

УДК 552.3:549.08(234.82)

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ МЕТАГАББРО-ДОЛЕРИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ, РОССИЯ)¹

© 2023 г. Р. И. Шайбеков^a, *, Н. С. Уляшева^a, Е. М. Тропников^a, Г. В. Игнатьев^a

^a Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

*e-mail: shaybekov@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 15.04.2022 г.

После доработки 04.07.2022 г.

Принята к публикации 28.09.2022 г.

Представлены новые результаты петрографического и петрогеохимического исследования метагаббро-долеритов из единственно обнажающегося на поверхности интрузивного тела в центральной части Карской астроблемы. Полученные данные позволили ограничить петрографическое разнообразие пород до двух разновидностей: метагаббро-долеритов и кварцевых метагаббро-долеритов, сформировавшихся в процессе дифференциации единого магматического расплава. Геохимические особенности пород свидетельствуют о гетерогенности магомгенерирующего источника. Породообразующие минералы метагаббро-долеритов и кварцевых метагаббро-долеритов характеризуются наличием планарных деформаций и других признаков ударного метаморфизма низких и средних стадий.

Ключевые слова: петрогеохимия, планарные элементы, метагаббро-долериты, центр Карской астроблемы, Пай-Хой

DOI: 10.31857/S0869590323040076, **EDN:** RCAUJU

ВВЕДЕНИЕ

Карская депрессия представляет собой крупную тектоническую структуру диаметром более 50 км, локализирующуюся на Югорском полуострове и занимающую секущее положение к вмещающим ее породам. Она является уникальным объектом, так как представляет собой один из наиболее крупных в мире метеоритных кратеров и наиболее известна под названием Карская астроблема.

В пределах Карской астроблемы в нижнем течении р. Сопчаю и на левом ее притоке были впервые обнаружены естественные выходы пород основного состава, которые являются фрагментами одного единого интрузивного тела (Устрицкий, 1951). Позднее, в рамках геологического картирования 1973–1976 гг., другие габбро-долеритовые тела были зафиксированы в двух картированных скважинах ГГК-2 (инт. 60.0–103.6 м, 315.5–628.0 м) и ГГК-4 (инт. 211.8–700.0 м) (Импактиты, 1981). Кроме естественных обнажений и керна скважин, геофизическими исследованиями, проведенными в период 1965–1985 гг. (Импактиты, 1981), в пределах Карской астроблемы были уста-

новлены интрузивные тела в относительно неглубоком залегании, а также за ее пределами. Вплоть до южного ее края отмечены множественные поля их распространения (рис. 1). По результатам этих работ возраст был оценен как синхронный хенгурскому комплексу, который по трем U-Pb (SHRIMP-II) датировкам (369.8 ± 2.3 , 374.6 ± 2.0 и 381.4 ± 2.0 млн лет) был определен как позднедевонский (Шайбеков, 2006; Шишкин и др., 2009).

Целью настоящей работы является установление вещественного состава, условий формирования и метаморфизма метагаббро-долеритов р. Сопчаю и ее притоков в результате петрографических и геохимических исследований пород. Рассмотрено влияние импактного события на метагаббро-долериты.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

В геологическом строении района принимают участие нижний–верхнепротерозойский (PR₂) и верхний палеозойский структурные этажи. Нижний этаж обнажается преимущественно в ядре Пайхойского антиклинария, а также зафиксирован в кернах скважин ГГК-2 и ГГК-4, пробуренных в центре Карской астроблемы на глубинах более 500 м и представлен верхнепротерозойски-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi:10.31857/S0869590323040076 для авторизованных пользователей.

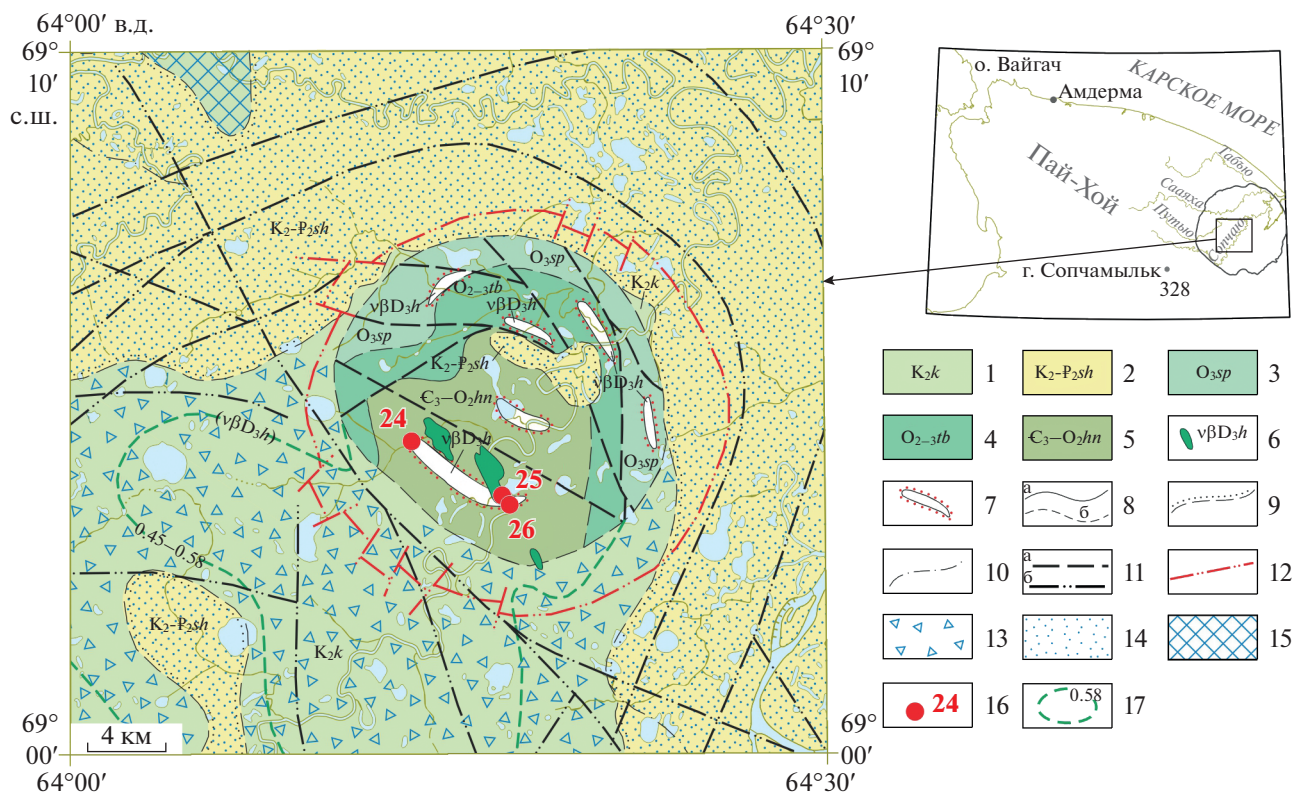


Рис. 1. Геологическая карта центра Карской астроблемы (Зархидзе и др., 2017) с дополнениями.

1 — Карский коптогенный комплекс: зювиты, тагамиты, брекчии, кластические дайки; 2 — Саянская толща: опоки, глины, аргиллиты, опоконидные аргиллиты и алевроитовые глины, алевроиты, конгломераты и тонкозернистые пески, песчаники; 3 — Сопчинская свита. В основании — известняки кремнистые с прослоями органогенно-обломочных известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; выше тонкослоистые известняки, часто биотурбированные, с прослоями и пачками силицитов, глинисто-кремнистых сланцев; в прикровельной части — ритмичное переслаивание глинисто-кремнистых известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; 4 — Тальбейтывисская свита. Ритмичное переслаивание известняковых гравелитов, известковистых песчаников, алевропесчаных известняков, глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, известковисто-кремнисто-глинистых сланцев; 5 — Хенгурская свита. Внизу — известняки глинисто-кремнистые петельчатые, песчаные известняки с прослоями глинисто-известковистых и глинисто-углистых сланцев; локально в основании — конгломераты, гравелиты, песчаники; сверху сланцы глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности; редкие прослои известняков; 6, 7 — Хенгурская свита: долеритовый, габбро-долеритовый. Силлы и дайки габбро-долеритов, долеритов и оливиновых габбро-норитов; 8 — естественные выходы — по данным Юшкина Н.П. (неопубликованные данные), 9 — контуры интрузивных тел, обрамленных рогами, по геолого-геофизическим данным; 10 — геологические границы: 8 — согласно залегания и интрузивные контакты (а — установленные, б — предполагаемые), 9 — несогласного залегания стратиграфических подразделений, 10 — предполагаемые, по геофизическим данным, согласно залегания, скрытые под вышележащими образованиями (без возрастной привязки); 11, 12 — разрывные нарушения, выходящие на картографируемую поверхность: 11 — без разделения по морфокинетическим особенностям (а — предполагаемые, б — скрытые под вышележащими образованиями), 12 — разломы, предполагаемые на глубине, по геофизическим данным; 13–15 — импактные (коптогенные) породы: 13 — лапиллиево-агломератовые зювиты, 14 — щебенчато-дресвянные и псаммо-алевритовые зювиты, 15 — клиппеновые брекчии, мегабрекчии; 16 — место отбора пробы и ее номер; 17 — контур поля погребенных верхнекембрийско-ордовикских отложений, насыщенных силлами и дайками долеритов, выделенный по аэромагнитной съемке ($h = 200$ м): 0.58 — глубина залегания магнитных пород (км), $v\beta D_3h$ — индекс предполагаемых магнитных образований.

ми образованиями. Породы данного структурного этажа сложены слюдисто-глинистыми, кремнистыми и актинолитовыми филлитовидными сланцами с линзами метаморфизованных риолитов и их туфов, которые смяты в крутопадающие складки преимущественно северо-западного простирания (290° – 320°). Верхний этаж, представленный палеозойскими образованиями, образует в своей структуре два яруса, ограниченных

временными интервалами. Нижний ярус, представленный породами от кембрия–ордовика до карбона, отделен структурным несогласием от верхнего яруса. В последнем доминируют отложения пермского возраста. Ордовикские отложения, широко распространенные в осевой части Пайхойского антиклинория, а также отмеченные в керне скважин ГГК-1–ГГК-4 и в естественных обнажениях в центре Карской астроблемы, пред-

ставлены глинисто-кремнистыми, слюисто-кремнистыми, известково-глинистыми сланцами, окремненными, глинистыми и слюистыми известняками среднего и верхнего отделов. Силур, низы девона, среднего и верхнего карбона обнажаются преимущественно в пределах склонов Пайхойского антиклинория. Силур—низы девона однородны и сложены углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми и графито-кремнистыми сланцами с прослоями окремненных известняков. Средний и верхний девон в отличие от нижней части неоднороден и представлен кварцевыми и известковистыми песчаниками, углисто-кремнистыми, кремнистыми и глинистыми сланцами, яшмоидами, доломитизированными и мраморизованными известняками. Отложения карбона в нижней части в основном представлены углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, углистыми, глинистыми и кремнистыми известняками, тогда как средняя и верхняя часть сложены углисто-кремнистыми и хлорит-серицит-кремнистыми сланцами с прослоями органогенно-обломочных и глинистых известняков. Породы этого возрастного диапазона сложно дислоцированы и смяты в мелкие ассиметричные, часто изоклинальные складки. Пермские отложения широко распространены от северо-востока Пайхойского антиклинория до побережья Карского моря и представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с линзами и прослоями известняков, углей и конгломератов (мощность варьирует от 1.7 до 2.1 км в восточной и западных частях). Породы в отличие от таковых нижнего яруса менее дислоцированы и по форме представляют собой простые разноориентированные симметричные складки с углами падения на крыльях 15° – 20° , реже 40° – 60° . Меловые отложения в пределах района в коренном залегании не сохранились и отмечаются лишь в виде обломков песчаников, алевролитов, глин, известняков, опок, углей и сидеритов в импактных породах Карской астроблемы. Палеозойские отложения перекрыты рыхлыми осадками плиоцен-четвертичного возраста (максимальная мощность по скв. ГГК-7 ~167 м). Наиболее древние плиоцен-нижнечетвертичные отложения вскрыты скв. ГГК-2 в пределах центрального поднятия и представлены морскими переслаивающимися песками, глинами и песками с обломками пород. Наиболее молодыми образованиям в пределах Карской астроблемы являются среднечетвертичные — ледниково-морские суглинки, глины с прослоями гальки и песка и отдельными валунами и верхнечетвертичные отложения, представленные суглинками, песками и супесями различного генезиса (Машак, 1990а; Назаров и др., 1993; Mashchak, 1991).

Карская астроблема локализуется в сложно-дислоцированных породах палеозоя и имеет округлую изометричную, характеризующуюся отрицательным макрорельефом форму диаметром 50–56 км и глубиной около 3.5 км и секущее к геологическим структурам положение (Машак, 1990б; Импактиты, 1981; Масайтис, 1990 и др.). В составе астроблемы выделяется три зоны: 1 зона — “Сопчинское/Центральное поднятие” ромбовидной формы со сглаженными углами размером $7-9 \times 9-11$ км, сложенное верхнепротерозойскими и среднеордовикскими породами, габбро-долеритами, а также импактиты (Машак, 1990б; Зархидзе и др., 2017; Импактиты, 1981); 2 зона — “Кратерная кольцевая воронка/желоб” шириной 17–26 км, выполненная аллогенными брекчиями, зювитами и тагами (Машак, 1990б; Зархидзе и др., 2017; Импактиты, 1981); 3 зона — кольцеобразная зона околоратерного дробления шириной 2–4 км, которая обрамляет Карскую астроблема и наложена в основном на пермские породы, представленные интенсивно раздробленными и перетертыми алевролитами, аргиллитами, окремненными известняками, кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами (Импактиты, 1981). В пределах Карской астроблемы выделяют пять структурно-литологических комплексов: цокольный (в пределах центрального поднятия и зоны околоратерного дробления), коптогенный (в кратерной воронке), инъекционный, заполняющий (мезозойские и кайнозойские отложения в кратерной воронке) и перекрывающий (кайнозойские и современные образования на площади астроблемы и вокруг нее) (Машак, 1990б). Возраст Карской астроблемы до сих пор является спорным и варьирует в диапазоне от даниана (ранний палеоцен) до сantonа (Зархидзе и др., 2017).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород получен методами мокрой химии и РФА на приборе MESA-500W на базе Института геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук имени академика Н.П. Юшкина (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах определены в ЦКП “Геонаука” на масс-спектрометре с индуктивной связной плазмой Agilent 7700× (аналитик Г.В. Игнатьев, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Для аналитических работ использовали навески массой от 70 до 100 мг. Навеску помещали в фторопластовый виал и заливали смесью концентрированной азотной, плавиковой и соляной кислоты (в соотношении $\text{HNO}_3 : \text{HF} : \text{HCl} = 2 : 4 : 2$). Разложение проводилось в микроволновой системе пробоподготовки Sineo MDS-10. Виалы равномерно распределяли в печи и нагревали в течение 180 мин с мощно-

стью излучения 400 Вт. Полученные растворы упаривали до сухих солей и переводили фториды в хлориды с последующим многократным разбавлением.

Оптические свойства минералов в шлифах изучались с использованием микроскопа Nikon Eclipse LV100ND и на поляризационном микроскопе БиОптик СР-400.

Исследования минералов проведены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 LMN. Изображения минералов получены в режиме обратнорассеянных электронов (BSE). Химический состав породообразующих и акцессорных минералов (см. Supplementary² 1, ESM_1.pdf и Supplementary 1, ESM_2.pdf) определен в режиме EDS с использованием приставки INCA X-MAX 50 мм фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм. Время экспозиции — 500 000 импульсов (аналитик Е.М. Тропников, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИТОВ

Магматиты, единственного обнажающегося на поверхности интрузивного тела, впервые отмеченные В.И. Устрицким (1951) как “сильно метаморфизованный порфиroidный кварцевый долерит или габбро-долерит”, в последующем исследователями интерпретировались по-разному. Первыми специализированными работами по вещественному составу пород Карской астроблемы они описывались как светло-зеленые мелкокристаллические метадолериты, светлые зеленовато-серые габбро-долериты, зеленовато-серые уралитизированные габбро-долериты, амфиболитизированные габбро-долериты, серо-зеленые мелкокристаллические кварцевые долериты, но при этом в результате изучения шлифов породы охарактеризованы как однообразные, с различными вариациями содержания породообразующих минералов. Основными были выделены кварцсодержащие и кварцевые долериты, вторыми же по распространенности обозначены гломеропорфировые долериты. Впервые в (Устрицкий, 1951), во всех типах пород установлены и подробно охарактеризованы планарные элементы в минералах. В результате проведенных в рамках геологического доизучения территории исследований Д.В. Зархидзе с коллегами

(2017) были изучены шлифы, по которым фактически было выделено четыре типа пород: мелко-среднезернистый кварцевый метадолерит, мелко-среднезернистый кварцсодержащий метадолерит со стильпномеланом, среднезернистый метадолерит со стильпномеланом, мелко-среднезернистый амфиболитизированный кварцевый метадолерит. Во всех типах пород планарные элементы отмечены ими в кварце, плагиоклазе и клинопироксене. В наиболее поздней работе (Shumilova et al., 2021) в результате предварительных исследований магматитов центрального поднятия Карской астроблемы были выделены три типа пород: микро-среднезернистый кварцевый долерит, амфиболитизированный долерит и габбро.

Результаты петрографических исследований. Наши исследования показали, что метабазиты, обнажающиеся по р. Сопчаю и ее притоке и принадлежащие, скорее всего, одному магматическому телу, могут быть ограничены двумя разновидностями: *метагаббро-долеритами* и *кварцевыми метагаббро-долеритами*.

Метагаббро-долериты (пробы 25Р-04-2, 25Р-04-3, 25Р-04-4, 26Р-04-1) представляют собой массивные породы с реликтовой офитовой, пойкилоофитовой мелко- и тонкозернистой структурой, массивной текстурой (рис. 2а–2в). Вторичные изменения привели к формированию гранолепидонематобластовой, брекчиевой, катакластической структур и сланцеватой текстуры.

Первичные магматические минералы представлены (в об. %): сосюритизированным плагиоклазом (40–45), уралитизированным клинопироксеном (20–35), ильменитом (1–2), апатитом (до 1), цирконом (до 1), эгирином и реликтами биотита (ед. зерна). Вторичными метаморфическими минералами являются амфибол актинолит–тремолитового ряда (5–20), альбит (3–7), хлорит (2–10), кварц (1–2), клиноцоизит (1–5), лейкоксен (рутил и титанит) (2–3), карбонат (до 10), редко магнетит (0–1) и сульфиды (0–1).

Порода состоит из удлиненных лейст и таблитчатых выделений сосюритизированного плагиоклаза длиной от 0.1 до 1.5 мм, между которыми располагаются широкопризматические и длиннопризматические выделения более крупного уралитизированного клинопироксена размером 0.2–2 мм (изредка до 2.5 мм). Продукты изменения, развивающиеся по плагиоклазу, имеют грязно-темно-коричневую окраску, высокий рельеф и практически изотропны при скрещенных николях. Замещение плагиоклаза скоплениями зерен клиноцоизита приводит к понижению в нем анортитового компонента (3–4% An) до альбита. Клинопироксен (хромсодержащий авгит $(Mg_{0.79-0.92}Ca_{0.49-0.84}Fe_{0.20-0.41}Al_{0.05-0.26}Na_{0.01-0.08}Cr_{0-0.02}Ti_{0-0.02}Mn_{0.01})_{1.92-2.06}Si_{1.94-2.08}O_6$ и диопсид $(Ca_{0.91}Mg_{0.82}Fe_{0.20}Al_{0.18}Na_{0.02}Ti_{0.02}Mn_{0.01})_{2.06}Si_{1.94}O_6$) представлен

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary 1:

ESM_1.pdf — Химические составы основных породообразующих минералов метагаббро-долеритов центра Карской астроблемы;

ESM_2.pdf — Химический состав акцессорных минералов метагаббро-долеритов центра Карской астроблемы.

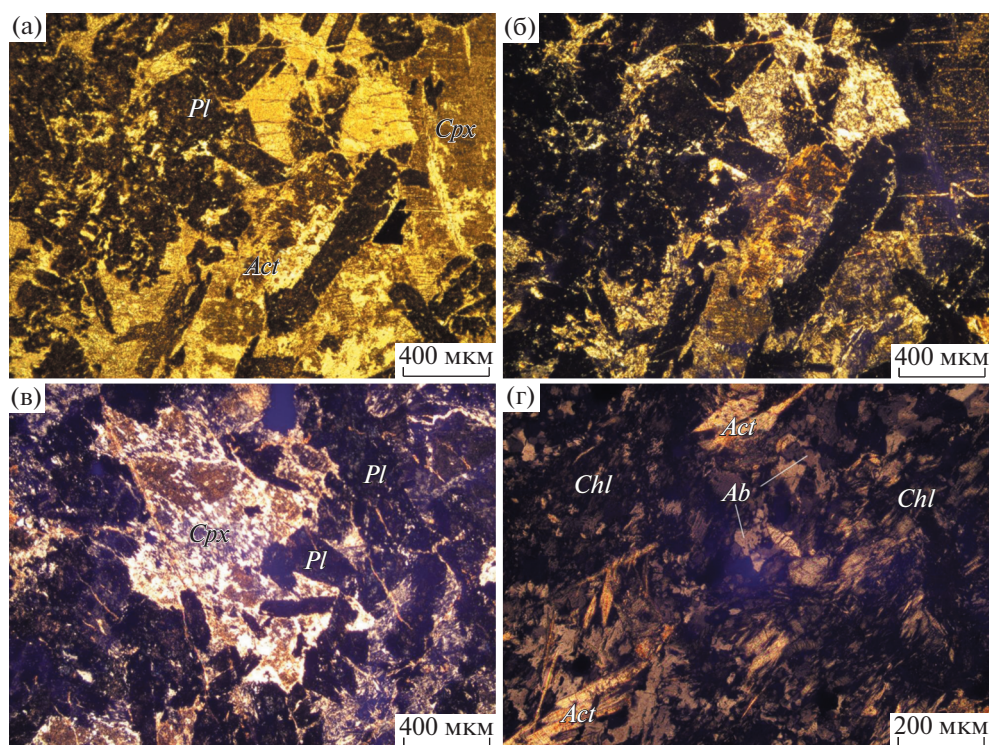


Рис. 2. Офитовая (а, б), пойкилоофитовая первично-магматическая (в) и гранолепидонематобластовая метаморфическая (г) структуры в метагаббро-долерите. (а) — без анализатора; (б, в, г) — николи скрещены. *Chl* — хлорит, *Pl* — плагиоклаз, *Act* — актинолит, *Cpx* — клинопироксен, *Ab* — альбит. Аббревиатура минералов приведена согласно (Warr, 2021).

бесцветными, слабо-зеленоватыми, грязно-бурыми кристаллами, замещающимися по краям и трещинкам спайности актинолитом и альбит-актинолит-хлоритовой ассоциацией минералов. Некоторые зерна практически полностью псевдоморфно замещены волокнистыми и радиально-лучистыми агрегатами амфибола актинолит-тремолитового ряда. Кроме того, наблюдается интенсивное замещение пироксена по трещинкам карбонатом. Часто в зернах авгита содержатся включения плагиоклаза. Пироксен деформирован. В породе встречаются единичные выделения травяно-зеленого эгирина, образующего сноповидные и радиально-лучистые агрегаты. Ильменит в породе встречается в виде реликтов, практически полностью замещен лейкоксеном. В породе также встречаются участки, по контурам соответствующие чешуйкам биотита, полностью псевдоморфно замещенным хлорит-титанитовым микрокристаллическим агрегатом. Апатит встречается в виде призматических удлинённых зерен размером 0.1–0.2 мм, пересечен параллельными трещинками, по которым развивается карбонат.

В породе наблюдаются полностью метаморфизованные участки (рис. 2г), где развиваются альбит, магнезиальный хлорит (клинохлор), актинолит и кварц. Альбит представлен изометрич-

ными, неправильной формы зернами размером 0.05–0.4 мм с извилистыми ограничениями и с включениями зерен кварца и микрозерен вторичных минералов. Актинолит образует светло-зеленоватые длиннопризматические, шестоватые, волокнистые зерна размером 0.01–1 мм и радиально-лучистые агрегаты. Хлорит встречается в виде бледно-зеленых мелких чешуек и сплошных масс. С альбитом, хлоритом и актинолитом ассоциируются неправильной формы мелкие зерна магнетита размером 0.01–0.05 мм. Изредка в породе можно встретить мелкие зерна сульфидов размером 0.05–0.15 мм. Порода разбита сетью трещин мощностью 0.01–0.05 мм, по которым развивается карбонат. В магматитах наблюдаются прожилки кварцевого состава мощностью около 1 см. Между ними и метагаббро-долеритом имеются участки мощностью 1.5–5 мм брекчированной породы — псевдотрахилита.

В качестве отдельной разновидности среди метагаббро-долеритов можно выделить меланократовую разновидность. *Меланократовый метагаббро-долерит* (проба 25P-04-1) представляет собой массивную породу с реликтовой габброофитовой, местами пойкилоофитовой мелко- и тонкозернистой структурой, массивной текстурой (рис. 3а, 3б). Наложённые процессы привели к формированию гра-

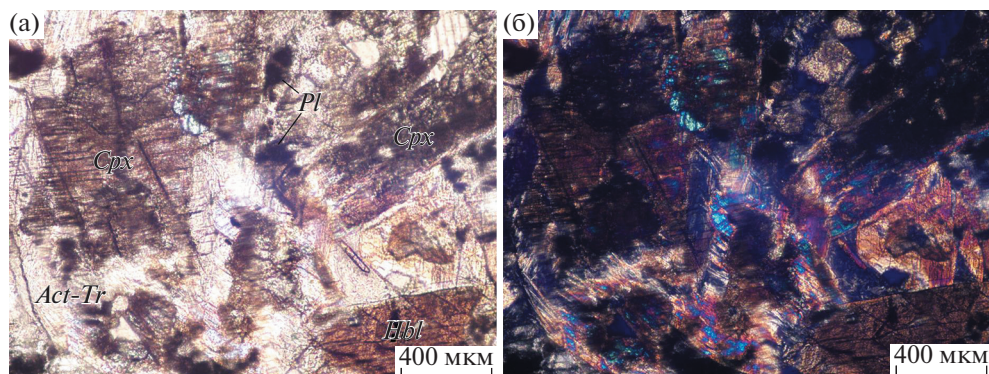


Рис. 3. Габбро-офитовая структура в меланократовом метагаббро-долерите. (а) — без анализатора, (б) — николи скрещены.
Pl — плагиоклаз, *Cpx* — клинопироксен, *Hbl* — роговая обманка, *Act-Tr* — амфибол актинолит—тремолитового ряда.

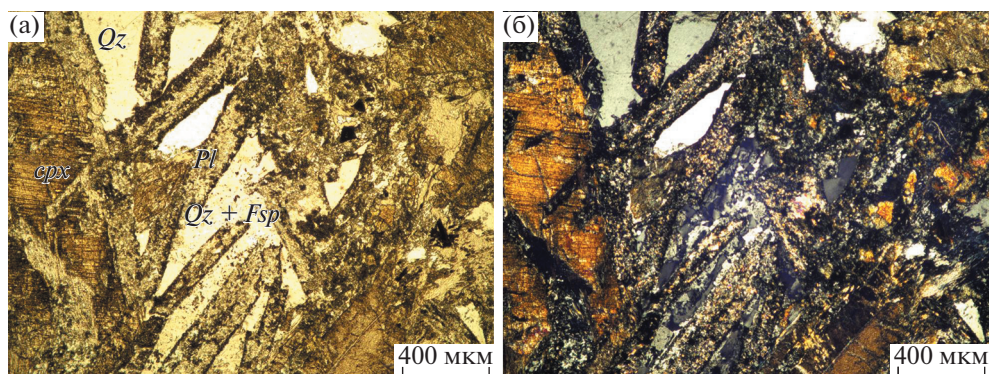


Рис. 4. Офитовая структура и сростания КПШ и кварца. (а) — без анализатора, (б) — с анализатором.
Qz — кварц, *Pl* — кварц, *Fsp* — калиевый полевой шпат, *Cpx* — клинопироксен.

нолепидонематобластовой и деформационной структур. По сравнению с вышеописанными метагаббро-долеритами в нем увеличивается содержание (в об. %) хромсодержащего авгита и диопсида до 60% и уменьшается количество плагиоклаза до 25%.

В результате микронзондовых исследований в породе установлен бадделейт, циркон, титанит и рутил с образованием сагенитовых решеток. В единичном случае отмечено включение монацита в апатите. Сульфидные минералы преимущественно представлены пирротинном (с примесями кобальта и никеля), замещающимся пламевидными выделениями пентландита (с примесью кобальта) и содержащим включения кобальтина. Редко встречается халькопирит.

Кварцевые метагаббро-долериты (пробы 24Р-04-1, 24Р-04-2, 24Р-04-3, 24Р-04-4, 24Р-04-5, 24Р-04-6) имеют реликтовую магматическую офитовую, пойкилоофитовую гранофировую мелко- и среднезернистую (рис. 4а, 4б), метаморфическую нематолепидобластовую структуры, массивную текстуру. Первичные магматические минералы

представлены (в об. %): серицитизированным и сосюритизированным плагиоклазом (40–45), уралитизированным клинопироксеном (30–35), ортопироксеном (0–1), кварцем (3–15), КПШ (1–3), ильменитом (1–2), апатитом (1), цирконом (до 1). Вторичными метаморфическими минералами являются актинолит (1–8), хлорит (1–10), стильномеллан (0–20), клиноцоизит (эпидот) (3–15), альбит (1), пумпеллиит (ед. зерна), лейкоксен (1–4), магнетит (0–1) и сульфиды (0–1).

Порода состоит из длинных лейст и таблитчатых кристаллов серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза длиной 0.2–2.5 мм, между которыми заключены призматические изометричные и длиннопризматические выделения клинопироксена размером 0.3–5 мм. Интерстиции между плагиоклазом и клинопироксеном занимают угловатые образования кварца размером 0.2–2 мм, нередко в сростании с калиевым полевым шпатом $(K_{0.96}Na_{0.01-0.02}Ba_{0.01-0.02})_{0.98-1.00}(Al_{1.02-1.04}Fe_{0.01})_{1.03-1.05}Si_{2.97-2.98}O_8$ (рис. 4а, 4б).

Плагиоклаз сильно изменен, продукты его замещения имеют темно-коричневую окраску. По

характеру изменения (ядро и краевая часть отличаются) можно судить о том, что минерал первоначально был зональным. Встречается полностью сосюритизированный или серицитизированный плагиоклаз, имеющий, по-видимому, изначально разные количества анортитового компонента. В результате замещения плагиоклаза на серицит и эпидот он переходит в альбит и олигоклаз (2–10% *An*). Плагиоклаз, образующий срастания с кварцем, также имеет кислый состав. Встречаются породы с лейстами слабо измененного плагиоклаза (судя по показателям преломления и углу симметричного погасания — олигоклаз), в котором наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Минерал часто деформирован.

Клинопироксен (авгит $\text{Ca}_{0.84-0.91}\text{Mg}_{0.71-0.87}\text{Fe}_{0.20-0.37}\text{Al}_{0.02-0.08}\text{Na}_{0-0.08}\text{Ti}_{0-0.02}\text{Mn}_{0.01-0.02}\text{Si}_{1.95-2.01}\text{O}_6$) представлен бесцветными, слабо зеленоватыми, часто грязно-коричневыми выделениями, замещающимися по краям зеленовато-коричневым и светло-зеленым актинолитом, хлорит-актинолитовой ассоциацией минералов, нередко карбонатом. Наблюдаются псевдоморфозы волокнистого актинолита по клинопироксену, т.е. последний полностью замещен амфиболом с сохранением формы первичного минерала. Клинопироксен нередко образует срастания с плагиоклазом и содержит включения этого минерала. Он деформирован.

Кварц часто образует срастания с длиннопризматическим игольчатым шестоватым апатитом размером 0.1–0.5 мм, а также в нем наблюдаются шестиугольные бесцветные поперечные разрезы этого минерала. В кварце имеются микроскопические включения вторичных минералов, видимо, за счет распада содержащихся в нем КПШ. Минерал деформирован.

Ильменит сохранился в породе в виде реликтов в центральных частях развивающегося по нему лейкоксена и гидроксидов железа.

Вторичные метаморфические минералы: эпидот, альбит, клиноцоизит, железистый хлорит (шамозит) и актинолит развиваются как по первичным магматическим минералам, так и образуют скопления в отдельных участках породы. Альбит — тонкозернистый, изометричный, удлиненный, неправильной формы, имеет извилистые ограничения, пятнистую окраску за счет микровключений хлорита и актинолита. Хорошо оgranенный идиоморфный эпидот со слабо зеленоватой окраской часто встречается в виде включений в клиноцоизите. Клиноцоизит образует бесцветные призматические зерна размером 0.05–0.3 мм. Изредка в ассоциации с клиноцоизитом можно встретить зеленые зерна пумпеллита размером 0.15 мм. Амфибол — актинолит образует волокнистые, шестоватые и длиннопризматические зерна размером 0.1–0.3 мм светло-зеленой окраски, ассо-

циируется с бледно-зеленым хлоритом, местами деформирован.

В некоторых шлифах (пробы 24Р-04-4 и 24Р-04-3) появляется стильпномеллан, содержание которого достигает 20%. Он развивается по первично-магматическим минералам, концентрируется на контактах зерен и в трещинках. Минерал представлен бурыми и зеленовато-бурыми, хорошо плеохроирующими чешуйчатыми радиально-лучистыми и сноповидными агрегатами размером 0.1–0.2 мм.

Лейкоксен образует темно-бурые скопления неправильной формы размером 0.1–0.6 мм. В породе иногда появляется изометричный титанит размером до 0.15 мм светло-коричневой окраски и высокими цветами интерференции, редко рутил.

Порода разбита трещинками мощностью 0.01–0.05 мм, по которым развивается карбонат. В результате микрозондовых исследований в породе установлен бадделеит (не гранулированный), циркон, торит (в том числе в виде включений в цирконе), барит, алланит, монацит. Из сульфидных минералов в основном распространен пирротин, сфалерит (иногда с примесью кобальта и меди), которые зачастую находятся в сростках с халькопиритом, и галенит.

ПРИЗНАКИ ИМПАКТНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В *метагаббро-долеритах*, его кварцевой и меланократовой разновидностях наблюдаются признаки ударного метаморфизма.

В *метагаббро-долеритах* к основным признакам ударного события относятся брекчирование и дробление зерен кварца в прожилках, наличие в кварце более двух систем планарных элементов и наличие декорированных планарных элементов — серий мелких точечных включений, вытянутых в одном направлении (рис. 5а). Планарные элементы в одной системе расположены параллельно друг другу на расстоянии <0.03 мм. Крупные зерна кварца фрагментированы и на их контактах происходит рекристаллизация и формирование тонкозернистого полигонального мозаичного кварца. Фрагменты кварца изотропизированы и превращены в диаплектовое стекло. Минерал приобретает неравномерное волнистое и пятнистое блоковое угасание.

На контакте с деформированным кварцем *метагаббро-долерит* тоже брекчирован и представлен псевдотахилитом (рис. 5б). Обломки минералов — плагиоклаза, клинопироксена и лейкоксена со стороны породы и обломки кварца со стороны прожилка сцементированы мелким перетертым материалом этих же минералов и карбонатом, содержание которого здесь достигает 20%. Контуры

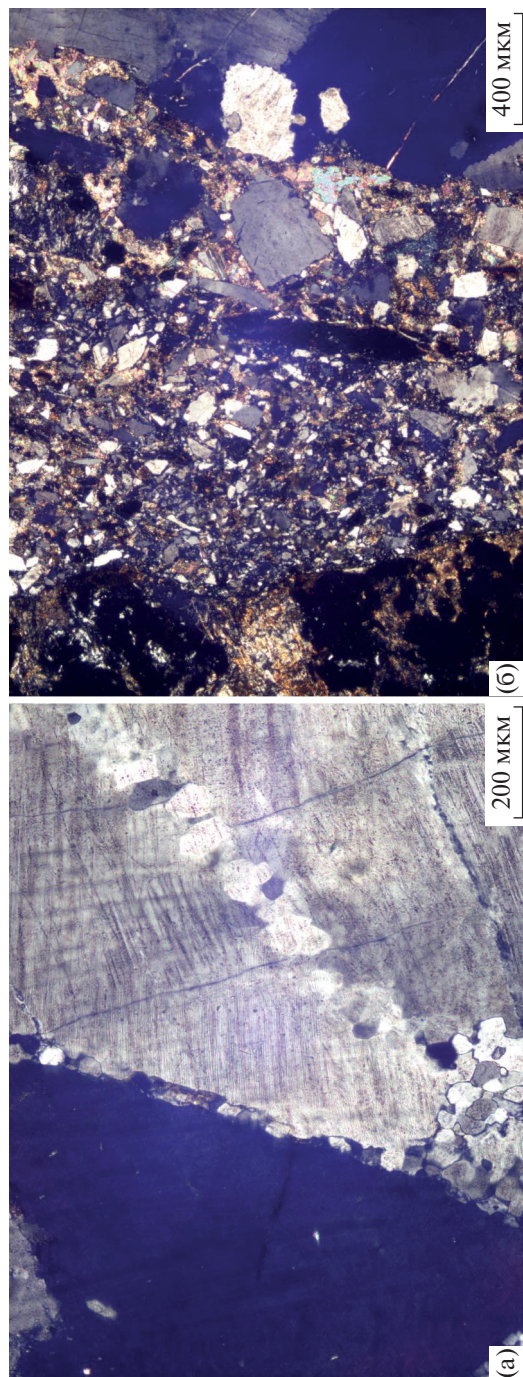


Рис. 5. Признаки импактного метаморфизма в кварцевом прожилке (а) и примыкающей к нему породе (б). (а) — планарные элементы, рекристаллизация и фрагментация кварца в зонах дробления и изотропизированный фрагмент кварца (слева); (б) — псевдотачилит на контакте кварцевого прожилка и метагаббро-долерита. Никели скрещены.

брекчии с породой и прожилком довольно четкие, извилистые.

Планарные деформационные элементы, рекристаллизация и волнистое погасание наблюдаются также в зернах новообразованного альбита. В породе признаки ударного метаморфизма проявляются в деформации клинопироксена и актинолита (рис. 6а, 6б). Кристаллы этих минералов изогнуты, в них наблюдаются пластические полосы излома и параллельные трещинки. В клинопироксене имеются две системы параллельных трещин. Одна система направлена параллельно удлинению зерна, а вторая под углом 80° .

В некоторых зернах апатита наблюдаются параллельные трещинки, перпендикулярные удлинению минерала, заполненные карбонатом.

В *кварцевых метагаббро-долеритах* признаки ударного метаморфизма наблюдаются в кварце, клинопироксене, плагиоклазе, актинолите и апатите (рис. 7).

В кварце имеются более двух систем планарных элементов, а также декорированные планарные элементы. Местами кристаллы кварца брекчированы, что проявляется в появлении полос излома и тонкозернистого мозаичного кварца в этих местах. Минерал погасает волнисто, неравномерно, блоково. Изредка можно наблюдать деформационные полосы или двойники. Кварц трещиноват, по трещинкам развивается карбонат.

Длиннопризматические зерна клинопироксена и актинолита изогнуты, в них появляются параллельные трещинки или кливаж и полосы излома. Две системы планарных трещин в клинопироксене пересекаются под углом 80° . Полосы излома наблюдаются и в кристаллах плагиоклаза. В этих минералах, как и в кварце, наблюдается волнистое, неравномерное, блоковое погасание.

В результате микрозондовых исследований было установлено, что развитие ударных деформаций в обоих типах пород различается. Так, в метагаббро-долеритах планарные деформации проявлены в породообразующих и акцессорных минералах (рис. 8а, 8б). В крупных пироксенах отмечаются до трех систем планарных трещин, характеризующихся малой мощностью в пределах от 1–2 до 5 мкм и осложненных поперечной и S-образной деформацией. Тогда как в более мелких пироксенах, в эпидоте, ильмените, апатите зачастую присутствует только одна. В кварцевых габбро-долеритах ситуация несколько иная (рис. 8в–8д). Ударная деформация, как и в случае с бескварцевыми разностями, проявлена в виде интенсивной трещиноватости породообразующих и акцессорных минералов. Кроме того, в виду более крупной зернистости пород планарные деформации проявлены в них в большей степени, в том числе и S-образная. В частности, в пироксене и титаните их количество достигает трех, в апатите, эпидоте

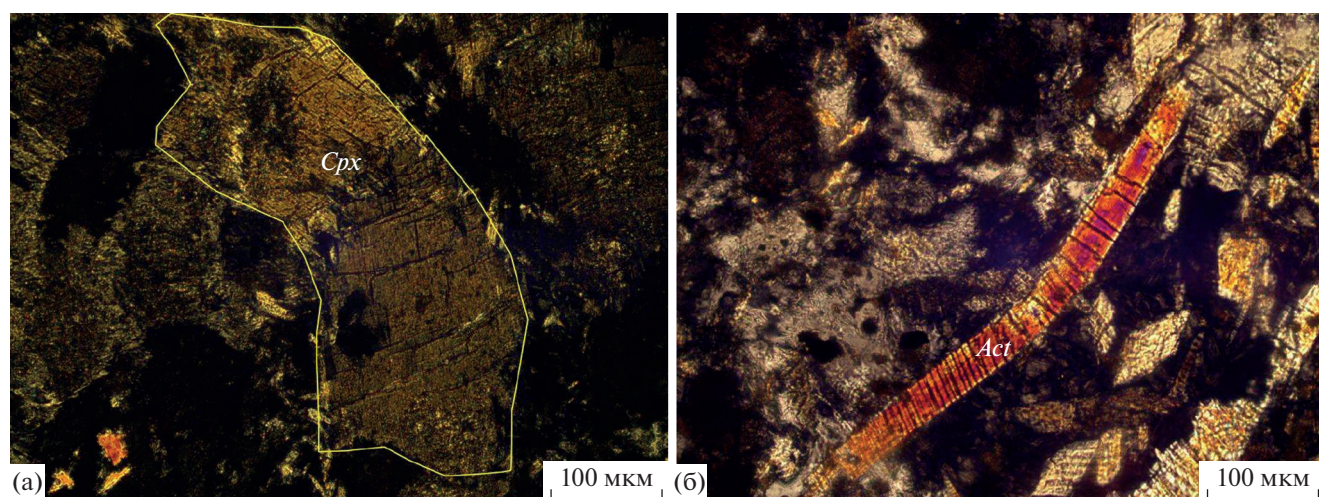


Рис. 6. Признаки импактного метаморфизма в метагаббро-долеритах. Изгибы и полосы излома в клинопироксене (а) (желтые линии — контуры клинопироксена) и актинолите (б). Николи скрещены.
Cpx — клинопироксен, Act — актинолит.

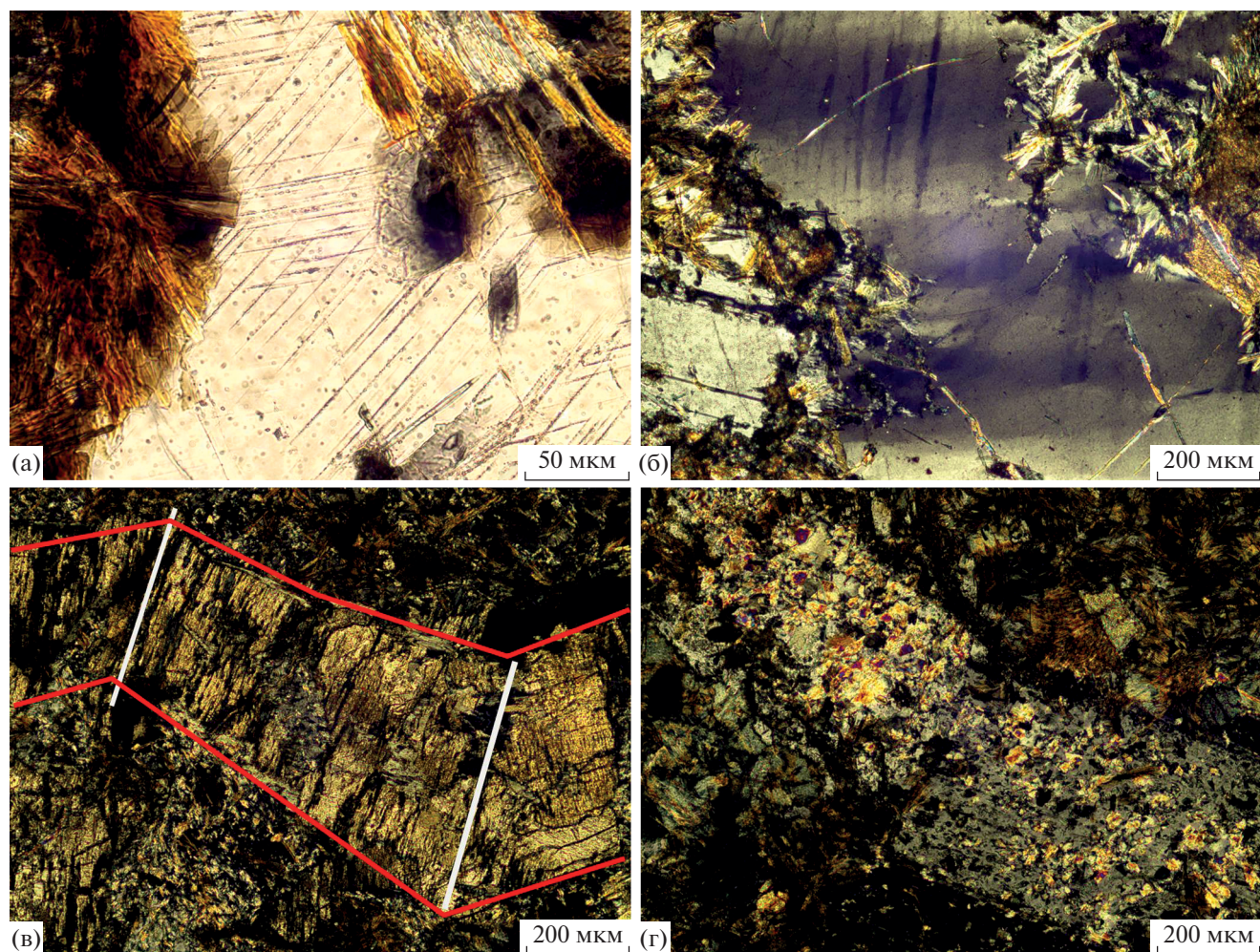


Рис. 7. Признаки импактного метаморфизма в кварцевых метагаббро-долеритах. (а) — планарные элементы в кварце; (б) — полосы деформации и волнистое погасание в кварце; (в) — полосы излома в клинопироксене (красные линии — контуры минерала, белые линии — полосы излома); (г) — полоса излома в плагиоклазе.

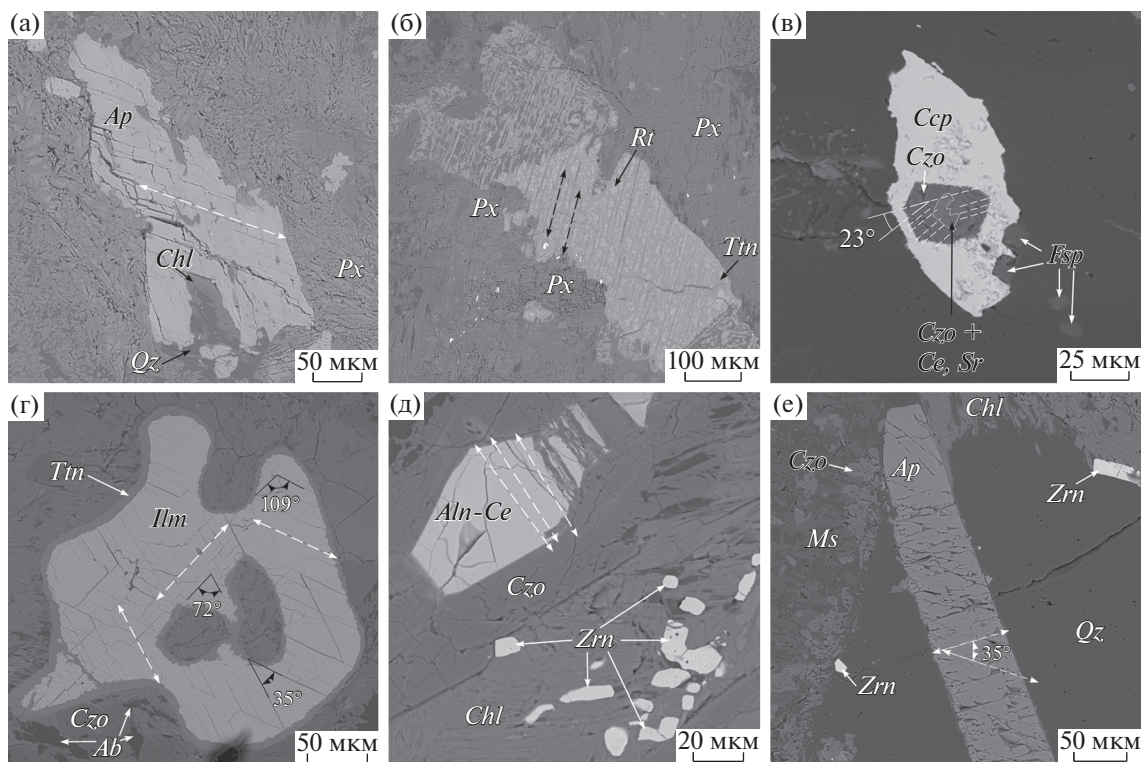


Рис. 8. Планарные трещины на изображениях акцессорных минералов в режиме BSE. (а, б — в метагаббро-долеритах, (в–е) — в кварцевых метагаббро-долеритах.

Ccp — халькопирит, *Czo* — клиноцоизит, *Fsp* — калиевый полевой шпат, *Ilm* — ильменит, *Ttn* — титанит, *Ab* — альбит, *Aln-Ce* — алланит цериевый, *Zrn* — циркон, *Chl* — хлорит, *Ap* — апатит, *Qz* — кварц, *Ms* — мусковит, *Px* — пироксен, *Rt* — рутил.

не превышает двух, в алланите присутствует только одна система трещин. Как правило, в апатите (одна из систем) и алланите планарные трещины развиты перпендикулярно удлинению (рис. 8д, 8е).

В цирконах планарные деформации были установлены достоверно только в кварцевых метагаббро-долеритах и проявлены фрагментарно в виде одной системы или двух пересекающихся систем под углом 41° – 43° и имеющих ширину 1–5 мкм. При этом неявно выраженные элементы наблюдаются и в цирконах бескварцевых разновидностей, в трещинах которых были отмечены идентичные по составу ламели. В минерале в краевых зонах наблюдаются трещины, перпендикулярные к границе зерен.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

По содержаниям породообразующих оксидов (табл. 1) метагаббро-долериты и их кварцевые разновидности хорошо различаются между собой. На TAS диаграмме они (рис. 9а) попадают в поле основных пород, при этом кварцевые магматиты отличаются от бескварцевых относительно низким содержанием MgO , тогда как SiO_2 , TiO_2 ,

$Fe_2O_{3\text{общ}}$, K_2O , P_2O_5 в них заметно выше (рис. 9б, табл. 1).

Все породы характеризуются преобладанием натрия над калием. За счет более низкого содержания K_2O в бескварцевых метабазах значение Na_2O/K_2O выше. По типу щелочности метагаббро-долериты преимущественно натриевые, кварцевые различия — натриевые и калиево-натриевые. По соотношению содержаний K_2O и SiO_2 метамагматиты относятся к низко- и умеренно-калиевым породам (рис. 9в). На диаграмме $FeO^*/MgO-SiO_2$ точки составов пород попадают в область толеитовой серии (рис. 9г).

Для изучаемых пород характерны фракционированные спектры (рис. 10а) распределения REE ($(La/Yb)_n = 2.1-3.7$; $(La/Sm)_n = 1.2-1.7$; $(Gd/Yb)_n = 1.6-1.9$) с преобладанием LREE над HREE ($\Sigma LREE = 19-90$ г/т; $\Sigma HREE = 16-57$ г/т) (табл. 2). В кварцевых метагаббро-долеритах наблюдаются повышенные содержания (рис. 10а, 10б) редких и редкоземельных элементов ($\Sigma REE = 60-147$ г/т) по сравнению с метагаббро-долеритами ($\Sigma REE = 36-83$ г/т). В породах наблюдается небольшая знакопеременная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.83-1.13$). На спайдер-диаграмме (рис. 10б)

Таблица 1. Химический состав пород, мас. %

Компоненты	Кварцевый метагаббро-долерит						Метагаббро-долерит				
	24P-04-1* (n = 2)	24P-04-2 (n = 2)	24P-04-3 (n = 2)	24P-04-4 (n = 2)	24P-04-5 (n = 2)	24P-04-6 (n = 2)	25P-04-1 (n = 2)	25P-04-2 (n = 2)	25P-04-3 (n = 2)	25P-04-4	26P-04-1 (n = 2)
SiO ₂	50.65	47.31	49.77	49.52	48.36	47.85	45.39	45.85	46.63	45.26	46.97
TiO ₂	1.09	0.92	2.19	2.11	0.95	0.85	0.62	0.68	0.71	0.77	0.68
Al ₂ O ₃	12.57	13.12	11.20	12.74	15.27	13.75	9.30	13.32	13.73	15.40	13.72
Fe ₂ O ₃	3.18	2.79	6.50	5.35	3.81	2.68	1.46	2.43	2.92	3.61	2.12
FeO	6.85	6.78	8.78	11.36	8.31	7.91	6.83	5.58	5.42	4.92	5.48
MnO	0.17	0.18	0.29	0.26	0.24	0.18	0.20	0.15	0.16	0.25	0.18
MgO	7.45	7.37	2.53	3.54	5.20	9.48	17.96	11.84	10.60	8.80	9.99
CaO	12.49	14.66	13.06	7.44	10.69	9.61	10.91	12.79	12.35	14.39	13.40
Na ₂ O	1.11	1.08	1.15	2.53	1.93	2.50	1.18	1.42	1.58	1.21	1.81
K ₂ O	0.24	1.06	0.36	0.80	0.94	0.30	0.32	0.25	0.32	0.08	0.35
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.23	0.21	0.10	0.09	0.06	0.04	0.09	0.10	0.05
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.20	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—
П.п.п.	4.15	4.66	3.96	4.17	4.23	4.82	5.54	5.68	5.58	5.21	5.31
Сумма	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00
Fe ₂ O ₃ общ	10.78	10.31	16.24	17.95	13.03	11.45	9.04	8.61	8.93	9.07	8.19
H ₂ O _—	0.37	0.58	0.85	0.76	0.39	0.67	1.05	1.02	1.17	1.26	0.91
CO ₂	0.94	0.45	0.68	0.23	0.38	0.37	0.26	0.96	0.64	0.29	1.06
Na ₂ O+K ₂ O	1.35	2.14	1.51	3.33	2.86	2.80	1.50	1.67	1.89	1.29	2.16
Na ₂ O/K ₂ O	4.63	1.01	3.19	3.16	2.06	8.33	3.69	5.80	5.00	15.13	5.17
FeO*	9.71	9.29	14.63	16.17	11.73	10.32	8.14	7.76	8.04	8.17	7.38
FeO*/MgO	1.30	1.26	5.78	4.57	2.26	1.09	0.45	0.66	0.76	0.93	0.74

Примечание. Прочерк — не обнаружено, n — количество анализов.

* Номер пробы (здесь и в табл. 2).

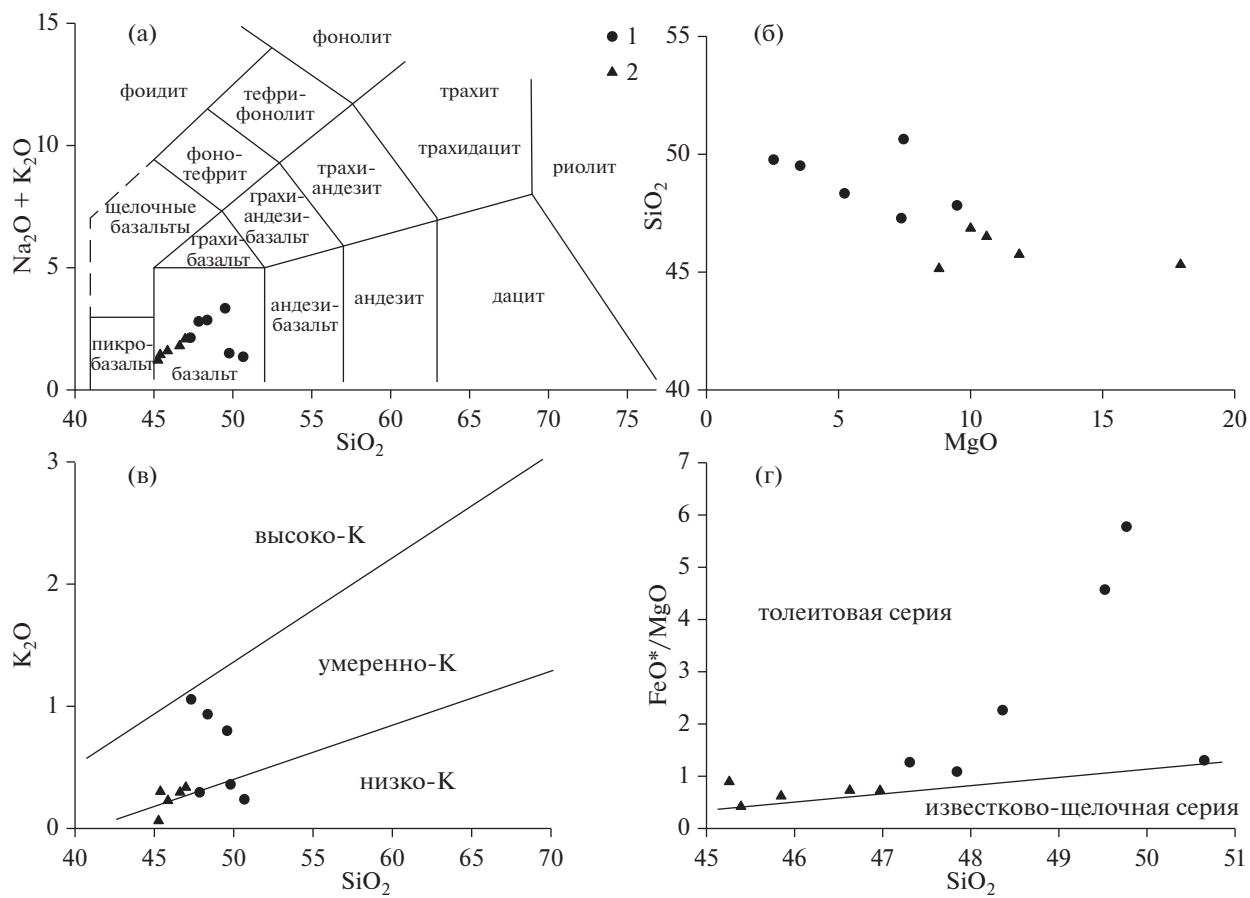


Рис. 9. Классификационные диаграммы. (а) – TAS-диаграмма для вулканических пород (Igneous ..., 2002); (б) – вариационная диаграмма SiO_2 – MgO ; (в) – диаграмма K_2O – SiO_2 (Igneous ..., 2002); (г) – диаграмма FeO^*/MgO – SiO_2 (Miyashiro, 1974). Здесь и на последующих рисунках: 1 – кварцевый метагаббро-долерит, 2 – метагаббро-долерит.

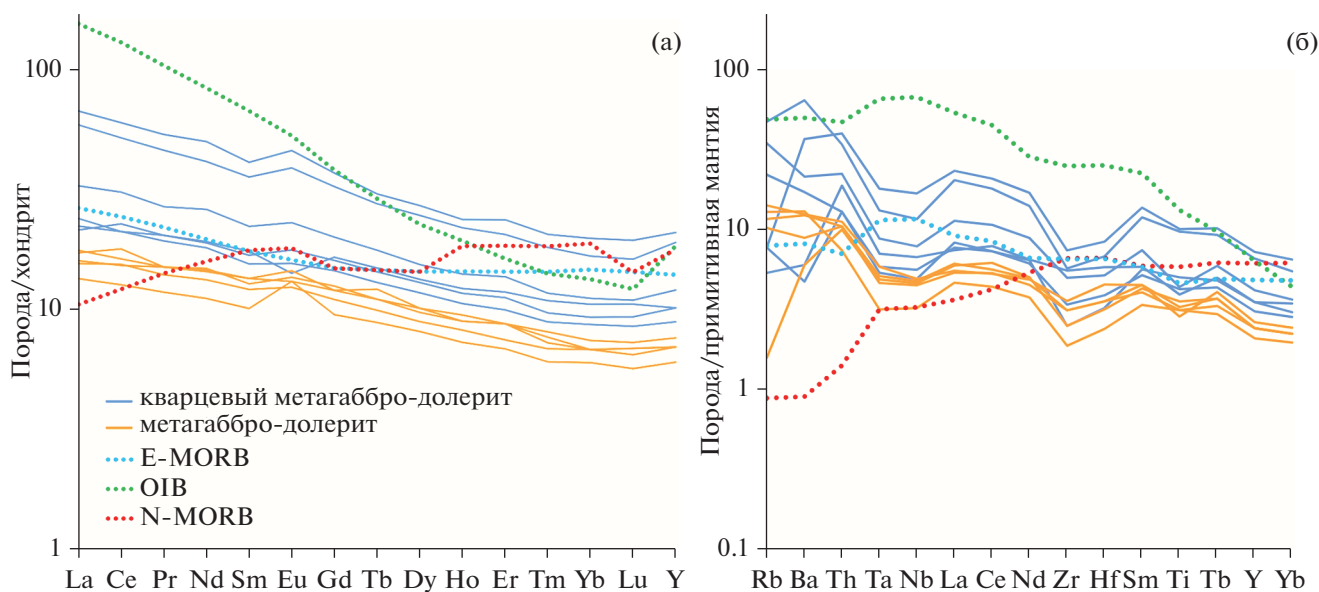


Рис. 10. Классификационные диаграммы. (а) – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995), в габбро-долеритах центра Карской астроблемы; (б) – содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). E-MORB – состав обогащенных и N-MORB – состав нормальных базальтов срединно-океанических хребтов; OIB – состав океанических островов.

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в породах, ppm

Элементы	Кварцевый метагаббро-долерит						Метагаббро-долерит				
	24P-1	24P-2	24P-3	24P-4	24P-5	24P-6	25P-1	25P-2	25P-3	25P-4	26P-1
La	5.3	5.7	16	14	7.8	5.1	4.0	3.7	4.2	4.1	3.2
Ce	13	13	37	32	19	14	9.8	9.5	10	11	7.8
Pr	1.9	1.8	5	4.3	2.5	1.9	1.4	1.3	1.4	1.4	1.1
Nd	8.7	8.3	23	19	12	8.8	6.9	6.1	6.7	6.8	5.1
Sm	2.5	2.3	6.1	5.3	3.3	2.6	2	1.8	2	1.9	1.5
Eu	1	0.88	2.6	2.2	1.3	0.8	0.77	0.7	0.82	0.77	0.74
Gd	3.2	2.9	7.4	6.5	4	3.3	2.6	2.2	2.4	2.5	1.9
Tb	0.52	0.47	1.1	1	0.64	0.54	0.45	0.36	0.4	0.4	0.32
Dy	3.2	2.9	6.7	6.1	3.8	3.3	2.6	2.2	2.5	2.4	2
Ho	0.64	0.58	1.3	1.2	0.77	0.67	0.54	0.45	0.49	0.49	0.4
Y	16	14	33	30	19	16	13	11	11	11	9.5
Er	1.8	1.6	3.8	3.3	2.2	1.9	1.5	1.2	1.4	1.4	1.1
Tm	0.24	0.22	0.51	0.45	0.29	0.27	0.21	0.17	0.19	0.18	0.15
Yb	1.5	1.4	3.2	2.7	1.8	1.7	1.3	1.1	1.1	1.1	0.97
Lu	0.23	0.21	0.48	0.4	0.27	0.26	0.19	0.16	0.17	0.17	0.14
Sc	38	32	33	37	33	40	38	27	28	31	31
Σ REE	59.73	56.26	147.19	128.45	78.67	61.14	82.78	41.94	44.77	45.61	35.92
Σ LREE	32.4	31.98	89.7	76.8	45.9	33.2	23.94	23.1	25.12	25.97	19.44
Σ HREE	27.33	24.28	57.49	51.65	32.77	27.94	20.84	18.84	19.65	19.64	16.48
(La/Yb) _n	2.50	2.88	3.54	3.67	3.07	2.13	2.24	2.38	2.70	2.64	2.34
(La/Sm) _n	1.33	1.55	1.64	1.65	1.48	1.23	1.19	1.28	1.31	1.35	1.33
(Gd/Yb) _n	1.73	1.68	1.87	1.95	1.80	1.57	1.62	1.62	1.77	1.84	1.59
Eu/Eu*	1.08	1.04	1.18	1.14	1.09	0.83	1.03	1.07	1.14	1.08	1.34
Ce/Ce*	0.99	0.98	1.00	1.00	1.04	1.09	0.99	1.05	1.00	1.11	1.01

также наблюдаются фракционированные спектры содержаний редких и редкоземельных элементов с повышенным количеством LILE и отрицательными аномалиями Ta, Nb, Zr и Ti.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В метагаббро-долеритах в отличие от кварцевых разностей наблюдается отсутствие первично-магматического кварца и калиевого полевого

шпата. Учитывая характер замещения плагиоклаза, можно предположить, что он в этих породах имел, по всей видимости, повышенное содержание анортитового компонента по сравнению с плагиоклазами из кварцевых метагаббро-долеритов, так как сосюрит как продукт замещения характерен в основном для основных и средних плагиоклазов, а сосюрит и серицит — для основных, средних и кислых полевых шпатов. Кислый

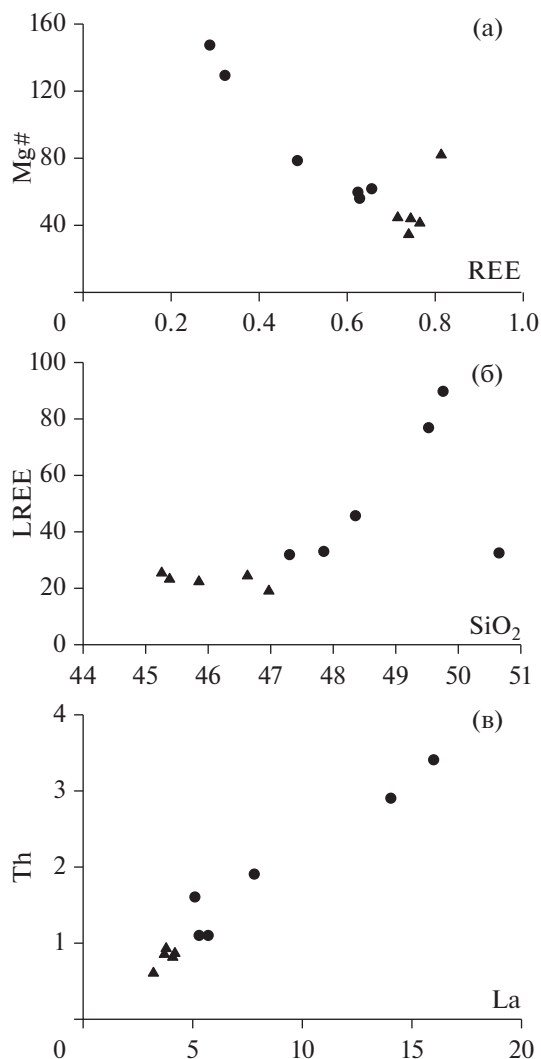


Рис. 11. Вариационные диаграммы для метагаббро-долеритов: (а) $(\text{Mg\#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}))\text{--REE}$, (б) LREE--SiO_2 , (в) Th--La .

плагиоклаз, встречающийся в сростании с кварцем в кварцевых разновидностях пород, является либо продуктом поздней более низкотемпературной стадии кристаллизации расплава, либо очистился от анортитового компонента в результате вторичных метаморфических процессов. В этих же породах присутствует метаморфический стильпномеллан, преимущественно развивающийся по калийсодержащим минералам, и эпидот. Наличие в обоих типах метаматитов хлорита, альбита и актинолита свидетельствует о том, что они были изменены в условиях, соответствующих зеленосланцевой фации.

В породах наблюдаются признаки импактного метаморфизма — порообразующие (первично-магматические и метаморфические) и акцессорные минералы деформированы. Образование диа-

плектового кварцевого стекла, мозаицизм кварца, наличие элементов плоских деформаций в минералах, отсутствие признаков преобразования циркона до бадделеита указывает на то, что ударное давление для этих минералов превышало 20 ГПа и соответствовало примерно 2–3 ударной стадии (Stöffler, 2017). Схожие условия импактогенеза для метагаббро-долеритов установлены предшественниками на основании изучения конусов разрушения в естественных обнажениях на р. Сопчаю — 2–30 ГПа (Импактиты, 1981; French, Koeberl, 2010 и др.) и минералов в полированных шлифах и аншлифах — 5–45 ГПа (Сазонова, 1981; Импактиты, 1981; Stöffler, 2017).

Отсутствие явно выраженных планарных деформаций в цирконе из метагаббро-долеритов в отличие от кварцевых разновидностей, связано, скорее всего, характером их локализации в массе породы. Данный факт подтверждается в последних работах, где было показано, что циркон заключенный в кварце, плагиоклазе и полевом шпате проявляет большие признаки планарных деформаций, чем циркон, расположенный в минералах близкой или более высокой плотности (например, Wittmann et al., 2021 и ссылки в ней).

Метагаббро-долериты отличаются от кварцевых разновидностей повышенными содержаниями MgO и Cr_2O_3 и пониженными — TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , SiO_2 , что отразилось как на составах первично-магматических, так и метаморфических минералов. Для метагаббро-долеритов характерен хромсодержащий авгит и диопсид с повышенным количеством магния и клинохлор, а для кварцевых разновидностей пород — авгит и шамозит.

Сильные вариации в изучаемых породах содержания Rb и Ba , наблюдаемые на мультиэлементной диаграмме (рис. 10б), свидетельствуют, скорее всего, о подвижности этих элементов при низкотемпературном метаморфизме, поэтому для петрологических исследований использовались только малоподвижные высокозарядные (HFSE), редкоземельные (REE) элементы и Th. Высокая магнезиальность ($\text{MgO\#}$ 0.72–0.81) и повышенные содержания Ni (110–250 г/т) и Cr (69–1368 г/т) в метагаббро-долеритах являются признаком формирования их из первичных магм. В кварцевых габбро-долеритах количество этих элементов ниже ($\text{MgO\#}$ 0.29–0.63, Ni 14–180 г/т, Cr 1.1–480 г/т). Субпараллельные спектры содержаний редких и редкоземельных элементов указывают на генетическое родство метагаббро-долеритов и кварцевых метагаббро-долеритов. Отрицательная корреляция суммы REE и $\text{MgO\#}$ (рис. 11а) свидетельствует о том, породы сформировались в результате диф-

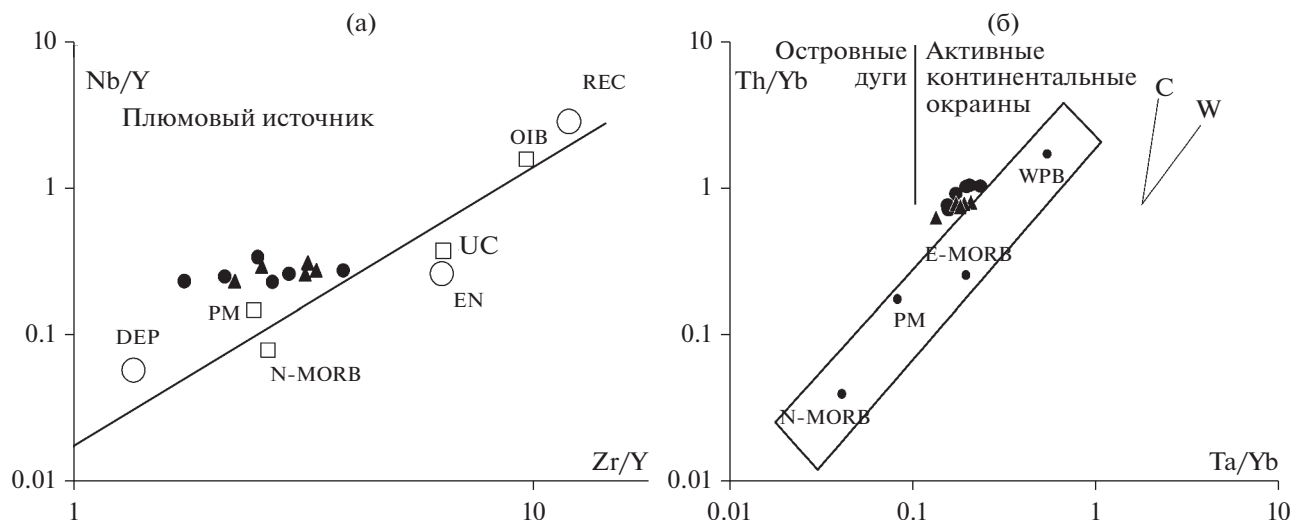


Рис. 12. Диаграммы $Zr/Y-Nb/Y$ (a) (Fitton et al., 1997; Condie, 2002) и $Th/Yb-Ta/Yb$ (б) (Pearce, 1983) для метагаббро-долеритов и кварцевых метагаббро-долеритов.

Точки составов: DEP – глубинный деплетированный источник, EN – обогащенный источник, REC – рециклированный источник, OIB – обогащенный мантийный источник, N-MORB – источник для истощенных океанических базальтов, UC – континентальная кора, PM – примитивная мантия; WPB – внутриплитные базальты; E-MORB и N-MORB – состав обогащенных и нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. Тренды эволюции составов магм в процессе: W – внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами, C – контаминации континентальной коры.

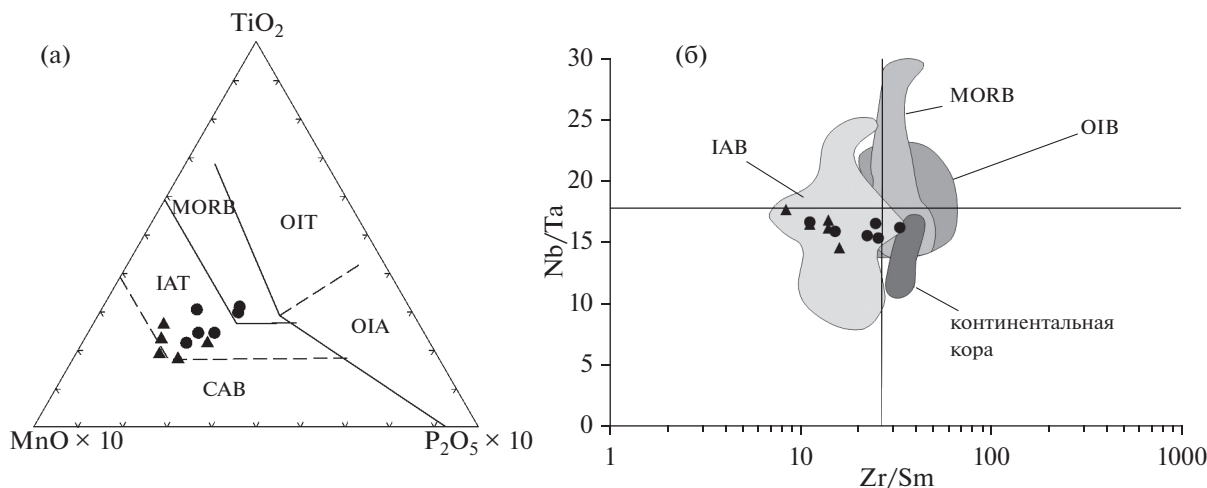


Рис. 13. Дискриминационные диаграммы $TiO_2-MnO \times 10-P_2O_5 \times 10$ (a) (Mullen, 1983) и $Nb-Ta-Zr/Sm$ (б) (Foley et al., 2002).

CAB – островодужные известково-щелочные базальты, IAT/IAB – островодужные толеиты/базальты, MORB – базальты СОХ, OIA – щелочные базальты океанических островов, OIB – толеитовые базальты океанических островов, OIB – базальты океанических островов, пересечение линий – примитивная мантия.

ференциации исходного расплава, при этом ранние кумулаты – метагаббро-долериты обеднены редкими и редкоземельными элементами, а поздние – кварцевые габбро-долериты – обогащены. Отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti на мультиэлементных диаграммах, а также положительная корреляция SiO_2 и LREE, La и Th (рис. 10б; 11б, 11в) указывают, по-видимому, на контаминацию рас-

плава материалом континентальной коры, которая могла осуществляться как на уровне фракционирования и кристаллизации магм, так и под воздействием субдукционного компонента.

Известно, что высокие значения $(Gd/Yb)_n$ являются признаком образования базальтового расплава в мантии на уровне гранатовой фации (>100 км, $(Gd/Yb)_n > 2$) (Hirschmann, Stolper, 1996). Средние

значения в метагаббро-долеритах $(\text{Gd/Yb})_n = 1.6-2$, указывают на то, что экстракция исходной магмы осуществлялась в мантии на уровне шпинелевой фации.

Для установления состава магматических источников метагаббро-долеритов использованы содержания высокочarged элементов Zr, Nb и Y, как наиболее информативных для идентификации мантийно-плюмовой компоненты (Peyve, Skolotnev, 2001; Puchtel et al., 1997). К. Конди (Condie et al., 2002) было обосновано выделение трех компонентов: обогащенного (EN), рециклированного (REC) и глубинного деплетированного (DEP), позволяющего объяснить широкие вариации концентраций Nb и Zr во внутриплитных базальтах. Точки составов метагаббро-долеритов на графике (рис. 12а) располагаются выше линии ΔNb , что подразумевает влияние плюмового компонента при магмогенерации расплавов. Они сосредоточены выше состава примитивной мантии и за счет некоторой вариации значений $\text{Zr/Y} = 1.8-39$ образуют тренд в сторону составов континентальной коры и обогащенного мантийного источника.

На диаграмме $\text{Th/Yb}-\text{Ta/Yb}$ (рис. 12б) точки составов метагаббро-долеритов и кварцевых метагаббро-долеритов располагаются на уровне E-MORB и WPB, и выше их уровня в сторону обогащения Th.

На дискриминационных диаграммах $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{Nb/Ta}-\text{Zr/Sm}$ точки составов пород располагаются в области островодужных образований (рис. 13а, 13б).

Как известно, в среднем и позднем девоне территория Пай-Хоя представляла собой пассивную окраину палеоконтинента Лавразия (Тимонин и др., 2004), на которой господствовал рифтовый базальтоидный магматизм. Полученные результаты по геохимическим особенностям метамагматитов с уклоном в сторону островодужных характеристик указывают на то, что метабазиты сформировались из гетерогенного источника. По всей видимости, магмогенерация осуществлялась под влиянием плюмовой и коровой компоненты из обогащенной мантии, ранее метасоматически переработанной субдукционными процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматические породы в центре Карской астроблемы представлены метагаббро-долеритами и кварцевыми метагаббро-долеритами.

2. В породобразующих (первично-магматических и метаморфических) и акцессорных минералах наблюдаются признаки импактного метаморфизма, ударное давление которого превышало значения 20 ГПа и соответствовало примерно 2–3 (низкой и средней) ударной стадии.

3. По химическому составу изученные породы схожи с толеитовыми низко- и умеренно-глиноземистыми базальтами нормальной щелочности. Метагаббро-долериты отличаются от кварцевых разновидностей повышенным содержанием MgO и пониженными — TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , SiO_2 .

4. Породы сформировались, скорее всего, в результате дифференциации исходного магматического расплава. Схожесть изучаемых пород по геохимическим меткам с островодужными образованиями связана, по-видимому, с тем, что магмогенерация осуществлялась из гетерогенного источника (обогащенной мантии, участвовавшей, по-видимому, ранее в субдукционных процессах) под воздействием плюмовой компоненты. Первичная магма выплавлялась, скорее всего, в лерцолитовой мантии на уровне шпинелевой фации.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственной научной тем № 1021062211108-5-1.5.2 и 1021062211107-6-1.5.6 Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зархидзе Д.В., Пискун П.П., Красножен А.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 2017. 180 с.
- Импактиты / Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. 240 с.
- Масайтис В.Л. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя // Сб. Л.: Наука, 1990. 185 с.
- Мащак М.С. Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1990а. С. 24–37.
- Мащак М.С. Морфология и структура Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1990б. С. 37–55.
- Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С. и др. Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием // Бюл. Моск. общ. исп. природы. Отд. геол., 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 13–32.
- Сазонова Л.В. Планные деформации в кварце из аутигенных брекчий центрального поднятия Карского метеоритного кратера // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 3. С. 731–734.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2004. 224 с. EDN: QKEWKR.
- Устрицкий В.И. Геологическое строение междуречья Сопча-Саа-Яга. Л.: НИИГА, 1951. ГУ "ТФИРК". Инв. № 622.
- Шайбеков Р.И. Долеритовое тело (Сопча) Центрально-Пай-Хоя и его датирование с использованием U-Pb метода (SHRIMP II) // Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2006. С. 246–248. EDN: IBVJCD.
- Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М. и др. Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1 : 1000000 (3-е поколение)

- листа R-41 (Амдерма) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 183–185.
- Condie K.C., Frey B.A., Kerrich R. The 1.75 Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component // *Lithos*. 2002. V. 64. P. 49–62.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 153. P. 197–208.
- Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // *Nature*. 2002. V. 417. P. 837–840.
- French B.M., Koeberl C. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why // *Earth-Sci. Rev.* 2010. V. 98. P. 123–170.
- Hirschmann M.M., Stolper E.M. A possible role for garnet pyroxinite in the origin of the "garnet signature" in MORB // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. P. 185–208.
- Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (2nd edition)*. Ed. R.W. LeMaitre. Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- Mashchak M.S. Morphology and structure of the Kara and Ust'-Kara astroblemes // *Int. Geol. Rev.* 1991. V. 33. P. 433–447.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
- Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. P. 53–62.
- Pearce J.A. Role of Sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Eds. C.J. Hawkesworth, H.J. Norry. *Continental basalt and mantle xenolith*. Nantwich: Shiwa, 1983. P. 230–249.
- Peyve A.A., Skolotnev S.G. Volcanic and geodynamic evolution of the Bouvet triple junction: evidence from basalt chemistry // *Russian J. Earth Sci.* 2001. V. 3. № 1. P. 33–57.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, Southeastern Baltic Shield: evidence for an Early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.
- Shumilova T., Morokhin A., Zubov A., Shaybekov R. Preliminary petrological and geochemical studies of dolerite dikes at the Kara Astrobleme Central Uplift, comparison with UHPHT impact melt glasses (Pay-Khoy, Russia) // *IOP Conference Series Earth and Environmental Science*, 2021. V. 906. 012087.
- Stöffler D., Hamann C., Metzler K. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: proposal for an updated classification system // *Meteoritics Planet. Sci.* 2017. V. 53. P. 5–49.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. P. 291–320.
- Wittmann A., Cavosie A.J., Timms N.E. et al. Shock impedance amplified impact deformation of zircon in granitic rocks from the Chicxulub Impact Crater // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. V. 575. 117201.

Petrogeochemical Characteristics of Late Devonian Metagabbro-Dolerites of the Kara Astrobleme (Nenets Autonomous District, Russia)

R. I. Shaibekov¹, N. S. Ulyasheva¹, E. M. Trotnikov¹, and G. V. Ignatiev¹

¹ IG FRC Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia

The article presents new results of detailed petrographic and petrogeochemical studies of metagabbro-dolerites from the center of the Kara Astrobleme. The data obtained made it possible to narrow the petrographic diversity of the rocks to two varieties: metagabbro-dolerites and quartz metagabbro-dolerites, formed during the differentiation of the original magmatic melt. The geochemical features of the rocks indicate the heterogeneity of the magma-generating source. Metagabbro-dolerites and quartz metagabbro-dolerites are characterized by the presence of planar elements of low and middle stages of impact metamorphism.

Keywords: petrogeochemistry, planar elements, metagabbro-dolerites, center of the Kara Astrobleme, Pay-Khoy