



Электронная версия доступна на сайте
[www.fmm.ru/Новые данные о минералах](http://www.fmm.ru/Новые_данные_о_минералах)

Минералогический музей
имени А.Е. Ферсмана РАН

Новые данные о минералах, том 57, вып. 1 (2023), 14–23

НДМ

Состав клинопироксена как индикатор условий кристаллизации габброидов из хребта Шака (Южная Атлантика)

Румянцева Н.А.^{1,2}, Березин А.В.^{3,4}, Ванштейн Б.Г.², Скублов С.Г.^{3,1}

¹Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, rumyanacevanat@gmail.com

²ВНИИ геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, vanshbor@mail.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, berezin-geo@yandex.ru, skublov@yandex.ru

⁴Санкт-Петербургский государственный университет

Представлены результаты геохимических исследований (главные, редкие и редкоземельные элементы) для зерен клинопироксена, выделенных из габброидов хребта Шака, расположенного в Южной Атлантике. Исследуемый клинопироксен принадлежит к Са-Мg-Fe-типу и характеризуется плавным изменением химического состава от центра к краю, выражающимся в снижении значения магнезиальности Mg#, возрастании суммарного содержания REE и более отчетливом проявлении отрицательной Eu-аномалии. На основании геохимических и морфологических особенностей изученных зерен сделан вывод о существенном влиянии фракционной кристаллизации на состав клинопироксена в ходе его образования. Оценка P-T-параметров по нескольким методикам позволила обозначить узкий диапазон значений температур (1225–970 °C) и давлений (3–1 кбар), при которых кристаллизовался клинопироксен.

Ключевые слова: клинопироксен, геохимия, редкие элементы, REE, P-T-параметры, хребет Шака, Южная Атлантика.

Введение

Клинопироксен является одним из наиболее часто встречаемых минералов практически во всех типах горных пород, особенно основного состава, и может послужить хорошим индикатором первичного состава расплава, из которого кристаллизовался. Его химический состав зависит от физико-химических параметров, например от температуры и давления, которые являются основой для реконструкции условий кристаллизации магм. Нередко на основании данных по геохимии клинопироксена удается интерпретировать палеогеодинамическую обстановку вмещающих пород (Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva et al., 1989; Aparicio, 2010; Krishnamurthy et al., 2014; Oving et al., 2018; Nayak and Pal, 2021; Parsaei et al., 2022).

Целью настоящего исследования является установление условий кристаллизации клинопироксена на основании его геохимических и морфологических особенностей.

Характеристика объекта исследования

Объектом исследования является хребет Шака в Южной Атлантике (рис. 1), который располагается в районе западной оконечности крупного ультрамедленного спредингового Юго-Западного Индийского хребта. Здесь он примыкает к северо-восточному флангу одноименного трансформного разлома Шака в виде подводной возвышенности, протягивающейся на северо-восток. К сожалению, достоверной информации о станов-

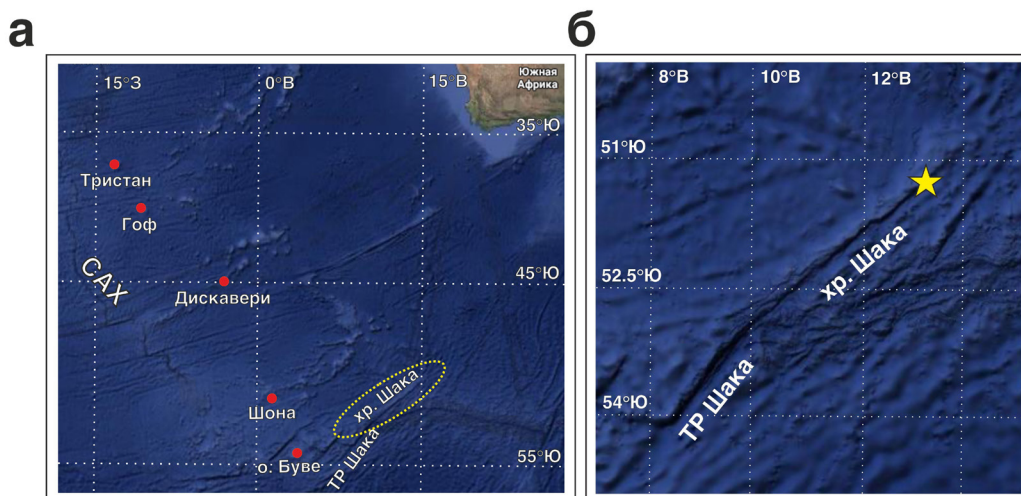


Рис. 1. Карта района хребта Шака (а) и положение станции драгирования, отмечена звездочкой (б). В качестве топографической основы использована информация из открытых источников (<https://www.google.com/maps>).

лении и природе хребта Шака в настоящее время нет.

Первые детальные геолого-геофизические исследования в районе, где располагается хребет Шака, были проведены сотрудниками Вудсхоллского океанографического института (WHOI) в рамках программы геофизического картирования и драгировочных работ Юго-Западного Индийского хребта между 9° в.д. и 16° в.д. в декабре 2000 – январе 2001 года. В результате проведенных исследований были сделаны выводы о мантийной неоднородности района, выражающейся в различных показателях гравитационного поля, и взаимодействии горячей точки Буве с трансформным разломом Шака примерно 20 млн лет назад (Lin et al., 2001).

В работе (Hartnady, Le Roex, 1985) на основании реконструкции движения Африканской, Антарктической и Южно-Американской плит были составлены треки перемещения мантийных плюмов Южной Атлантики. Согласно данным авторов, горячая точка Буве ~30 млн лет назад проходила над хребтом Шака.

Настоящее исследование базируется на изучении каменного материала, поднятого в ходе экс-

педиционных исследований весной 2016 года на научно-экспедиционном судне «Академик Федоров» (Россия) в пределах акватории хребта Шака. Все образцы отбирались с помощью драгирования с заранее выбранных станций. Суммарно было поднято порядка 696 кг каменного материала. В качестве объекта для выделения клинопироксена были выбраны представительные образцы габброидов (образцы 3-1-1, 3-2-59), отобранные на северо-восточном фланге средней части хребта (рис. 1). Все образцы демонстрируют высокую степень сохранности, их химический состав приведен в табл. 1. Аббревиатуры минералов даны по (Warr, 2021).

Образец 3-2-59. Габбро-долерит. Порода сложена на 64% основным плагиоклазом (An_{50-60}), клинопироксеном на 34%, на 0.5% гранофировыми сростками кварца – плагиоклаза – калиевого полевого шпата. Размеры зерен плагиоклаза варьируют от 0.75 до 2 мм по удлинению, клинопироксена – от 0.25 до 4 мм. Плагиоклаз более идиоморфен в сравнении с клинопироксеном. До 1% слагают рудные минералы – ильменит и магнетит, зачастую образуя титаномагнетитовые сростки. На акцессорную минерализацию приходится 0.5%, она

Таблица 1. Химический состав габброидов хребта Шака, мас.%

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|
| 3-2-59 | 52.7 | 1.33 | 15.2 | 1.65 | 7.38 | 0.33 | 7.05 | 9.66 | 2.18 | 1.06 |
| 3-1-1 | 55.1 | 1.89 | 13.9 | 2.55 | 12.0 | 0.21 | 2.96 | 6.42 | 2.47 | 1.44 |

представлена апатитом и цирконом. Вторичные минералы проявляются в виде роговой обманки, хлорита, магнетита и гематита по пироксену, а также сосюритового агрегата по плагиоклазу. Структура породы промежуточная между пойкилоофитовой и офитовой, с элементами гранофировой. Текстура массивная.

Образец 3-1-1. Габбро-долерит. Порода сложена на 37% основным плагиоклазом (An_{45-55}), 35% слагает клинопироксен, 25% – это гранофировые сростания кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, которые локализируются в интерстициях зерен плагиоклаза и клинопироксена. Наблюдаются двойникованные зерна клинопироксена. Зерна плагиоклаза идиоморфны, имеют четкие границы, в то время как клинопироксен заключен между ними в виде пойкилитовых вростков и имеет измененные краевые части. Плагиоклаз незонален, но до 5% процентов зерен деформированы, что выражается в облачном погасании и изогнутости двойников. Размер зерен разнообразен, в основном размер зерен плагиоклаза (0.25–1.25 мм по удлинению) уступает клинопироксену (до 1.5 мм по удлинению). 3% приходится на рудную и акцессорную минерализацию. Рудные минералы представлены гематитом и ильменитом, развиваются в интерстициях между зернами плагиоклаза, изредка образуя отдельные ксеноморфные зерна. Вторичные изменения породы выявляются по хлориту и роговой обманке, замещающим клинопироксен, а также сосюритизации полевых шпатов. При замещении роговая обманка образует псевдоморфозы по клинопироксену. Структура породы пойкилоофитовая, с элементами гранофировой. Текстура массивная.

Методика исследований

Химический состав клинопироксена по главным элементам анализировался в прозрачно-полированных шлифах при помощи метода SEM-EDS в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Определение состава производилось точно с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением катода 20 кВ, фокусным расстоянием 10 мм и током 1 нА. Размер пучка электронов составлял 3–5 мкм. Природные минералы использовались в качестве стандартов.

Измерение содержания редких и редкоземельных элементов в составе клинопироксена проводилось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева РАН. Аналитические измерения проводились

по методикам, приведенным в работе (Соболев и Батанова, 1995). Размер полевой диафрагмы первичного пучка $^{16}O_2^-$ -ионов составлял около 20 мкм, ток 5–7 нА, а ускоряющее напряжение – 15 кэВ. Каждое измерение включало в себя три цикла, что позволяло оценить погрешность измерения индивидуально. Погрешность измерения редких элементов составляла до 10 и 20% для концентраций более 1 ppm и от 0.1 до 1 ppm, соответственно. Порог обнаружения для различных элементов составляет 5–10 ppb.

В исследованиях использовалась общепринятая классификация пироксенов по (Morimoto, 1988). Для построения спектров распределения REE состав клинопироксена был нормирован к составу хондрита CI по (Sun, McDonough, 1989).

P–T-параметры кристаллизации клинопироксена определялись несколькими методами. Предварительная оценка была получена с использованием диаграммы Fs–En–Wo по (Lindsley, 1983). Далее были произведены расчеты по термобарометрам клинопироксен – расплав разных авторов (Putirka, 2008; Wang et al., 2021). Уточнение полученных расчетных данных производилось по экспериментальным данным (Moore, Carmichael, 1998; Blatter, Carmichael, 2001; Villiger et al., 2007).

Результаты исследований

Образец 3-2-59 (габбро-долерит). Всего было исследовано три зерна клинопироксена из образца 3-2-59. В каждом из них производилось измерение в двух-трех точках.

Зерно 1. Зерно частично раздроблено, поэтому определить истинное положение краевой или же центральной части не представляется возможным. Внутри зерна наблюдаются мелкие трещины, а также микровключения плагиоклаза (An_{73}) и гематита. Вариации состава клинопироксена выражаются в различиях интенсивности окраски на изображениях в режиме композиционного контраста (BSE) (рис. 2а).

Коэффициент магnezиальности Mg# имеет узкий диапазон значений – от 0.68 до 0.77. При этом наиболее высокие значения отмечаются для центра зерна, ниже – для края. От центра к краю также наблюдается повышение содержания TiO_2 (0.16–0.41 мас.%) и CaO (4.22–12.1 мас.%) при снижении содержания Cr_2O_3 (0.18–0.60 мас.%), MnO (0.29–0.44 мас.%), MgO (19.1–24.3 мас.%).

Среднее содержание REE в зерне колеблется от первых до десятков ppm (5.32–21.6 ppm). Сумма REE выше для краевых точек по сравнению с центром зерна. Спектры распределения REE, нормированные на хондрит, характеризуются плавным возрастанием REE от легких к тяжелым (рис. 3а). Наблюдается отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.11–0.19$), наиболее четко прояв-

ленная в краевых частях зерна.

Зерно 2. Зерно расположено в интерстициях плагиоклаза, ввиду чего определение истинной центральной и краевой его частей невозможно. В клинопироксене наблюдается включение основного плагиоклаза (An_{85}) (рис. 26).

Магнезиальность $Mg\#$ варьирует в широком диапазоне, от 0.32 до 0.76, что нашло свое отражение в интенсивности окраски участков зерна на BSE-изображениях (рис. 26). Центральная

часть зерна имеет самую темную окраску и самые высокие значения коэффициента магнезиальности $Mg\#$ (0.76), промежуточные зоны имеют более светлую окраску и средние значения $Mg\#$ (0.52–0.53), краевые части характеризуются самыми светлыми окрасками и самыми низкими значениями $Mg\#$ (0.32). От центра к краю отмечается снижение содержания Al_2O_3 (0.76–2.01 мас.%), MgO (8.58–23.3 мас.%), CaO (6.24–17.4 мас.%) и повышение содержания FeO (9.34–32.8 мас.%) и

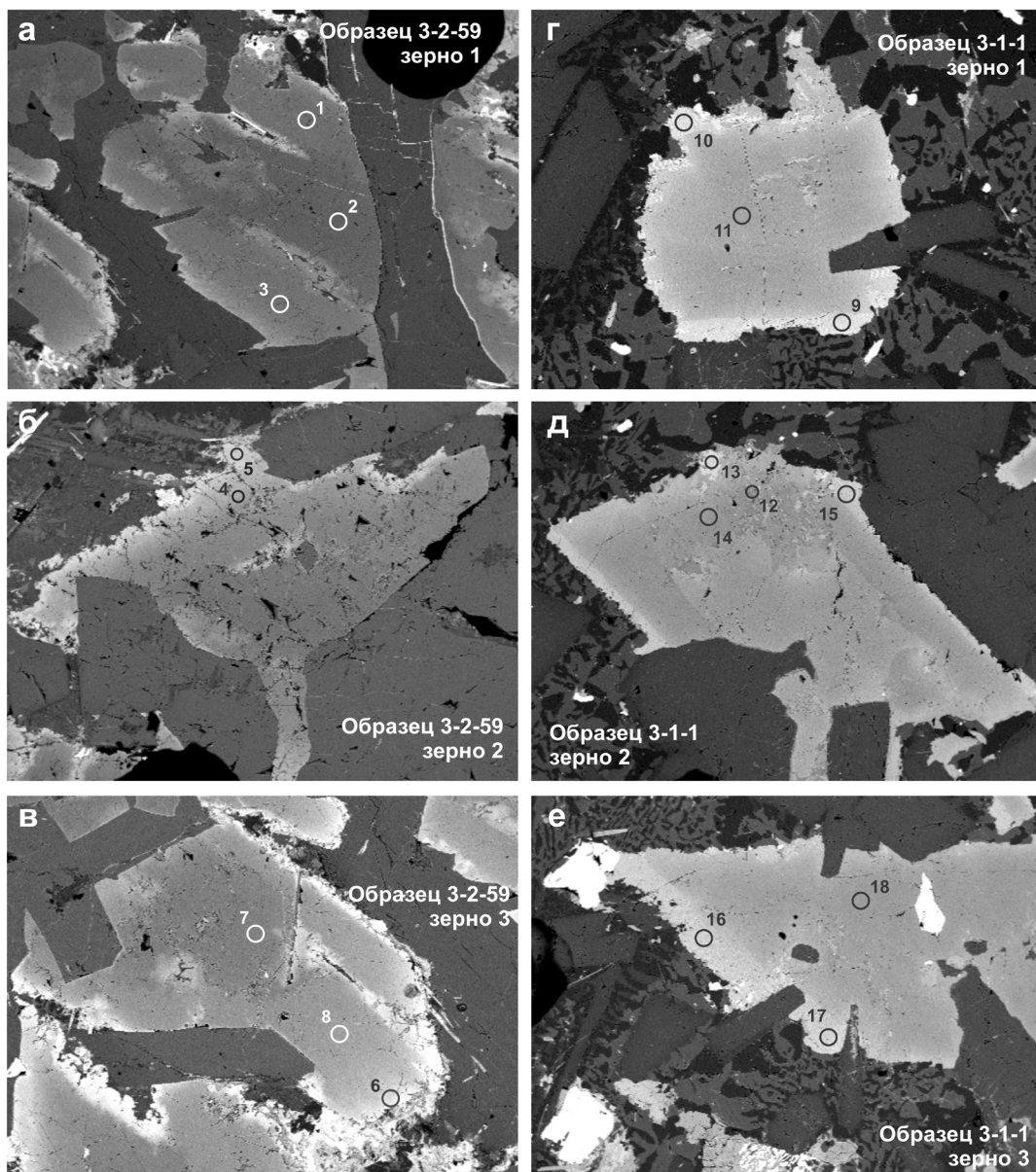


Рис. 2. Изображения зерен клинопироксена в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микросзонде. Диаметр кратера 20 мкм.

MnO (0.26–0.85 мас.%).

Сумма REE варьирует от 9.93 ppm до 24.1 ppm. Наибольшие значения отмечаются для самой крайней части зерна. В целом можно отметить, что спектры распределения REE полностью повторяют друг друга, различаясь лишь общим содержанием REE (рис. 3б). Спектры характеризуются плавным возрастанием REE от легких к тяжелым и отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.09–0.18$). Наиболее проявлена аномалия для краевой части. Заметно возрастание содержания Nb (0.72–5.55 ppm) и Ba (0.06–0.32 ppm) от центра к краю.

Зерно 3. Как и предыдущие, оно раздроблено зернами плагиоклаза. Присутствует значительное

количество трещин в пределах зерна и включение плагиоклаза (An_{84}). На BSE-изображениях наблюдаются отчетливые различия в интенсивности окраски в зависимости от химического состава (рис. 2в).

Магнезиальность Mg# варьирует в диапазоне от 0.48 до 0.79. Отмечается снижение коэффициента магнезиальности и повышение яркости окраски зерна от центра к краю (рис. 2в). Кроме того, наблюдается снижение содержания MgO (10.2–24.9 мас.%), Cr_2O_3 (0–0.76 мас.%) и повышенные содержания TiO_2 (0.21–0.95 мас.%), CaO (5.22–17.6 мас.%), NaO (0–0.25 мас.%). Промежуточная и краевая зоны наиболее богаты CaO, вероятно, ввиду близкого расположения к зернам плагиоклаза.

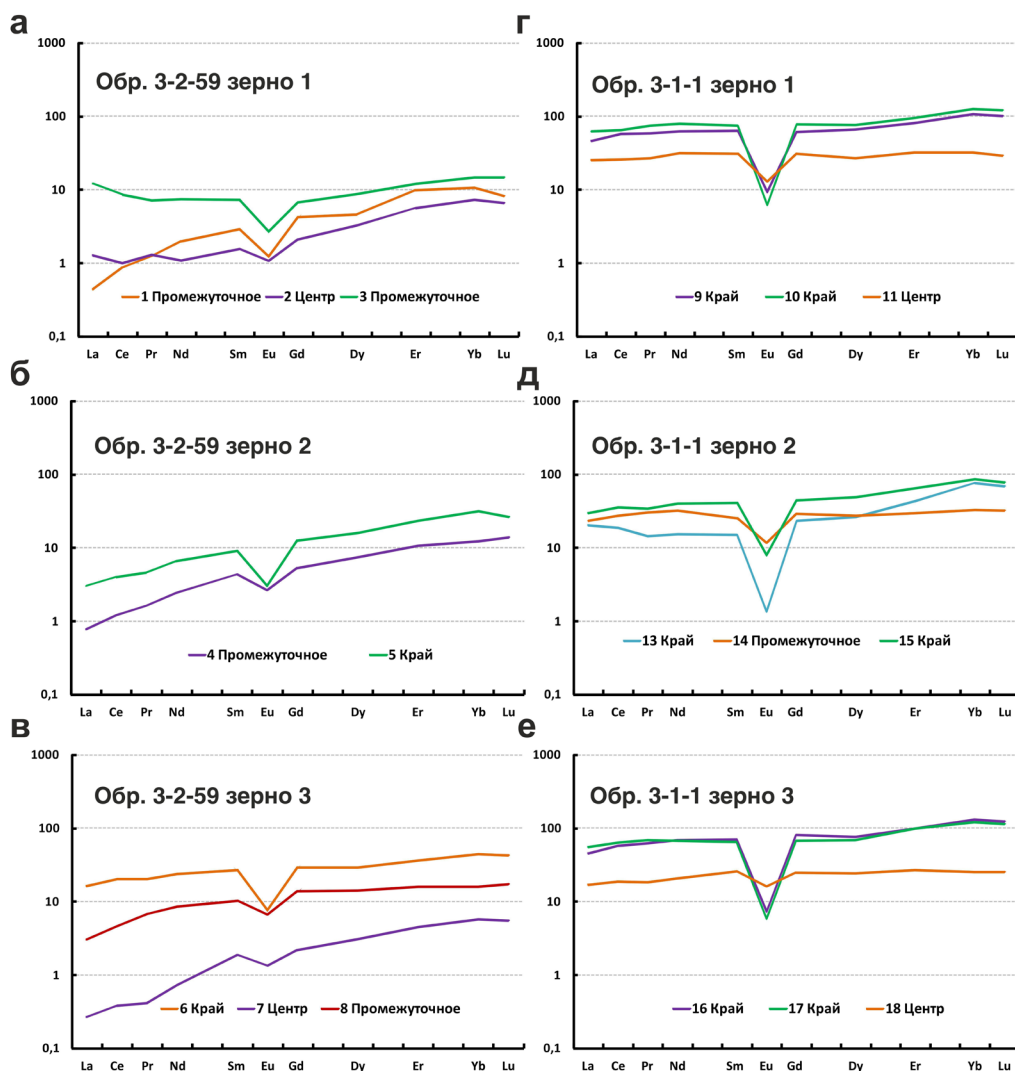


Рис. 3. Спектры распределения REE в клинопироксене, нормированные на хондрит CI по (Sun, McDonough, 1989).

Суммарное содержание REE варьирует в диапазоне 3.99–60.6 ppm, но при этом спектры распределения REE в целом схожи (рис. 3в), демонстрируют слабое возрастание REE от легких к тяжелым и отрицательную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 0.09–0.21$). Наименьшее содержание REE отмечается для центральной части зерна (0.09 ppm), по мере приближения к краю оно возрастает в десятки раз (0.18–0.21 ppm). Наиболее ярко выраженная Eu-аномалия отмечается для края зерна.

Редкоземельный состав изменчив: так, содержание Sr (2.48–19.3 ppm), Y (5.63–44.5 ppm), Zr (2.13–23.3 ppm) и Ba (0.10–0.47 ppm) возрастает от центра к краю.

Образец 3-1-1 (габбро-долерит). Всего было исследовано три зерна клинопироксена из образца 3-1-1. В каждом из них производилось измерение в нескольких аналитических точках.

Зерно 1. Некоторые из точек сильно отличаются на фоне остальных на тройной диаграмме (рис. 4). Согласно морфологии зерна они располагаются в самой краевой части и, вероятно, сильно изменены, поэтому для дальнейших расчетов не использовались. На BSE-изображениях (рис. 2г) переменчивость химического состава выражается в разной степени интенсивности окраски. Границы зерна неровные, оно заполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и гранофиловыми сростками.

Коэффициент магнезиальности вдвое больше в центральной части зерна в сравнении с

краевой ($Mg\# = 0.24–0.50$). Содержание Al_2O_3 (0.79–1.49 мас.%), MgO (6.46–11.0 мас.%) и CaO (7.72–16.7 мас.%) снижается от центра к краю, в то время как содержание FeO (19.3–36.3 мас.%) и MnO (0.43–0.97 мас.%), наоборот, возрастает.

Суммарное содержание REE колеблется в интервале от 68.3 до 183 ppm. Краевая часть зерна более обогащена REE по сравнению с центральной частью. Несмотря на это, все спектры распределения REE (рис. 3г) повторяют форму друг друга, имеют субгоризонтальный характер с незначительным преобладанием HREE над LREE и отчетливо выраженную отрицательную Eu-аномалию. Для центральной части зерна Eu-аномалия более «пологая» ($Eu/Eu^* = 0.14$) по сравнению с краем ($Eu/Eu^* = 0.03–0.05$).

Исследование редкоземельного состава клинопироксена демонстрирует снижение содержания V (108–442 ppm), Sr (4.24–10.1 ppm) от центра к краю и повышение Y (41.1–129 ppm) и Zr (21.0–55.7 ppm) в несколько раз. Также отмечается нормальная зональность, выражающаяся в понижении содержания Sr (58.9–129 ppm) и значения коэффициента магнезиальности $Mg\#$ (0.24–0.50) от центра к краю.

Зерно 2. В пределах зерна наблюдаются небольшие микротрещины и также было установлено замещение пироксена по спайности амфиболом. Можно наблюдать изменчивость химического состава по интенсивности окраски на BSE-изображениях (рис. 2д).

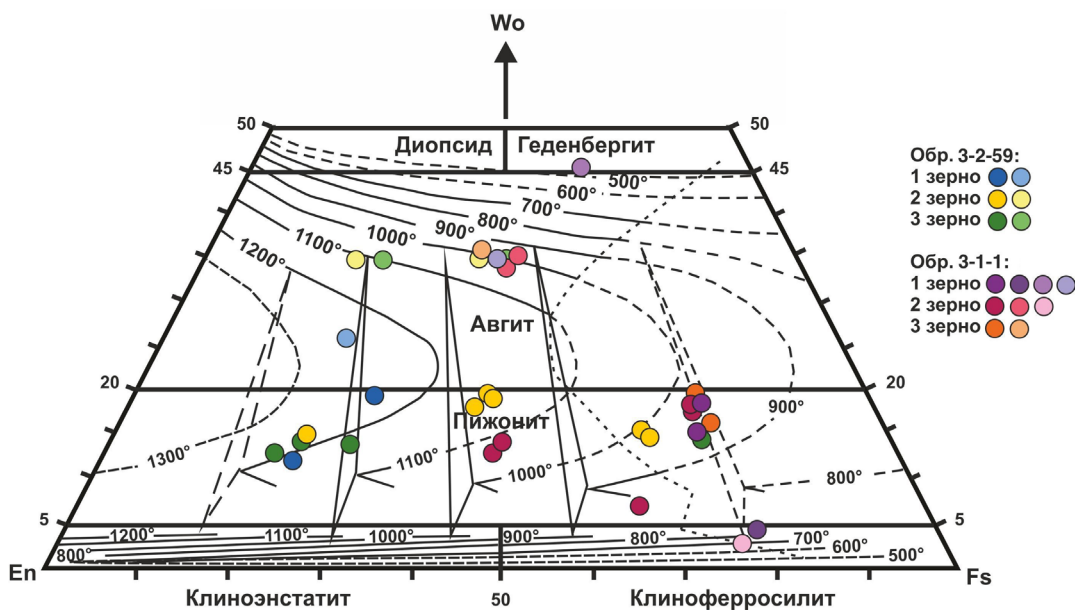


Рис. 4. Тройная классификационная диаграмма для клинопироксена Ca-Mg-Fe-типа с общепринятыми названиями по (Morimoto et al., 1988) с наложенными кривыми температур при давлении 5 кбар по (Lindsley, 1983).

Значение коэффициента магнезиальности $Mg\#$ для центральной части зерна вдвое превышает значение для краевых и промежуточных зон ($Mg\# = 0.24–0.51$). Краевая точка (№13) резко отличается по химическому составу от остальных. Учитывая ее отличие по окраске от основной части зерна и морфологии, этот домен является более поздним низкотемпературным по сравнению с основной массой. Эта точка будет рассматриваться отдельно.

Суммарное содержание REE варьирует от 68.1 до 105 ppm. При этом увеличение содержания REE происходит от центра к краю зерна почти вдвое. Спектры распределения характеризуются незначительным возрастанием REE от легких к тяжелым и ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.02–0.14$) (рис. 3д). Наиболее проявлена аномалия у краевых областей зерна. Спектр распределения для более позднего домена клинопироксена (ан. т. 13) в целом идентичен вышеописанным. Однако для него наблюдается самое низкое значение суммы REE – 59.3 ppm, несмотря на то, что он расположен с краю зерна.

Редкоэлементный состав клинопироксена демонстрирует понижение от центра к краю зерна содержания V (123–454 ppm), Cr (70.8–128 ppm) и Sr (3.42–9.20 ppm), в то время как содержание Y (39.6–80.0 ppm), Zr (18.1–30.0 ppm) и Ba (0.14–0.35 ppm) возрастает. Отмечается нормальная зональность – понижение содержания Cr (65.2–128 ppm) и коэффициента магнезиальности от центра к краю.

Зерно 3. Границы зерна неровные, поскольку оно располагается в интерстициях зерен плагиоклаза и гранофириковых сростков. Смена химического состава отчетливо различается на BSE-изображениях по интенсивности окраски (рис. 2е). Внутри зерна наблюдаются микровключения плагиоклаза (An_{68}) и магнетита.

Значение коэффициента магнезиальности для центральной части зерна ($Mg\# = 0.41$) вдвое выше, чем для края ($Mg\# = 0.16–0.17$). Кроме того, отмечается снижение содержания TiO_2 (0.23–0.75 мас.%), Al_2O_3 (0.46–1.92 мас.%), MgO (6.00–11.4 мас.%) от центра к краю и возрастание содержания FeO (18.5–36.1 мас.%) и MnO (0.42–0.72 мас.%).

Содержание REE варьирует от десятков до сотен ppm: 51.5–170 ppm. Наибольшие значения характеризуют краевую часть зерна, меньшие – центральную. Спектры распределения REE характеризуются небольшим возрастанием от легких к тяжелым (рис. 3е) и отрицательной Eu-аномалией. Для центральной части зерна Eu-аномалия слабо проявлена ($Eu/Eu^* = 0.21$), для краевой она ярко выражена ($Eu/Eu^* = 0.03$).

От центра к краю возрастает содержание Rb (1.68–4.80 ppm), Y (33.3–118 ppm), Zr (20.6–

59.0 ppm), Nb (0.44–3.20 ppm) в несколько раз, в то время как содержание Sr (2.78–11.3 ppm) возрастает.

Таким образом, для всех исследуемых зерен наблюдается закономерная смена химического состава от центра к краю, выражающаяся в снижении значения коэффициента магнезиальности $Mg\#$, возрастании суммарного содержания REE и более отчетливом проявлении отрицательной Eu-аномалии.

Обсуждение результатов

Согласно общепринятой классификации пироксенов по (Morimoto et al., 1988), все исследованные зерна принадлежат Ca-Mg-Fe-типу. Наблюдается изменение химического состава в пределах каждого зерна от центра к краю как по главным, так и по редким элементам. По существующим представлениям это в значительной степени является результатом фракционной кристаллизации, смешения магм или неоднородности первичных расплавов (Chen et al., 2018).

Морфологические особенности зерен клинопироксена (рис. 2) свидетельствуют о том, что центральные его части кристаллизовались совместно с плагиоклазом, что подтверждается геохимическим поведением CaO, Al_2O_3 и Sr (табл. 2, 3). REE, Rb и Ba имеют тенденцию накапливаться в остаточном расплаве, таким образом, наибольшие содержания этих элементов приурочены к краевым частям зерен клинопироксена. Учитывая большую совместимость таких элементов, как Zr и Y, с клинопироксеном, чем с плагиоклазом, они накапливались в процессе роста клинопироксена, достигая максимальных значений в краевой части. Можно предположить, что краевые части зерен клинопироксена формировались после кристаллизации плагиоклаза. Понижение содержания V от центра к краю зерен клинопироксена обусловлено его перераспределением в рудные минералы на заключительных этапах кристаллизации клинопироксена, что подтверждается их взаимоотношениями (рис. 2).

Центральные части отличаются наиболее темной окраской на BSE-изображениях (рис. 2), высокими значениями $Mg\#$, низкими значениями ΣREE и менее проявленной Eu-аномалией, что свидетельствует о том, что они кристаллизовались из более примитивного расплава. Наиболее яркие на BSE-изображениях участки зерен (рис. 2), как правило, приурочены к краевым частям зерна, имеют относительно низкие коэффициенты магнезиальности, высокие значения ΣREE и более выраженную Eu-аномалию, что указывает на их кристаллизацию из продвинутых магм, из которых ранее был фракционирован плагиоклаз. Нормальная зональность, выражающаяся в понижении содер-

Таблица 2. Химический состав клинопироксена из габброидов хребта Шака, мас.%

| Образец 3-2-59 | | | | | | | | | | | | |
|----------------|-------------------------------|-------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------|
| Зерно | Расположение в пределах зерна | Интенсивность окраски на BSE-изображениях | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Mg# |
| 1 | Промежуточное (1) | Темная | 53.2 | 0.41 | 1.76 | 0.33 | 12.7 | 0.34 | 19.1 | 12.1 | - | 0.73 |
| | Центр (2) | Средняя | 54.2 | 0.16 | 1.50 | 0.60 | 13.1 | 0.44 | 24.3 | 4.22 | - | 0.77 |
| | Промежуточное (3) | Средняя | 54.6 | 0.33 | 0.97 | 0.18 | 16.2 | 0.29 | 19.5 | 7.87 | - | 0.68 |
| 2 | Промежуточное | Светлая | 48.6 | 0.57 | 1.01 | - | 32.8 | 0.63 | 8.58 | 7.57 | 0.22 | 0.32 |
| | Край | Светлая | 50.7 | 0.63 | 1.17 | - | 22.8 | 0.56 | 14.0 | 9.32 | - | 0.52 |
| | Центр | Средняя | 52.2 | 0.59 | 2.01 | - | 9.34 | 0.40 | 16.8 | 17.4 | - | 0.76 |
| | Центр | Темная | 54.1 | 0.38 | 1.39 | 0.36 | 13.2 | 0.26 | 23.3 | 4.94 | - | 0.76 |
| | Промежуточное (4) | Светлая | 48.2 | 0.53 | 0.76 | - | 32.8 | 0.85 | 8.81 | 6.24 | 0.08 | 0.32 |
| 3 | Край (5) | Средняя | 50.5 | 0.56 | 1.15 | - | 22.9 | 0.33 | 14.6 | 8.74 | 0.11 | 0.53 |
| | Центр | Темная | 54.9 | 0.21 | 1.65 | 0.76 | 12.0 | 0.13 | 24.9 | 5.49 | - | 0.79 |
| | Край (6) | Светлая | 49.9 | 0.95 | 1.09 | - | 19.6 | 0.39 | 10.2 | 17.6 | 0.18 | 0.48 |
| | Центр (7) | Темная | 55.3 | 0.30 | 1.48 | 0.52 | 12.2 | 0.41 | 24.5 | 5.22 | - | 0.78 |
| | Промежуточное (8) | Средняя | 52.0 | 0.77 | 1.79 | - | 10.7 | 0.20 | 15.6 | 17.1 | 0.25 | 0.72 |
| Образец 3-1-1 | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Край (9) | Светлая | 48.3 | 0.58 | 0.79 | - | 35.6 | 0.53 | 6.46 | 8.28 | - | 0.24 |
| | Край (10) | Светлая | 47.7 | 0.46 | 0.98 | - | 36.3 | 0.97 | 6.71 | 7.72 | 0.23 | 0.25 |
| | Центр (11) | Средняя | 49.6 | 0.64 | 1.49 | - | 19.3 | 0.43 | 11.0 | 16.7 | 0.10 | 0.50 |
| | Центр | Средняя | 52.2 | 0.34 | 1.27 | - | 25.8 | 0.44 | 15.2 | 5.73 | 0.19 | 0.51 |
| | Центр | Средняя | 52.2 | 0.41 | 0.92 | - | 26.4 | 0.45 | 15.3 | 5.58 | - | 0.51 |
| 2 | Промежуточное | Средняя | 50.7 | 0.68 | 1.45 | - | 19.6 | 0.47 | 10.7 | 16.4 | - | 0.49 |
| | Край (13) | Светлая | 47.7 | 0.11 | 0.54 | - | 41.6 | 0.80 | 7.25 | 2.01 | - | 0.24 |
| | Промежуточное (14) | Средняя | 50.9 | 0.82 | 1.53 | - | 20.3 | 0.43 | 11.4 | 16.9 | - | 0.50 |
| | Край (15) | Светлая | 49.1 | 0.33 | 1.04 | - | 34.6 | 0.79 | 6.82 | 7.35 | - | 0.26 |
| 3 | Край | Светлая | 47.6 | 0.48 | 0.90 | - | 34.5 | 0.76 | 6.87 | 8.22 | - | 0.26 |
| | Край (16) | Светлая | 47.4 | 0.23 | 0.89 | - | 34.3 | 0.63 | 6.00 | 8.58 | - | 0.24 |
| | Край (17) | Светлая | 48.6 | 0.51 | 0.46 | - | 36.1 | 0.72 | 6.57 | 7.91 | - | 0.24 |
| | Центр (18) | Средняя | 49.9 | 0.75 | 1.92 | - | 18.5 | 0.42 | 11.4 | 16.7 | 0.40 | 0.52 |

Примечание. В скобках указаны номера аналитических точек, которые использовались для измерения содержания редких элементов в составе клинопироксена.

жания Cr и коэффициента магнезиальности $Mg\#$ от центра к краю, отмечалась для большинства исследуемых зерен и подтверждает вывод о существенном влиянии фракционной кристаллизации на состав клинопироксена.

Предварительные оценки по диаграмме $Fs-En-Wo$ (Lindsley, 1983; Morimoto et al., 1988) показали, что для обр. 3-2-59 температура кристаллизации клинопироксена находится в диапазоне 1000–1200 °С, для обр. 3-1-1 – 900–1100 °С, а давление не превышало 5 кбар (рис. 4). Проведенные расчеты по термобароме-

грам клинопироксен – расплав разных авторов (Putirka, 2008; Wang et al., 2021) свидетельствуют об их хорошей сходимости ($R^2 = 0.79$) по температуре. Диапазоны значений температур составили 1225–1030 °С (Putirka, 2008) и 1265–1026 °С (Wang et al., 2021) для обр. 3-2-59. Для обр. 3-1-1 диапазоны имеют значения 1223–972 °С (Putirka, 2008) и 1140–990 °С (Wang et al., 2021).

Расчетное давление существенно варьирует. Так, для обр. 3-2-59 оно составляет диапазон от 3.5 до 9.1 кбар по (Putirka, 2008) и от 0.4 до 8.7 кбар по (Wang et al., 2021), а для обр. 3-1-1 – от 0.8 до 10.2

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов в клинопироксене из габброидов хребта Шака, ppm

| | | Образец 3-2-59 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|---------|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Зерно | № точки | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu | ΣREE | Eu/Eu* | Ti | V | Cr | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Ba |
| 1 | 1 | 0.10 | 0.53 | 0.12 | 0.91 | 0.43 | 0.07 | 0.85 | 1.13 | 1.58 | 1.74 | 0.20 | 7.65 | 0.12 | 2069 | 453 | 839 | 1.65 | 2.07 | 8.54 | 2.64 | 0.18 | 0.06 |
| | 2 | 0.31 | 0.62 | 0.12 | 0.49 | 0.23 | 0.06 | 0.42 | 0.81 | 0.91 | 1.17 | 0.16 | 5.32 | 0.19 | 1318 | 439 | 2685 | 3.28 | 2.94 | 5.45 | 3.54 | 0.55 | 0.08 |
| | 3 | 2.87 | 5.26 | 0.67 | 3.40 | 1.08 | 0.15 | 1.35 | 2.18 | 1.93 | 2.39 | 0.37 | 21.6 | 0.13 | 1976 | 492 | 997 | 7.53 | 7.93 | 14.2 | 9.90 | 3.12 | 0.18 |
| 2 | 4 | 0.18 | 0.73 | 0.15 | 1.11 | 0.65 | 0.15 | 1.06 | 1.83 | 1.72 | 1.99 | 0.34 | 9.93 | 0.18 | 2908 | 374 | 300 | 2.72 | 3.17 | 11.7 | 4.17 | 0.72 | 0.07 |
| | 5 | 0.71 | 2.45 | 0.43 | 3.04 | 1.35 | 0.17 | 2.49 | 3.94 | 3.77 | 5.11 | 0.65 | 24.1 | 0.09 | 3609 | 219 | 98.7 | 3.77 | 4.18 | 27.3 | 10.7 | 5.56 | 0.33 |
| 3 | 6 | 3.89 | 12.4 | 1.88 | 10.9 | 4.00 | 0.43 | 5.84 | 7.14 | 5.89 | 7.21 | 1.05 | 60.6 | 0.09 | 4698 | 408 | 164 | 15.7 | 19.3 | 44.5 | 23.3 | 12.0 | 0.47 |
| | 7 | 0.06 | 0.24 | 0.04 | 0.33 | 0.28 | 0.07 | 0.43 | 0.76 | 0.73 | 0.92 | 0.14 | 3.99 | 0.21 | 1361 | 448 | 2581 | 3.36 | 2.48 | 5.63 | 2.13 | 0.60 | 0.10 |
| | 8 | 0.72 | 2.85 | 0.62 | 3.97 | 1.52 | 0.37 | 2.75 | 3.46 | 2.57 | 2.56 | 0.42 | 21.8 | 0.18 | 2790 | 796 | 1616 | 1.90 | 10.8 | 19.3 | 7.59 | 0.56 | 0.16 |
| | | Образец 3-1-1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 9 | 11.1 | 35.3 | 5.52 | 28.7 | 9.56 | 0.53 | 12.3 | 16.5 | 12.9 | 17.2 | 2.48 | 152 | 0.05 | 2509 | 144 | 70.9 | 4.18 | 4.24 | 106 | 40.0 | 1.54 | 0.37 |
| | 10 | 14.8 | 40.2 | 6.96 | 36.3 | 11.1 | 0.35 | 15.6 | 19.0 | 15.4 | 20.3 | 3.00 | 183 | 0.03 | 2271 | 108 | 58.9 | 5.31 | 4.27 | 129 | 55.7 | 2/95 | 0.43 |
| | 11 | 6.08 | 15.9 | 2.50 | 14.6 | 4.61 | 0.73 | 6.14 | 6.70 | 5.17 | 5.17 | 0.73 | 68.3 | 0.14 | 3898 | 442 | 129 | 4.13 | 10.1 | 41.1 | 21.0 | 2.23 | 0.26 |
| 2 | 13 | 4.86 | 11.5 | 1.36 | 7.08 | 2.21 | 0.08 | 4.65 | 6.53 | 7.04 | 12.3 | 1.70 | 59.3 | 0.02 | 773 | 62.3 | 65.2 | 4.25 | 1.19 | 53.6 | 18.5 | 0.94 | 0.07 |
| | 14 | 5.56 | 17.0 | 2.85 | 14.8 | 3.73 | 0.65 | 5.80 | 6.80 | 4.74 | 5.32 | 0.80 | 68.1 | 0.14 | 3935 | 454 | 128 | 4.16 | 9.17 | 39.6 | 18.1 | 0.85 | 0.14 |
| | 15 | 7.10 | 21.9 | 3.20 | 18.6 | 6.12 | 0.45 | 8.93 | 12.2 | 10.4 | 13.9 | 1.91 | 105 | 0.06 | 2373 | 123 | 70.8 | 4.83 | 3.42 | 80.0 | 30.0 | 0.77 | 0.35 |
| 3 | 16 | 10.7 | 35.4 | 5.84 | 31.7 | 10.5 | 0.41 | 16.1 | 19.0 | 15.9 | 21.4 | 3.05 | 170 | 0.03 | 2214 | 104 | 121 | 4.80 | 5.75 | 118 | 59.0 | 3.20 | 0.34 |
| | 17 | 13.0 | 39.4 | 6.39 | 30.8 | 9.57 | 0.33 | 13.6 | 17.0 | 15.8 | 19.7 | 2.84 | 169 | 0.03 | 2378 | 126 | 257 | 3.74 | 2.78 | 118 | 36.2 | 1.01 | 0.16 |
| | 18 | 4.04 | 11.6 | 1.71 | 9.45 | 3.81 | 0.90 | 5.01 | 5.96 | 4.35 | 4.11 | 0.62 | 51.6 | 0.21 | 4576 | 566 | 181 | 1.68 | 11.3 | 33.3 | 20.6 | 0.44 | 0.17 |



Рис. 5. Сравнительный анализ экспериментальных данных давления кристаллизации клинопироксена по (Villiger et al., 2007) и расчетных – по (Putirka et al., 2008; Wang et al., 2021).

по (Putirka, 2008) и от 0.4 до 11.5 по (Wang et al., 2021). Такие высокие значения давлений противоречат результатам экспериментальных исследований моделирования кристаллизации толеитовых систем (Grove et al., 1992; Michael & Cornell, 1998; Moore, 1998; Blatter, Carmichael, 2001; Herzberg, 2004; Villiger, Müntener et al., 2007; Villiger, Ulmer et al., 2007). Согласно этим исследованиям, расчетные данные давлений сильно завышены, при таких

высоких значениях начинают кристаллизоваться иные минералы (например, Орх), которые не наблюдаются в петрографических шлифах исследуемых пород. Для уточнения дополнительно были проведены расчеты по данным о составе клинопироксена из эксперимента (Villiger et al., 2007) по двум используемым геобарометрам (Putirka, 2008; Wang et al., 2021). Полученные результаты подтвердили тот факт, что расчетные данные сильно завышены (рис. 5). Таким образом, полагаясь на экспериментальные данные, диапазон давлений кристаллизации исследуемого клинопироксена был сужен до значений от 1 до 3 кбар.

Заключение

1. В образцах габбро-долеритов, слагающих хребет Шака, установлен клинопироксен Ca-Mg-Fe-типа, морфология и особенности химического состава которого свидетельствуют о значительном влиянии фракционной кристаллизации на его образование.

2. Определение P-T-параметров при помощи нескольких методик позволило обозначить узкие диапазоны значений температур (1225–970 °C) и давлений (3–1 кбар), при которых кристаллизовался клинопироксен.

3. Полученные и уточненные данные не противоречат современным представлениям о строении океанической коры в пределах Юго-Западного

Индийского хребта и свидетельствуют об их достоверности и надежности выбранных методов определения Р-Т-параметров.

Благодарности

Авторы благодарят О.Л. Галанкину (ИГГД РАН), С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИ-АН) за помощь в аналитических исследованиях.

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (FMUW-2022-0005).

Список литературы:

- Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. Вып. 5. С. 487–495.
- Aparicio A. Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks // IUP Journal of Earth Science. 2010. V. 4 (3). P. 34–44.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chemical Geology. 1989. V. 77. P. 165–182.
- Blatter D.L., Carmichael L.S.E. Hydrous phase equilibria of a Mexican high-silica andesite: A candidate for a mantle origin? // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. V. 65 (1). P. 4043–4065.
- Chen L., Zheng Y.-F., Zhao Z.-F. Geochemical insights from clinopyroxene phenocrysts into the effect of magmatic processes on petrogenesis of intermediate volcanics // Lithos. 2018. 316–317. P. 137–153.
- Dick H.J.B., Natland J.H., Ildefonse B. Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle // Oceanography. 2006. V. 19 (4). P. 72–80.
- Grove T.L., Kinzler R.J., Bryan W.B. Fractionation of mid-ocean ridge basalt (MORB) // Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series. 1992. V. 71. P. 281–310.
- Hartnady C.J.H., le Roex A.P. Southern ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic, and South American plates // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V. 75. P. 245–257.
- Krishnamurthy P., Mahoney J.J., Gopalan K., MacDougall J.D. Clinopyroxene compositions in the Deccan and Rajmahal traps and their bearing on magma types and evolution // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 84. P. 102–117.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 477–493.
- Lin J., Dick H.J., Schoutten H., Georgen J. Evidence for off-axis volcanic relicts of the Bouvet hotspot and its interaction with the Southwest Indian ridge // American Geophysical Union, Fall Meeting. 2001. Abstract id T31D-10.
- Michael P.J., Cornell W.C. Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath mid-ocean ridges: Evidence from chlorine and major element chemistry of mid-ocean ridge basalts // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1998. V. 103 (B8). P. 18325–18356.
- Moore G., Carmichael I. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 130. P. 304–319.
- 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. V. 5 (367). P. 535–550.
- Nayak R., Pal D. Low-titanium clinopyroxene composition of Nidar ophiolite gabbros, southeastern Ladakh Himalaya, India: implications to geotectonic setting // CURRENT SCIENCE. 2021. V. 121(5). P. 685–691.
- Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. V. 63. P. 149–160.
- Ovung T.N., Ray J., Ghosh B., Koeberl C., Topa D., Paul M. Clinopyroxene composition of volcanics from the Manipur ophiolite, Northeastern India: implications to geodynamic setting // International Journal of Earth Sciences. 2018. V. 107. P. 1215–1229.
- Parsaei M., Dargahi S., Arvin M., Shaker A., Nezafati N. Clinopyroxene composition of Daralu gabbro-dioritic rocks in the southern of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran: constraints of tectono-magmatic setting and crystallization processes // Arabian Journal of Geosciences. 2022. V. 15. Article number: 1468.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Villiger S., Müntener O., Ulmer P. Crystallization pressures of mid-ocean ridge basalts derived from major element variations of glasses from equilibrium and fractional crystallization experiments // Journal of Geophysical Research. 2007. V. 112. B01202.
- Villiger S., Ulmer P., Müntener O. Equilibrium and fractional crystallization experiments at 0.7 GPa; the effect of pressure on phase relations and liquid compositions of tholeiitic magmas // Journal of Petrology. 2007. V. 48 (1). P. 159–184.
- Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // European Journal of Mineralogy. 2021. V. 33. P. 621–637.
- Warr L.N. IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. V. 85. P. 291–320.