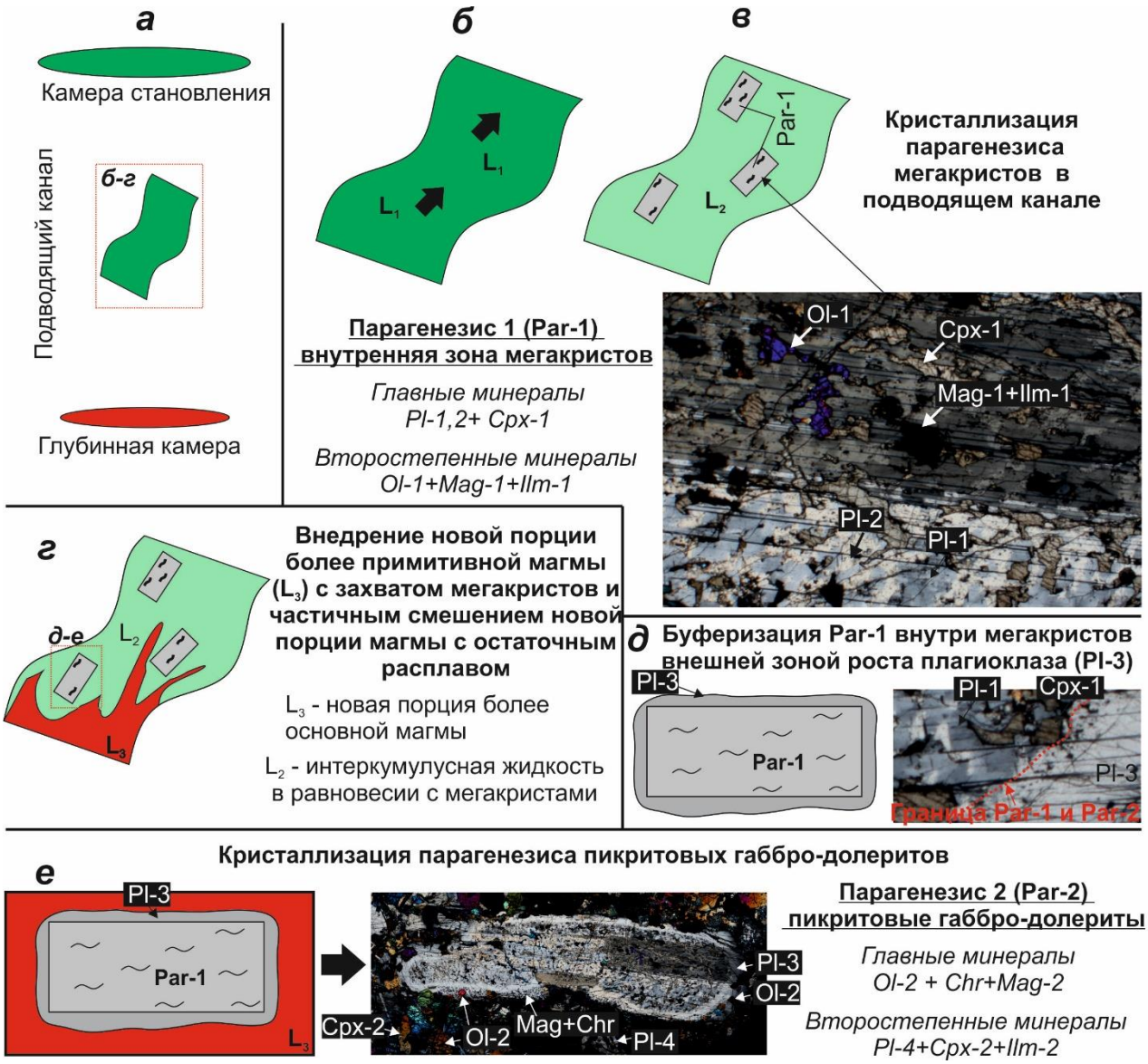


Рисунок 47. Схема кристаллизации мегакристов и их последующего захвата более поздним импульсом магмы. а – сложная магматическая система, включающая глубинную камеру, подводящий канал и камеру становления, б-в – внедрение дифференцированной порции магмы и начало кристаллизации парагенезиса мегакристов, г – внедрение импульса магмы более основного состава и механический захват мегакристов, д – начало кристаллизации новой порции магмы и формирование внешней зоны роста мегакристов, е – консолидация матрицы пикритовых габбро-долеритов

5.5.Генетическая схема формирования пикритовых габбро-долеритов

Совокупность вышеизложенных фактов и их сопоставление с общими накопленными сведениями о кристаллизации силикатных расплавов позволяет предложить схему формирования пикритовых габбро-долеритов в контексте становления дифференцированных интрузий Норильского типа (рисунок 48).

I. В соответствии с представлениями [Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000 и др.] в глубинной камере происходит разделение магмы на основную (родоначальную для основной расслоенной серии) и ультраосновную («пикритовую») в результате внутрикамерной дифференциации за счёт осаждения оливиновых кумулатов и хромита. Возможен также другой вариант [Туганова, Шергина, 2003], в котором для разных горизонтов Норильских рудоносных интрузий предполагаются разные источники вещества: глубинные высокомагнезиальные перидотитовые расплавы высокой степени плавления и менее глубинные толеитовые расплавы низкой степени плавления, смешение и взаимодействие которых происходит в промежуточной камере. Ввиду отсутствия прямых свидетельств двух различных глубинных источников вещества нами принимается модель об исходно едином магматическом резервуаре;

II. Вследствие тектонической активизации через подводящий канал начинается поступление более подвижной толеитовой магмы, которая является родоначальной для основной расслоенной серии; такая последовательность определяет особый «талнахский подтип» обратной зональности.

III. Первая значительная порция магмы основного состава внедряется в осадочные сульфатно-карбонатные и терригенные толщи, при этом непрерывно происходит её внутрикамерная фракционная кристаллизация с формированием прямой зональности от оливиновых габбро-долеритов в нижней части интрузии, которые, по нашему мнению, и являются кумулятивной частью основной расслоенной серии, выше к оливин-содержащим, безоливиновым и призматически-зернистым габбро-долеритам; при этом, часть этой магмы консервируется в промежуточной камере (или в подводящем канале), где претерпевает внутрикамерное фракционирование вплоть до выхода на равновесную кристаллизацию (плагиоклаз-клинопироксен + оливин);

IV. Законсервированные остаточные порции магмы, содержащей мегакристы плагиоклаза, захватываются новым импульсом высокомагнезиальной магмы, представляющей собой кумулятивную «кашу» из оливина, хромита, сульфидных капель и интеркумулусной жидкости;

V. Вследствие взаимодействия пикритовой магмы и остаточного основного расплава в камере происходит их частичное смешение, выдавливание остаточного расплава из канала в камеру становления, а также частичное подплавление захваченных новой порцией мегакристов

плагиоклаза. Вследствие выдавливания предыдущей порции магмы из подводящего канала и её внедрения в нижнюю часть дифференцированной серии формируется нижний горизонт пикритовых габбро-долеритов с обратной зональностью;

VI. Финальным этапом формирования этого горизонта является внедрение последнего импульса высокомагнезиальной магмы, значительно обогащённой Cr, MgO (за счёт значительной доли оливиновых кумулатов) и обеднённой LILE и РЗЭ, из которой формируется верхняя (самая магнезиальная) часть пикритового горизонта с «хромитовым» горизонтом. В зависимости от того, какой объём магмы попал в конечную камеру без ассимиляции предыдущей порции магмы, в разных частях интрузий существенно варьирует мощность высокомагнезиального горизонта с повышенными концентрациями хрома. Это хорошо объясняет вариативность относительных мощностей этих двух горизонтов в пикритовых габбро-долеритах в различных частях интрузии.

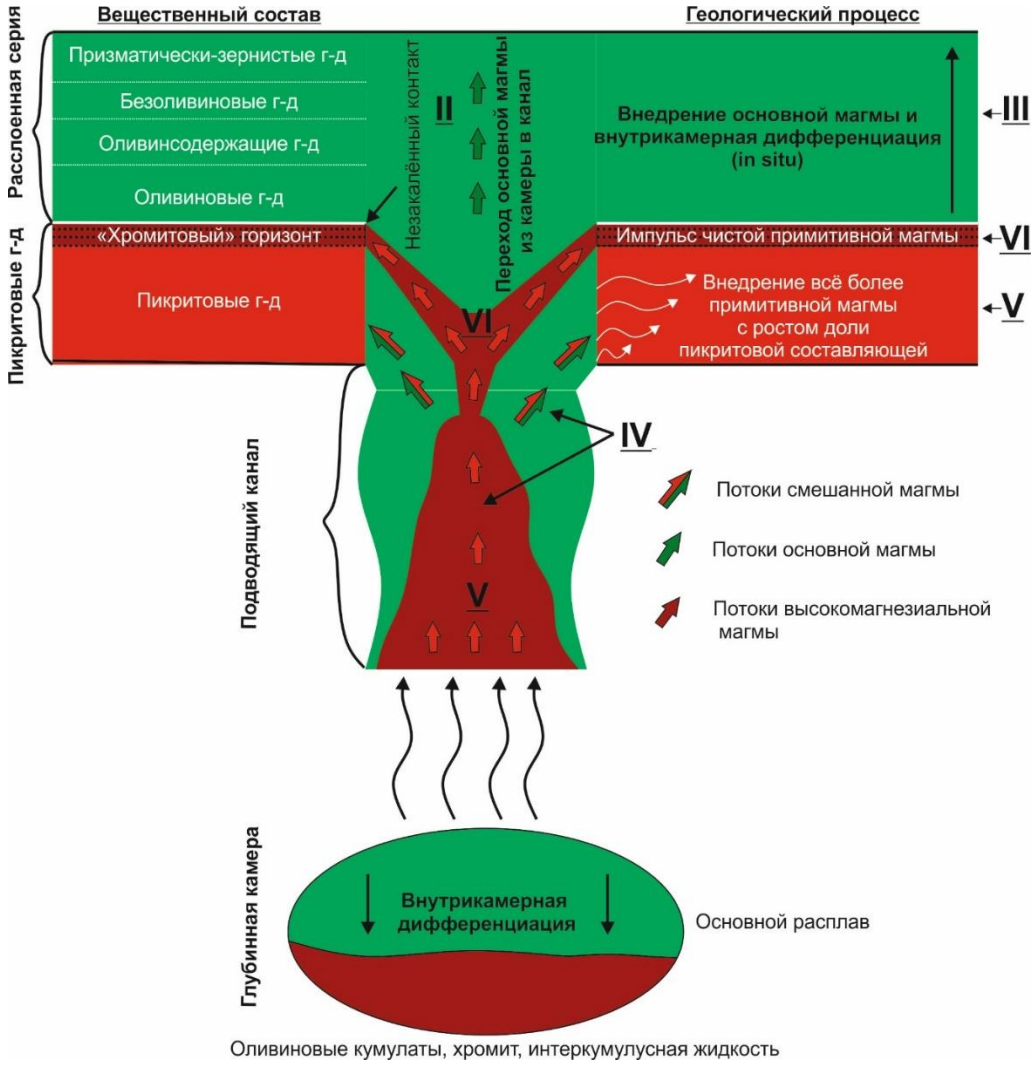


Рисунок 48. Генетическая схема формирования пикритовых габбро-долеритов с обратной зональностью в контексте формирования интрузивов норильского типа [Кузьмин, Толстых, 2026]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований по серии скважин детально охарактеризована северо-восточная ветвь Талнахской интрузии. Выявлены ключевые минералого-геохимические особенности пикритовых габбро-долеритов, в частности: (1) обоснована точка зрения, по которой пикритовые габбро-долериты не являются кумулятивной частью расслоенной серии, а представляют собой продукт внедрения и кристаллизации отдельной порции магмы; (2) показано, что пикритовые габбро-долериты характеризуются собственной, обратной минералого-геохимической зональностью, что противоречит гипотезе об определяющей роли гравитационной сепарации в пределах этой порции магмы и даёт основания принять ранее известные модели пульсационного поступления магмы в камеру становления; (3) впервые выявлены и детально охарактеризованы мегакристы плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах, и с опорой на сопоставление морфологии и химического состава минералов в мегакристах и пикритовых габбро-долеритах, а также их взаимоотношений обоснована последовательность внедрения магм в камеру становления от более дифференцированных порций, к более основным, что является вещественным подтверждением представленных гипотез.

Разрешение вековых генетических споров вокруг интрузий норильского типа едва ли возможно в рамках одной работы, тем более, в условиях несопоставимости масштаба объекта и обрабатываемых объёмов фактического материала. Предпринятая попытка реконструировать генеральные процессы, приведшие к формированию самостоятельного горизонта пикритовых габбро-долеритов в приподошвенной зоне Талнахской интрузии, неминуемо приводит к выводу о существовании промежуточной камеры, вскрытие которой привело к последовательному внедрению разных дифференциатов мафит-ультрамафитовых магм и к последующему становлению пикритовых габбро-долеритов. Не исключено, что в дальнейшем будут выявлены свидетельства существования не одной, а целой серии разноглубинных камер, или же прослежены закономерности внедрения различных порций через один, или систему подводящих каналов. Для решения этого вопроса и реконструкции процессов кристаллизации магмы в промежуточных камерах следует в дальнейшем детально подойти к вопросу изучения ксеногенного материала в пикритовых габбро-долеритах, что, возможно, позволит реконструировать более сложную историю их формирования.

СПИСОК АББРЕВИАТУР, СОКРАЩЕНИЙ И ИНДЕКСОВ МИНЕРАЛОВ

ТРУ – Талнахский рудный узел

НРУ – Норильский рудный узел

СФ – Северные фланги

РФА – рентгенофлуоресцентный анализ

ИСП-МС – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой

ЛА-ИСП-МС – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и системой лазерного пробоотбора

ААС – атомно-адсорбционная спектрометрия

ЦКП – центр коллективного пользования

ТИМС – масс-спектрометрия с термической ионизацией

СЭМ – сканирующая электронная микроскопия

ЭДС – энерго-дисперсионный спектрометр

ВДС – волно-дисперсионный спектрометр

СО – стандартное отклонение

РЗЭ – редкоземельные элементы

LILE – крупноионные литофильные элементы

HFSE – элементы с высокой напряжённостью поля

Г-д – габбро-долерит

Ol – оливин

Cpx – моноклинный пироксен

Opx – ромбический пироксен

En – энстатит

Fs – ферросилит

Wo – волластонит

Pl – плагиоклаз

Or – ортоклаз

Snd – санидин

Anor – анортоклаз

Ab – альбит

Olc – олигоклаз

And – андезин

Lbd – лабрадор

Btv – битовнит

An – анортит

Mag – магнетит

Ilm – ильменит

Chr – хромит

ЭПГ – элементы платиновой группы

МПГ – минералы элементов платиновой группы

Mss – моносульфидный твёрдый раствор

Iss – промежуточный твёрдый раствор

Sulf – сульфид

Cbn – кубанит

Ccp – халькопирит

Pyh – пирротин

Pn – пентландит

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бегизов В. Д., Завьялов Е. Н., Павлов Е. Г. Паларстанид $Pd_8(Sn,As)_3$ — новый минерал // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1981. – Т. 110, № 4. – С. 487–492;

2. Безмен Н. И., Бругманн Г. Е., Налдретт Т. Д. Механизм концентрации элементов платиновой группы: распределение между силикатным и сульфидным расплавами // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 2. – С. 23–37;

3. Бровченко В. Д. Эволюция сульфидных расплавов как основной фактор распределения и накопления элементов платиновой группы в норильских рудах: дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Бровченко В. Д. – Москва: ИГЕМ РАН, 2023. – 213 с;

4. Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. – Москва: Наука, 1968. – 106 с;

5. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Тронева Н. В., Вяльсов Л. Н. Полярит Pd(Pb,Bi) — новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1969. – Т. 98, № 6. – С. 708–715;

6. Генкин А. Д., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н. Рутений- и родий-содержащий пентландит — показатель гидротермальной мобилизации платиновых металлов // Геология рудных месторождений. – 1974. – Т. 16, № 6. – С. 102–106;

7. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. – Москва: Наука, 1979. – С. 105–126;

8. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Глыдышев Г. Д. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. – Москва: Наука, 1981. – 234 с;

9. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – Москва: Госгеолтехиздат, 1959. – 63 с;

10. Годлевский М. Н., Шумская Н. И. Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск I // Геология рудных месторождений. – 1960. – № 6. – С. 61–72;

11. Годлевский М. Н. Металлогенические провинции медно-никелевого оруденения // Советская геология. – 1961. – № 3. – С. 7–22;

12. Годлевский М. Н. О дифференциальной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд // Геология рудных месторождений. – 1967. – Т. 9, № 2. – С. 17–31;

13. Горбачёв Н. С. Минералогическая и геохимическая зональность сплошных сульфидных руд Октябрьского месторождения и её генезис // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48, № 6. – С. 540–556;

14. Дистлер В. В., Малевский А. Ю., Лапутина И. П. Распределение платиноидов между пирротином и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава // Геохимия. – 1977. – № 11. – С. 1646–1658;

15. Дистлер В. В., Дюжиков О. А. Формации сульфидных медно-никелевых месторождений // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 166–172;

16. Дистлер В. В., Служеникин С. С., Кабри Л. Дж., Криволуцкая Н. А., Туровцев Д. М., Голованова Т. И. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 3. – С. 241–265;

17. Дистлер В. В., Синякова Е. Ф., Косяков В. И. Поведение благородных металлов при фракционной кристаллизации богатых медью сульфидных расплавов // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 469. – С. 461–464;

18. Днепровская М. Б., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива (Норильский район) // Построение моделей рудообразующих систем. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 96–106;

19. Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахской и Норильской дифференцированных интрузий. – Ленинград: Недра, 1971. – С. 31–100;

20. Додин Д. А., Додина Т. С., Дюжиков О. А. [и др.]. Траппы северо-западной части Сибирской платформы: путеводитель Норильской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. – 121 с;

21. Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Струнин Б. М., Казанский В. И. Геология и рудоносность Норильского района. – Москва: Наука, 1988. – 279 с;

22. Евстигнеева Т. Л., Генкин А. Д., Коваленкер В. А. Новый висмутид палладия — соболевскит — и номенклатура минералов системы PdBi-PdTe-PdSb // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1975. – Т. 104, № 5. – С. 568–579;

23. Евстигнеева Т. Л. Природные и синтетические соединения в системе Pd – Sn – Cu // Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. – Москва: Наука, 1980. – С. 184–191;

24. Егорова В. В., Шелепаев Р. А. Обратная зональность в краевых зонах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов на примере Мажалыкского перидотит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува) // Геосферные исследования. – 2020. – № 3. – С. 7–33;

25. Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования трапповых интрузий. – Москва: Наука, 1964. – 192 с;

26. Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. – Новосибирск: Наука, 1975. – 432 с;

27. Зотов И. А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. – Москва: Наука, 1979. – 156 с;

28. Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2, горы Черной) // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Ленинград: Недра, 1971. – С. 197–304;

29. Карманова Н. Г., Карманов Н. С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу: тез. докл. – Новосибирск, 2011. – С. 126;

30. Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Павлов Е. Г. О распаде природного твёрдого раствора в системе PbS – PbTe // Упорядоченность и распад твердых растворов в минералах. – Москва: Наука, 1979. – С. 185–190;

31. Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. – Москва: Госгеолтехиздат, 1963. – 101 с. – (Труды Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья; вып. 9, новая серия);

32. Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // Доклады АН СССР. – 1946. – Т. 51. – С. 435–438;

33. Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Советская геология. – 1948. – № 29. – С. 11–24;

34. Криволуцкая Н. А., Арискин А. А., Служеникин С. Ф., Туровцев Д. М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени закристаллизованности исходной магмы // Петрология. – 2001. – Т. 9, № 5. – С. 451–479;

35. Криволуцкая Н. А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. – Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2014. – 306 с;

36. Криволуцкая Н. А., Гонгальский Б. И., Кузьмин Д. В. Породообразующие минералы Норильских интрузивов. – Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2023. – Т. I. – 140 с;

37. Кузьмин И. А., Толстых Н. Д., Изох А. Э. Феномен обратной зональности в пикритовых габбро-долеритах Талнахской интрузии // Доклады Академии наук. – 2025а. – Т. 521, № 1. – С. 25–32;

38. Кузьмин И. А., Калугин В. М., Смоленский В. В. Последовательность и механизмы кристаллизации минералов благородных металлов в жилах графических галенит-халькопиритовых руд центральной части Октябрьского Cu-Ni-ЭПГ месторождения // Геология рудных месторождений. – 2025б. – Т. 67, № 4. – С. 484–506;

39. Кузьмин И. А., Толстых Н. Д. Минералого-геохимические особенности и механизм формирования пикритовых габбро-долеритов Северо-Восточной ветви Талнахской интрузии (Норильский район) // Геология и геофизика. – 2026а. – Т. 67, № 2. – С. 288–305;

40. Кузьмин И. А., Синякова Е. Ф., Толстых Н. Д., Улыбин Д. А. Сульфидные включения в магнетите из графических галенит-халькопиритовых руд центральной части Октябрьского месторождения Норильского района: особенности состава и условий минералообразования // Записки Российского минералогического общества. – 2026б. – Т. 155, № 2. – С. 34–57;

41. Кулагов Э. А. Особенности минерального состава руд месторождения Норильск-I: дис. ... канд. геол.-мин. наук / Кулагов Э. А. – Москва: МГУ, 1968. – 239 с;

42. Лихачёв А. П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1965. – № 10. – С. 75–89;

43. Лихачёв А. П. К динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. – 1996. – № 8. – С. 20–26;

44. Лихачёв А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – Москва: Эслан, 2006. – 496 с;

45. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Трапповые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы // Материалы по геологии Красноярского края. – Москва: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 35–41;

46. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. Н. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. Сибирская платформа и её северное обрамление. – Москва: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 5–70;

47. Лурье М. Л., Полунина Л. Н., Туганова Е. В. Принципы расчленения интрузивов позднепалеозойско-раннемезозойской «трапповой» формации Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. – Москва: Наука, 1973. – С. 116–126;

48. Люлько В. А., Ржевский В. Ф. Некоторые особенности взаимосвязи тектоники и траппового магматизма в Норильском районе // Траппы Сибирской платформы и их металлогения. – [Б. м.], 1975. – С. [не указаны];

49. Люлько В. А., Федоренко В. А., Дистлер В. В. [и др.]. Геология и рудные месторождения Норильского района // Путеводитель VII Международного Платинового симпозиума / под ред. В. В. Дистлера, В. Е. Кунилова. – Москва: Московский контакт, 1994. – 43 с;

50. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Туганова Е. В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – 287 с;

51. Маракушев А. А., Феногенов А. Н., Емельяненко П. Ф. Генезис расслоенных интрузивов норильского типа // Вестник МГУ. Серия Геологическая. – 1982. – № 1. – С. 3–19;

52. Масайтис В. Л. Петрология Аладжахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюя). – Ленинград: ВСЕГЕИ, 1958. – 133 с;

53. Морозов М. В., Кургузова А. В. Открытие месторождений Норильска в 1865 году: факты, изъятые из истории // Геологический вестник. – 2021. – Т. 10. – С. 114–119;

54. Налдретт А. Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис // Генезис рудных месторождений / пер. с англ. – Москва: Мир, 1984. – Т. 2. – 413 с;

55. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. – Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. – 487 с;

56. Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. Петрология Талнахских интрузий. – Ленинград: Недра, 1977. – 236 с;

57. Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука, 1979. – 264 с;

58. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1991. – № 11. – С. 19–27;

59. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с. – ISBN 978-5-93761-243-4;

60. Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-I. – Москва: Госгеолтехиздат, 1959. – 68 с;

61. Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района. Петрология траппов. – Новосибирск: Нонпарель, 2000. – Т. I. – 408 с;

62. Синякова Е. Ф., Косяков В. И. Поведение примесей благородных металлов при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-сульфидных расплавов, содержащих As и Co // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 10. – С. 1374–1400;

63. Синякова Е. Ф., Улыбин Д. А., Кох К. А., Кузьмин И. А. Поведение макрокомпонентов при формировании зональных сульфидных руд на основе эксперимента по

направленной кристаллизации Cu-Fe-Ni-S расплава // Геология и геофизика. – 2025. – № 10. – С. 1279-1297;

64. Служеникин С. Ф., Дистлер В. В., Дюжиков О. А. [и др.]. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36, № 3. – С. 195–217;

65. Служеникин С. Ф., Дистлер В. В., Григорьева А. В. Малосульфидные платиновые руды Норильского района — перспективные источники благородных металлов // Арктика: экология и экономика. – 2016. – № 4 (24). – С. 32–45;

66. Служеникин С. Ф., Малич К. Н., Туровцев Д. М. [и др.]. Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность // Петрология. – 2020. – Т. 28, № 5. – С. 511–544. – DOI 10.31857/S086959032004007X;

67. Служеникин С. Ф., Малич К. Н., Юдовская М. А. [и др.]. Нижнеталнахский тип интрузивов в Норильском рудном районе // Петрология. – 2023. – Т. 31, № 5. – С. 482–509. – DOI 10.31857/S0869590323050060;

68. Смирнов М. Ф. Строение Норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд. – Москва: Недра, 1966. – 59 с;

69. Сотников А. А. К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды. – Томск: Томский геологический комитет, 1919;

70. Спиридонов Э. М., Кулагов Э. А., Куликова И. М. Ассоциации минералов палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 2. – С. 175–192;

71. Спиридонов Э. М., Гриценко Ю. Д. Низкоградный метаморфизм и Co–Ni–Sb–As-минерализация в Норильском рудном поле. – Москва: Научный мир, 2009. – 218 с;

72. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1059–1077;

73. Спиридонов Э. М., Кулагов Э. А., Серова А. А. [и др.]. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 5. – С. 402–432;

74. Степанов В. К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Труды ЦНИГРИ. – 1981. – Вып. 162. – С. 13–19;

75. Струнин Б. М., Дюжиков О. А., Бармина О. А., Комаров В. В. Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000: объяснительная записка. – Москва: АО «Геоинформмарк», 1994. – 118 с;

76. Туганова Е. В. Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 197–204;

77. Туганова Е. В. Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных медно-никелевых месторождений // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С. 3–11;

78. Туганова Е. В., Шергина Ю. П. Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия // Региональная геология и металлогения. – 2003. – № 17. – С. 140–146;

79. Туровцев Д. М. Контактовый метаморфизм норильских интрузий. – Москва: Научный мир, 2002. – 318 с;

80. Урванцев Н. Н. Краткий отчет о работах Норильской горной партии за период с лета 1921 г. по осень 1922 г. // Известия Сибирского отделения Геологического комитета. – 1923. – Т. 3, № 3. – С. [не указаны];

81. Юшко-Захарова О. Е., Воробьева М. С., Иванов В. В. [и др.]. Элементы-примеси в Талнахской интрузии // Геохимия. – 1973. – № 4. – С. 516–528;

82. Anenburg M., Mavrogenes J. A. Noble metal nanonugget insolubility in geological sulfide liquids // Geology. – 2020. – Vol. 48, No. 9. – P. 939–943;

83. Ballhaus C., Tredoux M., Späth A. Phase relations in the Fe–Ni–Cu–PGE–S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury igneous complex // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, No. 10. – P. 1911–1926;

84. Barnes S. J., Makovicky E., Karup-Moller S., Makovicky M., Rose-Hansen J. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh, and Ir between monosulphide solid solution and sulphide liquid and the implications for the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulphide bodies by fractional crystallization of sulphide liquid // Mineralogical Magazine. – 1994. – Vol. 58A. – P. 51–52;

85. Barnes S. J., Makovicky E., Makovicky M., Rose-Hansen J., Karup-Moller S. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh, and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni–Cu sulfide bodies by fractional crystallization of sulfide liquid // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1997. – Vol. 34, No. 4. – P. 366–374;

86. Barnes S. J., Kunilov V. Y. Spinels and Mg Ilmenites from the Noril’sk and Talnakh Intrusions and Other mafic rocks of the Siberian Flood basalt province // Economic Geology. – 2000. – Vol. 95. – P. 1701–1717;

87. Barnes S. J., Roeder P. L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, No. 12. – P. 2279–2302;

88. Barnes S. J., Paterson D., Ubide T., Schoneveld L. E., Ryan C., Le Vaillant M. Imaging trace-element zoning in pyroxenes using synchrotron XRF mapping with the Maia detector array: Benefit of low-incident energy // American Mineralogist. – 2020. – Vol. 105, No. 1. – P. 136–140;

89. Barnes S. J., Yudovskaya M. A., Iacono-Marziano G., Le Vaillant M., Schoneveld L. E., Cruden A. R. Role of volatiles in intrusion emplacement and sulfide deposition in the supergiant Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore deposits // Geology. – 2023. – Vol. 51, No. 11. – P. 1027–1032. – DOI 10.1130/G51359.1;

90. Barton P. B. Solid solutions in the system Cu-Fe-S, Part I; the Cu-S and CuFe-S joins // Economic Geology. – 1973. – Vol. 68, No. 4. – P. 455–465;

91. Baxter S., Feely M. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland // Mineralogy and Petrology. – 2002. – Vol. 76. – P. 63–74. – DOI 10.1007/s007100200032;

92. Bedard J. H. J. The development of compositional and textural layering in Archaean komatiites and in Phanerozoic komatiitic basalts from Cape Smith, Quebec, Canada // Origin of Igneous Layering / I. Parson (ed.). – Dordrecht: D. Reidel, 1987. – P. 399–418;

93. Bordeau A. E., Philpotts A. J. Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2002. – Vol. 144. – P. 176–184;

94. Boudier F. Olivine xenocrysts in picritic magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1991. – Vol. 109. – P. 114–123. – DOI 10.1007/BF00687204;

95. Boynton W. V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies // Developments in Geochemistry. – 1984. – Vol. 2. – P. 63–114. – DOI 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3;

96. Brovchenko V. D., Sluzhenikin S. F., Kovalchuk E. V., Kovrigina S. V., Abramova V. D., Yudovskaya M. A. Platinum Group Element Enrichment of Natural Quenched Sulfide Solid Solutions, the Norilsk 1 Deposit, Russia // Economic Geology. – 2020. – Vol. 115, No. 6. – P. 1343–1361;

97. Brovchenko V., Merkulova M., Sittner J., Shilovskih V., Borca C., Huthwelker T., Sluzhenikin S. F., Cnudde V. X-ray absorption spectroscopic study of Pd2+ on Ni site in pentlandite // American Mineralogist. – 2023. – Vol. 108, No. 11. – P. 2086–2095. – DOI 10.2138/am-2022-8704;

98. Brovchenko V. D. The Evolution of Sulfide Melts as a Key Factor in the Distribution and Concentration of Platinum-Group Elements in Norilsk Ores // Petrology. – 2025. – Vol. 33, Suppl. 1. – P. S1–S75;

99. Brovchenko V., Yudovskaya M., Velivetskaya T., Ignatiev A., Radko V., Ketrov A., Petrenko D., Maksimova Yu., Kinnaird J. Progressive assimilation vs. fractional crystallization in sulfide

magma conduits // Geoscience Frontiers. – 2026. – Vol. 17. – Art. 102291. – DOI 10.1016/j.gsf.2026.102291;

100. Cabri L. J. New data on Phase Relations in the Cu-Fe-S System // Economic Geology. – 1973. – Vol. 68, No. 4. – P. 443–454;

101. Cafagna F., Jugo P. J. An experimental study on the geochemical behavior of highly siderophile elements (HSE) and metalloids (As, Se, Sb, Te, Bi) in a MSS-ISS-pyrite system at 650°C: A possible magmatic origin for Co-HSE-bearing pyrite and the role of metalloid-rich phases in the fractionation of HSE // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2016. – Vol. 178. – P. 233–258;

102. Campbell I. H. Some problems with the cumulus theory // Lithos. – 1978. – Vol. 11, No. 4. – P. 311–323;

103. Campbell I. H. Distribution of orthocumulate textures in the Jimberlana Intrusion // Journal of Geology. – 1987. – Vol. 95. – P. 35–54;

104. Campbell I. H., Turner J. S. Fountains in Magma Chambers // Journal of Petrology. – 1989. – Vol. 30, No. 4. – P. 885–923;

105. Canali A., Brenan J., Sullivan N. Solubility of platinum-arsenide melt and sperrylite in synthetic basalt at 0.1 MPa and 1200° C with implications for arsenic speciation and platinum sequestration in mafic igneous systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2017. – Vol. 216. – P. 153–168;

106. Cawthorn R. G. Multiple sills or a layered intrusion? time to decide // South African Journal of Geology. – 2012. – Vol. 115, No. 3. – P. 283–290;

107. Chayka I. F., Zhitova L. M., Antsiferova T. N., et al. Petrology and genesis of the low-sulfide PGE ores of the Norilsk-1 intrusion (Norilsk-Talnakh ore district) // Ore Geology Reviews. – 2020. – Vol. 120. – Art. 103438;

108. Chayka I. F., Izokh A. E., Kamenetsky V. S., Sokol E. V., Lobastov B. M., Kontonikas-Charos A., Zelenski M. E., Kutyrev A. V., Sluzhenikin S. F., Zhitova L. M., Shvedov G. I., Shevko A. Ya., Gora M. P. Origin of chromitites in the Norilsk-1 Intrusion (Siberian LIP) triggered by assimilation of argillaceous rocks by Cr-rich basic magma // Lithos. – 2023. – Vol. 454–455. – Art. 107254. – DOI 10.1016/j.lithos.2023.107254;

109. Chen Q., Yu S. Y., Chen L. M., Zhou S. H. Textural and compositional zoning in plagioclase phenocrysts: implications for magma chamber processes in the Emeishan large Igneous Province, SW China // Acta Geochimica. – 2023. – Vol. 42. – P. 453–470. – DOI 10.1007/s11631-023-00601-1;

110. Coote A., Shane P., Stirling C., Reid M. The origin of plagioclase phenocrysts in basalts from continental monogenetic volcanoes of the Kaikohe-Bay of Islands field, New Zealand: implications

for magmatic assembly and ascent // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2018. – Vol. 173. – Art. 14. – DOI 10.1007/s00410-018-1440-y;

111. Craig J., Kullerud G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits // Economic Geology. – 1969. – Vol. 4. – P. 344–358;

112. Dutrizac J. Reactions in cubanite and chalcopyrite // Canadian Mineralogist. – 1976. – Vol. 14, No. 2. – P. 172–181;

113. Ebel D. S., Naldrett A. J. Fractional crystallization of sulfide ore liquids at high temperature // Economic Geology. – 1996. – Vol. 91, No. 3. – P. 607–621;

114. Ebel D. S., Naldrett A. J. Crystallization of sulfide liquids and the interpretation of ore composition // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1997. – Vol. 34, No. 4. – P. 352–365;

115. Egorova V. V., Volkova N. I., Shelepaev R. A., Izokh A. E. The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. – 2006. – Vol. 88, No. 3–4. – P. 419–441;

116. Filimonova O. N., Nickolsky M. S., Trigub A. L., Chareev D. A., Kvashnina K. O., Kovalchuk E. V., Vikentyev I. V., Tagirov B. R. The state of platinum in pyrite studied by X-ray absorption spectroscopy of synthetic crystals // Economic Geology. – 2019. – Vol. 114, No. 8. – P. 1649–1663;

117. Filimonova O. N., Trigub A. L., Nickolsky M. S., Chareev D. A., Kvashnina K. O., Kovalchuk E. V., Vikentyev I. V., Reukov V. L., Tagirov B. R. The state of platinum in pyrrhotite: X-ray absorption spectroscopy study and implications for the role of Fe sulfides as platinum carriers // Mineralogical Magazine. – 2021. – Vol. 85, No. 6. – P. 846–861;

118. Fleet M., Stone W. Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1991. – Vol. 55, No. 1. – P. 245–253;

119. Fleet M. E., Pan Y. Fractional crystallization of anhydrous sulfide liquid in the system Fe-Ni-Cu-S, with application to magmatic sulfide deposits // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1994. – Vol. 58, No. 16. – P. 3369–3377;

120. Foland K. A., Gibb F. G. F., Henderson C. M. B. Patterns of Nd and Sr isotopic rations produced by magmatic processes in the Shiant Isles Mail Sill, Scotland // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2000. – Vol. 139. – P. 655–671;

121. Gibb F. G. F., Henderson C. M. B. Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland, and Wider Implications for the Petrogenesis of Mafic Sills // Journal of Petrology. – 2006. – Vol. 47, No. 1. – P. 191–230;

122. Grapes R. H. Pyrometamorphism. – 2nd ed. – Berlin ; Heidelberg : Springer, 2011. – XI, 365 p. – ISBN 978-3-642-15587-1;

123. Gritsenko Yu. D., Kondrikova A. P., Gilbricht S., Schoneveld L., Barnes S. J., Godel B. M., Sluzhenikin S. F., Petrenko D. B., Seifert T., Yudovskaya M. Quantitative assessment of the relative roles of sulfide liquid collection, magmatic degassing and fluid-mediated concentration of PGE in low-sulfide ores of the Norilsk intrusions // Ore Geology Reviews. – 2022. – Vol. 148. – Art. 105042. – DOI 10.1016/j.oregeorev.2022.105042;

124. Grove T. L., Baker M. B., Kinzler R. J. Coupled CaAl–NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1984. – Vol. 48. – P. 2113–2121;

125. Helmy H. M., Ballhaus C., Berndt J., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C. Formation of Pt, Pd and Ni tellurides: experiments in sulfide–telluride systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2007. – Vol. 153, No. 5. – P. 577–591;

126. Helmy H. M., Bragagni A. Platinum-group elements fractionation by selective complexing, the Os, Ir, Ru, Rh-arsenide-sulfide systems above 1020° C // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2017. – Vol. 216. – P. 169–183;

127. Helmy H. M., Ballhaus C., Fonseca R. O., Leitzke F. P. Concentrations of Pt, Pd, S, As, Se and Te in silicate melts at sulfide, arsenide, selenide and telluride saturation: Evidence of PGE complexing in silicate melts? // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2020. – Vol. 175, No. 7. – P. 1–14;

128. Helmy H. M., Botcharnikov R., Ballhaus C., Deutsch-Zemlitskaya A., Wirth R., Schreiber A., Buhre S., Häger T. Evolution of magmatic sulfide liquids: how and when base metal sulfides crystallize? // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2021. – Vol. 176, No. 12. – P. 1–15;

129. Helmy H. M., Botcharnikov R., Ballhaus C., Richard W., Anja S., Stephan B. How Pt and Pd are hosted in magmatic sulfides, substitutions and/or inclusions? // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2023. – Vol. 178, No. 7. – Art. 41;

130. Higgins O., Sheldrake T., Caricchi L. Machine learning thermobarometry and chemometry using amphibole and clinopyroxene: a window into the roots of an arc volcano (Mount Liamuiga, Saint Kitts) // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2022. – Vol. 177, No. 10. – DOI 10.1007/s00410-021-01874-6;

131. Irvine T. N. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muskox Intrusion and other layered intrusions // Physics of Magmatic Processes / R. B. Hargraves (ed.). – Princeton, NJ: Princeton University Press, 1980. – P. 325–383;

132. Irvine T. N. A liquid-density controlled model for chromitite formation in the Muskox intrusion // Year Book – Carnegie Institution of Washington. – 1981. – Vol. 80. – P. 317–324;

133. Irvine T. N., Keith D. W., Todd S. G. The J-M Platinum-Palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana: II. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex // Economic Geology. – 1983. – Vol. 78, No. 7. – P. 1287–1334;

134. Irvine T. N., Sharpe M. R. Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld Complex // Geocongress 86: Extended Abstracts. – 1986. – P. 599–602;

135. Izokh A. E., Egorova V. V., Shelepaev R. A., Shelepov Ya. Yu. Olivine Megacrysts in Alkaline Basalt Dikes of the Western Sangilen Region, Southeastern Tuva // Doklady Earth Sciences. – 2024. – Vol. 517. – P. 1160–1164. – DOI 10.1134/S1028334X24601585;

136. Jang Y. D., Naslund H. R., McBirney A. R. The differentiation trend of the Skaergaard Intrusion and the timing of magnetite crystallization: iron enrichment revisited // Earth and Planetary Science Letters. – 2001. – Vol. 189, No. 3–4. – P. 189–196;

137. Jang Y. D., Naslund H. R. Major and trace element variation in ilmenite in the Skaergaard Intrusion: Petrologic implications // Chemical Geology. – 2003. – Vol. 193, No. 1–2. – P. 109–125;

138. Jensen E. Pyrrhotite; melting relations and composition // American Journal of Science. – 1942. – Vol. 240, No. 10. – P. 695–709;

139. Jian-Feng Ma, Gamaleldien H., Qiu W.-H., Mitchell R. N., Zhao T.-P. Quantitative Petrological Constraints on the Origin of Plagioclase Megacrysts // Journal of Petrology. – 2026. – Vol. 67, No. 5. – Art. egag038. – DOI 10.1093/petrology/egag038;

140. Jochum K. P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D., Stracke A., Birbaum K., Frick D., Günther D., Enzweiler J. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2011. – Vol. 35, No. 4. – P. 397–429;

141. Junge M., Wirth R., Oberthür T., Melcher F., Schreiber A. Mineralogical siting of platinum-group elements in pentlandite from the Bushveld Complex, South Africa // Mineralium Deposita. – 2015. – Vol. 50, No. 1. – P. 41–54;

142. Kalugin V., Latypov R. Two-Stage Formation of the Oktyabr'sky Sulfide Orebody, Noril'sk: Evidence From Vertical Chemical Zonation // 11th International Platinum Symposium. – Ontario Geological Survey, Miscellaneous Release–Data 269, 2010;

143. Kalugin V., Latypov R. Top-down fractional crystallization of a sulfide liquid during formation of largest ore-body from the Noril'sk-Talnakh PGE–Cu–Ni deposits, Russia // Geophysical Research Abstracts. – 2012. – Vol. 14. – EGU2012-4135;

144. Kalugin V., Gusev V., Tolstykh N., Lavrenchuk A., Nigmatulina E. Origin of the Pd-Rich Pentlandite in the Massive Sulfide Ores of the Talnakh Deposit, Norilsk Region, Russia // Minerals. – 2021. – Vol. 11, No. 11. – Art. 1258;

145. Kamenetsky V. S., Zelenski M. Origin of noble-metal nuggets in sulfide-saturated arc magmas: A case study of olivine-hosted sulfide melt inclusions from the Tolbachik volcano (Kamchatka, Russia) // Geology. – 2020. – Vol. 48, No. 6. – P. 620–624;

146. Kosyakov V. I., Sinyakova E. F. Physicochemical prerequisites for the formation of primary orebody zoning at copper-nickel sulfide deposits (by the example of the systems Fe–Ni–S and Cu–Fe–S) // Russian Geology and Geophysics. – 2012. – Vol. 53, No. 9. – P. 861–882;

147. Kosyakov V. I., Sinyakova E. F., Distler V. V. Experimental simulation of phase relationships and zoning of magmatic nickel-copper sulfide Ores, Russia // Geology of Ore Deposits. – 2012. – Vol. 54, No. 3. – P. 179–208;

148. Krivolutskaya N., Makvandi S., Gongalsky B., Kubrakova I., Svirskaya N. Chemical Characteristics of Ore-Bearing Intrusions and the Origin of PGE–Cu–Ni Mineralization in the Norilsk Area // Minerals. – 2021. – Vol. 11. – Art. 819;

149. Kullerud G. The Fe-Ni-S system // Carnegie Institution Washington Year Book. – 1963. – Vol. 62. – P. 175–189;

150. Kullerud G., Yund R., Moh G. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni S systems // Economic Geology. – 1969. – Mon. 4. – P. 323–343;

151. Landi P., Métrich N., Bertagnini A., Rosi M. Dynamics of magma mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy) // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2004. – Vol. 147. – P. 213–227. – DOI 10.1007/s00410-004-0555-5;

152. Latypov R. M. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation // Journal of Petrology. – 2003. – Vol. 44. – P. 1579–1618;

153. Latypov R., Chistyakova S., Alapieti T. Revisiting problem of chilled margins associated with marginal reversals in mafic–ultramafic intrusive bodies // Lithos. – 2007. – Vol. 99. – P. 178–206;

154. Latypov R. M., Hanski E., Lavrenchuk A., Huhma H., Havela T. A “three-increase model” for origin of marginal reversal in the Koitelainen layered intrusion, Finland // Journal of Petrology. – 2011. – Vol. 52. – P. 733–764;

155. Latypov R. M., Egorova V. V. Plagioclase compositions give evidence for in situ crystallization under horizontal flow conditions in mafic sills // Geology. – 2012. – Vol. 40. – P. 883–886;

156. Latypov R. M. Basal reversals in mafic sills and layered intrusions // Layered Intrusions / B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner (eds.). – Dordrecht: Springer Netherlands, 2015. – P. 259–293;

157. Latypov R. M., Namur O., Bai Y., Barnes S. J., Chistyakova S., Holness M. B., Iacono-Marziano G., Kruger W. A. J., O’Driscoll B., Smith W. D., Virtanen V. J., Wang C. Y., Xing C.-M.,

Charlier B. Layered intrusions: Fundamentals, novel observations and concepts, and controversial issues // Earth-Science Reviews. – 2024. – Vol. 249. – Art. 104653. – DOI 10.1016/j.earscirev.2023.104653;

158. Laurenz V., Fonseca R. O., Ballhaus C., Jochum C., Heuser A., Sylvester P. J. The solubility of palladium and ruthenium in picritic melts: 2. The effect of sulfur // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013. – Vol. 108. – P. 172–183;

159. Li C., Barnes S.-J., Makovicky E., Rose-Hansen J., Mackovicky M. Partitioning of nickel, copper, iridium, rhenium, platinum, and palladium between monosulfide solid solution and sulfide liquid: Effects of composition and temperature // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1996. – Vol. 60, No. 7. – P. 1231–1238;

160. Li Y., Audétat A. Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust–mantle differentiation // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013. – Vol. 118. – P. 247–262;

161. Liang Q.-L., Song X.-Y., Chen L. M., Yu S. Y., Dai Z. H., Wirth R., Krivolutskaya N. A. Thermodynamic conditions control the valences state of semimetals thus affecting the behavior of PGE in magmatic sulfide liquids // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2022. – Vol. 321. – P. 1–15;

162. Liu Y., Brenan J. Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (MSS), intermediate solid solution (ISS) and sulfide liquid at controlled fO2–fS2 conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2015. – Vol. 159. – P. 139–161;

163. Makovicky M., Makovicky E., Rose-Hansen J. Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base-metal sulphides in platinum deposits // Metallogeny of basic and ultrabasic rocks / M. J. Gallagher, R. A. Ixer, C. R. Neary, H. M. Pritchard (eds.). – London: Institute of Mining and Metallurgy, 1986. – P. 415–425;

164. Marsh B. D. Solidification fronts and magmatic evolution // Mineralogical Magazine. – 1996. – Vol. 60. – P. 5–40;

165. Marsh B. D. A discussion of “On some fundamentals of igneous petrology” // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2015. – Vol. 169, No. 4. – Art. 39;

166. Middendorff A. T. Dr. A. Th. V. Moddendorg Reise in den Aussersten Norden und Osten Sibiriens. Band 1. Einleitung. Klimatologie. Gegnosie. Botanik. – 1848. – Vol. 1. – P. 274;

167. Miller J. D., Ripley E. M. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota USA // Developments in Petrology. – 1996. – Vol. 15. – P. 257–301. – DOI 10.1016/S0167-2894(96)80010-8;

168. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // Mineralogical Magazine. – 1988. – Vol. 52, No. 367. – P. 535–550;

169. Morse S. A. Kiglapit geochemistry IV: The major elements // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1981. – Vol. 45. – P. 461–479;

170. Mungall J. E., Andrews D. R., Cabri L. J., Sylvester P. J., Tubrett M. Partitioning of Cu, Ni, Au, and platinum-group elements between monosulfide solid solution and sulfide melt under controlled oxygen and sulfur fugacities // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – Vol. 69, No. 17. – P. 4349–4360;

171. Naldrett A., Craig J., Kullerud G. The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores // Economic Geology. – 1967. – Vol. 62, No. 6. – P. 826–847;

172. Naldrett A. J., Fedorenko V. A., Lightfoot P. C., Kunilov V. I., Gorbachev N. S., Doherty W., Johan Z. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region, Siberia: Their formation in conduits for flood basalt volcanism // Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy. – 1995. – Vol. 104. – P. B18–B36;

173. Naldrett A. J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. – New York: Springer, 2004. – 730 p;

174. Nelson S. T., Montana A. Sieve-Textured Plagioclase in Volcanic Rocks Produced by Rapid Decompression // American Mineralogist. – 1992. – Vol. 77. – P. 1242–1249;

175. Norris A., Danyushevsky L. Towards estimating the complete uncertainty budget of quantified results measured by LA-ICP-MS. – Boston, MA: Goldschmidt, 2018. – [pages not specified];

176. Peregoedova A., Ohnenstetter M. Collectors of Pt, Pd and Rh in a S-poor Fe–Ni–Cu sulfide system at 760 C: experimental data and application to ore deposits // Canadian Mineralogist. – 2002. – Vol. 40, No. 2. – P. 527–561;

177. Radko V. Dynamic Differentiation Model and Facies of Basite Magmatism in Norilsk District. – NY: Book Publishers, 2025. – 244 p;

178. Raedeke L. D., McCallum I. S. Investigations in the Stillwater complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultramafic series // Journal of Petrology. – 1984. – Vol. 25. – P. 395–420;

179. Renjith M. L. Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone // Geoscience Frontiers. – 2014. – Vol. 5, No. 1. – P. 113–126. – DOI 10.1016/j.gsf.2013.03.006;

180. Schoneveld L., Barnes S. J., Makkonen H. V., Le Vaillant M., Paterson D. J., Taranovic V., Wang K.-Y., Mao Y.-J. Zoned Pyroxenes as Prospectivity Indicators for Magmatic Ni-Cu Sulfide Mineralization // Frontiers in Earth Science. – 2020. – Vol. 8. – Art. 256;

181. Sinyakova E. F., Kosyakov V. I., Distler V. V., Karmanov N. Behavior of Pt, Pd, and Au during crystallization of Cu-rich magmatic sulfide minerals // Canadian Mineralogist. – 2016. – Vol. 54, No. 2. – P. 491–509;

182. Sluzhenikin S. F., Krivolutskaya N. A., Rad'ko V. A., Malitch K. N., Distler V. V., Fedorenko V. A. Ultramafic – mafic intrusions, volcanic rocks and PGE – Cu – Ni sulfide deposits of the Noril'sk Province, Polar Siberia. – Yekaterinburg, 2014. – 80 p. – DOI 10.13140/RG.2.1.1649.8009;

183. Sokol E. V., Kokh S. N., Seryotkin Y. V., Deviatiiarova A. S., Goryainov S. V., Sharygin V. V., Khoury H. N., Karmanov N. S., Danilovsky V. A., Artemyev D. A. Ultrahigh-Temperature Sphalerite from Zn-Cd-Se-Rich Combustion Metamorphic Marbles, Daba Complex, Central Jordan: Paragenesis, Chemistry, and Structure // Minerals. – 2020. – Vol. 10, No. 9. – Art. 822;

184. Stekhin A. I. Mineralogical and chemical characteristics of the Cu-Ni ores of the Oktyabr'sky and Talnakh deposits. Pp. 217–230 // Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium / P. C. Lightfoot, A. J. Naldrett (eds.). – Ontario: Geological Survey, 1994. – Special Publication 5. – P. 217–230;

185. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society Special Publication. – 1989. – Vol. 42, No. 1. – P. 313–345;

186. Tolstykh N. D., Zhitova L. M., Shapovalova M. O., Chayka I. F. The evolution of the ore-forming system in the low sulfide horizon of the Noril'sk 1 intrusion, Russia // Mineralogical Magazine. – 2019. – Vol. 83. – P. 673–694;

187. Tolstykh N., Shvedov G., Polonyankin A., Korolyuk V. Geochemical Features and Mineral Associations of Differentiated Rocks of the Norilsk 1 Intrusion // Minerals. – 2020. – Vol. 10. – Art. 688. – DOI 10.3390/min10080688;

188. Tolstykh N., Garcia J., Shvedov G. Distribution of sulfides and PGE minerals in the picritic and taxitic gabbro-dolerites of the Norilsk 1 intrusion // Canadian Mineralogist. – 2021. – Vol. 59, No. 6. – P. 1437–1451;

189. Tolstykh N., Brovchenko V., Rad'ko V., Shapovalova M., Abramova V., Garcia J. Rh, Ir, and Ru Partitioning in the Cu-Poor IPGE Massive Ores, Talnakh Intrusion, Skalisty Mine, Russia // Minerals. – 2022. – Vol. 12, No. 1. – Art. 18;

190. Tolstykh N. D., Krivolutskaya N. A., Canimbue L. S., Gongalsky B. I., Kuzmin I. A. Mineralogical zoning of the PGE-Cu-Ni orebodies in the central part of the Oktyabr'sky Deposit, Norilsk District, Russia // Mineralogical Magazine. – 2024. – Vol. 88. – P. 351–368;

191. Torgashin A. S. Geology of the massive and copper ores of the western part of the Oktyabr'sky Deposit // Sudbury–Noril'sk Symposium. – Ontario Geological Survey Special Paper 5, 1994. – P. 231–241;

192. Tredoux M., Lindsay N. M., Davies G., McDonald I. The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism // South African Journal of Geology. – 1995. – Vol. 98, No. 2. – P. 157–167;

193. Tsimbalist V. G., Anoshin G. N., Mitkin V. N., Razvorotneva L. I., Golovanova N. P. Observations on New Approaches for the Determination of Platinum-Group Elements, Gold and Silver in Different Geochemical Samples from Siberia and the Far East // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2000. – Vol. 24, No. 2. – P. 171–182;

194. Tyson R. M., Chang L. L. Y. The petrology and sulfide mineralization of the Partridge River troctolite, Duluth Complex, Minnesota // Canadian Mineralogist. – 1984. – Vol. 22. – P. 23–38;

195. Viccaro M., Giacomoni P. P., Ferlito C., Cristofolini R. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts // Lithos. – 2010. – Vol. 116, No. 1–2. – P. 77–91. – DOI 10.1016/j.lithos.2009.12.012;

196. Vogt J. H. L. On the content of nickel in igneous rocks // Economic Geology. – 1923. – Vol. 18, No. 4. – P. 334–342;

197. Wilson J. R., Sorensen H. S. The Fongen-Hyllingen layered intrusive complex, Norway // Developments in Petrology. – 1996. – Vol. 15. – P. 303–329;

198. Wu S., Wörner G., Jochum K. P., Stoll B., Simon K., Kronz A. The preparation and preliminary characterisation of three synthetic andesite reference glass materials (ARM-1, ARM-2, ARM-3) for in situ microanalysis // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2019. – Vol. 43, No. 4. – P. 567–584;

199. Yao Z.-S., Mungall J. E., Qin K. Z. A Preliminary Model for the Migration of Sulfide Droplets in a Magmatic Conduit and the Significance of Volatiles // Journal of Petrology. – 2020. – Vol. 61, No. 1. – Art. egaa005;

200. Yao Z., Mungall J. E. Linking the Siberian Flood Basalts and Giant Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits at Norilsk // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2021. – Vol. 126, No. 3. – Art. e2020JB020823;

201. Yudovskaya M. A., Naldrett A. J., Woolfe J. A. S., Costin G., Kinnaird J. A. Reverse Compositional Zoning in the Uitkomst Chromitites as an Indication of Crystallization in a Magmatic Conduit // Journal of Petrology. – 2015. – Vol. 56. – P. 2373–2394;

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица П1. Реестр образцов и проб по разрезу скважины СФ-21.

Глубина, м	Название породы	Шлифы	РФА	ИСП-МС
887,6	Контактовый габбро-долерит	+	+	
888,7	Такситовый габбро-долерит	+	+	
889,3	Такситовый габбро-долерит	+	+	
890,3	Такситовый габбро-долерит	+	+	
890,4	Такситовый габбро-долерит	+	+	
890,6	Такситовый габбро-долерит	+	+	
890,8	Такситовый габбро-долерит			
891	Такситовый габбро-долерит	+	+	
891,2	Такситовый габбро-долерит			
891,3	Такситовый габбро-долерит			
891,8	Такситовый габбро-долерит			
892,3	Такситовый габбро-долерит	+	+	
893	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
893,4	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
893,7	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
895,8	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
897,6	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	+
899,1	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
900,8	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
902,8	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	+
903,5	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
904,9	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
906,7	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	
909,4	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	+
910,6	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+	+
913,6	Безоливиновый габбро-долерит			
915,4	Безоливиновый габбро-долерит	+	+	+
916,3	Безоливиновый габбро-долерит			
918,3	Безоливиновый габбро-долерит			
921,8	Безоливиновый габбро-долерит	+	+	+
921,8	Безоливиновый габбро-долерит			
922,8	Безоливиновый габбро-долерит			
927,4	Безоливиновый габбро-долерит	+	+	+
930,1	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+	+
932,4	Оливинсодержащий габбро-долерит			
934,9	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+	+
936,5	Оливинсодержащий габбро-долерит			
936,5	Оливинсодержащий габбро-долерит			
938,4	Оливинсодержащий габбро-долерит			
939,2	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+	+
941,7	Оливинсодержащий габбро-долерит			
943,1	Оливинсодержащий габбро-долерит			
944	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+	+
944,9	Оливинсодержащий габбро-долерит			

Таблица П1. Реестр образцов и проб по разрезу скважины СФ-21.
Продолжение.

Глубина, м	Название породы	Шлифы	РФА	ИСП-МС
948,6	Оливинсодержащий габбро-долерит			
951	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+	
954,1	Оливинсодержащий габбро-долерит			
955	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+	+
956,2	Оливиновый габбро-долерит	+	+	+
957	Оливиновый габбро-долерит			
960,4	Оливиновый габбро-долерит	+	+	+
962,4	Оливиновый габбро-долерит			
964,1	Оливиновый габбро-долерит			
965	Оливиновый габбро-долерит	+	+	+
966,4	Оливиновый габбро-долерит			
967	Оливиновый габбро-долерит			
967,5	Оливиновый габбро-долерит			
968,2	Оливиновый габбро-долерит	+	+	
969	Пикритовый габбро-долерит	+	+	
969,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
971,1	Пикритовый габбро-долерит	+		
971,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
972,2	Пикритовый габбро-долерит	+		
973	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
974,6	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
975	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
975,4	Пикритовый габбро-долерит	+		
976	Пикритовый габбро-долерит	+	+	
976,3	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
976,6	Пикритовый габбро-долерит	+	+	+
977,5	Такситовый габбро-долерит	+	+	
979	Такситовый габбро-долерит			
980,4	Такситовый габбро-долерит	+	+	
982,2	Пикритовый габбро-долерит	+	+	
983,4	Такситовый габбро-долерит			
985,3	Такситовый габбро-долерит			
987	Рудная зона			
987,3	Рудная зона			
988,3	Рудная зона			
988,7	Рудная зона			
989,7	Рудная зона			

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Таблица П2. Реестр образцов и проб по разрезу скважины СФ-16.

Глубина, м	Название породы	Шлифы	РФА
932,85	Оливиновый габбро-долерит	+	+
933,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
934,3	Пикритовый габбро-долерит		
934,9	Пикритовый габбро-долерит	+	+
935,2	Пикритовый габбро-долерит		
935,8	Пикритовый габбро-долерит	+	+
936,35	Пикритовый габбро-долерит		
936,7	Пикритовый габбро-долерит	+	
937,2	Пикритовый габбро-долерит		+
977,5	Пикритовый габбро-долерит		
938,1	Пикритовый габбро-долерит	+	+
938,6	Пикритовый габбро-долерит	+	+
939,7	Пикритовый габбро-долерит	+	
941,05	Пикритовый габбро-долерит	+	+
941,6	Пикритовый габбро-долерит	+	+
942,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
943,8	Пикритовый габбро-долерит	+	+
944,2	Пикритовый габбро-долерит	+	+
944,8	Такситовый габбро-долерит	+	+
944,95	Такситовый габбро-долерит	+	+
945,7	Такситовый габбро-долерит	+	+
946,25	Такситовый габбро-долерит	+	+
948,5	Такситовый габбро-долерит	+	+
949,5	Такситовый габбро-долерит	+	+
950,2	Такситовый габбро-долерит	+	+
951,6	Контактовый габбро-долерит	+	+
952,5	Контактовый габбро-долерит	+	+
953,1	Контактовый габбро-долерит	+	+
955	Контактовый габбро-долерит	+	+
956,3	Контактовый габбро-долерит	+	+
957,5	Контактовый габбро-долерит	+	+
958,3	Контактовый габбро-долерит	+	+
960	Контактовый габбро-долерит	+	+

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Таблица П3. Реестр образцов и проб по разрезу скважины СФ-6.

Глубина, м	Название породы	Шлифы	РФА
648,1	Экзоконтактовая зона		
648,3	Экзоконтактовая зона		
648,6	Экзоконтактовая зона		
649	Экзоконтактовая зона		
649,35	Экзоконтактовая зона		
650,2	Контактовый габбро-долерит		
650,6	Контактовый габбро-долерит		
650,9	Контактовый габбро-долерит		
651,9	Контактовый габбро-долерит		
652,5	Контактовый габбро-долерит		
653,2	Эруптивная брекчия		
653,5	Эруптивная брекчия		
654	Эруптивная брекчия		
654,8	Призматически-зернистый габбро-долерит		
656,1	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+
660	Призматически-зернистый габбро-долерит		
663,1	Призматически-зернистый габбро-долерит		
665,2	Призматически-зернистый габбро-долерит		
667,7	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+
669	Призматически-зернистый габбро-долерит		
672,15	Призматически-зернистый габбро-долерит		
675	Призматически-зернистый габбро-долерит	+	+
678,1	Безоливиновый габбро-долерит		
681,15	Безоливиновый габбро-долерит	+	
684	Безоливиновый габбро-долерит		
686,95	Безоливиновый габбро-долерит	+	+
691	Безоливиновый габбро-долерит	+	
695	Безоливиновый габбро-долерит	+	+
699,1	Безоливиновый габбро-долерит		
701	Безоливиновый габбро-долерит	+	+
705	Оливинсодержащий габбро-долерит		
709	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+
713,2	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	
716	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+
720	Оливинсодержащий габбро-долерит		
723	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	
726,08	Оливинсодержащий габбро-долерит		
730,4	Оливинсодержащий габбро-долерит		
734,1	Оливинсодержащий габбро-долерит		
738,3	Оливинсодержащий габбро-долерит	+	+
741,15	Оливинсодержащий габбро-долерит		
744,15	Оливиновый габбро-долерит	+	+
746,2	Оливиновый габбро-долерит		
747	Оливиновый габбро-долерит	+	+
750	Оливиновый габбро-долерит		
752,1	Оливиновый габбро-долерит	+	+

Таблица П3. Реестр образцов и проб по разрезу скважины СФ-6. **Продолжение.**

Глубина, м	Название породы	Шлифы	РФА
756,2	Оливиновый габбро-долерит		
757,2	Оливиновый габбро-долерит	+	+
757,7	Оливиновый габбро-долерит	+	+
758,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
759,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
760,2	Пикритовый габбро-долерит	+	+
760,5	Пикритовый габбро-долерит		
760,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
761,2	Пикритовый габбро-долерит	+	+
763,3	Пикритовый габбро-долерит	+	+
763,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
764,5	Пикритовый габбро-долерит	+	+
765,5	Пикритовый габбро-долерит	+	+
766,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
767,2	Пикритовый габбро-долерит	+	+
767,8	Пикритовый габбро-долерит		
769	Пикритовый габбро-долерит	+	+
769,7	Пикритовый габбро-долерит	+	+
770,6	Пикритовый габбро-долерит	+	+
771,5	Такситовый габбро-долерит	+	+
772,4	Такситовый габбро-долерит	+	+
773,5	Такситовый габбро-долерит	+	+
774,3	Такситовый габбро-долерит	+	+
775,5	Такситовый габбро-долерит		
776,6	Такситовый габбро-долерит	+	+
777,6	Такситовый габбро-долерит	+	+
778,1	Такситовый габбро-долерит		
779	Такситовый габбро-долерит	+	+
780,1	Такситовый габбро-долерит	+	+
781,2	Такситовый габбро-долерит	+	+
781,5	Контактовый габбро-долерит		
783	Контактовый габбро-долерит		
783,6	Контактовый габбро-долерит		
784,2	Роговик		
784,8	Роговик		
785,4	Рудная зона		
785,75	Рудная зона		
786	Роговик		
789,2	Роговик		

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Таблица П4. Состав оливина в пикритовых габбро-долеритах по разрезу скважины СФ-21, мас. %.

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
969	38,77	0,04	0,02	0,01	20,86	0,25	0,32	39,42	0,11	99,79	77,34
969	38,80	0,04	0,01	0,01	21,26	0,24	0,32	39,78	0,12	100,58	77,17
969	38,64	0,03	0,01	0,01	21,32	0,25	0,33	39,37	0,14	100,10	76,94
969	38,87	0,04	0,01	0,01	20,62	0,21	0,31	40,12	0,11	100,31	77,85
969	39,20	0,02	0,03	0,02	20,03	0,19	0,31	40,50	0,15	100,45	78,51
969	38,77	0,04	0,02	0,01	20,99	0,23	0,32	39,72	0,14	100,23	77,36
969	38,80	0,03	0,03	0,02	21,04	0,21	0,32	39,54	0,15	100,11	77,25
969	39,05	0,04	0,02	0,02	20,81	0,20	0,32	39,73	0,13	100,31	77,52
969	38,64	0,04	0,02	0,01	21,11	0,21	0,32	39,73	0,13	100,21	77,28
969	39,04	0,04	0,01	0,01	20,89	0,24	0,32	39,72	0,11	100,38	77,45
969	38,51	0,03	0,01	0,01	20,83	0,23	0,32	39,77	0,11	99,83	77,53
969	38,89	0,04	0,02	0,02	20,98	0,24	0,32	39,88	0,10	100,49	77,44
969	39,09	0,04	0,01	0,02	20,43	0,21	0,31	40,27	0,10	100,49	78,07
969	38,99	0,04	0,02	0,01	20,54	0,22	0,31	40,04	0,11	100,29	77,88
969	38,43	0,04	0,02	0,01	20,86	0,24	0,32	39,45	0,12	99,50	77,36
969	38,96	0,03	0,03	0,02	19,80	0,20	0,31	40,66	0,12	100,15	78,77
969	38,69	0,03	0,02	0,02	19,71	0,20	0,32	40,02	0,13	99,14	78,58
969	39,09	0,04	0,01	0,01	20,13	0,19	0,32	40,52	0,10	100,42	78,43
969	38,60	0,02	0,02	0,02	19,89	0,22	0,31	40,17	0,16	99,39	78,49
969	38,76	0,03	0,01	0,02	19,92	0,20	0,30	39,88	0,15	99,26	78,34
969	38,45	0,04	0,01	0,01	20,58	0,23	0,33	39,42	0,11	99,19	77,58
969	38,73	0,04	0,01	0,02	19,99	0,22	0,31	40,24	0,09	99,65	78,43
969	38,85	0,03	0,01	0,02	19,43	0,21	0,30	40,37	0,12	99,35	78,96
969	39,03	0,04	0,02	0,02	19,55	0,21	0,31	39,97	0,09	99,23	78,69
969	38,83	0,03	0,01	0,02	19,65	0,20	0,30	40,35	0,08	99,48	78,77
969	38,99	0,03	0,01	0,01	19,69	0,21	0,31	39,87	0,11	99,24	78,53
969	39,03	0,04	0,02	0,02	19,59	0,20	0,32	40,36	0,11	99,69	78,82
969	39,28	0,04	0,02	0,01	20,41	0,22	0,32	39,84	0,14	100,29	77,91
969	38,78	0,03	0,02	0,02	20,17	0,24	0,32	39,54	0,12	99,24	77,98
969	39,06	0,03	0,02	0,03	19,83	0,20	0,32	39,96	0,13	99,57	78,45
969	38,77	0,04	0,02	0,01	19,96	0,20	0,31	40,23	0,11	99,65	78,46
971,7	39,21	0,03	0,02	0,03	19,76	0,20	0,32	40,34	0,14	100,05	78,67
971,7	39,28	0,04	0,02	0,02	20,51	0,26	0,33	38,92	0,11	99,47	77,42
971,7	39,60	0,04	0,01	0,01	20,31	0,22	0,33	39,55	0,10	100,16	77,87
971,7	39,68	0,03	0,01	0,01	20,75	0,23	0,33	39,58	0,12	100,75	77,50
971,7	39,39	0,03	0,03	0,21	20,41	0,24	0,32	38,48	0,14	99,26	77,30
971,7	39,03	0,03	0,01	0,01	19,74	0,20	0,32	39,88	0,12	99,35	78,49
971,7	39,29	0,04	0,01	0,01	20,77	0,27	0,32	39,12	0,10	99,93	77,29
971,7	39,24	0,03	0,02	0,02	19,41	0,20	0,31	40,01	0,11	99,35	78,83
971,7	39,65	0,03	0,02	0,02	18,42	0,20	0,30	40,78	0,13	99,53	79,99
971,7	39,42	0,03	0,02	0,03	18,24	0,21	0,29	41,13	0,12	99,47	80,29
971,7	39,84	0,03	0,02	0,02	18,67	0,21	0,30	40,73	0,12	99,93	79,76
971,7	38,87	0,02	0,02	0,01	20,05	0,22	0,32	39,45	0,16	99,13	78,04
971,7	39,19	0,02	0,03	0,02	20,51	0,22	0,32	39,67	0,13	100,11	77,75

Таблица П4. Состав оливина в пикритовых габбро-долеритах по разрезу скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина, м	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Cr_2O_3**	**FeO**	**NiO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Сумма**	**Mg#**
971,7	39,46	0,04	0,01	0,02	20,06	0,21	0,32	39,98	0,10	100,18	78,26
971,7	40,02	0,03	0,01	0,02	20,04	0,20	0,31	39,74	0,13	100,50	78,17
973	38,48	0,02	0,02	0,01	23,09	0,24	0,36	38,25	0,12	100,60	74,96
973	38,28	0,04	0,01	0,01	23,91	0,26	0,37	37,22	0,11	100,20	73,77
973	39,22	0,03	0,02	0,02	19,77	0,23	0,31	40,86	0,11	100,57	78,88
973	38,71	0,03	0,02	0,02	21,66	0,23	0,34	39,22	0,14	100,37	76,59
973	38,22	0,02	0,02	0,02	24,67	0,29	0,38	36,62	0,13	100,35	72,84
973	37,78	0,05	0,02	0,01	25,59	0,31	0,38	35,77	0,10	100,01	71,63
973	38,08	0,03	0,02	0,01	25,28	0,30	0,36	36,21	0,14	100,42	72,12
973	38,59	0,03	0,02	0,02	22,27	0,27	0,36	38,67	0,10	100,33	75,82
973	37,64	0,04	0,01	0,01	25,04	0,30	0,38	36,23	0,11	99,76	72,33
973	38,01	0,03	0,01	0,01	25,25	0,31	0,38	36,42	0,14	100,55	72,26
973	38,47	0,04	0,02	0,01	22,70	0,23	0,36	38,21	0,11	100,15	75,25
973	38,27	0,05	0,01	0,01	25,51	0,29	0,38	35,81	0,09	100,41	71,72
973	38,37	0,04	0,01	0,01	23,16	0,24	0,36	37,94	0,10	100,24	74,74
973	38,44	0,02	0,01	0,02	23,42	0,25	0,36	37,45	0,15	100,13	74,28
973	38,29	0,03	0,01	0,02	23,88	0,24	0,36	37,05	0,14	100,03	73,70
973	38,49	0,04	0,02	0,01	24,37	0,26	0,37	37,24	0,13	100,92	73,40
973	38,37	0,03	0,01	0,02	24,07	0,25	0,37	37,06	0,15	100,33	73,56
973	38,38	0,04	0,01	0,01	23,93	0,25	0,36	37,23	0,12	100,33	73,75
973	38,30	0,04	0,01	0,01	24,40	0,25	0,36	36,75	0,15	100,28	73,13
973	38,83	0,05	0,01	0,02	21,04	0,24	0,32	39,23	0,10	99,84	77,11
973	38,75	0,04	0,01	0,02	21,08	0,22	0,33	38,96	0,13	99,54	76,95
973	39,06	0,03	0,02	0,02	21,49	0,23	0,34	39,06	0,19	100,45	76,65
973	38,65	0,04	0,02	0,02	21,81	0,23	0,34	39,14	0,11	100,36	76,43
973	38,47	0,04	0,02	0,01	23,70	0,27	0,36	37,11	0,11	100,09	73,88
973	38,80	0,03	0,01	0,03	22,26	0,24	0,34	38,11	0,16	99,98	75,57
973	38,36	0,05	0,01	0,01	23,17	0,30	0,36	37,51	0,09	99,85	74,52
973	38,98	0,01	0,03	0,02	21,55	0,22	0,34	38,46	0,23	99,84	76,33
973	38,70	0,04	0,01	0,02	21,05	0,23	0,33	38,91	0,13	99,41	76,95
973	38,94	0,04	0,02	0,01	20,88	0,23	0,33	39,59	0,11	100,15	77,41
973	38,90	0,03	0,01	0,02	21,19	0,22	0,34	39,39	0,12	100,21	77,05
973	38,75	0,04	0,01	0,01	21,92	0,23	0,34	38,30	0,12	99,72	75,94
973	38,92	0,02	0,01	0,02	21,80	0,23	0,34	38,62	0,21	100,16	76,20
973	38,60	0,04	0,02	0,01	21,74	0,25	0,34	38,45	0,10	99,55	76,16
973	38,67	0,04	0,01	0,02	21,46	0,23	0,33	39,13	0,11	10-	76,71
974,6	38,82	0,04	0,01	-	23,81	0,27	0,36	36,18	0,13	99,62	73,30
974,6	39,90	0,04	0,01	-	24,76	0,32	0,41	34,70	0,14	100,26	71,68
974,6	38,28	0,05	0,01	-	23,58	0,27	0,37	36,37	0,14	99,07	73,59
974,6	38,96	0,03	0,02	0,01	24,13	0,28	0,37	35,49	0,14	99,43	72,66
974,6	38,79	0,04	0,01	-	24,31	0,31	0,40	35,65	0,13	99,64	72,60
974,6	38,58	0,02	0,01	0,01	23,97	0,27	0,36	35,95	0,15	99,32	73,04
974,6	38,42	0,04	0,01	0,01	24,76	0,32	0,40	35,39	0,13	99,48	72,08
974,6	37,99	0,04	0,01	-	24,78	0,30	0,40	35,48	0,11	99,12	72,12
974,6	38,49	0,04	0,01	0,01	23,59	0,28	0,38	36,16	0,11	99,05	73,47

Таблица П4. Состав оливина в пикритовых габбро-долеритах по разрезу скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина, м	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Cr_2O_3**	**FeO**	**NiO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Сумма**	**Mg#**
974,6	38,47	0,03	0,02	0,01	23,41	0,27	0,38	36,50	0,16	99,23	73,80
974,6	38,69	0,02	0,02	0,02	22,83	0,24	0,35	37,00	0,17	99,34	74,54
974,6	38,38	0,04	0,01	0,02	23,56	0,24	0,36	36,35	0,16	99,12	73,60
974,6	38,79	0,01	0,03	0,03	23,52	0,23	0,37	36,79	0,23	100,02	73,86
974,6	38,81	0,03	0,02	0,01	23,40	0,26	0,38	36,09	0,14	99,14	73,58
974,6	38,90	0,04	0,02	0,10	24,46	0,30	0,38	35,55	0,13	99,88	72,42
974,6	38,91	0,04	0,02	0,01	23,99	0,30	0,38	36,22	0,13	100,01	73,17
975	38,66	0,02	0,02	0,01	22,78	0,22	0,35	37,69	0,17	99,92	74,93
975	38,54	0,02	0,02	0,01	22,38	0,23	0,33	37,84	0,18	99,54	75,34
975	38,80	0,02	0,02	0,01	22,73	0,22	0,35	37,82	0,18	100,14	75,04
975	38,62	0,04	0,01	0,01	22,55	0,22	0,34	37,81	0,09	99,69	75,18
975	38,72	0,03	0,01	0,02	21,12	0,24	0,33	39,09	0,14	99,70	76,98
975	38,95	0,03	0,02	0,03	22,01	0,24	0,34	38,42	0,12	100,17	75,92
975	38,37	0,04	-	0,01	23,64	0,29	0,36	37,14	0,11	99,96	73,95
975	38,88	0,04	0,01	0,02	21,38	0,24	0,34	38,84	0,10	99,85	76,64
975	38,67	0,04	0,01	0,01	22,55	0,23	0,35	38,12	0,11	100,08	75,33
975	38,73	0,04	0,01	0,01	22,59	0,23	0,35	38,04	0,11	100,10	75,26
975	39,56	0,02	0,03	0,04	18,20	0,21	0,29	41,41	0,11	99,86	80,43
975	38,84	0,04	0,02	0,01	22,33	0,21	0,34	38,19	0,10	100,09	75,55
975	38,45	0,03	0,01	0,01	23,23	0,23	0,35	37,81	0,14	100,25	74,63
975	38,97	0,04	0,01	0,01	21,97	0,24	0,34	38,55	0,10	100,23	76,02
975	38,79	0,04	0,01	0,01	21,86	0,24	0,35	38,51	0,10	99,89	76,09
975	39,02	0,04	0,01	0,01	21,98	0,23	0,34	38,17	0,10	99,89	75,83
975,4	39,21	0,05	0,02	0,03	20,37	0,24	0,32	39,45	0,11	99,81	77,77
975,4	39,15	0,04	0,01	0,02	19,91	0,22	0,31	40,12	0,14	99,92	78,45
975,4	39,37	0,04	0,02	0,01	19,84	0,22	0,31	39,85	0,13	99,77	78,40
975,4	39,29	0,04	0,02	0,01	19,96	0,21	0,32	40,43	0,14	100,42	78,53
975,4	39,34	0,03	0,03	0,02	20,06	0,22	0,31	39,87	0,13	100,01	78,21
975,4	39,24	0,04	0,02	0,02	20,24	0,22	0,31	39,93	0,14	100,14	78,09
975,4	39,35	0,03	0,01	0,01	20,21	0,22	0,31	39,78	0,15	100,07	78,05
975,4	39,30	0,03	0,02	0,01	20,22	0,20	0,31	39,91	0,15	100,16	78,09
975,4	39,31	0,03	0,01	0,01	20,18	0,21	0,32	39,79	0,13	99,99	78,08
975,4	38,98	0,03	0,01	0,01	20,07	0,22	0,31	40,34	0,13	100,11	78,40
975,4	39,35	0,04	0,02	0,02	20,26	0,21	0,32	39,60	0,13	99,93	77,93
975,4	39,41	0,05	0,03	0,02	20,08	0,21	0,32	39,78	0,13	100,02	78,16
975,4	38,91	0,04	0,01	0,01	20,26	0,22	0,32	39,63	0,12	99,53	77,95
975,4	39,09	0,04	0,02	0,04	20,88	0,25	0,32	39,12	0,11	99,88	77,19
975,4	39,23	0,05	0,03	0,01	20,12	0,20	0,31	39,80	0,15	99,90	78,14
975,4	39,12	0,05	0,01	0,02	20,01	0,23	0,32	40,38	0,17	100,30	78,47
975,4	39,01	0,03	0,02	-	20,08	0,22	0,31	40,08	0,14	99,89	78,29
975,4	39,45	0,05	0,01	0,05	19,72	0,22	0,31	40,12	0,14	100,07	78,62
976,6	38,49	0,03	-	0,01	24,83	0,26	0,38	36,06	0,11	100,18	72,40
976,6	38,22	0,03	0,02	0,01	24,00	0,20	0,37	37,09	0,15	100,08	73,63
976,6	38,65	0,03	0,01	0,01	23,37	0,20	0,37	37,49	0,14	100,26	74,34
976,6	38,32	0,03	-	0,01	24,50	0,20	0,37	36,54	0,15	100,13	72,93

Таблица П4. Состав оливина в пикритовых габбро-долеритах по разрезу скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина, м	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Cr_2O_3**	**FeO**	**NiO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Сумма**	**Mg#**
976,6	38,21	0,04	0,02	0,01	25,68	0,22	0,40	35,31	0,12	99,99	71,30
976,6	38,31	0,04	0,01	0,01	24,53	0,24	0,40	36,35	0,13	100,01	72,80
976,6	38,36	0,03	0,01	0,01	23,93	0,22	0,38	37,02	0,11	100,07	73,65
976,6	38,43	0,03	0,01	0,01	23,74	0,22	0,37	36,97	0,12	99,91	73,77
976,6	38,42	0,03	0,01	0,01	23,64	0,22	0,38	37,05	0,12	99,88	73,90
976,6	38,12	0,04	0,01	-	25,13	0,27	0,38	35,96	0,11	100,02	72,11
976,6	38,33	0,03	0,02	-	24,91	0,21	0,38	36,26	0,15	100,29	72,45
976,6	38,21	0,03	0,01	0,01	25,15	0,23	0,39	36,13	0,18	100,33	72,18
976,6	38,41	0,03	0,02	-	24,61	0,23	0,37	36,54	0,14	100,35	72,84
976,6	38,40	0,03	0,01	0,01	23,21	0,22	0,36	37,75	0,13	100,12	74,60
976,6	38,69	0,03	0,02	0,01	23,21	0,21	0,36	37,19	0,13	99,86	74,32
976,6	40,54	0,03	0,02	-	21,52	0,20	0,32	37,89	0,10	100,62	76,08
976,6	38,30	0,03	0,01	0,01	24,10	0,21	0,38	36,99	0,12	100,15	73,49

*Здесь и далее, прочерк – содержание ниже предела обнаружения

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

Таблица П5. Состав плагиоклаза из пикритовых габбро-долеритов скважины СФ-21, мас. %

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
969	56,32	0,10	25,86	0,03	1,63	0,11	8,26	5,96	0,23	98,50
969	50,24	0,03	31,27	-	0,52	-	14,65	3,12	0,16	99,98
969	54,75	0,12	27,76	0,05	0,59	-	11,22	5,08	0,33	99,90
969	49,14	0,09	32,02	0,01	0,60	-	15,40	2,63	0,15	100,03
969	46,03	0,03	27,37	0,03	0,39	0,02	22,19	0,95	0,42	97,43
969	45,73	0,01	25,74	0,04	0,30	0,17	25,57	0,24	0,15	97,95
969	49,70	0,04	31,53	0,05	0,55	-	15,32	2,76	0,13	100,09
969	49,54	0,08	31,37	0,07	0,61	0,05	15,35	2,82	0,14	100,03
969	49,72	0,04	31,44	0,03	0,39	0,01	15,04	2,89	0,14	99,69
969	54,76	0,10	27,30	0,07	0,54	0,02	11,67	4,86	0,32	99,66
971.7	51,17	0,05	30,67	0,01	0,41	0,01	14,03	3,56	0,18	100,10
971.7	49,92	0,05	30,18	-	0,57	0,04	14,83	3,38	0,21	99,18
971.7	50,89	0,05	30,04	-	0,62	0,02	13,38	3,55	0,23	98,78
971.7	45,69	0,04	29,40	0,06	0,48	0,15	20,74	0,50	1,44	98,48
971.7	53,40	0,10	28,92	0,02	0,40	0,01	12,21	4,47	0,29	99,81
971.7	47,74	0,05	32,82	0,04	0,59	-	16,36	2,22	0,10	99,92
971.7	52,69	0,11	29,45	0,03	0,50	0,03	12,24	4,58	0,25	99,88
971.7	52,18	0,05	30,12	0,03	0,50	-	12,91	4,07	0,28	100,14
971.7	46,54	0,04	32,75	-	0,41	0,01	13,31	0,76	4,75	98,56
973	51,67	0,06	28,57	0,04	0,68	-	12,51	4,10	0,29	97,93
973	52,67	0,08	29,22	0,05	0,55	0,03	12,32	4,15	0,33	99,39
973	51,80	0,06	29,73	0,01	0,57	0,02	13,68	3,56	0,19	99,61
973	48,13	0,05	32,76	-	0,51	0,03	16,18	2,14	0,10	99,90
973	54,13	0,12	28,09	0,04	0,66	0,01	11,44	4,90	0,40	99,78
973	54,52	0,11	28,17	-	0,65	0,02	10,88	5,09	0,44	99,88
973	55,39	0,10	27,34	0,01	0,50	0,02	10,65	5,36	0,48	99,85
973	55,71	0,16	27,62	0,03	0,63	-	10,38	5,45	0,41	100,39
973	47,33	0,01	32,98	0,08	0,42	0,02	16,74	1,86	0,09	99,54
973	53,48	0,10	28,70	0,08	0,62	0,01	12,36	4,39	0,31	100,03
973	43,08	0,02	26,50	0,05	0,51	0,04	22,27	0,31	0,39	93,17
973	50,78	0,05	30,50	-	0,56	0,02	14,44	3,17	0,21	99,72
973	48,01	0,05	32,49	0,04	0,53	0,02	16,36	2,18	0,13	99,81
973	53,44	0,09	28,54	0,03	0,66	-	12,21	4,42	0,30	99,70
973	47,29	0,06	33,04	0,03	0,63	-	17,04	1,73	0,08	99,89
973	53,09	0,10	29,03	0,02	0,67	-	12,30	4,32	0,29	99,82
973	51,44	0,04	30,41	0,03	0,46	-	13,56	3,69	0,22	99,86
973	48,46	0,09	31,97	0,03	0,67	-	15,86	2,43	0,11	99,62
973	47,74	0,05	32,00	0,05	0,72	0,03	16,39	2,11	0,10	99,18
973	52,48	0,13	28,94	0,05	0,45	0,02	12,26	4,42	0,29	99,04
973	47,22	0,04	32,40	0,03	0,48	0,01	16,59	2,14	0,10	99,01
973	47,20	0,02	32,92	0,02	0,58	0,02	16,98	1,93	0,08	99,75
973	47,55	0,04	32,69	-	0,62	0,02	16,78	1,94	0,09	99,72
973	47,41	0,03	32,65	-	0,62	0,03	16,84	1,82	0,06	99,47
973	47,27	0,04	33,24	0,04	0,67	0,02	17,02	1,82	0,07	100,19
973	43,40	0,03	29,53	0,33	2,33	0,04	15,90	0,95	0,95	93,45
973	46,80	0,04	33,50	0,01	0,50	0,01	17,53	1,50	0,04	99,93

Таблица П5. Состав плагиоклаза из пикритовых габбро-долеритов скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
973	48,83	0,06	30,77	0,02	0,60	0,04	16,40	2,52	0,20	99,45
973	47,35	0,01	33,08	0,03	0,63	-	16,94	1,91	0,08	100,03
973	46,80	0,01	29,03	0,04	0,40	-	18,47	1,88	0,29	96,92
976	49,81	0,03	30,64	0,03	1,77	0,14	14,64	3,37	0,09	100,52
976	54,05	0,11	28,40	0,03	0,52	-	11,60	4,69	0,30	99,71
976	48,24	0,04	32,05	0,01	0,73	-	16,14	2,38	0,09	99,70
976	48,47	0,05	31,69	0,02	0,70	0,03	15,85	2,29	0,10	99,21
976	48,10	0,07	31,80	0,06	0,75	0,02	16,06	2,36	0,12	99,33
976	45,52	0,05	30,90	-	0,60	0,03	17,56	1,77	0,08	96,52
976	48,32	0,01	32,26	0,02	0,61	0,01	16,15	2,36	0,11	99,86
976	48,42	0,03	32,34	0,02	0,67	-	16,29	2,30	0,13	100,21
976	49,06	0,04	32,05	0,06	0,73	-	16,06	2,32	0,09	100,41
976	47,47	0,04	32,85	0,06	0,51	-	16,83	1,90	0,10	99,76
976	48,07	0,05	32,38	0,01	0,75	-	16,47	2,11	0,08	99,92
976	47,92	0,04	32,64	0,03	0,59	0,02	16,48	2,21	0,09	100,01
976	47,24	-	32,65	-	0,87	0,02	16,87	1,97	0,08	99,69
976	48,90	0,01	31,96	0,01	0,54	0,03	15,96	2,43	0,14	99,98
976	48,08	0,04	32,14	0,04	0,70	0,01	16,53	2,24	0,10	99,88
976	47,66	0,04	32,02	0,04	0,78	0,01	16,54	2,21	0,09	99,38
976	48,61	0,04	32,15	0,04	0,66	0,03	16,18	2,25	0,11	100,07
976	45,86	0,02	30,20	0,04	0,88	0,07	19,36	1,22	0,10	97,75
976	48,04	-	32,50	0,04	0,58	-	16,41	2,23	0,11	99,90
976.6	48,96	0,01	31,78	0,01	0,72	0,04	15,64	2,19	0,27	99,63
976.6	47,55	0,04	32,94	0,03	0,61	0,01	16,75	1,90	0,08	99,92
976.6	47,80	0,06	32,61	0,03	0,74	0,02	16,65	2,01	0,12	100,03
976.6	47,70	0,01	33,12	0,05	0,59	0,02	16,94	1,84	0,08	100,34
976.6	48,64	0,04	32,08	0,03	0,76	-	15,97	2,40	0,15	100,05
976.6	54,28	0,17	28,51	-	0,70	0,02	12,01	4,54	0,30	100,53
976.6	52,24	0,06	30,45	-	0,77	0,02	12,86	4,03	0,24	100,68
976.6	49,24	0,03	31,35	-	0,71	-	15,22	2,88	0,12	99,56
976.6	51,09	-	30,60	0,05	0,53	-	14,13	3,39	0,13	99,93
976.6	49,72	-	31,34	0,08	0,73	0,01	15,07	2,83	0,14	99,93
976.6	53,69	0,08	28,69	0,02	0,62	0,01	11,91	4,55	0,32	99,89
976.6	48,51	0,04	32,19	0,07	0,66	0,02	16,30	2,11	0,12	100,01
976.6	48,24	0,01	32,60	0,02	0,57	0,01	16,38	2,14	0,11	100,08
976.6	49,98	0,02	31,42	0,04	0,56	0,02	14,89	3,02	0,18	100,13
976.6	49,67	0,05	31,52	0,03	0,62	-	15,23	2,83	0,16	100,11
976.6	49,21	0,02	31,46	0,03	0,75	-	15,47	2,71	0,14	99,79
976.6	48,47	0,04	32,30	0,05	0,69	-	16,32	2,21	0,09	100,18

ПРИЛОЖЕНИЕ Е

Таблица П6. Состав клинопироксена в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21. Мас. %

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Магнезиальность (Mg#)
969.7	51,96	0,44	2,23	0,84	6,08	0,17	17,16	20,57	0,27	0,01	99,74	83,61
969.7	51,31	0,52	2,79	1,06	6,05	0,15	16,52	20,74	0,26	0,01	99,41	83,15
969.7	51,78	0,57	2,89	1,08	5,98	0,15	16,64	20,81	0,28	0,00	100,19	83,40
969.7	51,78	0,45	2,61	0,92	5,99	0,15	16,93	20,68	0,29	0,01	99,80	83,62
969.7	52,02	0,47	2,20	0,85	6,07	0,15	17,25	20,62	0,30	0,00	99,92	83,70
969.7	51,79	0,68	2,33	0,81	6,62	0,16	16,95	20,12	0,28	0,01	99,75	82,21
969.7	51,54	0,64	2,28	0,82	6,55	0,16	17,12	20,16	0,33	0,02	99,61	82,53
969.7	51,67	0,70	2,16	0,79	6,61	0,16	17,23	20,07	0,34	0,01	99,73	82,49
969.7	52,13	0,71	2,08	0,71	6,74	0,19	17,35	19,81	0,29	0,01	100,02	82,30
969.7	50,89	1,07	2,35	0,85	6,57	0,21	16,55	20,47	0,45	0,01	99,42	81,98
969.7	51,37	0,67	2,59	0,88	6,49	0,17	16,71	20,22	0,31	0,01	99,42	82,31
969.7	51,39	0,68	2,45	0,88	6,72	0,17	16,92	20,15	0,38	0,01	99,74	81,97
969.7	51,66	0,73	2,39	0,86	6,61	0,19	16,83	20,19	0,29	0,02	99,77	82,13
969.7	51,49	0,90	2,22	0,73	7,15	0,19	16,82	19,64	0,35	0,01	99,50	80,94
969.7	51,65	0,88	2,34	0,79	6,91	0,19	16,87	19,79	0,30	0,00	99,72	81,53
969.7	51,74	0,70	2,59	0,94	6,48	0,18	16,72	20,34	0,31	0,00	100,00	82,35
969.7	51,36	0,93	2,32	0,78	7,11	0,22	17,30	19,53	0,38	0,01	99,93	81,46
969.7	50,96	0,56	3,35	1,10	6,01	0,13	16,53	20,75	0,29	0,00	99,68	83,24
969.7	51,97	0,45	2,57	0,89	5,92	0,17	17,17	20,72	0,31	0,00	100,16	83,98
969.7	51,29	0,52	3,41	1,17	6,32	0,15	16,83	19,93	0,26	0,00	99,89	82,79
969.7	51,55	0,50	3,17	1,00	6,04	0,15	16,40	20,59	0,26	0,01	99,66	83,06
969.7	51,51	0,52	2,80	1,05	5,93	0,15	16,98	20,53	0,31	0,01	99,78	83,80
969.7	51,15	0,57	2,94	1,04	6,17	0,17	16,80	20,34	0,29	0,02	99,48	83,10
969.7	52,07	0,58	2,87	1,04	6,26	0,17	16,86	20,38	0,28	0,01	100,51	82,95
969.7	51,90	0,67	2,67	0,96	6,44	0,19	16,71	20,51	0,32	0,01	100,38	82,42
969.7	52,16	0,50	2,49	0,91	5,98	0,18	17,05	20,72	0,24	0,01	100,25	83,74
969.7	52,03	1,23	2,04	0,62	6,52	0,18	16,51	20,69	0,48	0,01	100,32	82,05
969.7	51,81	0,50	2,91	1,07	5,87	0,14	16,69	21,02	0,25	0,01	100,27	83,70
969.7	51,35	0,53	2,99	1,10	5,96	0,15	16,58	20,75	0,33	0,00	99,75	83,40
969.7	52,39	0,42	2,34	0,88	5,76	0,16	17,32	20,66	0,28	0,01	100,20	84,46

Таблица П6. Состав клинопироксена в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21. Мас. %. **Продолжение.**

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Магнезиальность (Mg#)
969.7	51,69	0,43	2,41	0,85	5,75	0,16	17,40	20,86	0,26	0,00	99,81	84,53
969.7	52,05	0,53	3,27	1,14	5,89	0,13	16,37	20,81	0,30	0,01	100,50	83,38
969.7	51,31	0,58	2,94	1,06	6,17	0,15	16,80	20,46	0,27	0,01	99,74	83,10
969.7	51,21	0,84	2,39	0,84	6,84	0,21	17,07	20,01	0,34	0,01	99,77	81,86
969.7	51,42	0,92	2,20	0,74	7,04	0,23	16,98	19,80	0,37	0,01	99,69	81,33
973	51,61	0,89	2,19	0,70	7,64	0,21	16,57	0,00	0,33	19,62	99,76	79,66
973	51,81	0,95	2,32	0,81	7,73	0,23	16,97	0,00	0,33	19,25	100,40	79,86
973	52,29	0,84	2,05	0,67	7,56	0,24	16,96	0,01	0,33	19,39	100,35	80,20
973	52,08	0,87	2,19	0,67	7,65	0,23	16,95	0,01	0,37	19,28	100,29	80,01
973	51,67	0,73	2,56	0,89	7,18	0,20	16,38	0,00	0,32	20,00	99,94	80,47
973	51,32	0,69	2,74	0,95	6,93	0,20	16,41	0,00	0,28	20,25	99,77	81,05
973	51,67	0,55	2,28	0,81	6,89	0,19	16,79	0,01	0,30	20,22	99,71	81,48
973	52,03	0,68	2,32	0,89	6,93	0,22	16,36	0,01	0,31	20,22	99,97	81,00
973	51,58	0,56	2,82	1,00	6,56	0,18	16,34	0,01	0,30	20,55	99,89	81,81
973	51,57	0,60	2,83	1,01	6,63	0,18	16,33	0,00	0,30	20,49	99,95	81,65
973	52,09	0,90	2,44	0,86	7,45	0,22	16,43	0,01	0,32	19,57	100,28	79,94
973	52,29	0,87	2,06	0,66	7,67	0,23	16,85	0,00	0,35	19,30	100,28	79,87
973	52,21	0,47	2,27	0,87	6,47	0,17	16,83	0,00	0,26	20,55	100,10	82,44
973	52,48	0,52	2,30	0,85	6,49	0,19	16,78	0,01	0,28	20,10	100,01	82,37
973	52,14	0,73	2,69	0,91	7,09	0,17	16,44	0,01	0,27	19,67	100,12	80,73
973	51,71	0,61	2,55	0,89	6,84	0,19	16,20	0,01	0,27	20,28	99,55	81,06
974.6	52,65	0,63	1,76	0,24	7,22	0,20	16,79	20,32	0,29	0,01	100,12	80,78
974.6	52,34	0,64	1,79	0,25	7,11	0,21	16,86	20,38	0,25	0,01	99,84	81,08
974.6	52,58	0,62	1,81	0,23	7,22	0,19	17,00	20,10	0,29	0,01	100,53	80,97
974.6	52,38	0,75	1,84	0,16	7,35	0,19	16,61	20,35	0,26	0,02	99,91	80,32
974.6	52,54	0,61	2,26	0,39	7,20	0,21	16,96	19,89	0,28	0,01	100,35	80,97
974.6	52,48	0,63	2,42	0,45	7,08	0,20	16,73	20,05	0,29	0,02	100,34	81,02
974.6	52,75	0,57	1,67	0,30	7,18	0,23	17,17	19,90	0,28	0,01	100,07	81,21
974.6	52,12	0,70	2,36	0,37	7,30	0,19	16,40	20,17	0,30	0,02	99,91	80,24
974.6	52,05	0,69	2,26	0,34	7,26	0,21	16,62	20,20	0,32	0,00	99,95	80,53
974.6	52,23	0,72	2,27	0,28	7,72	0,21	16,71	19,48	0,23	0,01	99,87	79,64

Таблица П6. Состав клинопироксена в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21. Мас. % **Продолжение.**

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Магнезиальность (Mg#)
974.6	52,00	0,78	2,36	0,29	7,60	0,21	16,56	19,91	0,25	0,01	99,97	79,73
974.6	51,39	0,77	2,34	0,31	7,58	0,20	16,49	19,85	0,32	0,02	99,26	79,71
974.6	52,16	0,76	2,37	0,27	7,58	0,22	16,40	19,84	0,30	0,02	99,91	79,63
974.6	52,53	0,50	1,69	0,29	6,76	0,28	16,32	21,07	0,25	0,00	99,68	81,34
974.6	51,15	0,77	2,47	0,39	7,37	0,22	16,14	20,47	0,27	0,01	99,25	79,83
974.6	51,15	0,76	2,79	0,31	7,50	0,22	16,35	20,14	0,32	0,01	99,55	79,75
974.6	51,84	0,77	2,44	0,31	7,57	0,21	16,83	19,83	0,31	0,02	100,13	80,06
974.6	51,22	1,06	2,24	0,27	8,37	0,26	16,01	19,75	0,39	0,02	99,60	77,55
974.6	52,10	1,01	2,20	0,19	8,08	0,21	16,57	19,68	0,29	0,00	100,34	78,74
974.6	51,96	0,95	2,24	0,21	8,07	0,22	16,59	19,63	0,32	0,01	100,20	78,80
974.6	51,68	0,94	2,12	0,18	7,75	0,22	16,69	19,90	0,33	0,01	99,83	79,55
974.6	51,95	0,91	2,06	0,18	7,91	0,20	16,68	19,81	0,32	0,01	100,02	79,21
974.6	50,72	1,35	2,35	0,13	8,99	0,27	16,35	19,06	0,35	0,01	99,60	76,66
974.6	50,74	1,34	2,57	0,10	8,88	0,24	16,36	19,14	0,27	0,01	99,66	76,90
975.4	52,14	0,53	2,68	0,89	6,40	0,18	16,26	20,52	0,26	0,02	99,87	82,11
975.4	51,92	0,48	2,52	0,90	6,26	0,19	16,40	20,80	0,30	0,02	99,79	82,56
975.4	51,64	0,53	2,71	0,93	6,45	0,16	16,53	20,51	0,29	0,01	99,77	82,24
975.4	52,10	0,55	2,66	0,85	6,52	0,16	16,41	20,53	0,28	0,02	100,08	81,97
975.4	51,73	0,82	2,43	0,63	7,11	0,20	16,80	19,86	0,34	0,01	99,92	81,02
975.4	51,91	0,85	2,43	0,62	7,39	0,21	16,83	19,52	0,34	0,01	100,10	80,45
975.4	51,83	0,66	2,52	0,90	6,80	0,20	16,65	20,26	0,27	0,02	100,10	81,55
975.4	52,39	0,60	2,25	0,78	6,70	0,18	16,75	20,20	0,30	0,01	100,16	81,88
976.6	52,47	0,46	2,85	0,92	6,40	0,18	16,80	20,13	0,24	0,00	100,46	82,58
976.6	51,80	0,48	2,83	0,95	6,36	0,17	16,44	20,78	0,29	0,01	100,10	82,37
976.6	52,75	0,36	2,04	0,70	6,13	0,18	16,59	21,26	0,30	0,01	100,33	83,03
976.6	51,82	0,43	2,38	0,63	6,52	0,17	16,87	20,69	0,25	0,00	99,76	82,38
976.6	52,72	0,39	2,17	0,74	6,31	0,17	16,92	20,77	0,22	0,00	100,42	82,89
976.6	52,16	0,41	2,46	0,82	6,21	0,16	16,72	20,95	0,22	0,01	100,12	82,95
976.6	52,76	0,37	2,26	0,81	6,22	0,17	16,83	20,76	0,25	0,01	100,43	83,02
976.6	51,91	0,47	2,69	0,91	6,21	0,16	16,55	20,83	0,27	0,00	100,00	82,80
976.6	52,21	0,45	2,74	0,93	6,24	0,16	16,32	20,82	0,25	0,02	100,14	82,55

Таблица П6. Состав клинопироксена в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21. Мас. % **Продолжение.**

Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Магнезиальность (Mg#)
976.6	51,68	0,45	2,42	0,65	6,49	0,15	16,38	20,77	0,26	0,01	99,26	82,01
976.6	51,59	0,47	2,43	0,64	6,56	0,16	16,45	20,83	0,26	0,01	99,40	81,91
976.6	52,49	0,58	2,13	0,35	7,09	0,19	16,74	20,37	0,26	0,00	100,20	81,00
976.6	52,29	0,48	2,13	0,47	6,83	0,18	16,74	20,56	0,26	0,01	99,93	81,58
976.6	52,24	0,48	2,37	0,54	6,76	0,17	16,61	20,73	0,29	0,00	100,18	81,62
976.6	52,10	0,52	2,23	0,40	6,84	0,17	16,39	20,86	0,27	0,00	99,80	81,23
976.6	52,28	0,50	2,30	0,53	6,78	0,16	16,47	20,63	0,20	0,02	99,88	81,45
976.6	51,79	0,71	2,02	0,23	7,68	0,21	16,76	19,98	0,28	0,00	99,68	79,76
976.6	51,93	0,72	2,05	0,23	7,61	0,21	16,61	19,93	0,28	0,01	99,59	79,77
976.6	52,64	0,51	2,11	0,44	6,82	0,18	16,93	20,59	0,31	0,01	100,54	81,77
976.6	52,39	0,56	2,17	0,38	7,03	0,21	16,89	20,53	0,27	0,00	100,44	81,27
976.6	52,27	0,54	2,12	0,36	7,04	0,17	16,74	20,55	0,27	0,01	100,07	81,12
976.6	52,14	0,44	2,59	0,66	6,97	0,17	17,18	19,95	0,23	0,01	100,34	81,65
976.6	51,78	0,45	2,70	0,81	6,40	0,16	16,60	20,61	0,29	0,00	99,81	82,42
976.6	51,72	0,42	2,73	0,84	6,44	0,18	16,61	20,54	0,26	0,01	99,76	82,33
976.6	52,01	0,58	2,13	0,35	7,20	0,20	16,74	20,31	0,27	0,00	99,79	80,76
976.6	51,79	0,47	2,91	1,00	6,56	0,17	16,27	20,53	0,28	0,00	99,97	81,75
976.6	52,50	0,39	2,23	0,82	6,05	0,15	17,02	20,85	0,21	0,00	100,21	83,57
976.6	51,61	0,47	2,71	0,85	6,52	0,14	16,61	20,66	0,25	0,01	99,82	82,15
976.6	52,51	0,44	2,19	0,56	6,64	0,18	16,55	20,71	0,26	0,01	100,05	81,82

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

Таблица П7. Состав хромшпинелидов в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21, мас. %.

Глубина	MgO	Al_2O_3	FeO	MnO	V_2O_3	ZnO	TiO_2	Nb_2O_5	Cr_2O_3	NiO	Сумма
969	5,34	9,05	49,99	0,40	0,48	0,19	4,37	-	28,39	0,28	98,56
969	3,40	6,48	50,33	0,46	0,57	0,27	2,08	-	33,67	0,20	97,49
969	5,95	6,00	55,75	0,38	0,88	0,08	6,26	-	22,95	0,41	98,73
969	7,93	18,45	35,75	0,30	0,28	0,26	2,25	-	33,79	0,22	99,23
969	8,13	18,89	34,60	0,30	0,31	0,27	1,74	-	35,28	0,18	99,70
969	6,41	7,34	50,04	0,39	0,87	0,11	9,28	-	25,42	0,23	100,08
969	6,26	5,87	51,91	0,39	0,82	0,11	8,96	-	24,83	0,27	99,42
969	6,24	5,90	51,41	0,39	0,88	0,04	8,87	-	25,29	0,31	99,33
969	5,97	5,75	52,75	0,42	0,88	0,09	7,97	-	24,37	0,27	98,51
969	4,90	4,91	58,47	0,40	0,86	0,13	6,52	-	22,39	0,42	99,04
969	8,76	16,48	34,86	0,31	0,38	0,11	1,80	-	36,57	0,14	99,50
969	8,74	16,25	34,86	0,34	0,40	0,16	1,90	-	36,41	0,14	99,21
969	8,34	15,12	35,84	0,37	0,45	0,09	2,26	-	36,36	0,11	98,94
969	8,26	17,18	38,45	0,31	0,31	0,13	2,75	-	31,67	0,20	99,31
969	7,24	15,63	40,11	0,32	0,34	0,21	2,98	-	31,76	0,20	98,80
969	7,08	14,90	40,76	0,36	0,37	0,19	3,09	-	32,27	0,20	99,22
969	5,80	9,59	45,41	0,45	0,45	0,18	3,36	-	32,57	0,21	98,05
969	6,38	11,71	41,86	0,43	0,38	0,20	2,99	-	34,47	0,19	98,60
969	6,23	12,26	41,29	0,40	0,38	0,16	2,70	-	34,03	0,21	97,68
969	5,96	8,25	45,44	0,46	0,52	0,16	3,70	-	33,35	0,19	98,14
969	8,21	14,59	37,76	0,36	0,42	0,15	2,40	-	36,02	0,18	100,16
969	8,73	17,06	34,43	0,33	0,40	0,17	1,72	-	36,51	0,14	99,54
969	7,54	15,00	38,80	0,37	0,38	0,21	1,98	-	35,12	0,16	99,56
969	9,52	20,88	32,58	0,29	0,32	0,15	1,24	-	34,64	0,16	99,77
971.7	7,01	10,33	42,53	0,37	0,47	0,13	4,29	-	33,48	0,21	98,86
971.7	7,88	14,01	37,24	0,34	0,44	0,18	3,07	-	36,01	0,17	99,40
971.7	7,11	11,94	42,10	0,38	0,54	0,15	3,53	-	33,13	0,22	99,16
971.7	8,50	17,78	37,06	0,32	0,25	0,16	2,36	-	32,25	0,20	98,88
971.7	7,83	11,78	39,11	0,35	0,49	0,12	3,79	-	35,74	0,16	99,36
971.7	5,65	9,40	44,95	0,41	0,45	0,17	3,28	-	34,82	0,20	99,32
971.7	6,00	10,20	43,88	0,40	0,46	0,19	3,22	-	35,02	0,18	99,54
971.7	5,70	9,40	45,45	0,34	0,46	0,20	3,43	-	33,44	0,21	98,65
971.7	7,46	12,97	38,31	0,33	0,40	0,17	2,64	-	36,64	0,16	99,10
971.7	7,86	14,44	37,27	0,35	0,39	0,15	2,42	-	36,36	0,19	99,49
971.7	8,12	14,28	37,62	0,35	0,40	0,19	2,37	-	36,36	0,16	99,86
971.7	7,92	13,67	38,35	0,35	0,42	0,16	2,42	-	36,33	0,19	99,81
971.7	8,36	14,77	37,55	0,35	0,44	0,17	2,46	-	35,41	0,19	99,70
971.7	8,58	16,04	35,15	0,33	0,41	0,14	1,87	-	36,52	0,17	99,21
971.7	8,50	15,97	35,05	0,33	0,40	0,13	1,82	-	37,08	0,17	99,54
971.7	8,69	16,16	35,23	0,34	0,39	0,19	1,85	-	36,63	0,16	99,63
971.7	5,47	5,27	53,84	0,42	0,72	0,16	6,10	-	26,72	0,25	99,06
971.7	6,74	10,95	40,58	0,37	0,41	0,15	3,75	-	34,40	0,20	97,61
971.7	7,72	13,44	38,19	0,35	0,44	0,15	2,72	-	35,75	0,18	98,94
971.7	8,29	15,92	38,04	0,35	0,34	0,11	3,07	-	33,10	0,18	99,43
971.7	3,81	8,85	47,21	0,43	0,66	0,25	2,38	-	34,83	0,19	98,61

Таблица П7. Состав хромшпинелидов в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина	MgO	Al_2O_3	FeO	MnO	V_2O_3	ZnO	TiO_2	Nb_2O_5	Cr_2O_3	NiO	Сумма
971.7	7,53	12,05	40,01	0,34	0,58	0,20	3,99	-	34,62	0,23	99,56
973	8,22	16,96	34,11	0,31	0,38	0,17	1,53	-	37,36	0,15	99,28
973	8,50	17,35	33,73	0,28	0,37	0,16	1,45	-	37,10	0,12	99,19
973	6,21	14,02	39,58	0,36	0,37	0,28	3,01	-	36,03	0,20	100,14
973	7,76	12,24	39,70	0,34	0,64	0,14	4,43	-	34,02	0,21	99,47
973	7,63	12,04	39,86	0,35	0,64	0,10	4,46	-	34,15	0,21	99,69
973	9,77	21,93	31,31	0,28	0,34	0,14	1,10	-	34,13	0,19	99,18
973	9,25	18,77	33,02	0,32	0,38	0,12	1,53	-	35,62	0,16	99,22
973	9,55	20,21	32,29	0,30	0,34	0,16	1,39	-	35,20	0,15	99,63
973	7,68	14,17	37,22	0,36	0,47	0,14	2,36	-	36,98	0,19	99,64
973	7,45	13,34	39,20	0,32	0,52	0,15	2,64	-	36,10	0,17	99,90
973	7,07	13,73	38,93	0,36	0,41	0,18	2,18	-	36,50	0,17	99,58
973	6,29	11,01	41,47	0,37	0,47	0,12	2,78	-	35,73	0,21	98,47
973	10,34	19,90	30,27	0,29	0,36	0,11	1,29	-	36,36	0,15	99,19
973	10,02	19,06	30,62	0,32	0,34	0,13	1,33	-	36,70	0,18	98,85
973	6,93	12,48	40,85	0,41	0,50	0,10	3,48	-	34,48	0,33	99,56
973	9,29	22,00	31,53	0,31	0,32	0,17	1,06	-	34,49	0,13	99,30
973	8,24	17,08	34,04	0,29	0,40	0,13	1,57	-	36,69	0,14	98,59
973	7,21	13,57	39,73	0,35	0,45	0,14	2,95	-	34,69	0,20	99,40
973	7,48	11,58	40,27	0,34	0,64	0,12	4,87	-	33,93	0,19	99,43
973	7,26	11,20	40,86	0,36	0,61	0,16	4,26	-	34,48	0,21	99,39
973	7,01	11,01	41,89	0,34	0,62	0,10	4,69	-	33,32	0,25	99,23
973	7,41	11,75	40,34	0,36	0,58	0,11	4,08	-	34,54	0,19	99,43
973	6,65	10,17	42,04	0,32	0,59	0,16	4,50	-	33,93	0,21	98,58
973	9,84	20,92	30,98	0,31	0,36	0,15	1,20	-	35,78	0,15	99,74
973	7,97	17,29	36,86	0,36	0,29	0,14	1,54	-	34,33	0,18	98,96
973	10,67	23,09	29,40	0,32	0,27	0,12	0,93	-	34,08	0,15	99,04
973	10,51	23,24	29,80	0,29	0,27	0,11	0,92	-	34,04	0,15	99,44
973	10,50	23,23	30,10	0,34	0,29	0,11	0,88	-	33,94	0,18	99,60
973	8,31	15,95	34,41	0,34	0,42	0,09	1,79	-	37,24	0,18	98,71
973	8,15	15,23	35,26	0,32	0,45	0,13	2,00	-	37,07	0,18	98,79
973	7,44	14,54	37,05	0,34	0,41	0,15	2,09	-	36,33	0,19	98,57
973	8,59	16,17	33,54	0,36	0,42	0,12	1,70	-	38,21	0,14	99,31
973	1,85	4,42	60,15	0,45	0,56	0,10	4,49	-	25,90	0,27	98,20
973	7,22	13,33	38,35	0,36	0,50	0,12	2,84	-	35,89	0,19	98,81
973	6,66	14,02	39,11	0,37	0,42	0,15	2,23	-	35,15	0,22	98,34
973	6,19	10,47	44,37	0,41	0,47	0,12	4,37	-	31,75	0,24	98,46
973	6,32	13,82	39,48	0,39	0,43	0,20	2,39	-	35,42	0,19	98,66
973	5,57	7,66	47,73	0,40	0,55	0,14	8,30	-	27,68	0,29	98,33
973	7,05	14,96	38,08	0,32	0,40	0,18	1,87	-	36,66	0,14	99,71
973	8,59	16,88	35,85	0,36	0,34	0,14	1,99	-	35,56	0,17	99,92
973	9,08	18,60	33,04	0,31	0,37	0,13	1,41	-	36,44	0,19	99,56
973	8,97	18,69	32,78	0,28	0,33	0,14	1,29	-	36,24	0,15	98,87
973	1,53	3,39	66,51	0,47	0,71	0,08	7,84	-	17,21	0,30	98,05
973	1,51	3,44	66,96	0,41	0,73	0,06	7,51	-	17,19	0,29	98,16
973	1,71	2,97	67,61	0,46	0,77	0,09	8,67	-	16,04	0,31	98,66
973	1,65	2,95	68,24	0,49	0,75	0,07	8,11	-	15,57	0,29	98,23

Таблица П7. Состав хромшпинелидов в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина	MgO	Al_2O_3	FeO	MnO	V_2O_3	ZnO	TiO_2	Nb_2O_5	Cr_2O_3	NiO	Сумма
973	1,56	2,90	67,98	0,46	0,68	0,06	8,31	-	16,45	0,30	98,69
973	1,44	3,12	67,89	0,43	0,69	0,08	7,45	-	16,78	0,26	98,21
973	1,40	3,19	69,50	0,46	0,68	0,07	6,99	-	15,78	0,25	98,31
973	1,32	3,36	69,24	0,45	0,68	0,05	7,03	-	15,79	0,27	98,28
973	1,53	3,04	69,65	0,39	0,69	0,05	7,24	-	15,42	0,30	98,30
973	1,69	4,88	66,07	0,40	0,76	0,09	3,97	-	19,97	0,29	98,17
973	7,55	14,60	37,47	0,34	0,39	0,15	1,95	-	36,57	0,17	99,19
973	1,93	3,86	65,30	0,45	0,76	0,11	9,74	-	16,52	0,31	98,97
973	1,59	3,87	65,49	0,47	0,81	0,12	9,41	-	16,41	0,31	98,52
973	3,37	3,74	59,82	0,41	0,71	0,16	11,59	-	18,91	0,30	99,10
973	2,98	5,33	59,78	0,41	0,86	0,15	7,74	-	20,50	0,31	98,08
973	5,28	6,72	50,36	0,40	0,74	0,13	9,03	-	26,46	0,25	99,44
973	4,43	5,33	57,74	0,37	0,66	0,12	9,11	-	21,04	0,23	99,14
973	5,28	6,56	50,78	0,42	0,80	0,14	9,63	-	25,27	0,27	99,19
973	5,32	7,12	49,53	0,43	0,68	0,09	8,82	-	26,27	0,28	98,57
973	5,27	7,40	49,16	0,43	0,71	0,12	8,29	-	27,84	0,27	99,50
974.6	0,84	0,12	48,86	1,11	0,24	0,01	48,19	-	0,09	0,06	99,60
974.6	0,80	0,10	48,76	1,17	0,22	0,07	48,78	-	0,08	0,06	100,04
974.6	2,85	7,33	50,70	0,40	0,97	0,34	2,05	-	33,24	0,24	98,18
974.6	2,96	8,78	49,27	0,42	1,07	0,35	1,31	-	33,78	0,16	98,16
974.6	2,64	6,78	55,59	0,40	1,39	0,29	2,06	-	28,40	0,26	97,92
974.6	2,69	7,46	53,43	0,40	1,34	0,34	1,56	-	29,95	0,23	97,42
974.6	5,04	4,29	59,44	0,46	1,22	0,10	12,38	-	15,38	0,34	98,67
974.6	4,76	7,93	49,84	0,39	0,47	0,21	3,74	-	30,53	0,24	98,09
974.6	4,59	7,75	49,36	0,40	0,46	0,19	3,47	-	31,97	0,24	98,50
974.6	1,41	6,22	61,31	0,65	0,40	0,17	2,37	-	24,01	0,19	96,74
974.6	5,23	4,30	58,95	0,46	1,22	0,12	12,42	-	15,29	0,37	98,36
974.6	5,46	8,24	50,68	0,36	0,60	0,17	5,15	-	27,86	0,28	98,84
974.6	5,42	8,19	50,71	0,34	0,60	0,12	5,21	-	27,71	0,26	98,58
974.6	4,10	3,88	59,32	0,40	0,93	0,13	8,65	-	20,18	0,34	97,96
974.6	5,30	8,47	49,10	0,39	0,54	0,14	4,72	-	29,10	0,26	98,03
974.6	5,83	11,60	45,81	0,40	0,39	0,15	3,02	-	30,22	0,24	97,74
974.6	6,37	11,85	42,50	0,36	0,45	0,17	2,46	-	33,61	0,22	98,00
974.6	4,14	6,68	51,39	0,36	0,63	0,18	3,18	-	30,17	0,26	96,99
974.6	3,09	6,35	49,84	0,40	0,78	0,28	3,18	-	34,25	0,21	98,37
974.6	10,77	21,97	29,74	0,31	0,31	0,10	1,08	-	35,05	0,13	99,57
974.6	10,18	20,54	30,63	0,29	0,27	0,10	1,16	-	35,39	0,17	98,72
974.6	9,21	15,18	33,86	0,36	0,43	0,12	1,92	-	37,97	0,16	99,21
974.6	10,11	21,70	31,30	0,30	0,32	0,14	1,03	-	34,22	0,15	99,27
974.6	8,38	19,04	34,70	0,30	0,36	0,18	1,17	-	34,56	0,16	98,85
974.6	7,76	16,18	37,65	0,36	0,36	0,19	1,41	-	34,81	0,17	98,90
974.6	11,54	21,66	29,90	0,37	0,33	0,14	0,92	-	34,07	0,12	99,08
974.6	0,80	0,09	50,08	0,91	0,64	0,01	46,99	-	0,05	0,05	99,63
974.6	8,20	16,31	34,70	0,37	0,39	0,14	1,76	-	37,34	0,22	99,48
974.6	6,90	9,48	48,06	0,45	0,88	0,13	9,14	-	23,72	0,39	99,17
974.6	6,95	9,57	47,40	0,42	0,91	0,10	8,83	-	24,34	0,39	98,93
974.6	7,57	13,22	40,45	0,37	0,60	0,14	4,26	-	32,54	0,27	99,41

Таблица П7. Состав хромшпинелидов в пикритовых габбро-долеритах скважины СФ-21, мас. %. **Продолжение.**

Глубина	MgO	Al_2O_3	FeO	MnO	V_2O_3	ZnO	TiO_2	Nb_2O_5	Cr_2O_3	NiO	Сумма
975.4	2,82	8,81	53,51	0,46	0,85	0,29	0,66	-	30,53	0,22	98,27
975.4	8,15	15,41	35,30	0,37	0,47	0,17	1,96	-	37,44	0,18	99,43
975.4	8,10	15,76	38,11	0,32	0,39	0,13	2,05	-	34,21	0,25	99,33
975.4	3,19	4,27	55,58	0,46	0,98	0,14	6,84	-	26,19	0,29	97,94
975.4	4,03	0,11	43,47	0,57	0,64	0,05	49,56	-	0,76	0,16	99,35
975.4	2,67	0,12	49,22	0,50	0,10	0,02	46,07	-	0,23	0,06	98,99
976	1,94	2,98	68,98	0,34	1,96	0,18	4,36	-	15,24	0,25	96,36
976	3,94	10,68	50,37	0,36	0,88	0,25	3,16	-	28,32	0,23	98,29
976	4,84	0,17	43,58	0,47	0,51	0,05	49,34	-	0,38	0,10	99,60
976	3,03	7,96	53,38	0,46	0,67	0,17	4,13	-	29,00	0,22	99,05
976	3,07	6,39	58,74	0,41	1,73	0,19	4,86	-	22,74	0,26	98,42
976	3,27	2,97	61,41	0,35	1,54	0,18	5,72	-	22,32	0,24	98,15
976	6,27	8,59	47,72	0,35	0,66	0,12	4,93	-	30,52	0,24	99,46
976	5,89	0,18	41,62	0,46	0,60	0,02	50,73	-	0,34	0,13	100,03
976	3,75	8,67	47,57	0,40	0,87	0,30	2,84	-	34,38	0,18	98,99
976	3,91	10,05	45,72	0,43	0,76	0,28	2,29	-	35,11	0,17	98,72
976	1,96	3,98	69,48	0,32	2,24	0,17	4,45	-	13,88	0,35	96,85
976	2,43	3,90	52,75	0,41	1,13	0,24	2,84	-	33,38	0,18	97,26
976	2,56	0,09	46,20	0,60	0,62	0,01	48,67	-	0,58	0,05	99,37
976,6	5,03	15,22	51,69	0,34	0,76	0,21	1,97	-	22,97	0,21	98,38
976,6	3,67	10,77	58,75	0,34	0,63	0,21	2,62	-	21,69	0,22	98,92
976,6	1,33	0,10	48,33	0,59	0,42	0,03	48,64	-	0,16	0,07	99,83
976,6	3,86	0,14	43,13	0,48	0,51	0,09	49,57	-	0,81	0,12	98,87
976,6	1,22	0,15	47,26	0,59	0,78	0,06	49,27	-	0,21	0,08	99,77
976,6	8,38	20,21	35,56	0,35	0,31	0,15	0,90	-	33,49	0,13	99,49
976,6	6,28	10,26	48,83	0,42	0,68	0,11	5,37	-	27,44	0,19	99,63
976,6	3,43	0,15	46,42	0,42	0,82	0,08	48,05	-	0,16	0,11	99,65
976,6	4,52	12,18	47,84	0,35	0,81	0,26	2,13	-	31,31	0,16	99,58
976,6	3,76	11,68	51,38	0,35	0,99	0,21	2,51	-	26,95	0,20	98,07
976,6	4,21	13,76	52,10	0,37	0,93	0,22	1,77	-	25,21	0,19	98,75
976,6	4,39	12,97	48,79	0,39	0,67	0,23	1,41	-	29,88	0,21	98,96
976,6	3,61	10,41	54,61	0,37	0,97	0,21	2,08	-	26,44	0,19	99,02
976,6	2,89	6,05	53,60	0,47	0,93	0,25	2,69	-	32,08	0,18	99,15
976,6	2,63	6,03	50,65	0,41	0,86	0,25	3,16	-	32,99	0,20	97,27
976,6	3,03	5,55	55,02	0,43	0,92	0,18	5,94	-	27,05	0,26	98,38
976,6	4,46	13,29	49,42	0,31	0,67	0,20	1,75	-	28,72	0,21	99,03
976,6	3,44	9,63	57,84	0,33	0,58	0,17	4,42	-	22,28	0,24	98,94
976,6	4,10	12,23	46,35	0,39	0,71	0,27	2,04	-	32,36	0,17	98,63
976,6	4,12	11,75	49,99	0,37	0,65	0,27	1,53	-	31,16	0,21	100,11
976,6	0,93	0,11	48,38	0,67	0,49	0,01	49,14	-	0,08	0,05	99,90
976,6	4,02	13,49	52,04	0,38	0,76	0,31	1,38	-	26,44	0,22	99,05
976,6	2,92	6,27	60,13	0,40	1,15	0,19	6,04	-	21,07	0,28	98,48
976,6	3,20	7,44	60,43	0,34	1,04	0,18	2,16	-	23,59	0,25	98,64
976,6	3,35	10,21	57,14	0,35	1,01	0,25	2,64	-	22,96	0,22	98,18

ПРИЛОЖЕНИЕ И

Таблица П8. Концентрации петрогенных окислов по разрезу скважины СФ-21, РФА, мас. %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	V_2O_5	SO_3	Сумма	П.п.п.	Глубина, м
46,61	0,75	13,76	0,06	12,96	0,15	0,01	6,33	12,59	2,69	0,87	0,07	0,02	0,05	0,76	99,69	2,01	887,6
48,64	0,63	17,59	0,14	6,54	0,12	0,01	7,59	11,04	1,92	2,58	0,06	0,08	0,06	0,11	99,50	2,38	888,7
38,69	0,65	13,85	0,06	13,46	0,16	0,03	8,31	17,67	0,24	0,04	0,07	-	0,06	2,10	99,39	4,01	889,3
45,39	0,67	15,62	0,19	10,82	0,19	0,03	10,23	10,61	1,59	1,36	0,06	0,03	0,03	0,34	99,89	2,72	890,3
44,16	0,56	20,05	0,20	9,18	0,17	0,04	7,19	11,16	1,76	1,38	0,05	0,03	0,02	0,20	99,64	3,48	890,6
42,93	0,40	18,88	0,31	10,45	0,19	0,06	10,14	8,33	1,21	2,21	0,04	0,05	0,02	0,22	99,09	3,67	891
42,17	0,42	18,80	0,10	10,62	0,23	0,10	11,02	9,22	0,94	1,69	0,04	0,05	0,02	0,38	99,98	4,19	892,3
47,02	0,98	16,21	0,04	12,48	0,19	0,01	6,64	10,93	2,17	1,01	0,11	0,04	0,03	0,13	99,48	1,49	893
47,57	1,62	13,73	0,01	14,89	0,18	0,00	5,19	9,51	3,79	0,73	0,16	0,01	0,05	0,37	100,00	2,18	897,6
47,90	1,25	12,83	0,01	13,26	0,21	0,01	7,69	11,82	2,39	0,86	0,12	0,02	0,05	0,10	100,04	1,51	902,8
48,36	1,22	14,35	0,02	12,40	0,20	0,01	7,05	12,28	2,28	0,69	0,11	0,03	0,04	0,06	100,25	1,13	909,4
48,40	1,20	14,50	0,03	11,90	0,21	0,01	6,68	11,97	2,47	0,65	0,13	0,02	0,04	0,08	99,83	1,56	910,6
47,80	1,10	15,56	0,03	11,40	0,20	0,01	6,57	12,33	2,24	0,73	0,10	0,02	0,04	0,09	100,03	1,78	915,4
47,57	0,97	15,96	0,06	10,49	0,18	0,01	7,41	13,28	2,00	0,45	0,10	0,02	0,03	0,07	99,49	0,88	921,8
47,70	0,98	16,61	0,08	10,26	0,20	0,01	6,76	12,96	2,25	0,68	0,11	0,03	0,04	-	99,81	1,09	927,4
47,43	0,93	17,08	0,08	10,10	0,19	0,01	6,85	13,29	2,08	0,48	0,09	0,02	0,03	-	99,41	0,71	930,1
47,13	0,85	17,80	0,07	9,85	0,19	0,01	6,87	13,09	2,02	0,51	0,09	0,02	0,03	-	100,06	1,47	934,9
45,73	0,81	18,25	0,05	8,62	0,13	0,02	8,06	13,67	1,93	0,51	0,08	0,01	0,03	0,19	99,81	1,72	939,2
46,95	0,87	18,01	0,04	9,79	0,14	0,02	7,87	12,65	2,10	0,49	0,10	0,01	0,03	0,25	99,86	0,53	944
45,71	0,85	16,40	0,04	11,13	0,18	0,02	9,90	11,04	1,89	0,54	0,10	0,02	0,03	0,24	99,47	1,37	951
46,41	0,89	16,96	0,05	10,72	0,16	0,02	9,13	11,87	1,96	0,47	0,09	0,01	0,03	0,18	99,93	0,97	955
46,34	0,87	16,80	0,06	10,85	0,18	0,02	9,15	11,68	2,25	0,56	0,10	0,02	0,03	0,17	99,99	0,91	956,2
46,32	0,90	16,94	0,08	11,22	0,17	0,02	8,97	11,63	1,98	0,49	0,10	0,01	0,03	0,12	100,01	1,03	960,4
45,86	0,95	16,04	0,10	11,74	0,19	0,03	9,42	11,53	1,87	0,52	0,11	0,02	0,03	0,28	99,50	0,81	965
40,01	0,42	14,94	0,05	18,60	0,14	0,97	7,27	11,55	1,58	0,41	0,07	0,02	0,02	1,32	99,88	2,50	968,2
35,68	0,50	6,44	0,73	20,19	0,20	0,75	22,13	4,55	0,53	0,23	0,06	0,01	0,03	0,84	99,94	7,07	969,7
36,93	0,60	8,14	1,31	17,58	0,20	0,44	21,38	5,55	0,69	0,25	0,05	0,01	0,04	0,87	99,61	5,56	971,7
38,11	0,56	8,92	0,60	18,54	0,21	0,54	19,64	6,09	0,79	0,26	0,07	0,01	0,03	0,66	99,25	4,23	973
38,34	0,45	11,18	0,14	16,98	0,23	0,48	16,40	8,00	0,72	0,42	0,06	0,02	0,02	1,58	99,89	4,88	974,6
34,91	0,47	8,98	0,11	21,82	0,23	1,00	18,29	4,97	0,49	0,46	0,05	0,02	0,02	1,22	99,96	6,90	975

Таблица П8. Концентрации петрогенных окислов по разрезу скважины СФ-21, РФА, мас. %. **Продолжение.**

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	V_2O_5	SO_3	Сумма	П.п.п.	Глубина, м
39,34	0,40	10,76	0,07	15,81	0,22	0,30	19,24	7,56	0,59	0,34	0,04	0,01	0,02	0,97	99,47	3,81	976,3
40,62	0,44	12,14	0,08	15,46	0,22	0,28	17,28	8,19	0,88	0,42	0,06	0,02	0,02	0,54	99,27	2,63	976,6
41,43	0,61	18,30	0,02	13,85	0,15	0,54	6,95	10,68	1,72	0,56	0,08	0,02	0,02	0,77	99,09	3,41	977,5
39,35	0,42	14,20	0,05	17,75	0,21	0,63	13,09	9,39	1,24	0,50	0,05	0,01	0,02	0,93	99,54	1,70	980,4
43,25	0,78	10,77	0,61	14,88	0,23	0,07	17,78	8,27	1,27	0,34	0,08	0,02	0,04	0,31	100,14	1,45	982,2
55,56	1,64	12,98	0,03	13,39	0,13	0,10	3,84	3,79	3,09	1,99	0,18	0,05	0,05	0,70	99,26	1,74	987

Примечание. Здесь и далее: п.п.п. – потери при прокаливании

ПРИЛОЖЕНИЕ К

Таблица П9. Концентрации петрогенных окислов по разрезу скважины СФ-6, РФА, мас. %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	V_2O_5	SO_3	Сумма	П.п.п.	Глубина, м
50,03	2,00	12,18	0,01	12,35	0,20	0,01	4,37	10,36	4,69	0,92	0,30	0,03	0,05	0,44	98,91	0,98	**656,1**
50,12	1,83	12,91	0,01	14,25	0,14	0,01	3,09	8,85	5,30	0,52	0,35	0,03	0,03	0,50	98,93	1,01	**667,7**
46,46	2,12	14,55	0,01	14,81	0,19	0,01	3,63	10,96	4,06	0,57	0,20	0,02	0,06	0,26	99,18	1,26	**675**
47,88	1,44	14,60	0,01	12,85	0,21	0,01	5,51	11,36	3,34	0,89	0,16	0,04	0,05	0,14	99,27	0,81	**686,95**
47,33	1,30	13,87	0,02	13,04	0,21	0,01	6,72	12,15	2,40	0,60	0,14	0,02	0,04	0,12	98,72	0,77	**695**
47,26	1,15	14,71	0,02	12,01	0,20	0,01	6,81	12,57	2,47	0,52	0,12	0,02	0,04	0,12	98,87	0,84	**701**
46,69	0,93	16,53	0,04	9,61	0,15	0,01	6,25	12,87	2,64	0,70	0,10	0,02	0,04	0,15	98,16	1,43	**709**
46,30	0,89	16,57	0,06	9,72	0,15	0,01	7,22	12,99	2,43	0,57	0,08	0,02	0,03	0,17	98,63	1,40	**716**
45,46	0,84	16,88	0,05	9,85	0,15	0,02	9,56	12,55	2,05	0,42	0,09	0,01	0,03	0,24	98,95	0,77	**738,3**
45,04	0,76	17,61	0,07	10,50	0,16	0,02	9,41	12,09	1,88	0,46	0,09	0,02	0,03	0,15	99,27	0,98	**744,15**
45,01	0,80	17,50	0,08	10,49	0,15	0,03	9,60	12,00	1,90	0,42	0,08	0,02	0,03	0,12	99,15	0,91	**747**
44,95	0,87	16,67	0,10	11,26	0,17	0,03	9,36	11,75	1,96	0,53	0,10	0,03	0,03	0,17	98,88	0,92	**752,1**
44,32	0,91	12,71	0,31	13,60	0,22	0,03	13,63	10,30	1,56	0,36	0,10	0,03	0,04	0,20	99,42	1,10	**757,2**
43,15	0,86	12,03	0,41	14,37	0,21	0,05	15,03	9,38	1,62	0,41	0,08	0,02	0,04	0,23	99,00	1,11	**757,7**
35,77	0,51	7,24	0,70	19,56	0,22	0,54	21,05	5,60	0,81	0,27	0,06	0,03	0,03	0,69	99,06	5,99	**758,7**
33,92	0,56	7,26	1,39	20,34	0,19	0,63	20,53	5,49	0,91	0,19	0,06	0,02	0,04	0,73	98,21	5,95	**759,7**
34,93	0,47	6,39	0,69	18,62	0,18	0,55	22,76	5,55	0,69	0,10	0,07	0,01	0,03	0,85	98,73	6,84	**760,2**
36,68	0,51	9,07	0,55	16,04	0,15	0,44	20,02	6,93	0,99	0,16	0,05	0,01	0,02	0,94	98,53	5,95	**760,7**
35,20	0,51	6,51	0,72	19,55	0,17	0,59	21,72	4,38	0,77	0,37	0,07	0,02	0,03	0,88	98,14	6,68	**761,2**
32,41	0,54	6,93	0,68	25,18	0,20	0,95	18,24	5,64	1,03	0,14	0,06	0,02	0,03	1,76	98,21	4,40	**763,3**
32,68	0,53	6,40	0,59	24,54	0,22	0,85	19,67	5,03	1,05	0,14	0,07	0,02	0,03	1,25	97,95	4,89	**763,7**
34,00	0,64	8,05	1,36	21,31	0,21	0,57	18,74	5,86	1,03	0,20	0,06	0,02	0,04	1,27	97,87	4,50	**764,5**
36,62	0,66	10,43	0,49	19,72	0,19	0,55	15,50	7,42	1,32	0,29	0,08	0,02	0,03	1,36	97,30	2,62	**765,5**
37,05	0,60	9,03	0,40	20,57	0,22	0,59	18,15	6,73	1,12	0,25	0,07	0,02	0,03	1,02	99,00	3,14	**766,7**
36,55	0,56	7,70	0,10	21,00	0,22	0,58	19,73	5,85	1,10	0,27	0,08	0,02	0,02	1,25	98,68	3,64	**767,2**
33,53	0,50	6,35	0,12	25,06	0,21	0,84	19,70	4,90	0,81	0,24	0,06	0,02	0,02	1,01	98,59	5,22	**769**
37,93	0,69	7,99	0,09	19,83	0,21	0,50	19,74	6,42	1,14	0,33	0,08	0,02	0,02	1,15	98,70	2,57	**769,7**
36,32	0,65	8,85	0,07	21,87	0,19	0,77	16,16	6,64	1,28	0,30	0,08	0,03	0,02	1,60	97,44	2,60	**770,6**

Таблица П9. Концентрации петрогенных окислов по разрезу скважины СФ-6, РФА, мас. %. **Продолжение.**

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	V_2O_5	SO_3	Сумма	П.п.п.	Глубина, м
40,28	0,70	12,76	0,04	16,75	0,22	0,43	13,89	8,31	1,42	0,55	0,09	0,03	0,02	0,78	98,22	1,93	**771,5**
37,42	0,76	12,74	0,05	20,52	0,21	0,77	11,53	8,60	1,21	0,48	0,07	0,03	0,03	0,83	98,46	3,21	**772,4**
36,22	0,54	13,02	0,08	21,36	0,20	0,96	9,80	8,81	1,33	0,55	0,05	0,03	0,02	1,20	97,14	2,97	**773,5**
40,02	0,73	14,33	0,08	17,42	0,18	0,64	8,70	10,18	1,50	0,58	0,08	0,02	0,03	1,05	97,86	2,32	**774,3**
37,58	0,54	12,80	0,05	19,89	0,21	0,68	9,95	9,76	1,07	0,59	0,06	0,03	0,03	1,06	97,72	3,43	**776,6**
40,72	0,91	14,73	0,04	17,34	0,16	0,65	7,33	10,62	1,83	0,61	0,10	0,03	0,03	0,95	98,12	2,08	**777,6**
36,57	0,66	13,66	0,04	23,32	0,18	1,10	6,81	9,54	1,72	0,43	0,11	0,02	0,02	0,75	97,77	2,83	**779**
39,77	0,62	14,42	0,05	18,33	0,18	0,61	7,39	10,55	1,74	0,53	0,06	0,02	0,03	0,99	97,41	2,11	**780,1**
39,82	0,72	13,89	0,03	18,59	0,17	0,64	7,31	11,07	1,70	0,62	0,05	0,02	0,04	1,07	97,44	1,70	**781,2**

ПРИЛОЖЕНИЕ Л

Таблица П10. Коцентрации петрогенных окислов по разрезу скважины СФ-16, РФА, мас. %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	V_2O_5	SO_3	Сумма	П.п.п.	Глубина, м
45,07	1,02	13,18	0,29	13,57	0,21	0,01	12,62	10,24	1,66	0,46	0,10	0,03	0,04	0,60	100,03	0,98	**932,85**
36,60	0,50	7,52	0,75	21,93	0,22	0,01	21,40	5,13	0,96	0,28	0,06	0,02	0,03	1,04	99,36	2,97	**933,7**
35,48	0,44	6,88	0,78	20,75	0,19	0,01	21,64	5,70	0,80	0,23	0,05	0,02	0,03	0,90	98,65	4,79	**934,9**
35,73	0,45	6,93	0,79	20,94	0,20	0,01	21,98	5,72	0,84	0,23	0,06	0,01	0,03	0,88	98,56	3,81	**935,8**
35,87	0,57	5,75	0,54	21,61	0,23	0,01	21,51	7,74	0,59	0,20	0,07	0,02	0,03	0,91	99,44	3,85	**936,35**
37,98	0,54	14,37	1,53	14,25	0,16	0,01	12,47	11,62	0,95	0,40	0,06	0,02	0,03	1,74	98,83	2,75	**937,2**
29,85	0,46	6,24	0,35	29,72	0,20	0,01	17,15	5,66	0,84	0,18	0,08	0,02	0,02	1,10	97,11	5,27	**938,1**
33,01	0,41	7,06	0,31	24,25	0,19	0,01	19,38	5,96	0,89	0,17	0,08	0,02	0,02	1,14	96,93	4,06	**938,6**
36,49	0,47	7,59	0,11	19,86	0,21	0,01	20,63	6,13	0,93	0,21	0,06	0,02	0,02	1,03	98,59	4,85	**941,05**
37,74	0,52	8,04	0,08	17,61	0,20	0,01	20,79	6,21	0,95	0,24	0,07	0,02	0,02	1,03	98,71	5,23	**941,6**
37,46	0,49	7,17	0,07	18,88	0,22	0,01	22,42	5,46	0,81	0,22	0,06	0,01	0,02	0,96	99,97	5,75	**942,7**
38,25	0,56	9,22	0,07	20,09	0,21	0,01	17,93	7,02	1,16	0,24	0,07	0,02	0,03	1,29	98,59	2,47	**943,8**
39,20	0,54	9,79	0,06	18,81	0,22	0,01	18,71	7,20	1,23	0,26	0,08	0,02	0,02	1,16	99,25	2,01	**944,2**
38,54	0,64	11,88	0,05	20,25	0,21	0,01	12,93	8,41	1,32	0,37	0,07	0,02	0,03	1,42	98,24	2,15	**944,8**
40,29	0,64	14,53	0,03	16,62	0,21	0,01	12,04	9,52	1,36	0,35	0,07	0,02	0,02	1,18	98,70	1,85	**944,95**
40,40	0,56	16,15	0,03	17,17	0,15	0,01	10,48	10,41	1,59	0,31	0,07	0,02	0,02	1,19	99,31	0,79	**945,7**
44,20	0,75	14,30	0,05	13,86	0,18	0,01	11,19	10,71	1,78	0,54	0,08	0,02	0,03	1,05	99,25	0,54	**946,25**
39,10	0,52	14,26	0,04	21,03	0,19	0,01	8,81	9,94	1,68	0,26	0,06	0,02	0,03	0,89	98,56	1,76	**948,5**
39,48	0,40	14,53	0,05	19,36	0,20	0,01	10,06	10,15	1,51	0,33	0,06	0,02	0,02	0,98	98,72	1,61	**949,5**
41,96	1,28	16,00	0,02	18,93	0,16	0,01	5,88	9,70	2,41	0,41	0,13	0,02	0,04	0,97	99,11	1,23	**950,2**
45,79	1,05	15,37	0,04	13,51	0,20	0,01	7,61	11,94	2,05	0,44	0,12	0,02	0,04	0,69	99,38	0,55	**951,6**
40,73	0,68	15,04	0,03	19,21	0,15	0,01	7,01	10,58	1,99	0,34	0,08	0,02	0,03	1,19	98,41	1,36	**952,5**
41,03	0,98	14,06	0,03	20,84	0,21	0,01	7,52	10,18	1,80	0,45	0,08	0,03	0,05	0,72	99,30	1,37	**953,1**
44,31	1,12	14,36	0,03	16,50	0,18	0,01	7,43	11,37	2,12	0,46	0,11	0,02	0,04	0,77	99,29	0,50	**955**
45,60	1,06	14,63	0,02	14,78	0,24	0,01	9,26	10,70	1,97	0,51	0,12	0,02	0,04	0,36	99,71	0,42	**956,3**
45,80	1,07	14,21	0,03	14,89	0,26	0,01	9,20	11,06	1,90	0,54	0,11	0,03	0,04	0,49	100,07	0,47	**957,5**
34,97	3,47	9,03	0,03	34,62	0,23	0,01	3,47	7,59	2,77	0,39	0,42	0,03	0,14	2,41	99,19	0,34	**958,3**
45,79	1,12	16,24	0,02	12,93	0,17	0,01	7,52	11,42	2,08	0,70	0,12	0,02	0,04	0,65	99,73	0,94	**960**

ПРИЛОЖЕНИЕ М

Таблица П11. Концентрации LILE, Cr и редких элементов по разрезу скважины СФ-21, ИСП-МС, г/т.

Cr	Sr	Ti	Y	Ta	Nb	Cs	Ba	Rb	Zr	Hf	Th	U	Глубина, м
91,7	107	9857	28,4	0,41	5,59	0,165	123	27,7	89,7	2,24	1,28	0,60	**897,6**
62,7	252	7863	23,9	0,33	3,58	0,58	534	35,4	63,6	1,66	0,96	0,36	**902,8**
202	252	7535	22,7	0,32	3,64	0,80	291	28,6	69,9	1,75	1,05	0,39	**909,4**
218	235	7045	21,7	0,82	4,67	0,58	184	19,2	79,6	2,17	1,18	0,49	**910,6**
269	269	6803	20,1	0,30	3,21	0,54	545	31,6	58,6	1,49	0,89	0,33	**915,4**
496	275	6087	18,1	0,29	3,49	0,53	220	16,0	65,2	1,55	0,75	0,32	**921,8**
612	289	6019	18,3	0,27	2,92	0,84	376	23,6	57,8	1,68	0,84	0,30	**927,4**
621	269	5796	17,6	0,40	2,80	0,80	170	17,7	61,0	1,49	0,85	0,31	**930,1**
557	268	5260	16,4	0,28	2,58	0,67	206	17,7	55,5	1,33	0,71	0,27	**934,9**
404	268	5087	15,8	0,67	2,89	1,05	130	19,9	64,5	1,56	0,78	0,30	**939,2**
319	234	4463	14,0	1,71	2,56	0,68	368	19,0	38,5	1,23	0,71	0,26	**944**
371	241	4788	14,4	0,90	2,66	1,03	173	17,9	40,1	1,22	0,65	0,25	**955**
436	284	4816	17,1	0,72	3,13	0,75	394	22,0	48,8	1,43	0,91	0,43	**956,2**
558	240	5008	15,0	0,59	2,71	1,32	431	17,3	42,7	1,23	0,69	0,30	**960,4**
736	249	5352	16,2	0,62	3,01	0,70	147	16,3	51,9	1,42	0,76	0,28	**965**
2787	88,6	2554	7,81	0,42	1,93	0,21	58,2	6,76	25,4	0,72	0,47	0,22	**969,7**
3095	114	2657	7,77	0,31	1,56	0,29	55,3	7,84	29,3	0,78	0,53	0,24	**971,7**
2690	112	2902	9,08	0,30	1,83	0,25	60,4	6,91	29,6	0,84	0,50	0,22	**973**
738	162	2455	8,32	0,34	1,64	0,91	149	11,8	31,5	0,87	0,43	0,174	**974,6**
512	121	2643	6,36	0,30	1,50	1,37	82,3	18,9	26,3	0,72	0,34	0,138	**975**
509	148	2262	6,03	0,33	1,26	0,63	308	14,1	23,2	0,71	0,32	0,120	**976,3**
545	172	2577	7,60	0,33	1,39	1,16	459	18,7	25,2	0,72	0,33	0,137	**976,6**

ПРИЛОЖЕНИЕ Н

Таблица П12. Концентрации редкоземельных элементов по разрезу скважины СФ-21, ИСП-МС, г/т.

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Глубина, м
8,95	21,3	2,80	12,5	3,44	1,19	4,15	0,76	4,83	1,00	2,96	0,45	2,78	0,40	**897,6**
6,72	16,0	2,06	9,38	2,73	1,11	3,47	0,65	4,05	0,83	2,44	0,38	2,36	0,36	**902,8**
6,80	23,5	2,14	9,54	2,66	1,00	3,35	0,62	3,80	0,79	2,33	0,33	2,20	0,32	**909,4**
8,26	18,3	2,34	10,5	3,21	1,04	3,48	0,66	4,33	0,88	2,68	0,37	2,43	0,35	**910,6**
6,87	15,8	2,01	8,75	2,39	0,97	2,90	0,54	3,35	0,69	1,98	0,31	1,96	0,30	**915,4**
6,16	14,0	1,78	7,71	2,15	0,84	2,61	0,47	3,05	0,63	1,83	0,26	1,76	0,26	**921,8**
6,07	14,7	1,81	7,83	2,16	0,90	2,67	0,50	3,03	0,63	1,86	0,28	1,83	0,26	**927,4**
5,45	12,3	1,69	7,46	2,03	0,79	2,55	0,48	2,93	0,61	1,77	0,28	1,75	0,23	**930,1**
5,29	11,8	1,60	6,94	1,90	0,77	2,36	0,44	2,67	0,56	1,65	0,24	1,61	0,24	**934,9**
6,79	17,4	2,15	8,72	2,17	0,86	2,45	0,46	2,69	0,54	1,63	0,23	1,55	0,23	**939,2**
4,33	10,0	1,42	6,35	1,90	0,80	2,16	0,41	2,57	0,55	1,60	0,22	1,47	0,22	**944**
3,82	9,82	1,37	6,08	1,77	0,73	2,18	0,41	2,58	0,55	1,76	0,23	1,51	0,23	**955**
5,70	13,7	1,89	8,42	2,36	0,85	2,67	0,50	3,09	0,65	1,88	0,27	1,77	0,26	**956,2**
5,17	11,9	1,61	6,97	2,08	0,85	2,40	0,44	2,75	0,58	1,72	0,24	1,59	0,24	**960,4**
6,17	13,2	1,75	7,73	2,24	0,82	2,63	0,49	3,06	0,65	1,91	0,27	1,72	0,26	**965**
2,78	6,38	0,88	3,84	1,12	0,39	1,32	0,24	1,58	0,33	1,01	0,139	0,92	0,137	**969,7**
3,09	7,25	1,00	4,32	1,23	0,44	1,34	0,26	1,63	0,34	1,01	0,137	0,92	0,142	**971,7**
3,23	7,53	1,03	4,60	1,28	0,46	1,57	0,30	1,84	0,39	1,13	0,166	1,07	0,164	**973**
3,18	7,04	0,93	4,19	1,27	0,51	1,43	0,27	1,68	0,35	1,07	0,151	0,97	0,138	**974,6**
2,55	5,71	0,78	3,33	0,90	0,39	1,08	0,20	1,32	0,29	0,85	0,126	0,79	0,125	**975**
2,36	5,28	0,71	3,02	0,89	0,45	0,99	0,20	1,21	0,25	0,76	0,107	0,68	0,109	**976,3**
2,81	6,33	0,86	3,66	1,05	0,54	1,24	0,22	1,48	0,30	0,89	0,125	0,84	0,126	**976,6**

ПРИЛОЖЕНИЕ П

Таблица П13. Оценка равновесного с клинопироксеном расплава, рассчитанного по алгоритму [Hiigins et al., 2022].

SiO_2	Δ	Al_2O_3	Δ	CaO	Δ	Na_2O	Δ	FeO	Δ	MgO	Δ
Расплав, равновесный с клинопироксеном мегакристов											
61	1,95	17,2	0,7	5,9	0,6	3,9	0,45	6,3	0,85	2,4	0,25
60,6	1,8	17,7	0,5	6,1	0,45	4	0,55	6,3	0,95	2,6	0,2
60,6	2,5	17,8	0,4	6,8	0,9	4,3	0,25	5,2	1,25	3	0,55
61,8	1,85	17,8	0,5	6	0,75	4,3	0,45	5,1	1,2	2,6	0,35
61,3	2,45	17,7	0,4	6,8	1,1	4	0,6	5,2	1,1	3,3	0,7
59	2,05	17,9	0,75	7,5	1,15	4	0,45	6,1	1,3	3,7	0,7
60,8	2,15	17	0,7	5,7	0,8	4,3	0,4	6,2	1,1	2,4	0,45
61,3	2,35	17	0,65	5,6	1	4,3	0,6	6,1	1,35	2,3	0,6
57,8	2,05	18,2	0,75	8,2	1,1	4	0,6	6,9	0,8	3,9	0,85
62,9	1,35	17,4	0,45	5,8	0,75	4,2	0,35	4,5	0,7	2,8	0,5
62,9	1,2	17,6	0,45	6	0,85	3,9	0,65	4,5	0,75	2,8	0,55
62,2	2,4	17,7	0,5	6,2	0,9	4,2	0,4	4,8	1,05	3,1	0,55
61,5	3,7	16,6	0,8	5,2	1,55	4,3	0,7	5,9	1,4	2	0,6
62,2	2	17,2	0,8	6,3	1	3,9	0,45	4,5	1,15	3	0,55
60,6	1,6	17,5	0,6	5,8	0,55	4,2	0,25	6,2	0,75	2,5	0,2
62,3	2,25	17,8	0,4	5,9	0,85	4,4	0,3	4,7	0,95	2,9	0,5
55,1	1,95	17	1	9,3	0,75	3,7	0,5	7,7	1,15	5,2	1,3
56,8	1,4	18,4	0,45	8,2	0,7	4	0,65	6,4	0,6	4	0,6
62,3	1,9	17,6	0,5	5,8	0,6	4,3	0,3	5	1,2	2,5	0,2
61	1,9	17,6	0,5	5,7	0,55	4,4	0,35	6,1	1,15	2,5	0,25
59,4	1,85	18,1	0,45	7	0,85	4,1	0,5	5,8	1,05	3,4	0,5
62,8	1,05	17,4	0,5	5,8	0,6	4	0,45	4,4	0,4	2,9	0,5
58,6	1,25	18,2	0,4	7	0,4	4,3	0,25	6,1	0,6	3,5	0,25
62,7±	3,1	16,5	0,65	5	1,15	4,4	0,55	5,6	1,15	2,1	0,5
57	3,35	17,2	0,85	6,3	1,35	3,7	0,4	9,2	1,75	2,7	0,7
60,3	2,3	17,8	0,4	6	0,7	4,4	0,3	6,1	1	2,6	0,35
60,1	2,05	17,7	0,4	6,1	0,75	4,3	0,25	5,8	1,15	2,7	0,4
58,5	1,3	18,2	0,35	7,2	0,5	4,4	0,3	6	0,55	3,5	0,25
59,2	2,05	18,2	0,4	6,8	0,8	4,3	0,4	5,8	1,15	3,4	0,55
62,7	1,6	17,5	0,4	5,8	0,7	4,3	0,3	4,5	0,75	2,8	0,5
60,1	3,45	17,2	0,75	6	1,4	4,2	0,55	6,4	1,8	2,6	0,95
59,6	1,85	17,8	0,35	6,6	0,75	4,2	0,3	6,3	0,85	3	0,5
59,9	3,2	17,7	1,25	5,9	1,55	4	0,7	7,1	2	2,1	0,75
62	2,45	17,2	0,8	6	1,15	4,2	0,45	4,7	1,4	2,6	0,75
62,5	1,6	17,6	0,4	6,2	0,7	3,7	0,6	4,9	1,05	2,6	0,25
58,1	3,2	17,1	0,75	6,7	1,3	4,1	0,55	7,4	1,4	3,1	0,7
60,6	3,6	17,2	0,8	5,5	1,4	4,1	0,65	7,1	2,15	2,1	0,7
63,4	2,05	17,4	0,5	5,6	0,55	4,1	0,45	4,2	1	2,4	0,35
59,2	1,75	17,8	0,3	6,8	0,65	4,2	0,25	6,3	1	3,3	0,5
54,9	1	16,3	0,95	8,8	0,7	3,8	0,45	9,3	1,1	5,4	0,5
58,8	2,15	17,8	0,75	7,2	1,25	4,2	0,35	6,1	1,25	3,4	0,65
62,2	2,45	17,4	0,75	5,9	0,8	4,2	0,6	5,8	1	2,5	0,4
57,3	3,15	17,4	0,65	6,6	1,35	4,1	0,6	8,6	1,85	3	0,75
59,6	3,9	17,5	0,85	5,9	1,55	4,1	0,65	7,5	2,25	2,5	1

Таблица П13. Оценка равновесного с клинопироксеном расплава, рассчитанного по алгоритму [Hiigins et al., 2022]. **Продолжение.**

SiO_2	Δ	**Al_2O_3**	Δ	**CaO**	Δ	**Na_2O**	Δ	**FeO**	Δ	**MgO**	Δ
62,4	1,55	17,5	0,7	6,1	0,8	3,7	0,6	4,7	1,1	2,6	0,45
62,4	1,75	17,4	0,6	5,8	0,75	4,1	0,55	4,9	1,2	2,5	0,2
60,6	1,6	17,6	0,55	5,9	0,45	4,3	0,25	6,3	0,65	2,5	0,2
60,6	1,3	17,5	0,55	5,7	0,5	4,4	0,25	6,3	0,4	2,4	0,2
59,1	2,85	17,3	0,7	6,5	1,25	4,1	0,5	6,6	1,55	3	0,7
59,7	1,55	17,7	0,4	6,2	0,7	4,3	0,2	6,3	0,65	2,7	0,4
62,3	3,15	16,4	0,8	4,8	1,3	4,3	0,65	5,8	1,25	1,9	0,6
60,6	3,35	17,5	1,25	5,2	1,55	4,4	0,95	6,2	1,7	1,9	0,65
62,5	3,75	16,8	0,8	5	1,3	4,1	0,65	5,6	1,6	1,8	0,65
60,8	3,5	17,3	1,1	5,6	1,55	4,2	0,75	7,1	2,05	1,9	0,7
59,7	3,05	17,2	0,9	5,9	1,35	4	0,6	7,8	2,25	2,2	0,65
62,1	2,9	16,7	1,1	4,8	1,25	4,6	0,7	6,1	1,1	1,6	0,5
60,5	2,2	17,7	0,45	6,2	0,9	4	0,5	5,6	1,1	2,7	0,5
61,2	3,8	16,6	1,15	5,5	1,55	4	0,6	6,7	2,2	1,8	0,6
60,5	1,45	17,5	0,55	5,8	0,55	4,4	0,2	6,4	0,3	2,4	0,25
60,6	1,95	17,3	0,65	5,7	0,7	4,3	0,45	6,4	0,6	2,4	0,3
60,6	1,55	17,3	0,55	5,7	0,65	4,3	0,35	6,3	0,4	2,4	0,25
60,2	1,35	17,7	0,4	6	0,4	4,3	0,15	6,3	0,65	2,5	0,15
Расплав, равновесный с клинопироксеном пикритовых г-д											
60,8	1,8	17,6	0,55	5,8	0,55	4,3	0,25	6,2	0,95	2,5	0,2
57,7	4,1	16,7	0,85	7,5	1,85	4,2	0,75	6,3	1,9	4,9	1,05
58,6	4,1	16,5	0,85	6,9	1,75	4,2	0,75	6,3	2,05	4,7	1,2
61,5	4,55	16,5	0,85	5,1	1,6	4,2	0,6	4,5	1,55	2,6	1,1
60,6	4,15	16,5	1,05	5,4	1,5	4,1	0,8	4,9	1,8	3	1,25
62,5	3,9	16,7	0,9	5,1	1,65	4,1	0,55	4,5	1,55	2,4	1
63,2	3,2	17,1	0,8	5	1,8	4,2	0,5	4,3	1,75	2,3	1
56,6	3,05	17,7	1	8,2	1	3,2	0,85	7,9	1,6	5	1,6
54	2,3	16,4	1,05	9,2	0,8	3,1	0,7	8,8	1,7	6,1	1,8
54,1	2,3	16,4	1	9,4	0,85	3,1	0,7	8,7	1,55	6,1	1,65
52,1	2,45	16,3	1,05	8,8	0,85	2,9	0,85	10,2	1,55	6,9	1,8
58,9	1,65	17,8	0,65	7,7	0,9	3,7	0,75	6	0,75	4	1,1
55,2	2,55	18	0,8	8,6	1,1	3,3	0,85	7,4	1	5,3	1,95
54,9	2,95	17,4	1,05	8,7	1,05	3,2	0,9	7,4	1,05	5,9	2,2
53,9	2	16,4	0,7	9,5	0,85	3,1	0,6	8,6	1,2	6,2	1,55
54,3	2,7	16,4	1,05	9,4	0,9	3	0,75	8,6	1,6	6,5	1,8
55	2,3	18,3	0,65	8,7	1,1	3,2	0,8	7,4	0,9	5,8	1,9
57,3	1,7	18,4	0,45	8,2	0,75	3,3	0,8	6,3	0,45	4,2	1,2
58,4	1,95	18,1	0,55	8	1	3,3	0,7	6	0,75	4,2	1,1
60,3	1,85	17,9	0,55	7,4	1,05	3,6	0,75	5,3	0,9	4	1
58,8	1,7	17,8	0,65	8	0,85	3,4	0,65	6,1	1,05	4,2	1,25
58,9	2,6	17,2	0,7	7,1	1,25	3,9	0,75	6,8	2,2	3,9	1,05
54,5	3,8	17,8	0,85	7,8	1,05	3,3	0,9	10,2	1,55	5,9	1,7
54,4	3,75	17,8	0,85	7,8	1,05	3,3	0,8	10,2	1,55	5,8	1,65
56,4	3,45	18	0,75	7,7	0,95	3,3	0,85	9,7	2	5	1,7
59,9	1,85	17,8	0,6	7,7	1	3,6	0,65	5,6	0,85	4,1	1,2
54,8	2	18,2	0,7	8,7	1,15	3,2	0,85	7,4	0,7	5,4	1,9
57,9	1,05	18,3	0,4	7,8	0,7	3,7	0,8	6,2	0,3	4	1

Таблица П13. Оценка равновесного с клинопироксеном расплава, рассчитанного по алгоритму [Hiigins et al., 2022]. **Продолжение.**

SiO_2	Δ	**Al_2O_3**	Δ	**CaO**	Δ	**Na_2O**	Δ	**FeO**	Δ	**MgO**	Δ
57,6	1,35	18,4	0,5	8,2	0,95	3,4	0,8	6,3	0,5	4,2	1,15
57,8	1,5	18,2	0,5	8	0,75	3,3	0,8	6,2	0,5	4	1,2
56,1	2,35	18,2	0,5	8,5	1,1	3,2	0,85	7	0,85	4,9	1,55
57,8	1,4	18,2	0,5	8	0,95	3,4	0,9	6,3	0,6	4,1	1,35
54,6	2,2	16,4	0,85	9	0,85	3,2	0,75	8,6	1,3	6,1	1,65
53,7	3,55	17,6	1,15	8,5	1	3	0,95	10	1,7	6,5	2,1
59	1,9	18,1	0,55	7,6	0,85	3,7	0,65	5,7	0,85	4,1	1,1
58,5	2	18,1	0,6	7,8	0,85	3,6	0,6	6,1	0,85	4,2	1,15
59,6	2	17,9	0,6	7,2	0,9	4	0,65	5,4	0,95	3,8	0,8
55	2,45	18	0,75	8,6	1,1	3,3	0,85	7,4	0,9	5,2	1,9
54,1	2,2	16,4	1	9,4	0,9	3,1	0,75	8,6	1,35	6,4	1,9
59,1	2,55	17,2	0,65	7,4	1,35	3,9	0,85	6,7	2,1	4,1	1,1
59,7	3,6	16,2	3,55	7,1	1,7	4	0,55	5,7	1,9	4	1,05
60,5	3,2	16,2	1,6	7,1	1,9	3,9	0,6	5,2	1,65	4,1	1,45
55,8	4,1	15,9	3,55	9,8	1,85	3,4	0,9	7	1,35	6,5	1
58,6	2,4	17,6	0,75	7,4	1,05	3,6	0,9	8,1	2,6	4,1	1,35
53,1	3,2	16,9	1,35	8,7	0,9	2,8	1,1	9,9	1,7	7	2,3
60,2	2,1	17	0,65	7,4	1,25	3,8	0,8	5,9	1,45	4	1,15
60,6	4,5	16,2	1,5	5,1	1,8	4	0,55	4,8	2,05	2,3	1,15
60,4	3,4	16,5	0,75	5,9	1,65	4,3	0,55	5,2	1,55	2,7	1,05
60,5	2,2	15,9	3,75	7,4	1,4	3,9	0,65	5,5	1,5	4,1	0,8
52,7	3,05	18	1,25	8,3	1,1	3	0,85	10,6	1,6	6,7	1,6

Примечание: Δ *– стандартное отклонение.*