

КСЕНОЛИТЫ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ МАХТЕШ РАМОНА (ПУСТЫНЯ НЕГЕВ, ИЗРАИЛЬ) КАК ИНДИКАТОРЫ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА И МАГМООБРАЗОВАНИЯ

© 2016 г. Г. Б. Ферштатер*, З. А. Юдалевич**, В. В. Хиллер*

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15
E-mail: fertrshater@igg.uran.ru*

***Университет им. Бен Гуриона
Бээр-Шева, Израиль*

Поступила в редакцию 02.10.2015 г.

Принята к печати 27.10.2015 г.

Ксенолиты в раннемеловых щелочных базальтоидах котловины Махтеш Рамон (Южный Израиль) представлены существенно оливиновыми породами: дуниты (в том числе и клинопироксенсодержащие) – 5% от общего количества, лерцолиты – 21%, верлиты – 28%, клинопироксениты – 34%, габброиды – 12%. По величине $\#Mg = Mg/(Mg + Fe)$ породы ксенолитов образуют несколько дискретных групп, отвечающих следующим значениям $\#Mg$: >0.85 (дуниты, лерцолиты), 85–75 (верлиты, оливиновые клинопироксениты), 0.75–0.65 (оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты), 0.60–0.45 (габбро). Первичные мантийные породы представлены лерцолитами, остальные – продуктами метасоматоза, предшествовавшего и сопровождавшего магмообразование. Главные минералы ультрамафитовых ксенолитов – несколько обогащенный кальцием оливин, клинопироксен с варьирующим содержанием TiO_2 (1–4%), Al_2O_3 (2–12%), Na_2O (0.5–2%) и $\#Mg = 0.92$ –0.59, шпинелиды: хромит ($Cr_2O_3 = 20$ –38%), Al шпинель и титаномagnetит ($TiO_2 = 10$ –21%, $Cr_2O_3 = 0.3$ –8%, $Al_2O_3 = 1.5$ –13%, $MgO = 2$ –7%). Магнезиальный клинопироксен, бедный титаном и алюминием характерен для первичных мантийных пород (лерцолитов). Богатый TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O клинопироксен совместно с плагиоклазом, анортоклазом, керсутитом, ренитом, ильменитом, стеклом “ортопироксенового” и “полевошпатового” состава представляют поздний парагенезис ультрамафитов, связанный с процессом частичного плавления. Ортопироксен в ультрамафитах неустойчив и обычно замещается минералами позднего парагенезиса. Габброидные ксенолиты сложены малотитанистым и малоглиноземистым клинопироксеном ($\#Mg = 0.66$ –0.56), ортопироксеном ($\#Mg \sim 0.5$), лабрадором An_{45-55} , часто с каймами анортоклаза, титаномagnetитом такого же состава, как и в ультрамафитах, ильменитом.

Ксенолиты несут признаки частичного плавления и предшествовавших плавлению метасоматических преобразований. Последние заключаются в замещении ортопироксена лерцолитов клинопироксеном и соответственно в широком развитии верлитов и оливиновых клинопироксенитов. В ходе метасоматоза в породах падает содержание Mg , Cr и Ni и растет Ti , Fe , Al , Ca , а также – крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, обеспечивая рост фертильности магматического источника базальтоидов. Состав образующегося при этом расплава близок к базаниту, а стекло, цементирующее продукты кристаллизации, законсервированные в ксенолитах, имеет состав, близкий к ортопироксен-полевошпатовым смесям. Минеральные фазы в таком стекле представлены клинопироксеном, керсутитом, ренитом, плагиоклазом, анортоклазом, нефелином, титаномagnetитом и ильменитом.

Ключевые слова: щелочные базальтоиды, ксенолиты, мантия, метасоматоз, магмообразование, геохимия, минералогия.

ВВЕДЕНИЕ

Ксенолитам в базальтоидах посвящена огромная литература. Такие ксенолиты – не только главный источник информации о составе мантии и процессах, в ней происходящих, но и важные индикаторы петрогенезиса базальтоидных ассоциаций. Преимущественно мантийные ксенолиты распространены в щелочно-базальтоидных ассо-

циациях, но появляется все больше свидетельств нахождения их и в островодужных известково-щелочных сериях [3, 38].

Одна из первых современных классификаций ксенолитов была предложена на примере Гавайев [47], где они были разделены на два крупных вида: лерцолитовый и дунит-верлит-габбровый. Первый характеризуется высокой магнезиальностью ($\#Mg = Mg/(Mg + Fe) = 0.88$ –0.94), повышенными

концентрациями Cr, Ni, пониженными – Al, Ca. Вторым видом в сравнении с первым значительно богаче Al, Fe и Ca. Позднее [22] эта систематика была уточнена: первая группа ксенолитов – перидотиты, главным образом, лерцолиты с оливином ($\#Mg = 0.86–0.91$), Cr-диопсидом и Cr-шпинелью, вторая группа – более железистые перидотиты (преимущественно верлиты) и пироксениты с оливином пониженной магнетизальности, с Al-Ti-авгитом и Al-шпинелью. Подобная классификация ксенолитов, с теми или иными вариациями в наименованиях выделенных двух групп, в дальнейшем была подтверждена большинством исследователей ксенолитов.

Во многих полях развития щелочно-базальтового магматизма наряду с ксенолитами перидотитов и пироксенитов распространены ксенолиты разнообразных по составу и структуре габброидов. В процессе продвижения магмы к поверхности находящиеся в ней ксенолиты вследствие декомпрессии распадаются на более мелкие по размерам фрагменты и отдельные минералы – ксенокристы, диагностируемые по признакам сходства с минералами ксенолитов, в частности по деформированности, характерной “губчатости” (“засоренности”), реакционным продуктам и др. Вмещающие ксенолиты породы наряду с ксенокристами содержат мегакристы оливина, ортопироксена, клинопироксена, амфибола, биотита, магнетита, шпинели, ильменита, граната, апатита, корунда, рутила, сфена, плагиоклаза, анортклаза и нефелина, часто правильной кристаллографической формы. Большая часть исследователей считает их родственными щелочным базальтоидам, в которых они находятся.

Мантийные ксенолиты – основные источники информации о процессах мантийного метасоматоза, предшествующего и сопровождающего частичное плавление, порождающее щелочно-базальтовый магматизм. Исследователи связывают мантийный метасоматоз с воздействием водных и углекислых флюидов. Процессы такого метасоматоза – неизбежные предшественники щелочного магматизма [26, 28, 31, 32, 48, 49]. В результате метасоматоза и сопровождающего его частичного плавления разлагается ортопироксен, происходит верлитизация и клинопироксенизация лерцолитов и гарцбургитов.

В мантийных ксенолитах часто описываются стекла, которые являются либо продуктом частичного плавления ксенолитов [21, 41, и мн. др.], либо образуются в результате реакции между перидотитами и просачивающейся через них щелочной магмой [12, 18, 40]. Некоторые авторы полагают, что они представляют собой начальную стадию частичного плавления, вследствие которого из амфибол-гранатовых клинопироксенитов образуются недосыщенные SiO_2 разности, а из лерцолитов – кварц-нормативные [21]. Все авторы отмечают широкие вариации составов стекол.

На соседних с Израилем территориях Сирии и Иордании глубинные ксенолиты развиты главным образом в кайнозойских базальтах и базанитах, поля распространения которых пространственно приурочены к главному структурному линейamentу этой территории – рифтовой зоне Мертвого моря, разделяющей Африканскую и Аравийскую платформы (рис. 1). Ксенолиты, представленные разнообразными ультраосновными и основными породами, описаны разными авторами [9, 13, 14, 20, 23, 27, 29, 33–36]. Большая часть ксенолитов метаморфизована, а часть ксенолитов габбрового состава отдельными авторами характеризуется как мафические гранулиты.

Глубинные ксенолиты в мезозойских щелочных базальтах Израиля развиты ограниченно. На севере страны они известны в верхнемеловом разрезе окрестностей Mt.Carmel и Umm El Fahm [20], а на юге – в раннемеловых вулканитах Махтеш Рамона [17, 43]. Этим ксенолитам и посвящена настоящая статья. В ней использована коллекция образцов, собранных в ходе исследований, выполненных под руководством проф. Университета им. Бен Гуриона (Беэр-Шева) М. Эйяла (2000–2008 гг.), в которых принимал участие один из авторов статьи.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Махтеш Рамон – это эрозионная субширотная котловина (протяженность – 40 км, ширина – до 10 км) на юге Израиля, в пустыне Негев. В котловине, вследствие живописного ландшафта имеющей статус природоохранной зоны Израиля, вскрыты осадочные отложения платформенного чехла и мезозойские щелочные вулканиты, содержащие разнообразные ксенолиты.

Магматизм Махтеш Рамона представлен щелочными базальтоидами, которые образуют три ассоциации: 1 – щелочные оливиновые базальты Сахароним (213.6 млн лет, верхний триас), 2 – щелочные оливиновые базальты, габбро, монцониты и щелочные сиениты, предшествующие альбским конгломератам Arod – группа PreArod (129–140 млн лет), 3 – щелочные оливиновые базальты, базаниты, нефелиниты, сформированные позднее конгломератов группа PostArod (112.9–119.0 млн лет) [11]. Ксенолиты, рассматриваемые в настоящей статье, сосредоточены в поздней (PostArod) ассоциации. Породы образуют лавовые потоки, дайки, силлы, некки. Они отвечают геодинамическому типу внутриплитных рифтогенных континентальных базальтов. По петрологическим и геохимическим особенностям породы PreArod группы близки к постщитовой серии Гавайских островов, а породы базальт-базанит-нефелинитовой – к постэрозионной серии этих островов.

Большинство характеризуемых ксенолитов находится в западной части Махтеш Рамона (см. рис. 1). По результатам изучения более 300 точек

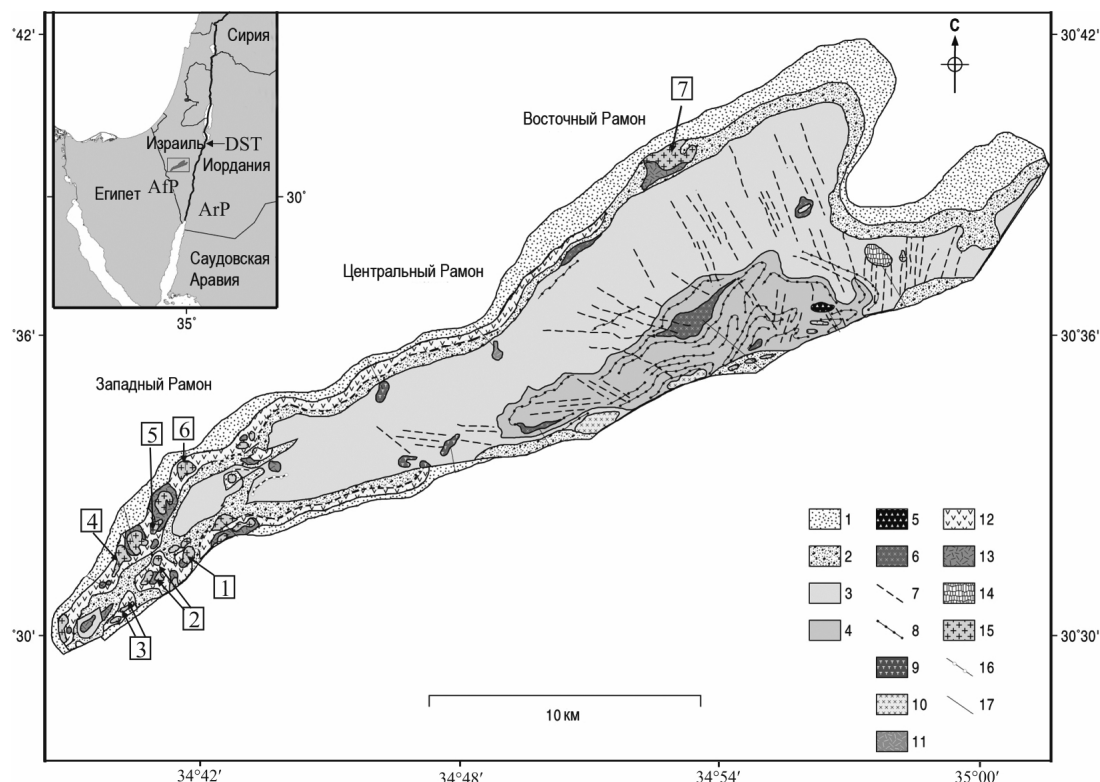


Рис. 1. Схема геологического строения Махтеш Рамона. Составлена З. Юдаlevичем и М. Эйялем на основе геологической карты 1 : 100 000 [42].

1–4 – Осадочные породы: 1–2 – раннемеловые, 3 – ранне- и среднеюрские, 4 – средне- и поздне триасовые; 5–11 магматиты PreArod ассоциации; 12–16 – PostArod базальт-базанит-нефелинитовая ассоциация: 12 – базальты, иногда базаниты с редкими прослоями туфов, туфогенных песчаников и известняков (покровная фация), 13 – агломераты, пирокластические брекчии, туфы, пемзы, 14 – погребенная кальдера, 15 – базальты, базаниты, нефелиниты и мелилитовые нефелиниты (субвулканическая фация), 16 – силлы габбро; 17 – разрывные нарушения. Магматические тела, в которых изучены ксенолиты (в скобках – индексы проб): 1 – базаниты Mt. Arod (HA, A), 2 – базаниты Mt. Pyramid (HP) и Mt. Gamal (MG), 3 – базаниты Southern Qarnei Ramon (SQ), 4 – базаниты Triangular Hill (TH), 5 – нефелиниты Nephelinitic Hill (NH), 6 – базаниты Basanitic Hill (BH), 7 – нефелиниты Mt. Gaash (GH). В левом верхнем углу схемы: AfP – Африканская и ArP – Аравийская плиты; DST – трансформ Мертвого моря. Более подробная расшифровка легенды в [11]. Прямоугольник – участок работ.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of Makhtesh Ramon modified by Z. Yudalevich and M. Eyal from the geological map 1 : 100 000 [42].

1–4 – Sediments: 1–2 – the Early Cretaceous, 3 – the Early and Middle Jurassic, 4 – the Middle and Late Triassic; 5–11 – igneous rocks: of PreArod Association; 12–16 – the PostArod basalt-basanite-nephelinite Association: 12 – basalts, sometimes basanites with rare interbeds of tuffs, tufogenic sandstones and limestones (the cover facies), 13 – agglomerates, pyroclastic breccias, tuffs, pumice, 14 – buried caldera, 15 – basalts, basanites, nephelinites and melilitic nephelinites (subvolcanic facies), 16 – gabbro sills; 17 – faults. Xenoliths were studied from the next igneous bodies (indexes of samples are in brackets): 1 – basanites Mt. Arod (HA, A), 2 – basanites Mt. Pyramid (HP) and Mt. Gamal (MG), 3 – basanites Southern Qarnei Ramon (SQ), 4 – basanites Triangular Hill (TH), 5 – nephelinites Nephelinitic Hill (NH), 6 – basanites Basanitic Hill (BH), 7 – nephelinites Mt. Gaash (GH). In the upper left corner of scheme: AfP – African and ArP – Arabian plate; DST – transform of the Dead Sea. More detailed legend see in [11]. Rectangle – studied area.

наблюдений, установлено следующее количественное соотношение главных групп пород: существенно оливиновые породы (дуниты и оливиниты) – 5%, лерцолиты – 21%, верлиты – 28%, клинопироксениты (в том числе оливиновые и ортопироксенсодержащие) – 34%, габброиды – 12%.

Детально изучались ксенолиты из следующих объектов: из субвулканических тел Mt. Arod (см. № 1 на рис. 1, индекс проб и шлифов – HA и A), Mt. Pyramid и Mt. Gamal (№ 2, индексы HP и MG), Southern Qarnei Ramon (№ 3, индекс SQ), Triangular

Hill (№ 4, TH), Nephelinitic Hill (№ 5, NH), Basanitic Hill (№ 6, BH), в Восточном Махтеш Рамоне – Mt. Gaash (№ 7, GH и G). Во всех названных телах преобладают ксенолиты верлитов и клинопироксенитов, и только в Triangular Hills широко распространены габброиды, составляющие более 50% всех ксенолитов. В строении субвулканических тел района много общего. Они сложены преимущественно базанитами и нефелинитами и как правило залегают в окружении пирокластических породах, часто представленных интенсивно аргиллизированными

ми туфами. Вещественный состав вмещающих ксенолиты вулканитов рассмотрен в отдельной статье авторов [11]. Внешне ксенолиты ультрамафитов во всех местонахождениях выглядят одинаково. Это серые или зеленовато-серые породы, часто неравнозернистые, гнейсовидные, такситовые.

Структура пород – гранобластовая, порфирокластическая и катакластическая – несет следы метаморфических преобразований. Размер ксенолитов колеблется от первых сантиметров до 10–12 см. Вследствие обычной дезинтеграции они часто приобретают миллиметровые размеры и состоят из нескольких зерен.

Главными минералами ультрамафитов являются оливин и пироксены. Их количественные отношения сильно варьируют, определяя номенклатуру пород: от клинопироксенсодержащего дунита или оливинита до лерцолита, верлита или клинопироксенита. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что первичные мантийные породы представлены лерцолитами, а верлиты и клинопироксениты, как будет показано ниже, – это продукты метасоматоза и частичного плавления. Ортопироксен в названных породах в ходе метасоматических преобразований становится неустойчивым и сохраняется преимущественно в виде реликтов. Второстепенные минералы – апатит и шпинелиды. В дунитах, лерцолитах и верлитах – это хромшпинелид, в клинопироксенитах – титаномagnetит и герцинит. Обычен ильменит. Полевые шпаты, нефелин, амфиболы и ренит совместно с богатым алюминием и титаном клинопироксеном развиваются на поздних стадиях формирования и как правило ассоциированы со стеклом.

Габбро в базанитах Triangular Hill (ТН) представлены мелко- и среднезернистыми гнейсовидными и полосчатыми разностями с колеблющимся

содержанием феррических минералов (от лейко- до меланогаббро) и выраженной полосчатостью. Породы сложены низкотитанистым и низкоглиноземистым клинопироксеном, ортопироксеном, лабрадором An_{45-55} , часто с каймами анортноклаза, титаномagnetитом, ильменитом.

АНАЛИЗЫ

Отбор материала для анализов, геологическое изучение магматических тел, содержащих мантийные ксенолиты и описание шлифов были выполнены в Университете им. Бен-Гуриона (Безр-Шева, Израиль, З.А. Юдалевич). Анализы пород и минералов сделаны в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого (Екатеринбург, Россия). Петрогенные элементы определены на рентгенфлюоресцентных спектрометрах CPM-18, CPM-25, VRA-30 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина и Г.С. Непуюкова), а рассеянные – на масс-спектрометре ICP-MS ELAN-9000 фирмы Perkin Elmer (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чердиченко и Л.К. Дерюгина). Состав минералов определен на микроанализаторе CAMECA SX-100 (оператор В.В. Хиллер). Дополнительное изучение стекол и минеральных фаз в них произведено на сканирующем электронном микроскопе GEOL JSM-6300-LV (оператор С.П. Главатских). Часть анализов, отмеченных в соответствующих таблицах, выполнена на сканирующем электронном микроскопе GEOL в Еврейском университете, Иерусалим, Израиль (аналитик Омри Двин).

ПЕТРОХИМИЯ

Список изученных образцов приведен в табл. 1, а химические составы пород – в табл. 2.

Таблица 1. Проанализированные породы и минералы

Table 1. Analyzed rocks and minerals

Образцы	Порода	Проанализированные минералы
ТН-1, 14, 16, 19, 30а, 31	Габбро-нориты, иногда с амфиболом	<i>Ol, Cpx, Opx, Pl, An, TiMt, Ilm, Ap, Am-Ker</i>
ТН-20, 30, 32, 818-14, 818-11	<i>Ol</i> клинопироксениты	<i>Ol, Cpx, Opx, Pl, Ne, Am-Ker, Rhe, Sp, Opx-Gl</i>
ТН-24, 28	Верлиты	<i>Ol, Cpx, Opx, An, Bt, Opx-Gl</i>
ВН-20-1, 39	Лерцолиты	<i>Ol, Cpx, Opx, Chr, Pl, Rhe</i>
ВН-20, 32, 34, 815	<i>Ol</i> клинопироксениты	<i>Ol, Cpx, Opx, Cr, Pl, Ilm, Am-Hbl</i>
НР-1	Верлит	<i>Ol, Cpx, Opx, Cr, Pl, Sp, Opx-Gl</i>
НР-4	<i>Ol</i> клинопироксенит	<i>Ol, Cpx</i>
НН-36	<i>Ol</i> клинопироксенит	<i>Ol, Cpx, Cr, TiMt, Ne, Fsp-Gl</i>
SQ-35	Клинопироксенит	<i>Cpx, Pl, Rhe, Opx-Gl</i>
НА-19	Клинопироксенит	<i>Cpx, Opx, Opx-Gl, Am-Hbl, Pl</i>
МГ-8	Клинопироксенит	<i>Cpx</i> мегакрист, <i>Cpx, TiMt, Am-Ker</i>
НГ-1	Мегакрист в базаните	<i>An</i>

Ol – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *An* – анортноклаз, *Ne* – нефелин, *TiMt* – титаномagnetит, *Cr* – хромшпинелид, *Sp* – герцинит, *Ilm* – ильменит, *Ap* – апатит, *Am-Hbl* – роговая обманка, *Am-Ker* – керсутит, *Rhe* – ренит, *Bt* – биотит, *Opx-Gl* – “ортопироксеновое” стекло, *Fsp-Gl* – “полевошпатовое” стекло.

Ol – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Opx* – orthopyroxene, *Pl* – plagioclase, *An* – anorthoclase, *Ne* – nepheline, *TiMt* – titanomagnetite, *Cr* – chrome-spinellid, *Sp* – hercynite, *Ilm* – ilmenite, *Ap* – apatite, *Am-Hbl* – hornblende, *Am-Ker* – kaersutite, *Rhe* – rhenite, *Bt* – biotite, *Opx-Gl* – “orthopyroxene” glass, *Fsp-Gl* – “feldspar” glass.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас %) и редких (ppm) элементов в ксенолитах из базальтоидов Махтеш Рамона
Table 2. Contents of major (mas %) and trace (ppm) elements in xenoliths from basalts of Makhtesh Ramon.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	43.97	43.86	44.51	45.23	44.00	40.06	44.56	44.16	39.41	44.47	50.50	43.64	40.73	46.53	43.65	45.43	40.48	51.95
TiO ₂	0.04	0.13	0.04	0.29	1.34	0.81	0.10	0.33	0.20	1.73	1.65	0.52	1.71	1.99	2.12	1.77	1.80	0.99
Al ₂ O ₃	1.69	2.39	1.80	2.97	10.49	17.38	2.04	2.80	2.08	9.42	16.93	3.50	11.85	9.07	10.59	9.84	13.25	17.42
Fe ₂ O ₃	5.39	2.95	4.04	4.61	6.76	10.03	9.98	16.55	13.20	9.94	7.86	5.40	8.07	11.26	5.35	8.70	8.70	5.45
FeO	3.20	5.70	6.20	7.95	3.47	5.60	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	11.63	4.40	H.o.	4.30	3.20	3.00	3.48
MnO	0.07	0.13	0.09	0.14	0.13	0.17	0.15	0.32	0.14	0.12	0.10	0.15	0.15	0.12	0.13	0.10	0.13	0.14
MgO	41.34	41.23	40.07	30.06	13.81	8.66	39.53	31.47	32.00	14.02	5.80	26.33	14.10	11.81	11.61	11.27	14.55	5.27
CaO	2.26	1.80	1.11	5.96	15.81	13.18	2.35	2.33	8.09	15.81	9.40	6.70	14.79	14.38	16.81	17.80	12.25	8.48
Na ₂ O	0.15	0.27	0.20	0.48	1.57	1.05	0.30	0.64	0.23	1.34	4.56	0.38	1.33	0.59	1.53	1.27	1.43	3.64
K ₂ O	0.06	0.05	0.07	0.13	0.32	0.21	0.10	0.30	0.06	0.41	1.92	0.07	0.26	0.44	0.58	0.28	0.39	1.06
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.03	0.10	0.17	0.27	0.03	0.09	0.07	0.16	0.39	0.05	0.19	0.12	0.13	0.17	0.15	0.21
LOI	1.90	1.20	1.50	1.45	2.04	2.60	0.60	0.00	4.05	2.14	1.10	1.20	2.48	3.75	2.70	2.34	3.62	1.55
Total	100.1	99.77	99.65	99.38	99.92	100.02	99.95	99.67	99.54	99.79	100.25	99.56	100.05	99.94	99.50	99.64	99.74	99.64
Li	7.62	2.74	10.72	7.78	10.20	12.41	4.16	4.97	3.78	9.18	7.85	4.69	9.94	13.15	20.82	29.23	61.60	41.36
Rb	1.72	1.14	2.24	5.09	8.24	5.62	2.81	7.17	1.35	13.60	24.99	1.25	5.59	12.55	21.19	21.06	18.74	74.91
Cs	0.02	0.02	0.03	0.09	0.11	0.19	0.04	0.07	0.02	0.12	0.48	0.02	0.07	0.14	0.15	0.11	0.11	0.19
Be	0.09	0.06	0.09	0.21	0.69	0.38	0.09	0.21	0.04	0.78	0.99	0.15	0.63	0.47	2.46	1.25	1.66	2.01
Sr	24.6	34.3	44.0	104.5	300.5	384.1	25.8	156.1	77.9	299.8	606.9	51.9	231.5	329.4	283.2	340.4	360.4	529.9
Ba	14.0	16.6	22.3	91.8	226.2	237.9	10.4	79.4	40.1	401.5	1280	15.9	114.1	259.7	856.7	1036	227.4	591.7
Sc	12.9	10.0	12.8	30.7	64.5	55.3	12.7	7.1	10.7	53.7	34.6	22.3	41.4	61.3	73.5	135.3	108.4	74.3
V	53.3	47.9	54.8	118.4	343.5	469.2	57.4	33.4	76.3	286.2	237.9	125.8	317.1	375.6	344.7	611.4	696.9	464.7
Cr	2248	1659	2312	1880	904.7	140.3	2011	736.2	1769	1418	207.9	1410.6	290.3	1126	696.9	1551	239.8	316.9
Co	133.6	105.9	153.1	129.6	69.6	60.1	107.9	146.5	117.4	54.1	36.3	124.7	58.0	76.4	51.3	99.3	140.6	66.8
Ni	2411	1716	2625	1479	296.6	69.8	1637.3	938.6	1437	265.3	105.5	723.2	195.9	298.1	220.3	522.6	429.1	133.5
Cu	34.42	5.31	4.57	21.52	81.61	33.52	14.68	52.51	14.12	62.91	36.23	17.96	44.68	138.79	64.63	182.25	256.15	48.11
Zn	62.00	32.85	119.17	90.29	83.17	133.70	61.32	119.39	77.03	70.29	81.48	84.92	96.18	100.77	65.82	142.09	111.41	155.45
Ga	2.35	3.30	3.26	6.38	19.88	22.34	3.96	4.12	9.05	14.53	17.87	6.47	21.17	18.32	16.45	21.57	32.65	29.89
Y	1.42	1.76	1.86	4.80	15.57	11.12	2.15	3.00	2.80	15.50	20.01	5.68	12.98	18.47	22.96	22.91	24.05	28.71
Nb	0.46	2.15	2.88	5.80	20.82	7.22	0.88	11.70	0.74	22.81	30.66	2.66	15.93	19.95	31.44	24.13	37.16	16.45
Ta	0.16	0.23	0.24	0.45	1.42	0.49	1.04	0.70	0.18	1.66	1.74	0.30	1.19	1.42	1.94	1.00	1.59	0.63
Zr	3.92	8.47	11.77	23.32	87.55	22.58	10.58	25.68	11.40	101.82	126.16	22.07	77.64	99.18	125.61	120.24	140.18	88.56
Hf	0.12	0.19	0.26	0.63	2.77	0.58	0.16	0.44	0.30	3.02	3.18	0.81	2.67	3.44	4.04	2.45	2.56	1.55
W	0.15	0.17	0.20	0.17	0.36	0.32	0.07	0.06	0.18	0.38	0.14	0.12	0.22	0.08	0.22	0.27	0.57	0.23
Mo	0.19	1.05	0.27	1.30	1.66	0.40	0.09	0.19	0.30	0.67	0.42	0.23	0.42	0.36	0.29	0.92	4.08	0.55
Sn	0.16	0.14	0.15	0.67	1.22	0.54	0.12	0.15	0.14	1.14	1.06	0.39	1.15	1.15	1.12	1.11	1.28	0.80
Pb	0.41	0.25	0.40	0.39	1.34	1.19	0.00	0.45	0.13	1.07	3.13	0.31	0.81	1.36	1.34	1.27	1.18	1.74
U	0.12	0.10	0.05	0.17	0.59	0.22	0.05	0.20	0.54	0.43	0.47	0.07	0.41	0.26	0.62	0.31	0.48	0.20
Th	0.19	0.30	0.14	0.50	1.92	0.67	0.02	0.48	0.00	1.39	1.58	0.24	1.45	0.79	4.75	1.50	2.27	0.78
La	0.94	1.79	1.63	4.61	14.44	5.72	1.41	5.90	1.10	15.08	21.58	2.97	11.88	13.41	17.75	14.81	18.56	10.04
Ce	1.70	3.57	4.10	10.40	31.81	12.48	3.27	11.51	2.98	33.50	42.46	7.49	26.28	30.74	40.35	31.23	35.60	21.13
Pr	0.17	0.41	0.54	1.38	4.16	1.69	0.42	1.31	0.47	4.41	5.30	1.05	3.45	4.28	5.57	4.03	4.34	2.82
Nd	0.70	1.59	2.16	6.26	18.73	8.13	1.86	5.02	2.30	19.73	21.87	4.99	15.53	19.65	24.82	17.75	18.51	12.58
Sm	0.21	0.34	0.47	1.57	4.83	2.29	0.41	0.93	0.65	4.60	4.93	1.39	4.02	4.84	6.24	4.35	4.34	3.16
Eu	0.06	0.12	0.13	0.51	1.60	0.95	0.13	0.29	0.21	1.60	1.66	0.50	1.37	1.83	2.22	1.44	1.40	1.06

Таблица 2. Окончание
Table 2. Ending

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Gd	0.25	0.41	0.40	1.60	5.07	2.60	0.43	0.82	0.67	4.64	5.00	1.60	4.10	5.61	6.66	4.18	4.06	3.40
Tb	0.04	0.06	0.06	0.21	0.68	0.36	0.06	0.10	0.09	0.61	0.72	0.24	0.57	0.73	0.87	0.58	0.56	0.52
Dy	0.28	0.35	0.35	1.16	3.77	2.35	0.42	0.62	0.59	3.56	4.31	1.35	3.25	4.26	5.54	3.41	3.40	3.44
Ho	0.06	0.08	0.08	0.22	0.69	0.49	0.08	0.11	0.11	0.65	0.85	0.25	0.59	0.80	1.04	0.61	0.63	0.72
Er	0.20	0.24	0.22	0.57	1.79	1.39	0.27	0.31	0.30	1.62	2.28	0.67	1.49	1.88	2.48	1.56	1.65	2.15
Tm	0.03	0.04	0.03	0.08	0.22	0.19	0.04	0.04	0.04	0.19	0.30	0.09	0.19	0.24	0.32	0.18	0.20	0.31
Yb	0.19	0.21	0.23	0.45	1.34	1.28	0.26	0.26	0.26	1.12	1.90	0.50	1.08	1.48	1.90	1.10	1.07	1.99
Lu	0.03	0.04	0.04	0.06	0.18	0.19	0.04	0.04	0.04	0.16	0.28	0.07	0.15	0.21	0.25	0.14	0.16	0.30
#Mg	0.90	0.90	0.88	0.81	0.72	0.52	0.89	0.78	0.82	0.73	0.60	0.75	0.68	0.65	0.70	0.70	0.71	0.53

Примечание. Номера образцов и наименование пород: 1 – BN10 лерцолит, 2 – BN39 лерцолит, 3 – BN6 лерцолит, 4 – BN верлит (среднее из 2), 5 – BN клинопироксенит (среднее из 9), 6 – BN14 габбро, 7 – HA10 лерцолит, 8 – HA лерцолит (среднее из 3), 9 – HA верлит (среднее из 2), 10 – HA клинопироксенит (среднее из 5), 11 – HA-32 габбро, 12 – HP верлит (среднее из 3), 13 – HP клинопироксенит (среднее из 4), 14 – SQ клинопироксенит (среднее из 2), 15 – MG8 клинопироксенит (среднее из 3), 16 – MG8 клинопироксенит (среднее из 3), 17 – TN 20 клинопироксенит, 18 – TN габбро (среднее из 9). #Mg = Mg/(Mg + Fe).

Note. Sample numbers and the name of rocks: 1 – BN10 lherzolite, 2 – BN39 lherzolite, 3 – BN6 lherzolite, 4 – BN wehrlite (average of 2), 5 – BN clinopyroxenite (average of 9), 6 – BN14 gabbro, 7 – HA10 lherzolite, 8 – HA lherzolite (average of 3), 9 – HA wehrlite (average of 2), 10 – HA clinopyroxenite (average of 5), 11 – HA32 gabbro, 12 – HP wehrlite (average of 3), 13 – HP clinopyroxenite (average of 4), 14 – SQ clinopyroxenite (average of 2), 15 – MG8 clinopyroxenite (average of 3), 16 – TN clinopyroxenite (average of 3), 17 – TN20 clinopyroxenite, 18 – TN gabbro (average of 9). #Mg = Mg/(Mg + Fe).

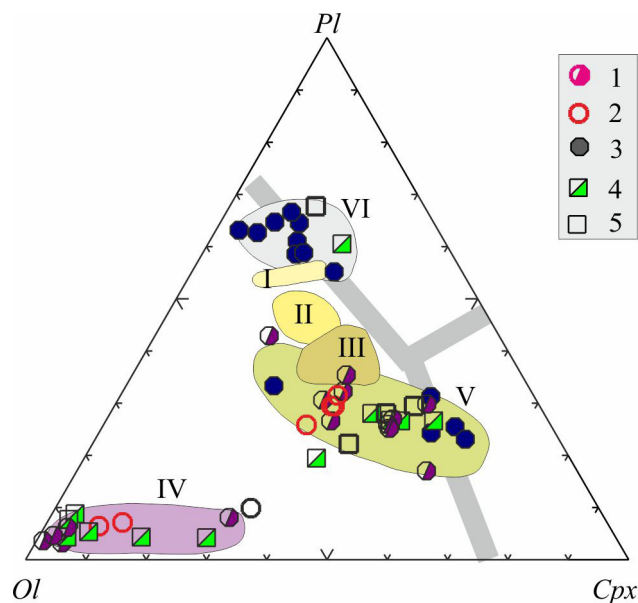


Рис. 2. Диаграмма оливин (Ol)–плагиоклаз (Pl)–клинопироксен (Cpx) для пород Махтеш Рамона.

Здесь и на рис. 3: ксенолиты: 1 – BN, 2 – HP, 3 – TN, 4 – HA, 5 – SQ, MG. Римскими цифрами обозначены поля пород: I, II – базальты Pre- и PostArod соответственно, III – базаниты и нефелиниты, IV–VI – ксенолиты: IV – дуниты, верлиты, лерцолиты, V – клинопироксениты, VI – габбро.

Fig. 2. Olivine (Ol)–plagioclase (Pl)–clinopyroxene (Cpx) diagram for Makhtesh Ramon rocks.

Xenoliths: 1 – BN, 2 – HP, 3 – TN, 4 – HA, 5 – SQ, MG. 1–5 – the same as in Fig. 3. Roman numbers indicate the field of rocks: I, II – basalts Pre- and PostArod accordingly, III – basanites and nephelinites, IV–VI – xenoliths: IV – dunites, wehrlites, lherzolite, V – clinopyroxenites, VI – gabbro.

Несмотря на тщательный отбор материала ксенолитов для анализа, нам не всегда удавалось полностью очистить ксенолиты от инъекций вмещающих их базанитов и нефелинитов. Использование усредненных составов позволяет минимизировать влияние загрязнения ксенолитов веществом вмещающих пород.

По составу основных нормативных миналов ксенолиты образуют три дискретные группы (рис. 2): перидотитовую, клинопироксенитовую и габброидную, отчетливо обособляющиеся друг от друга и от главных типов включающих их вулканитов. Клинопироксенитовые ксенолиты не содержат плагиоклаза и наличие нормативного плагиоклаза в этих породах (см. группа V на рис. 2) обусловлено повышенной концентрацией глинозема в клинопироксене и присутствием герцинита. Выделенные группы ксенолитов имеют разные значения #Mg: >0.85 (дуниты, лерцолиты, верлиты), 0.85–0.75 (верлиты, оливиновые клинопироксениты), 0.75–0.65 (оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты), 0.60–0.45 (габбро) и принадлежат двум трендам (рис. 3).

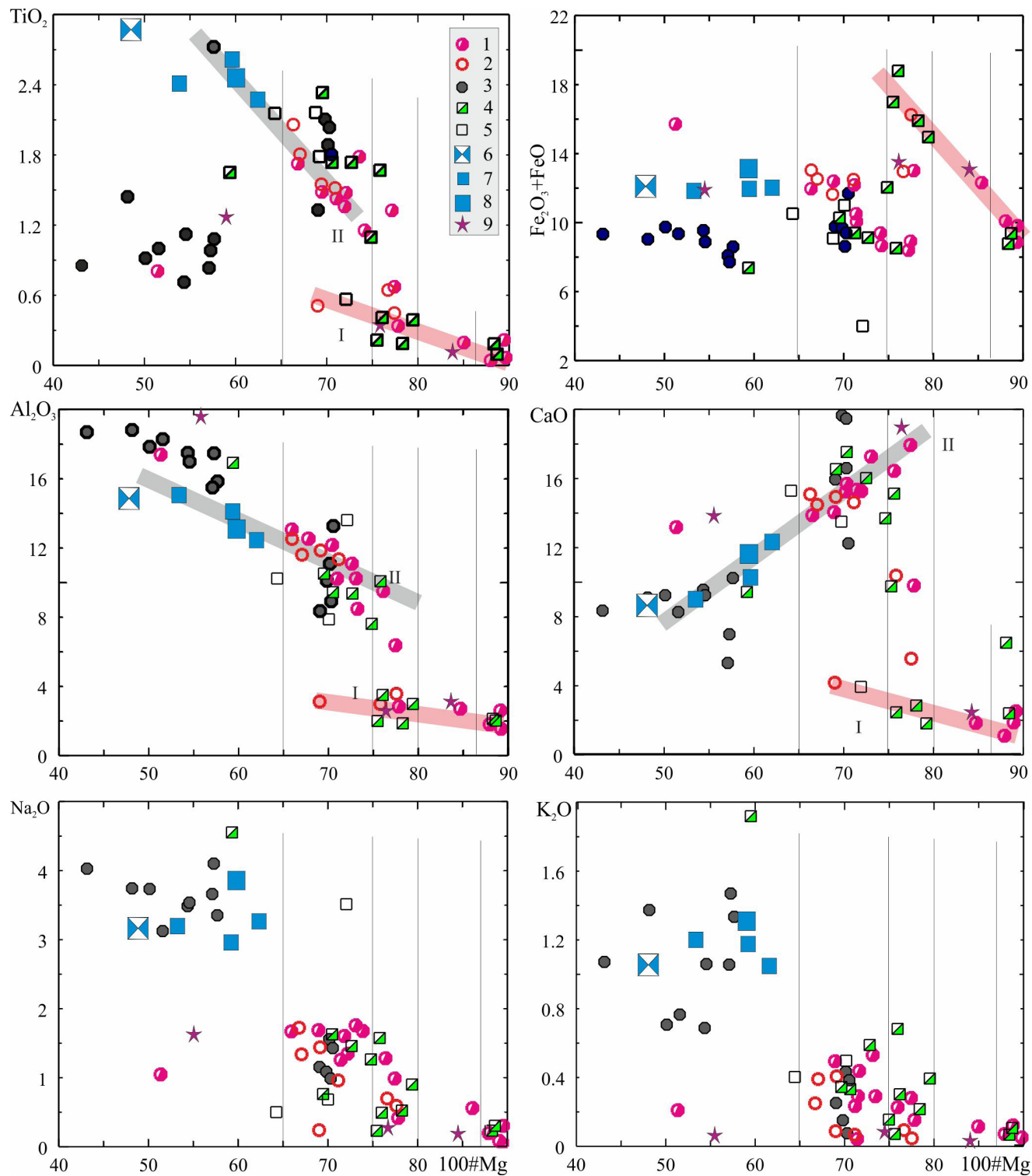


Рис. 3. Диаграммы 100#Mg–TiO₂, Fe₂O₃ + FeO, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O.

Ксенолиты: 1–5 см. рис. 2; базальтоиды (средние составы): 6 – базальты PreArod, 7 – базальты PostArod, 8 – базаниты, 9 – верлит, клинопироксенит и габбро Платиноносного пояса Урала [8]. I, II – тренды: I – дунит-перидотитовый, II – метасоматизированная мантия – производные базальтоиды.

Fig. 3. Diagram 100#Mg–TiO₂, (Fe₂O₃ + FeO), Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O.

Xenoliths: 1–5 see Fig. 2; basalts (average compositions): 6 – basalts PreArod, 7 – basalts PostArod, 8 – basanites, 9 – wherlite, clinopyroxenite and gabbro of the Urals Platinum Belt [8]. I, II – trends: I – dunite-peridotite and II – metasomatized mantle – derivative basalts.

Первый из них (розовая линия) отражает вариации составов, не выходящих за рамки перидотитов. Мантийный метасоматоз, с которым связана клинопироксенизация, частичное плавление и щелочно-базальтоидное магмообразование, обеспечивает переход к тренду II, представленному рядом верлит-клинопироксенит. Этот переход сопровождается скачкообразным ростом содержаний TiO_2 , CaO и Al_2O_3 и наиболее четко проявлен на соответствующих диаграммах (см. рис. 3). Такие несовместимые элементы, как натрий и калий, не следуют рассмотренным закономерностям. Нетрудно заметить, что ксенолиты трендов I (перидотитовые) и II (клинопироксенитовые) отвечают двум группам, которые отмечены во “Введении” и издавна выделяются в большинстве щелочнобазальтоидных ассоциаций океанических островов и континентов [22, 47, 49].

По набору пород ультрамафитовые ксенолиты сходны с островодужной дунит-верлит-клинопироксенитовой серией урало-алюскаинского типа, слагающей Платиноносный пояс Урала. В координатах $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$ (рис. 4) те и другие породы принадлежат единому тренду (I), резко отличному от главного эволюционного тренда (II) пиролит-базальт [8]. По содержанию петрогенных элементов слабо преобразованные породы ксенолитов и Платиноносного пояса Урала близки, и резкие различия начинаются в области клинопироксенитовых составов (см. рис. 3), продуктов интенсивного метасоматоза, сопровождающего щелочнобазальтоидное магмообразование.

ГЕОХИМИЯ

Концентрации рассеянных элементов приведены в табл. 2, а их поведение демонстрируют рис. 5, 6, 7. На вариационных диаграммах породные группы ксенолитов, отмеченные выше, хорошо обособляются. Перидотиты характеризуются несколько пониженным содержанием хрома, никеля, кобальта и ванадия, а также немного повышенным содержанием циркония по сравнению с примитивной мантией (см. рис. 5). В продуктах мантийного метасоматоза – клинопироксенитах и части верлитов – содержание хрома и никеля резко падает, а ванадия, наряду с такими несовместимыми элементами, как Sc , Zr , Y , повышается, что свидетельствует о росте фертильности магматического источника вулканитов (см. ниже) в процессе метасоматоза. С ростом интенсивности метасоматоза рассмотренные выше закономерности усиливаются: содержание Cr и Ni уменьшается, а несовместимых элементов и V – растет. Тренды распределения ванадия, скандия, иттрия повторяют отмеченные выше первично мантийные тренды петрогенных элементов и тренды, обусловленные метасоматическими преобразованиями мантии и частичным плавлением.

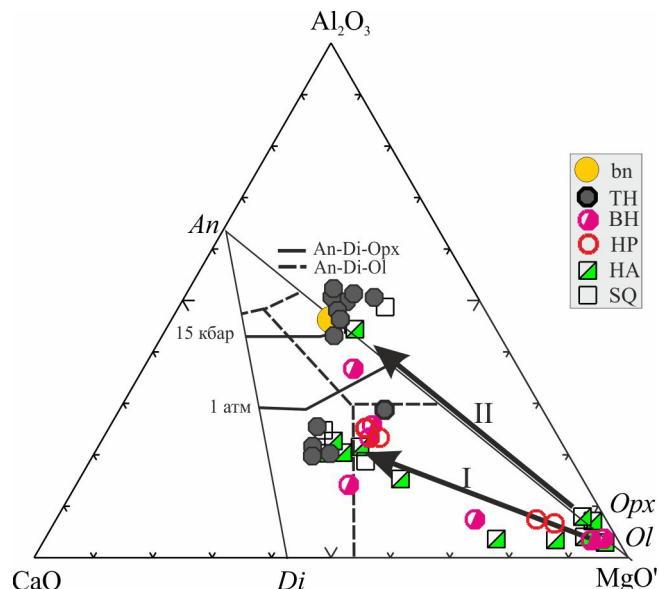


Рис. 4. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$ для ксенолитов Махтеш Рамона.

Сплошными линиями в треугольнике: оливин (Ol)–ортопироксен (Opx)–клинопироксен (Cpx)–анортит (An) показаны котектики системы $An-Opx-Cpx$ [19, 25] при давлении 1 атм и 15 кбар, штриховыми – системы $An-Cpx-Ol$ [39]. Те и другие рассчитаны для пироксенов с отношением $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.6$ [6]. Линиями со стрелками показаны тренды серий дунит–верлит–клинопироксенит (I) и пиролит–пикрит–базальт (II). $\text{MgO}' = \text{MgO} + 0.5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.55\text{FeO}$. bn – средний состав базанита [11].

Fig. 4. The diagram $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$ for xenoliths of Makhtesh Ramon.

Solid lines in the triangle: olivine (Ol)–orthopyroxene (Opx)–clinopyroxene (Cpx)–anorthite (An) show cotectics of $An-Opx-Cpx$ system [19, 25] at 1 atm and 15 kb, dashed ones – system $An-Cpx-Ol$ [39]. Both are calculated for pyroxenes with the ratio $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.6$ [6]. Lines with arrows show the trend of series dunite–wehrlite–clinopyroxenite (I) and pyroxene–basalt (II). $\text{MgO}' = \text{MgO} + 0.5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.55\text{FeO}$. bn – the average composition of basanite [11].

Четкой первичной геохимической спецификой обладают габбровые и клинопироксенитовые ксенолиты в базанитах субвулканического тела Triangular Hill (TH). Габбро из ксенолитов отличается от близких по составу базальтов и базанитов повышенным содержанием V , Sc , Y , а также низким – Zr при повышенном значении Y/Yb , Nb/Ta отношений (см. рис. 6). Клинопироксениты этого тела по сравнению с одноименными породами из других тел характеризуются повышенными содержаниями ванадия, скандия, иттрия (см. рис. 5), а также более высокими значениями Y/Yb , Th/U , Zr/Hf отношений (см. рис. 6). Поведение ванадия как частично несовместимого элемента в клинопироксенитах TH может быть показателем высокого кислородного потенциала при их формировании [32].

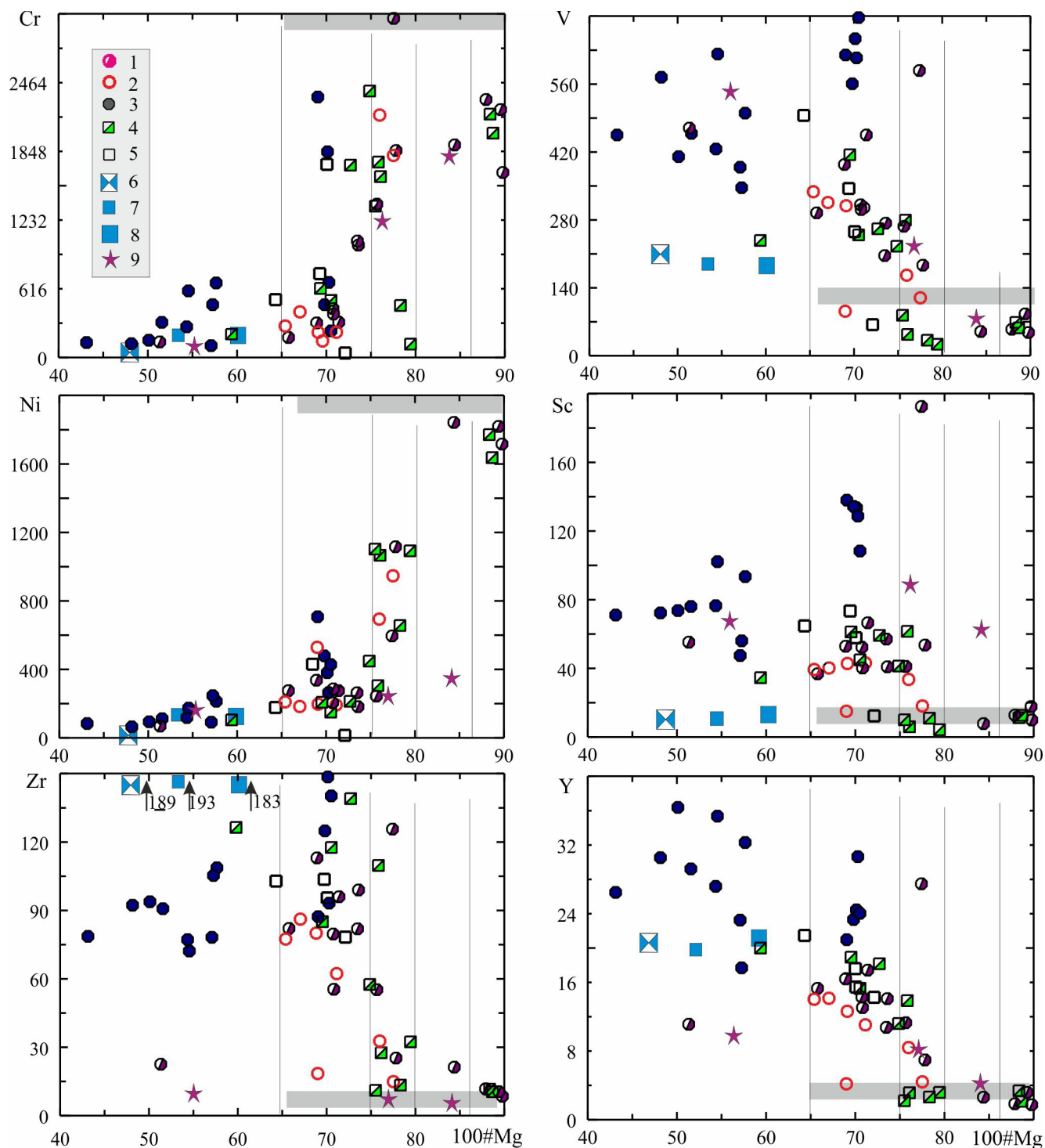


Рис. 5. Диаграммы 100#Mg–Cr, V, Ni, Sc, Zr, Y.

1–9 – то же, что на рис. 3. Серой линией обозначены значения для первичной мантии [2].

Fig. 5. Diagrams 100#Mg–Cr, V, Ni, Sc, Zr, Y.

1–9 – the same ones as in Fig. 3. The grey line shows the values for the primary mantle [2].

Геохимические отличия наиболее распространенных в нашей коллекции клинопироксенитовых ксенолитов из других геологических тел обу-

словлены, по-видимому, разной степенью метасоматической переработки еще на мантийном уровне. Так, клинопироксениты субвулканического тела

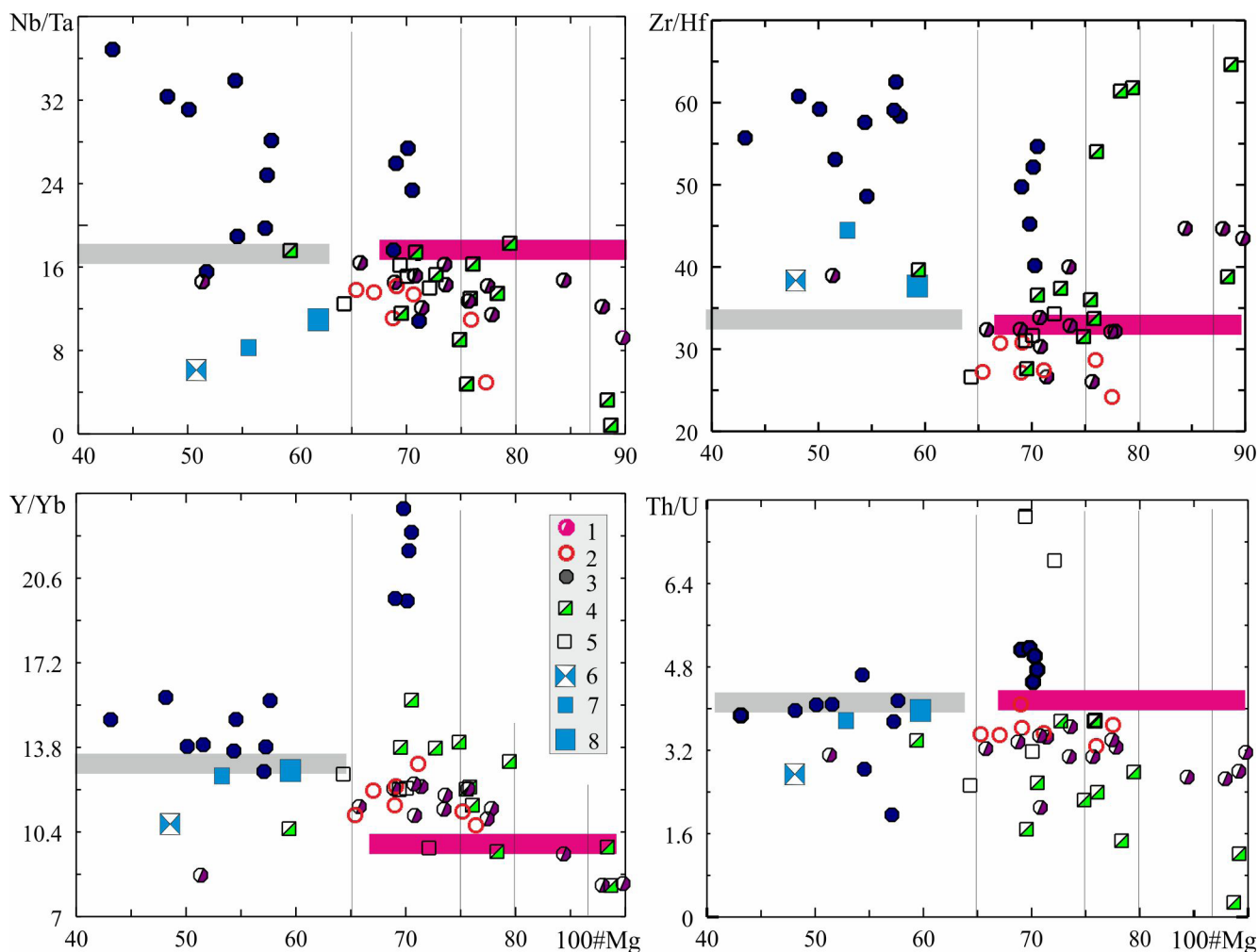


Рис. 6. Диаграммы 100#Mg–Nb/Ta, Zr/Hf, Y/Yb, Th/U.

1–8 – то же, что на рис. 3. Розовой линией обозначены значения для первичной мантии, серой – для базальтов океанических островов [45].

Fig. 6. Diagrams 100#Mg–Nb/Ta, Zr/Hf, Y/Yb, Th/U.

1–8 – the same ones as in Fig. 3. The pink line shows the values for the primary mantle, the grey one for ocean islands basalts [45].

Наг Арод (НА) отличаются повышенными значениями Y/Yb и Zr/Hf и более низким Th/U отношением по сравнению с пироксенитами из других тел. Эти данные свидетельствуют о значительных геохимических колебаниях в составе ксенолитов из разных тел, тогда как вмещающие их базаниты и нефелиты сходны по составу [11].

Спайдерграммы типичных образцов ксенолитов обладают некоторыми общими особенностями, резко отличающими их от производных океанической (верлиты и габбро скважины 1309, Атлантический океан), и островодужной (верлиты Платиноносного пояса Урала) мантии (см. рис. 7). Ксенолиты Махтеш Рамона как ультрамафиты, так и габброиды характеризуются ясными “континентальными” метками, такими как положительные аномалии ниобия и других высокзарядных элементов, преобладани-

ем легких РЗЭ над тяжелыми, резкой отрицательной аномалией свинца. Наименьшей концентрацией элементов отличаются не подверженные метасоматозу и частичному плавлению магнезиальные разновидности перидотитов. Все остальные разновидности ксенолитов с #Mg < 0.8 при схожести трендов имеют и близкие концентрации редких, в том числе редкоземельных элементов. При этом необходимо отметить сходство трендов как для ксенолитов, так и для вмещающих их базанитов. Наиболее заметное отличие – отрицательная аномалия лития в базанитах, тогда как все ксенолиты имеют положительную аномалию этого элемента.

Ксенолиты габбро в базанитах Triangular Hill обособляются на всех диаграммах от ультрамафитов. Важно отметить, что они во многом отличаются и от вмещающих базанитов: содержание титана,

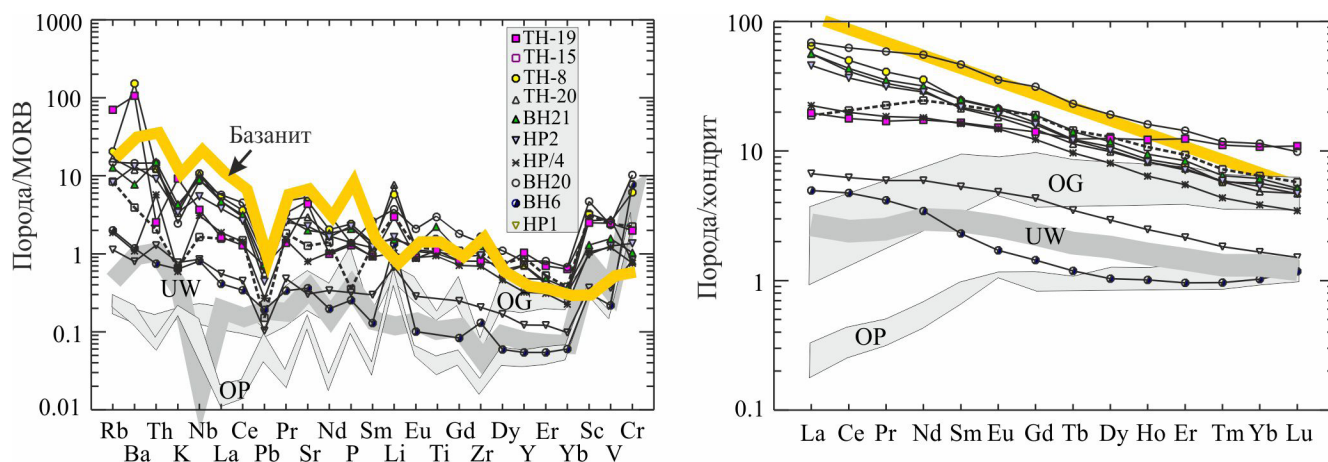


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в ксенолитах Махтеш Рамона.

OG, OP – габбро и верлиты скважины 1309 (массив Атлантис, Атлантический океан, авторские данные по образцам из коллекции А.А. Ефимова, полученной им от IODP – Integrated Ocean Drilling Program) и UW – верлиты Уральского Платиноносного пояса [8], приведены для сравнения. Наименование пород см. табл. 2.

Fig. 7. The distribution of rare and rare-earth elements in the xenoliths of Makhtesh Ramon.

OG, OP – gabbro and wehrlites from hole 1309 (massif Atlantis, the Atlantic Ocean, author's analyses of samples from the collection of A.A. Efimov, received from IODP – Integrated Ocean Drilling Program) and UW – wehrlites of the Ural Platinum Belt [8] show for comparison. Name of rocks see in table 2.

железа, циркония в них значимо ниже, чем в базанитах, а V, Sc, Y – выше, также как и Nb/Ta и Zr/Hf отношения (см. рис. 3, 5, 6). Эти данные позволяют оторвать габброиды ксенолитов от щелочно-

базальтоидной ассоциации и сопоставить их с нижней корой платформенного фундамента [15, 29, 44].

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Оливин распространен во всех разновидностях ксенолитов. Он образует слабо зональные зерна, в которых параллельно с уменьшением магнезиальности к краю зерен возрастает содержание CaO. Наиболее низкие содержания кальция отмечаются в оливинах из клинопироксенитов Triangular Hill (табл. 3, рис. 8). С уменьшением магнезиальности содержание CaO в оливине возрастает. Содержание никеля в оливинах не превышает 0.3%, уменьшаясь до 0.1% в более железистых разновидностях.

Клинопироксен – главный минерал ксенолитов. Его состав наиболее информативен для анализа процессов, ответственных за формирование базальтоидных расплавов: мантийного метасоматоза и частичного плавления. Так как клинопироксен резко преобладает над другими минералами в большинстве ксенолитов, то и тренды изменения его состава (рис. 9) сходны с теми, которые установлены для составов самих ксенолитов (см. рис. 3) и рассмотрены выше. Самые высокие содержания хрома и низкие – титана, натрия и алюминия отмечаются в магнезиальных ксенолитах дунитового, перцолитового и верлитового состава (табл. 4, анализы 1, 2). Самыми высокими концентрациями титана и глинозема отличаются те клинопироксены ксенолитов, которые находятся в стекле, т.е. относительно поздние разновидности этого минерала (см. табл. 4,

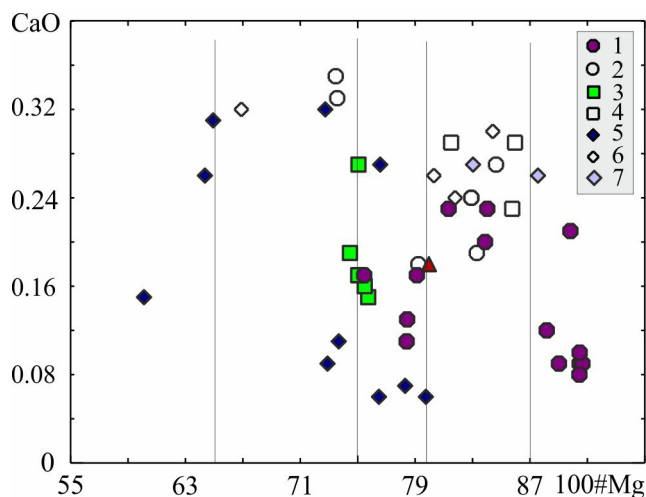


Рис. 8. Диаграммы 100#Mg – CaO оливина из ксенолитов Махтеш Рамона.

1, 2 – ВН; 3, 4 – НР; 5–7 – ТН. Залитые знаки – оливин из ксенолитов, пустые – фенокристы вмещающих базанитов; 7 – оливин из стекла.

Fig. 8. Diagrams 100#Mg – CaO for olivine from the xenoliths of Makhtesh Ramon.

1, 2 – HV; 3, 4 – HP; 5–7 – TH. Filled signs mark olivine from the xenoliths, empty – phenocrysts of host basanites; 7 – olivine from glass.

Таблица 3. Состав оливина из ксенолитов в базанитах Махтеш Рамона

Table 3. Composition of olivine from xenoliths in the Makhtesh Ramon basanites.

№	Обр.	Порода	Прим	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сум	#Mg
1	BH20	Верлит	ср4	41.17	0.01	0.02	0.04	9.25	0.08	49.50	0.09	100.14	0.91
2	BH20	—"		40.93	0	0.02	0.1	9.82	0.19	48.6	0.21	99.93	0.90
3	BH20	—"	ср2	40.64	0.01	0	0.02	11	0.18	48.2	0.11	100.17	0.89
4	BH5	—"		38.62	0	0.04	0	19.7	0.31	40.2	0.11	99.01	0.79
5	BH22	Лерцолит	цен	40.88	0	0	0	11.9	0	47.22	0	100	0.88
6	BH22	—"		40.95	0	0	0	12.3	0	46.78	0	100	0.87
7	BH22	—"		40.15	0	0	0	16.71	0	43.14	0	100	0.82
8	BH22	—"		38.52	0	0	0	23.27	0	37.83	0.4	100	0.76
9	BH22	—"	кр	37.82	0	0	0	24.6	0	37.18	0.39	100	0.73
10	HP1	Верлит	ср6	38.39	0.01	0.04	0.01	22.60	0.32	38.79	0.18	100.38	0.76
11	HP4	—"		37.99	0	0.07	0	23.1	0.32	37.8	0.19	99.52	0.75
12	TH14	Габбро	цен	37.93	0	0.05	0.01	21	0.5	38.5	0.27	98.22	0.77
13	TH14	—"	кр	38.17	0	0.03	0	24.3	0.6	36.4	0.32	99.89	0.73
14	TH14	—"		38.02	0	0	0.01	23.6	0.51	37.1	0.11	99.35	0.74
15	TH14	—"	кр	34.98	0.04	0.01	0.01	40.1	0.72	23.4	0.2	99.5	0.51
16	TH16	—"		35.83	0.02	0	0.01	33.9	0.46	28.7	0.15	99.12	0.61
17	TH19	—"		38.62	0.01	0.02	0	18.7	0.25	41.9	0.11	99.58	0.80
18	TH24	Пироксенит		37.89	0	0	0	20.1	0.26	40.8	0.07	99.12	0.79
19	NH-36	—"	цен	39.25	0.05	0	0	19.2	0.2	40.7	0.17	99.53	0.79
20	NH-36	—"	кр	38.6	0.01	0.01	0	22.7	0.52	38	0.47	100.4	0.75
21	BH815	—"	ср3	40.24	0.00	0.04	0.03	15.05	0.16	44.20	0.21	100.15	0.84
22	BH-41	—"		37.55	0.04	0.05	0.03	22.3	0.21	38.5	0.17	98.8	0.76
23	BH-34	—"		39.69	0.01	0.09	0	17.3	0.19	42.2	0.23	99.67	0.82
24	BH39	—"		39.27	0.01	0.05	0.02	19.4	0.22	40.4	0.15	99.49	0.79
25	TH818	—"		39.15	0	0	0	18.6	0.25	41.1	0.06	99.17	0.80
26	TH818	—"		37.87	0	0.03	0.08	23.7	0.27	35.77	0.09	97.84	0.73

Примечание. ср6 – среднее из 6 анализов и т.д.; цен и кр – центр и край зерна соответственно. Содержания Na₂O и K₂O не превышают 0.1%.

Note. ср6 – mean of 6 analyses, etc.; цен and кр – center and rim of grain respectively. Content of Na₂O and K₂O does not exceed 0.1%.

ан. 32, 33). Вывод подтверждается кристаллизационной зональностью пироксенов (см. табл. 4, анализы 8, 9, 23, 24). Разновидности клинопироксенов, подобные по составу центральным и краевым частям зональных зерен, зафиксированы и в виде отдельных однородных зерен. Типичные составы крупных незональных зерен клинопироксена из верлитовых и пироксенитовых ксенолитов представлены анализами 16, 29, 30.

Клинопироксены из ксенолитов габбро и большинства клинопироксенитов в базанитах Triangular Hill характеризуются более низкими содержаниями титана, алюминия, натрия по сравнению с наиболее распространенными одноименными минералами такой же магнезиальности из ксенолитов в других телах Махтеш Рамона, что подчеркивает геохимическую специфику клинопироксенитовых ксенолитов в базанитах Triangular Hill, о которой говорилось.

Характерная особенность клинопироксена из ксенолитов – его пористость и замутненность многочисленными мелкими включениями, часть из которых удалось идентифицировать как включения

стекла (см. ниже). Такие пироксены (см. табл. 4, ан. 5, 18, 20, 22) образуются в процессе мантийного метасоматоза и частичного плавления также, как и гранулированные клинопироксены (ан. 10, 17), слагающие тонкозернистые агрегаты, которые выполняют межзерновые пространства в ксенолитах, испытавших частичное плавление, а также образуют каймы вокруг преобразованных реликтов ортопироксена (рис. 10).

В особую морфологическую и генетическую группу выделяются клинопироксены, представляющие собой сильно резорбированные в результате частичного плавления ксенолиты пироксенитов (рис. 11, табл. 4, ан. 21, 27). Эти клинопироксены образуют скопления крупных идиоморфных зерен, сцементированных стекловатой массой переменного состава, в которую погружены мелкие зерна оливина, клинопироксена, плагиоклаза, анортклаза, титаномагнетита, ильменита.

Ортопироксен неустойчив в базанитовом расплаве и в процессе генерации этого расплава при метасоматическом изменении мантии и ее частич-

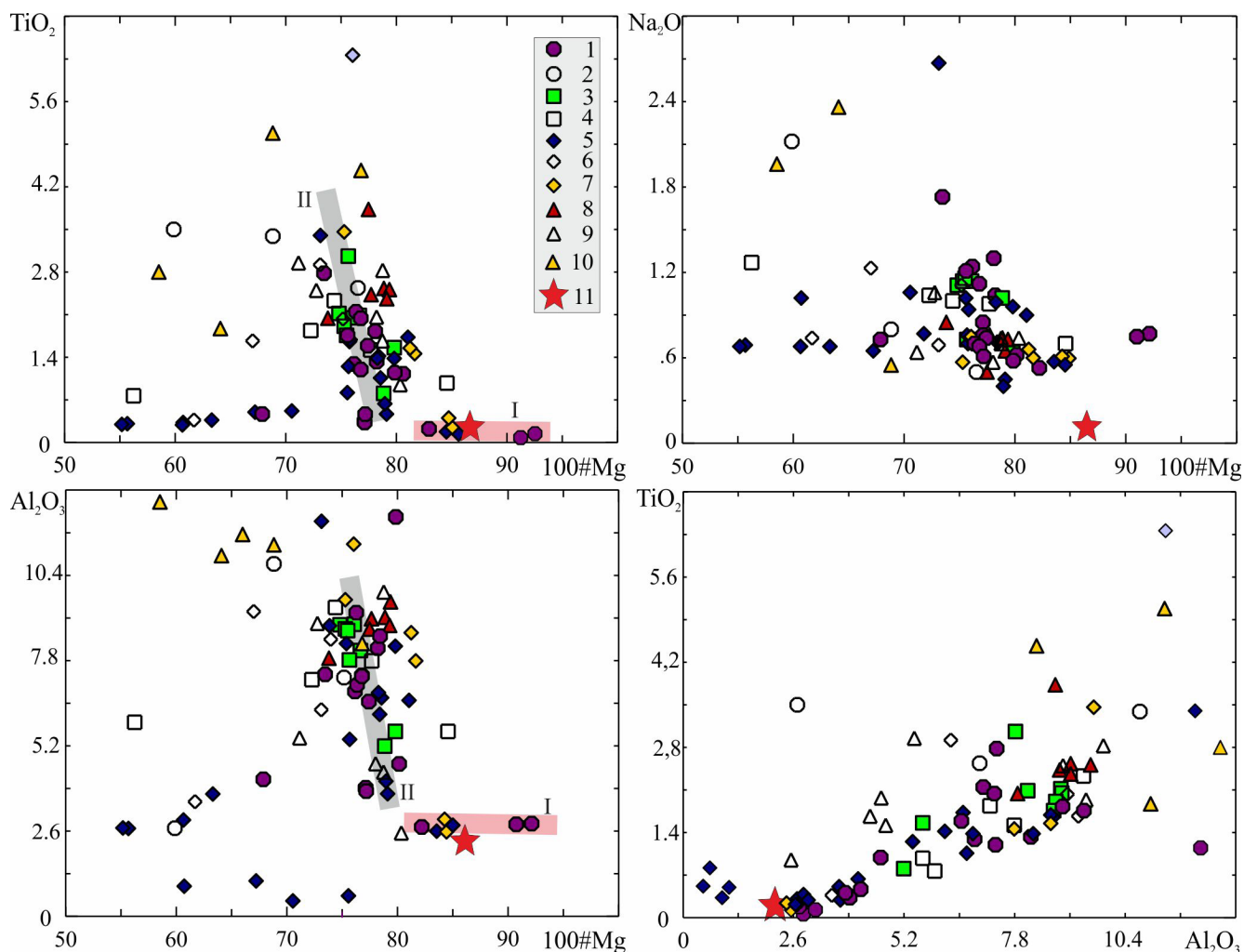


Рис. 9. Диаграммы 100#Mg–TiO₂, Na₂O, Al₂O₃ и Al₂O₃–TiO₂ для клинопироксена из ксенолитов Махтеш Рамона.

1, 2 – ВН, 3, 4 – НР, 5–7 – ТН, 8–10 – НА, SQ, MG, 11 – верлит из Платиноносного пояса Урала (для сравнения). Залитые знаки – клинопироксен из ксенолитов, пустые – вкрапленники; 7 и 10 – клинопироксен из стекла. Тренды I, II – то же, что на рис. 3.

Fig. 9. Diagrams 100 # Mg–TiO₂, Na₂O, Al₂O₃ and Al₂O₃–TiO₂ for clinopyroxene from xenoliths of Makhtesh Ramon.

1, 2 – ВН, 3, 4 – НР, 5–7 – ТН, 8–10 – НА, SQ, MG, 11 – wehrilite from the Ural Platinum Belt (for comparison). Filled signs mark Cpx from xenoliths, empty ones – from phenocrysts, 7 and 10 – Cpx from the glass. Trends I and II are the same as at Fig. 3.

ном плавлении. Поэтому в качестве первичного минерала он присутствует в габбровых (габброноритовых) ксенолитах Triangular Hill, где его #Mg составляет 0.49–0.52; содержание Cr₂O₃ в нем не превышает 0.01% (анализы 2–4 в табл. 5). По остальным параметрам он близок к ортопироксену из перидотитов и клинопироксенитов (следует обратить внимание лишь на немного пониженную концентрацию Al₂O₃, что обусловлено совместной кристаллизацией ортопироксена и плагиоклаза и перераспределением Al₂O₃ в последнем).

В лерцолитах, где сохранился первичный мантийный ортопироксен, его #Mg составляет 0.89–0.91 (см. табл. 5, анализы 1, 10), то есть имеет такое же значение, что и у оливина. Содержание TiO₂ в нем ниже, а содержание Cr₂O₃ в несколько раз выше, чем

в ортопироксене из тех разновидностей мантийных ксенолитов, которые претерпели метасоматические преобразования. Так, в клинопироксенитах и большинстве верлитов #Mg реликтового ортопироксена составляет 0.64–0.76, содержание Cr₂O₃ не превышает 0.1%. Содержание Al₂O₃ и CaO в ортопироксене из ультрамафитов довольно выдержанно.

В клинопироксенитах и верлитах ортопироксен обычно замещен тонкозернистой смесью разнообразных минералов, среди которых клинопироксен, оливин, керсутит, ренит, титаномagnetит, ильменит, плагиоклаз, анортотит, нефелин, анальцит, цеолиты. Эти минералы сцементированы черным стеклом, близкого к ортопироксену состава. Таблитчатые минералы в таких “псевдоморфозах” часто ориентированы предположи-

Таблица 4. Составы клинопироксена в ксенолитах Махтеш Рамона

Table 4. Composition of clinopyroxene from xenoliths in the Makhtesh Ramon.

	Образец	Порода	Прим.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум	#Mg
1	ВН20	Верлит		52.16	0.18	2.73	0.23	6.02	0.15	15.61	22.12	0.53	0.02	99.74	0.83
2	ВН20	—"		53.21	0.06	2.83	1.54	2.5	0	16.43	23	0.77	0.01	100.33	0.92
3	ВР5	—"		47.45	1.33	8.18	0	6.61	0.12	13.33	20.28	1.04	0.01	98.36	0.79
4	НР1	—"	ср6	46.82	2.17	8.54	0.10	7.12	0.09	12.43	20.99	1.00	0.01	99.26	0.76
5	НР1	—"	пор	49.17	1.56	5.64	0.06	6.05	0.03	13.42	23.04	0.64	0.01	99.62	0.80
6	НР4	—"		49.83	0.81	5.19	0.65	6.95	0.15	14.55	19.83	1.02	0.01	98.98	0.79
7	ТН1	Габбро	ср2	50.33	0.33	2.75	0.01	15.23	0.45	10.68	18.62	0.70	0.01	99.08	0.56
8	ТН14	—"	цен	51.77	0.41	1.71	0.03	12.01	0.36	12.96	19.19	0.87	0.01	99.3	0.66
9	ТН14	—"	кр	48.88	1.06	6.67	0.25	6.39	0.17	13.16	21.29	0.71	0	98.57	0.79
10	ТН19	—"	гр	53.68	0.82	0.63	0.14	8.36	0.27	14.52	20.78	1.02	0.01	100.23	0.76
11	ТН19	Пирокс		49.22	1.38	8.24	0.41	6.02	0.08	13.36	20.49	0.96	0.02	100.17	0.80
12	ТН20	—"	ср2	47.71	1.68	8.68	0.00	6.90	0.19	12.14	21.32	0.82	0.02	99.45	0.76
13	ТН28	—"		47.94	1.73	6.59	0.85	5.68	0.15	13.63	21.32	0.9	0	98.78	0.81
14	ТН30а	Габбро		50.63	0.37	3.73	0.07	12.21	0.17	11.83	19.94	0.68	0.02	99.65	0.64
15	ТН32	Пирокс		50.66	1.25	5.4	0.14	7.27	0.14	12.7	22.19	0.76	0	100.49	0.76
16	ВН32	—"	ср3	50.75	0.38	4.00	0.07	8.33	0.22	13.40	21.31	0.78	0.01	99.26	0.74
17	ВН41	—"	гр	48.81	1.59	6.55	0	7.20	0.17	13.88	20.99	0.74	0	99.95	0.78
18	ВН41	—"	пор	47.75	1.76	9.43	0	7.25	0.12	12.61	19.85	1.21	0.01	99.98	0.76
19	ВН-41	—"		47.85	2.15	7.06	0.01	6.91	0.08	12.53	21.79	0.7	0.06	99.14	0.77
20	ВН41	—"	пор	50.91	0.99	4.65	0.05	6.6	0.07	14.96	20.72	0.62	0	99.57	0.80
21	ВН41	—"		48.97	1.53	7.12	0.02	7.17	0.12	13.70	19.89	0.91	0.02	99.44	0.78
22	ВН34	Верлит	пор	47.99	1.67	9.48	0.21	5.72	0.11	11.43	20.39	0.85	0.24	98.08	0.79
23	ВН-34	—"	цен	51.5	0.41	3.82	0	7.52	0.23	14.27	21.44	0.61	0	99.79	0.78
24	ВН-34	—"	кр	47	2.54	6.98	0.35	6.93	0.06	12.69	22.56	0.5	0.01	99.62	0.77
25	ВН-39	Пирокс		48.41	1.56	9.18	0.04	6.64	0.07	13	19.52	1.18	0.01	99.6	0.78
26	МГ82	Мега	ср2	45.86	2.44	9.36	0.11	5.91	0.08	12.68	21.79	0.69	0.01	98.90	0.80
27	SQ35	Пирокс		47.49	2.04	7.87	0.04	7.6	0.23	12.02	21.78	0.85	0	99.93	0.74
28	НА19	—"	ср2	46.19	2.48	8.99	0.40	6.19	0.16	12.54	22.06	0.75	0.01	99.73	0.79
29	НА19	—"	кр	44.77	3.83	8.76	0.08	6.19	0.05	11.95	23.39	0.5	0.01	99.51	0.78
30	ТН818_11	—"	ср2	52.29	0.22	2.67	0.19	5.19	0.06	15.42	21.52	0.58	0.01	98.14	0.84
31	ТН818_14	—"	ср3	50.20	0.83	4.89	0.12	6.64	0.14	13.84	21.19	0.61	0.01	98.48	0.79
32	ТН818_14	—"	ст	40.82	6.36	11.35	0.16	6.09	0.08	10.86	21.74	0.75	0.01	98.21	0.76
33	НН36	—"	ст	43.8	2.8	12.64	0	10.33	0.24	8.18	20.24	1.96	0.02	100.22	0.59

Примечание. Пирокс – клинопироксенит, мега – мегакрист; ср6 – среднее из 6 анализов и т.д.; пор – замутненный, пористый клинопироксен со следами частичного плавления; ст – клинопироксен в стекле, гр – гранулированный; цен и кр – центр и край зерна соответственно.

Note. Пирокс – clinopyroxenite, мега – megacryst; ср6 – average of 6 analyses, etc.; nop – turbid, porous clinopyroxene with traces of partial melting; ст – clinopyroxene in the glass, гр – granulated one; цен and кр – center and edge of grain respectively

тельно вдоль кристаллографических направлений бывшего ортопироксена (см. рис. 10, НА-2). Наряду с ксенолитами апоортопироксеновые “псевдоморфозы” отмечаются и в ксенокристаллах этого минерала в базанитах (см. рис. 10, НР-5). Минералогия “псевдоморфоз” в ксенокристаллах такая же, как и в клинопироксенитах и верлитах, но очевидно, что в базаниты эти “псевдоморфозы” попали в твердом виде, так как обтекаются микролитами базанитовой основной массы и иногда имеют с ней резкую границу (см. рис. 10, МГ-400, НР-5). Подробнее минералогии подобных образований мы рассмотрим ниже.

Хромипинелиды – первичные минералы перидотитовых ксенолитов. В породах, не подвергну-

тых метасоматозу и представленных лерцолитами с #Mg = 0.9 и больше, отмечается хромипинелид с содержанием Cr₂O₃ 38.5% (анализ 1 в табл. 6). В верлитах, т.е. в частично метасоматизированных породах, преобладают низхромистые разновидности, содержащие 20–25% Cr₂O₃ (см. анализы 1–6 в табл. 6). В таких породах обычны зональные зерна, краевые части которых сложены хромистым титаномагнетитом, богатым Al₂O₃ и MgO (см. анализы 7, 8).

Титаномагнетит широко распространен во всех типах пород ксенолитов (см. табл. 6, анализы 8–13). Наибольшие содержания TiO₂ (более 17%) отмечаются в минералах из клинопироксенитов, испытавших частичное плавление. В отдельных

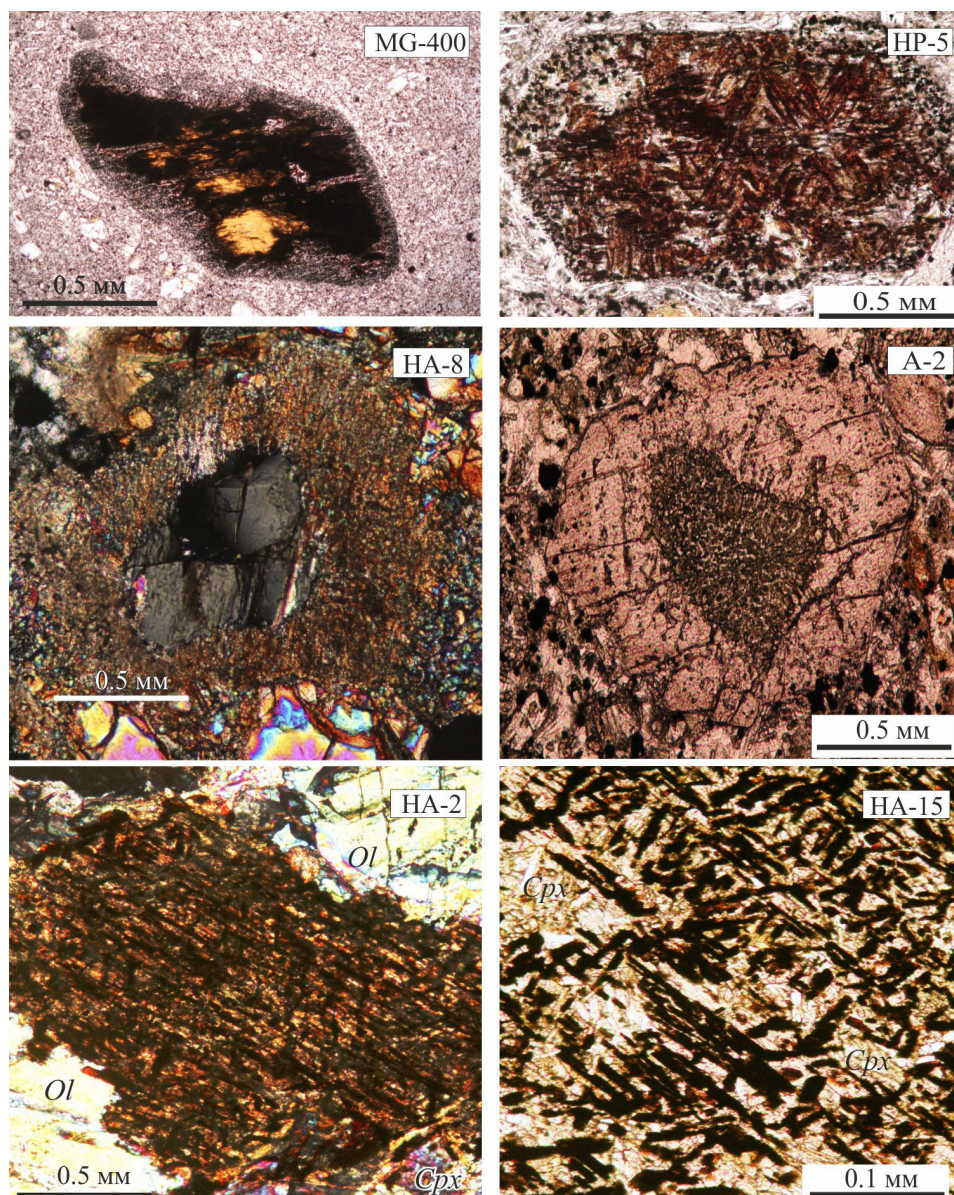


Рис. 10. Микрофотографии шлифов, демонстрирующие изменения ортопироксена.

MG-400 – оплавленный ксенокристалл ортопироксена в базаните, замещенный керсутитом (желтый), ренитом и черным “ортопироксеновым” стеклом; кайма, образованная в результате взаимодействия ксенокристалла с вмещающим базанитом, корродирует вещество измененного ксенокристалла и сложена тонкозернистым агрегатом клинопироксена и плагиоклаза, погруженных в стекло; ее граница с базанитом резкая и микролиты основной массы базанита обтекают кайму. HP-5 – ксенокристалл ортопироксена в базаните, замещенный клинопироксеном (светлое), ренитом (темно-бурый), ильменитом и титаномagnetитом. HA-8 – резорбированный ортопироксен, окруженный тонкозернистым клинопироксеном, сцементированным черным “ортопироксеновым” стеклом. A-2 – измененный ортопироксен в зональном фенокристе клинопироксена. HA-2, HA-15 – детали строения апоортопироксеновых “псевдоморфоз”: темные таблицы ренита, ильменита, светлые – клинопироксена и плагиоклаза, ориентированные вдоль кристаллографических направлений бывшего ортопироксена, сцементированы небольшим количеством черного стекла, состав которого приведен в табл. 10.

Fig. 10. The photos of thin sections showing alteration of the orthopyroxene.

MG400 – fused orthopyroxene xenocryst which immersed in basanite, is replaced by kaersutite (yellow), rhenite and black “orthopyroxene” glass; the rim which is formed as a result of the interaction of xenocrysts with the host basanite, corrodes the substance of modified xenocrysts; it consists of fine-grained clinopyroxene and plagioclase aggregate, which immersed in a glass; rim border with basanite is sharp and basanite microlites flow around the rim. HP5 – orthopyroxene xenocryst in basanite replaced by clinopyroxene (light), rhenites (dark brown), ilmenite and titanomagnetite. HA8 – resorbed orthopyroxene, surrounded by fine-grained clinopyroxene cemented with black “orthopyroxene” glass. A2 – altered orthopyroxene in the zonal phenocryst of clinopyroxene. HA2, HA15 – are details of the structure “pseudomorphs” on orthopyroxene: dark tables of rhenite, ilmenite, light ones are clinopyroxene and plagioclase, oriented along the former crystallographic directions of orthopyroxene and cemented by a small number of black glass. The composition of glass is shown in the Table 10.

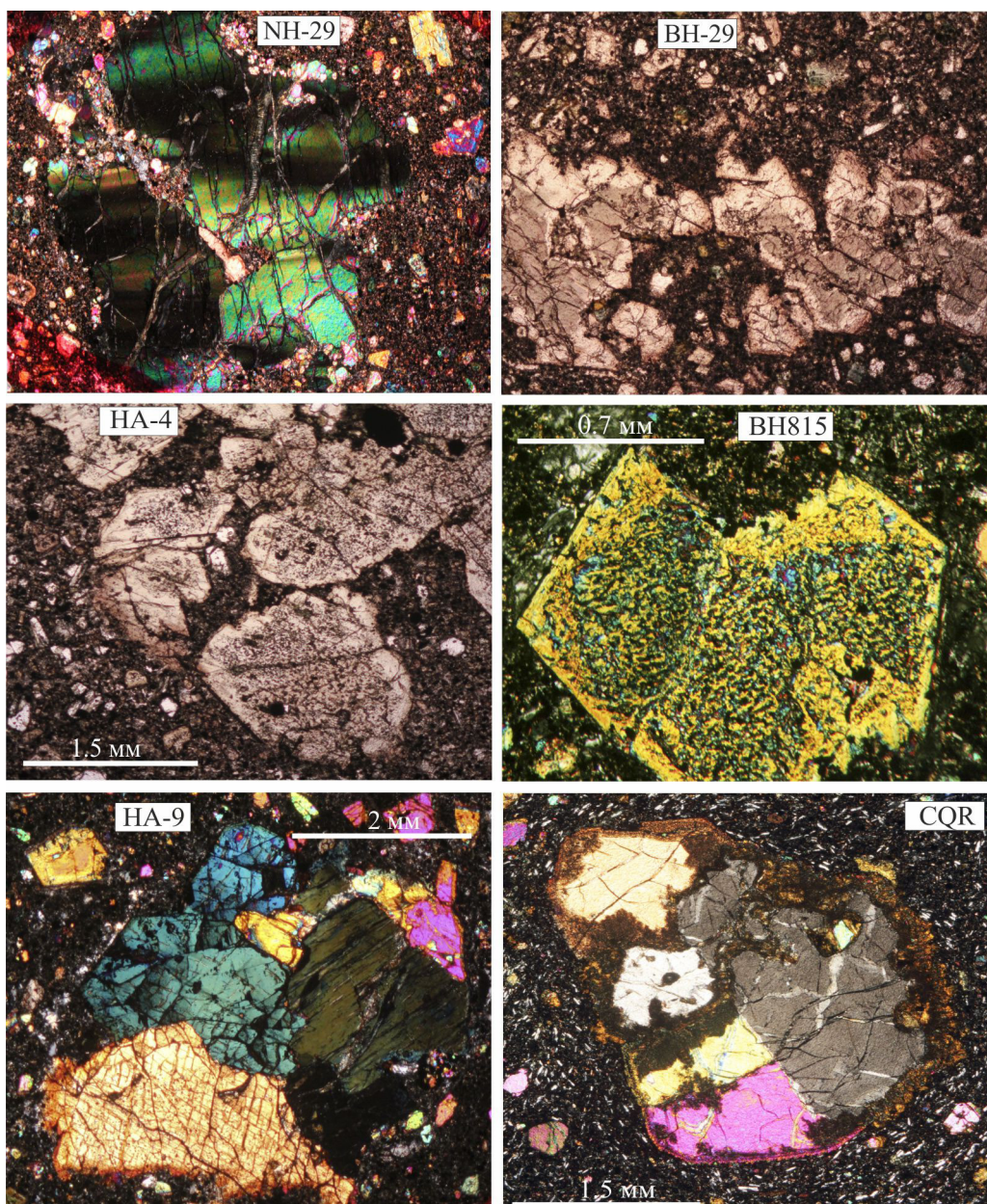


Рис. 11. Микрофотографии шлифов, демонстрирующие дезинтеграцию ксенолитов.

NH-29 – корродированный и деформированный ксенокрист оливина. BH-29 и HA-4 – корродированные и дезинтегрированные ксенолиты клинопироксенита; на контакте с базанитом отдельные зерна клинопироксена обрастают каймой розоватого титанавгита и приобретают идиоморфные ограничения. BH815 – ксенокрист клинопироксена, в котором первичный хромдиопсид, переполненный включениями и корродированный, сохранился в ядре, и обрастает каймой богатого титаном и глиноземом клинопироксена. HA-9 – микроксенолит оливинового клинопироксенита, оливин деформирован, клинопироксен на границе с базанитом приобретает идиоморфные ограничения и обрастает каймой розоватого титан-авгита. CQR – микроксенолит пироксенита, окруженный каймой тонкозернистого клинопироксена, образованной в результате реакции с вмещающим базанитом; местами эта кайма приобретает кристаллографические ограничения (верхняя часть фото); микролиты основной массы обтекают кайму.

Fig. 11. The photos of thin sections demonstrating the disintegration of xenoliths.

NH29 – corroded and deformed olivine xenocryst. BH29 and HA4 – corroded and disintegrated clinopyroxenite xenoliths; on contact with basanites the individual grains of clinopyroxene are overgrown with pink titanaugite and obtain the idiomorphic shape. BH815 – clinopyroxene xenocryst composed of primary chromdiopside core which corroded and overfilled by inclusions and the rim riched by Ti and Al. HA9 – small xenolith of olivine clinopyroxenite; olivine is deformed, on the border with basanite clinopyroxene gets idiomorphic shape and overgrewed by pinkish rim of titanium-augite; CQR – small xenolite of pyroxenite, surrounded by a fine-grained clinopyroxene rim formed by reaction with the host basanites; sometimes the rim takes on the crystallographic restrictions (top of photo); basanite microlites flow around the rim.

Таблица 5. Типичные составы ортопироксена в ксенолитах Махтеш Рамона**Table 5.** Typical composition of orthopyroxene in the Makhtesh Ramon xenoliths

	Обр.	Порода	Прим.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	#Mg
1	BH20	Верлит		56.09	0.04	2.81	0.5	6.12	0.06	33.73	0.76	0.12	0	100.24	0.91
2	TH1	Габбро		49.33	0.15	1.67	0	29.97	0.8	15.81	1.34	0.07	0	99.14	0.49
3	TH1	—"		50.32	0.14	1.61	0	29.39	0.84	16.03	1.36	0.1	0.01	99.79	0.50
4	TH16	—"		51.39	0.1	1.56	0.01	28.43	0.63	17.12	0.91	0.05	0.01	100.21	0.52
5	TH16	Пирокс.	Pe	52.42	0.17	1.97	0.05	21.81	0.42	21.44	1.1	0.05	0	99.45	0.64
6	TH16	—"		52.55	0.15	2.05	0.08	21.67	0.48	21.49	0.99	0.07	0	99.54	0.64
7	TH16	—"	Pe	51.96	0.18	1.98	0.05	21.37	0.46	21.45	1.1	0.04	0	98.59	0.65
8	TH16	—"		52.04	0.14	1.97	0.07	21.62	0.52	21.57	1.02	0.05	0.01	99.01	0.64
9	TH818	—"	Pe	52.61	0.12	3.61	0.02	14.9	0.24	25.65	1.09	0.09	0	98.33	0.76
10*	BH-22	Лерцолит	ср6	54.66	Н.о.	2.66	0.6	7.55	Н.о.	33.59	0.97	Н.о.	Н.о.	100	0.89

Примечание. Pe означает реликтовый частично замещенный ортопироксен. * – среднее из 6 анализов, выполненных на сканирующем электронном микроскопе GEOL в Еврейском университете, Иерусалим, Израиль, аналитик Омри Двин. Н. о. – не определялось.

Note. Pe—is a relic partially replaced orthopyroxene.* – mean of 6 analysis made at scanning electron microscope GEOL in the Hebrew University, Jerusalem, Israel, analyst Omri Dvin. Н.о. – not determined.

Таблица 6. Состав шпинелидов и ильменита в ксенолитах Махтеш Рамона**Table 6.** Composition of spinel and ilmenite in the Makhtesh Ramon xenoliths

№	Обр.	Порода	Минерал	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	#Mg
1	BH22	Лерцолит	Cr ср5	0.65	25.95	38.5	19.7	0	15.2	0	100	0.58
2	BH20	Верлит	Cr	0.52	42.9	19.96	17.92	0	16.52	0.03	97.85	0.63
3	BH20	—"	Cr	0.4	43.18	20.65	18.12	0.18	16.8	0.02	100.04	0.63
4	BH20	—"	Cr	0.31	44.71	20.2	14.61	0	18.16	0	98	0.69
5	BH20	—"	Cr	0.31	44.84	20.76	14.62	0.18	18.72	0.01	99.85	0.70
6	NH36	Пирокс.	Cr ц	0.83	38.01	25.14	19.26	0.13	15.47	0	98.84	0.59
7	NH36	—"	TiMt кр	17.22	7.58	3.66	63.26	0.6	4.86	0.08	97.28	0.12
8	BH20	Верлит	TiMt в ст	10.27	13.54	7.81	57.85	0.37	6.95	0.06	97.46	0.18
9	TH818	Пирокс.	TiMt в ст	21.16	1.42	0.29	65.17	0.59	2.89	0.24	91.94	0.07
10	MG8	—"	TiMt	18.76	2.05	0.3	71.37	0.74	2.21	0.08	95.64	0.05
11	NH36	—"	TiMt в ст	17.54	4.36	0.18	71.11	0.75	2.08	0.14	96.29	0.05
12	TH14	Габбро	TiMt	12.06	1.84	0.04	78.36	0.59	1.98	0.01	94.95	0.04
13	TH19	—"	TiMt ср2	16.14	2.49	1.16	70.50	0.69	3.50	0.00	95.17	0.08
14	TH19	—"	ilm ср4	43.69	0.73	0.39	47.18	0.72	5.38	0.01	98.46	0.18
15	TH1	—"	ilm	51.99	0.14	0.04	42.43	1.23	2.38	0.01	98.25	0.09
16	BH815	Верлит	ilm в ст1	47.61	0.11	0	45.26	0.9	3.06	0.03	97.13	0.11
17	HG2	Базанит	ilm	51.41	0.45	0.06	38.74	0.58	6.92	0.06	98.25	0.25
18	TH818	Пирокс.	ilm в ст	52.16	0.2	0.47	34.01	0.71	7.29	0.36	95.32	0.28
19	BH20	Верлит	sp	0.69	57.02	0.27	22.77	0.09	17.42	0	98.66	0.58
20	HP1	Пирокс.	sp ср3	0.78	54.86	1.05	26.28	0.11	15.51	0.02	98.93	0.52
21	TH14	Габбро	sp	0.88	49.12	4.39	30.24	0.28	12.67	0	97.64	0.43
22	TH20	Пирокс.	sp ср3	0.29	59.33	0.07	24.06	0.14	14.53	0.01	98.48	0.52
23	BH41	—"	sp	0.94	57.12	0.08	25.63	0.04	15.16	0	99.1	0.52
24	BH34	—"	sp	0.51	59.68	1.51	20.03	0.12	17.06	0	99.04	0.61

Примечание. ср2 – среднее из 2 анализов и т.д.; обозначения минералов: Cr – хромшпинелид, TiMt – титаномagnetит, sp – алюминиевая шпинель, ilm – ильменит; ст – стекло. Анализ № 1 выполнен на сканирующем электронном микроскопе GEOL в Еврейском университете, Иерусалим, Израиль, аналитик Омри Двин.

Note. ср2 – average of 2 analyses, etc.; mineral designations: Cr – chrome-spinellid, TiMt – titanomagnetite, sp – aluminum spinel, ilm – ilmenite; ст – glass. Analysis number 1 is made on scanning electron microscope GEOL at the Hebrew University, Jerusalem, Israel, analyst Omri Dvin.

зернах оно достигает тех же значений (21%), что и в ульвошпинели – теоретическом носителе титана в соответствующем твердом растворе. Однако большой недостаток суммы оксидов в зерне 9 (см.

табл. 6) свидетельствует о высокой степени окисленности железа, что не позволяет рассматривать это зерно как ульвошпинель. Титаномagnetит оптически гомогенен и форма нахождения титана в нем

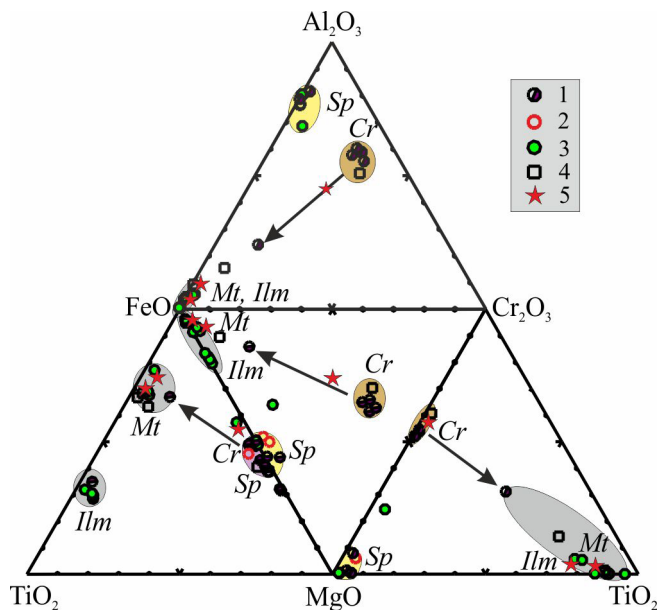


Рис. 12. Состав шпинелидов и ильменита из ксенолитов Махтеш Рамона.

1 – ВН, 2–1 НР, 3 – РН, 4 – SQ и MG, 5 – фенокристы базанитов. Поля составов маркированы индексами соответствующих минералов: *Cr* – хромит, *Sp* – алюминиевая шпинель, *Mt* – титаномagnetит, *Ilm* – ильменит. Стрелкой показано изменение состава хромита в ходе кристаллизации.

Fig. 12. The composition of spinel and ilmenite from xenoliths of Makhtesh Ramon.

1 – ВН, 2–1 НР, 3 – РН, 4 – SQ и MG, 5 – phenocrysts of basanites. Fields of compositions are marked with indexes of corresponding minerals: *Cr* – chromite, *Sp* – aluminum spinel, *Mt* – titanomagnetite, *Ilm* – ilmenite. The arrow shows the change of chromite composition during crystallization.

нуждается в дополнительном исследовании. Для этого минерала характерны высокие концентрации Al_2O_3 (1.4–4.36%) и MgO (2–3.5%). В верлитах отмечаются изолированные зерна титаномagnetита с высоким содержанием Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO (см. анализ 8), сходные по составу с краевыми зонами зональных хромшпинелидов. Такой же состав имеет титаномagnetит в базальтоидах. Отсюда следует вывод, что в ксенолитах он образуется либо в результате метасоматоза, либо под воздействием базанитового расплава, вмещающего ксенолиты.

Широко распространенный в ксенолитах и вмещающих их базанитах ильменит обогащен MgO , беден Al_2O_3 и MnO (см. табл. 6, ан. 14–18). Его состав типичен для основных и ультраосновных пород. По титаномagnetит-ильменитовому геотермометру [4] температура соответствующего равновесия отвечает 900–1000°C, что определяет нижний температурный предел мантийного метасоматоза.

Шпинель (магнезиальный герцинит) пользуется наибольшим распространением в клинопироксенитах, но встречается также и в верлитах и габбро.

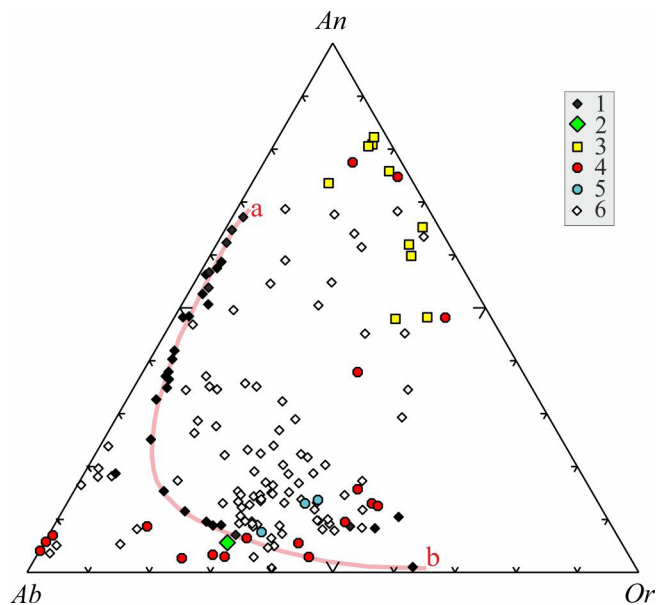


Рис. 13. Диаграмма *Ab–An–Or* для полевых шпатов и стекол в породах Махтеш Рамона.

1 – полевые шпаты, 2 – мегакристы HG2, 3 – “ортопироксеновое” стекло, продукт частичного плавления ксенолитов, 4 – “полевошпатовое” стекло в ксенолитах, 5 – авторские анализы стекла в базанитах, вмещающих ксенолиты, 6 – составы стекла в вулканитах по данным разных авторов. *ab* – кривая составов однородных полевых шпатов в породах Махтеш Рамона.

Fig. 13. Diagram *Ab–An–Or* for feldspar and glass in the rocks of Makhtesh Ramon.

1 – feldspars, 2 – megacrysts HG-2, 3 – “orthopyroxene” glass, a product of partial melting of xenoliths, 4 – “feldspar” glass in the xenoliths, 5 – author’s analyzes of glass of basanites, enclosing xenoliths, 6 – glass compositions in volcanic rocks according to different authors. *ab* – curve of compositions of homogeneous feldspars in the rocks of Makhtesh Ramon.

Этот минерал довольно устойчив по составу (см. табл. 6, ан. 19–24). Варьирует лишь в небольших пределах содержание Cr_2O_3 . Наглядное представление о составе всех разновидностей шпинелидов в ксенолитах и трендах изменения их состава дает рис. 12. Направление трендов свидетельствует о росте фугитивности кислорода в ходе кристаллизации.

Полевые шпаты (плагиоклаз и анортоклаз) характерны для ксенолитов габбро, а в перидотитах и пироксенитах отмечаются как поздние образования, приуроченные к продуктам кристаллизации расплава, образованного частичным плавлением, или к участкам воздействия на ксенолиты вмещающих базанитов. Все составы полевых шпатов строго приурочены к кривой, определяющей область смесимости полевых шпатов (*ab* на рис. 13), что соответствует наблюдениям в шлифах и результатам микрозондовых определений (табл. 7), свидетельствующих об однородности полевых шпатов

Таблица 7. Составы полевых шпатов и нефелина в ксенолитах Махтеш Рамона**Table 7.** Composition of feldspar and nepheline in the Makhtesh Ramon xenoliths

№	Обр.	Порода	Минерал	Пр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
1	HP1	Верлит	Ano		59.39	2.10	18.79	3.48	1.94	3.48	8.64	98.48
2	HP1	—	Pl 55		53.38	0.16	27.53	0.40	11.24	5.21	0.39	98.44
3	TH1	Габбро	Pl 43	ср4	58.35	0.02	25.87	0.25	8.49	6.56	0.65	100.24
4	TH14	—	Ano	ср3	64.34	0.16	20.67	0.42	2.14	7.61	4.07	99.41
5	TH16	—	Pl 38		58.27	0.01	24.99	0.26	7.57	6.83	0.92	98.88
6	TH19	—	Pl 44	ср2	57.25	0.02	26.04	0.25	8.91	6.42	0.63	99.55
7	TH24	Пирокс.	Ano	ср2	65.73	0.17	19.76	0.34	1.23	5.74	7.78	100.79
8	TH31	Габбро	Pl 30		61.84	0.01	23.78	0.24	5.64	7.83	1.34	100.72
9	TH31	—	Ano		66.73	0.14	18.68	0.46	0.23	6.06	8.14	100.47
10	TH32	Пирокс.	Pl 60		54.05	0.23	28.80	0.89	11.94	4.77	0.19	100.89
11	MG8	—	Ano		63.97	0.36	20.59	0.41	1.69	4.75	8.95	100.76
12	BH32	—	Pl 22 ст		61.29	0.07	23.05	0.59	3.66	9.38	0.85	98.91
13	BH815	—	Pl 35 ст		59.01	0.22	25.18	0.38	6.68	7.40	0.82	99.79
14	BH815	—	Pl 52 ст		55.09	0.17	27.45	0.51	9.84	5.75	0.39	99.63
15	HG1	Базанит	Pl 60 микро		52.54	0.16	28.88	0.50	11.73	4.72	0.39	98.95
16	HG2	—	Ano мега		66.35	0.01	20.40	0.01	1.06	7.42	5.40	100.80
17	TH818	Пирокс.	Ano ст		64.74	0.23	20.61	0.38	1.41	6.81	5.08	99.30
18	SQ35	—	Pl 65 ст		52.12	0.20	30.55	0.54	12.68	4.20	0.25	100.58
19	HA19	Верлит	Pl 72 ст	ср2	50.98	0.15	31.29	0.475	13.39	3.75	0.32	100.38
20	NH36	Пирокс.	Ne ст		45.42	0.05	33.13	0.57	2.56	15.87	2.91	100.61

Примечание. *Ano* – анортклаз, *Pl* – плагиоклаз и его номер, *Ne* – нефелин; ст – минерал находится в стекле; мега – мегакристалл, микро – микролит в базаните.

Note. *Ano* – anorthoclase, *Pl* – plagioclase and their number, *Ne* – nepheline; ст – mineral is in the glass; мега – megacryst, микро – microcryst in bazanites.

и отсутствии в них процессов распада твердых растворов. Плагиоклазы варьируют по составу от An₇₀ до An₃₅ с небольшим разрывом в области An_{51–45}. Наиболее богатые анортитом разности отмечаются в перидотитовых ксенолитах, где они кристаллизуются из расплавов, а наиболее богатые альбитом образуются в остаточных стеклах базанитов. Анортклазы отвечают богатым CaO разностям и формируют каймы вокруг плагиоклаза или отдельные призматические зерна в стекловатом матриксе. Температура образования таких полевых шпатов превышает 900° [16].

В продуктах интенсивного мантийного метасоматоза – клинопироксенитах – часть анортклаза и нефелина кристаллизуется одновременно с крупным клинопироксеном или раньше его, так как эти минералы образуют включения в пористом клинопироксене (см. рис. 18 и табл. 11).

Амфиболы в ксенолитах не пользуются широким распространением. Они разнообразны по составу и происхождению и важны для реставрации условий формирования пород. В наименее измененных ксенолитах с #Mg > 0.85 они представлены обыкновенной роговой обманкой (табл. 8, анализы 1–4). В более преобразованных ксенолитах, испытавших метасоматоз и частичное плавление, а также в продуктах преобразования ортопироксена преобладает керсутит (ан. 7.8). Там же отмечается и минерал группы энigmatита – ре-

нит (ан. 9–12). Если керсутит широко распространен в щелочно-базальтовых ассоциациях, то ренит встречается довольно редко и образуется при высокой температуре и низком давлении [10]. Недавно он был обнаружен в расплавных включениях из оливина алливалитовых нодулей вулкана Малый Семьячик и в известково-щелочных базальтах Ключевского вулкана на Камчатке [1], что свидетельствует о кристаллизации этого минерала не только в щелочных, но и в известково-щелочных сериях.

Биотит не типичен и лишь изредка встречается в ксенолитах габбро. Характеризуется высокой магнезиальностью и высоким содержанием TiO₂ (см. табл. 8, ан. 13).

Апатит в ксенолитах образует две популяции. Первая представлена хлорапатитом и образует крупные бесцветные или замутненные мелкими включениями стекла зерна, находящиеся часто в стекловатой оторочке. Вторая популяция представлена игольчатыми и изометричными, часто окрашенными в фиолетовый цвет зернами в полевошпатовом стекле или совместно с продуктами поздних стадий кристаллизации (анортклаз, нефелин, цеолиты) и обогащена фтором (табл. 9). Первый, по-видимому, фиксирует процессы мантийного метасоматоза, а второй представляет собой продукт поздних стадий магматической кристаллизации [37].

Таблица 8. Состав амфиболов, ренита и биотита из ксенолитов Махтеш Рамона**Table 8.** Composition of amphibole, rhenite and biotite in the Makhtesh Ramon xenoliths

№	Обр	Порода	l	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма	#Mg
1	BH20	Верлит	Xen	41.9	1.43	12.35	0.5	8.99	0	15.52	11.64	2.99	1.04	96.37	0.76
2	BH20	—	—	42.15	1.33	12.53	0.51	8.59	0.11	15.62	11.64	3.09	1.05	96.62	0.77
3	BH20	—	—	40.6	0.8	13.96	0.21	8.11	0.05	15.79	12.31	3.12	0.98	95.92	0.78
4	BH20	—	—	42.09	1.29	12.44	0.53	8.31	0	15.56	11.34	2.84	0.97	95.38	0.77
5	BH32	Пирокс.	Enc_c	40.35	1.96	12.62	0.21	10.8	0.12	13.82	10.83	3.21	1.14	95.06	0.70
6	BH-32	—	Enc_r	39.5	5.41	12.24	0	8.15	0.1	14.3	11.84	3.26	0.65	95.46	0.76
7	TH818	—	Xen	43.85	3.4	12.05	0.3	8.91	0.13	13.61	12.49	2.67	0.33	97.75	0.74
8	TH20	—	—	39.02	6.81	14.64	0.01	8.4	0.05	13.17	11.83	2.5	0.93	97.36	0.74
9	BH39	—	In gl	27.97	9	16.67	0.1	18.12	0.13	14.96	11.09	1.58	0	99.61	0.60
10	TH818	—	In gl	24.03	11.61	16.68	0.43	20.19	0.2	11.81	11.2	1.25	0.04	97.44	0.52
11	TH818	—	—	25.46	10.68	16.02	0.43	19.69	0.22	12.12	10.9	1.38	0.03	96.93	0.53
12	SQ35	—	—	25.17	11.61	16.03	0	22.23	0.15	11.57	11.67	1.25	0	99.68	0.49
13	TH24	—	Bt	37.52	8.88	12.1	0.01	12.44	0.1	14.28	0.25	0.69	8.69	94.95	0.68

Примечание. 1–6 – роговая обманка, 7, 8 – керсутит, 9–12 – ренит. l – положение минерала: xen – в ксенолите; enc_c – во включении раскристаллизованного расплава, центр зерна, r – то же, край зерна; in gl – во включении частично раскристаллизованного стекла, продукта плавления и преобразования ортопироксена; Bt – биотит.

Note 1–6 – hornblende, 7, 8 – kaersutite, 9–12 – rhenite. l – position of the minerals: xen – in xenolith; enc_c – the inclusion of crystalline melt, the grain center, r – is the same, the rim of the grain; in gl – the inclusion of partially crystalline glass, the product of melting and transformation of orthopyroxene; Bt – biotite.

Таблица 9. Содержание Cl и F (мас. %) в апатите из ксенолитов Махтеш Рамона**Table 9.** Cl and F contents (wt %) in apatite of the Makhtesh Ramon xenoliths

№	Обр	Комментарий	F	Cl
1	TH818 пироксенит	Крупное зерно центр*	0.35	1.41
2	TH818 пироксенит	Крупное зерно край*	0.41	1.39
3	HA19 пироксенит	Иглы в стекле**	3.76	0.34
4	HA19 пироксенит	Иглы в стекле**	3.46	0.34
5***	HA6 магнетит-апатитовая порода	Крупные деформированные зерна, рекристаллизованные. Ср. из 3 анализов	3.77	0.61
6***	TH7 габбро	Ср. из 5 анализов зерен сиреневого цвета	6.3	0.41

*Зерно изображено на рис. 16. **Зерно изображено на рис. 15. ***Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе GEOL в Еврейском университете, Иерусалим, Израиль, аналитик Омри Двин.

*Grain is shown in Fig. 16. **Grain is shown in Fig. 15. ***Analyzes were performed on the scanning electron microscope GEOL at the Hebrew University, Jerusalem, Israel, analyst Omri Dvin.

Подводя итог характеристике порообразующих минералов ксенолитов, следует заметить, что все они отвечают высокотемпературным условиям, минимальная температура образования которых превышает 900°C. Это температура образования наиболее богатых глиноземом и титаном клинопироксенов, полевых шпатов и фельдшпатоидов, амфиболов, титаномagnetита. Верхний температурный предел был определен Е. Вапником [46], изучившим термобарометрические условия образования расплавных и флюидных включений в минералах ксенолитов. По его данным, ликвидусные температуры составляют 1200–1250°C, солидусные – 1000–1100°C, давление – 5.9–9.5 кбар. По амфибол-плагноклазовому барометру [7] равновесие этих двух минералов в клинопироксенитах BH-32 и BH-20 составляет 6.5–7.0 кбар.

ИЗМЕНЕНИЯ В КСЕНОЛИТАХ

Как отмечалось, в своем первичном виде сохранились лишь редкие ксенолиты, представленные верлитами или лерцолитами (иногда пироксенсодержащими дунитами) с #Mg > 0.85. Резко преобладают в той или иной мере преобразованные разновидности пониженной магнезиальности. В самом общем виде эти преобразования можно свести к трем этапам. По отношению к главному этапу – частичному плавлению с образованием базанитового или щелочнобазальтового расплава – можно выделить мантийный метасоматоз, предшествующий частичному плавлению, и преобразование ксенолитов в самом захватившем их расплаве.

Добазанитовые превращения мантийных ксенолитов проявлены в развитии клинопироксена,

обогащенного титаном, алюминием и железом по сравнению с первичным. В результате образуются верлиты и клинопироксениты с $\#Mg = 0.75-0.80$, а также часть их менее магнезиальных разновидностей, начинающих тренд II (см. рис. 3). Судя по минеральному и химическому составу, главными элементами, привносимыми в ходе превращений, были кальций, титан, алюминий и железо, а главным новообразованным минералом – клинопироксен в парагенезисе с оливином второй генерации ($\#Mg < 0.85$), роговой обманкой, титаномagnetитом, герцинитом, ильменитом. Обращает на себя внимание отсутствие сульфидов как в продуктах метасоматоза, так и на последующих этапах эволюции, что, по видимому, можно рассматривать как указание на углекисло-водный состав флюида и относительно высокую фугитивность кислорода, на что обращали внимание почти все исследователи ксенолитов в щелочно-базальтоидных ассоциациях.

Частичное плавление перидотитов и клинопироксенитов, претерпевших рассмотренные выше преобразования, с которым связано возникновение базанитового или щелочнобазальтового расплава, приводит к ясному изменению вещественного состава протолита. Плавлению подвергаются клино- и ортопироксены. Плавление происходит по границам зерен. Продукты кристаллизации не удаленно из породы расплава локализованы в интерстициях (рис. 14) и сложены преимущественно мелкозернистым “гранулированным” клинопироксеном близкого вмещающему пироксену состава, который вместе с титаномagnetитом, ильменитом, амфиболом, ренитом, иногда полевыми шпатами и нефелином погружен в черное девитрифицированное стекло. Такое стекло мы, исходя из особенностей состава, условно называем “ортопироксеновым” (табл. 10 – обозначение *цсм*, рис. 15). Полевошпатовые кварц- и нефелин-нормативные стекла обычны в клинопироксенитовых ксенолитах, (рис. 16), образуясь за счет преимущественного плавления клинопироксена. Состав стекла (как “ортопироксенового”, так и “полевошпатового”), консервированного в ксенолитах, сильно варьирует, что указывает на первичную неоднородность расплава. Преобладают кварц- и корунд-нормативные стекла (см. табл. 10, рис. 15 е, 17).

Форма включений в клинопироксене не оставляет сомнений в том, что первоначально они были в жидком состоянии. В конце XX века появились теоретические и экспериментальные исследования по геометрии равновесий системы пор, заполняемых межзерновой жидкостью в породах разного состава (обзор этих работ см. в [5]) Так называемые углы смачивания между твердыми фазами и жидкостью, выполняющей интерстиции, определяются величиной поверхностного натяжения. Установлено, что угол смачивания оливина базитовым расплавом не

Таблица 10. Составы стекол в ксенолитах Махтеш Рамона, мас. %

№		Обр	1	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	#Mg	Q	C	Or	Ab	An	Ne	Ol	Di	Hy	Mt
1	BH20	Цем	53.12	0.02	2.89	9.1	18.6	0	18.6	1.24	0.08	0.55	85.6	0.67	17.2	0	3.3	0.7	5.9	0	0	0.2	52.9	5.9
2	HP1-1	–	35.15	0.01	12.69	24.95	0.11	0.02	12.2	0.96	0.02	0.16	86.3	0.47	4.8	10.7	1.0	0.2	4.8	0	0	0	49.0	16.1
3	HP1-1	–	39.98	0.16	8.46	19.6	0.02	0.01	15.4	1.44	0.03	0.34	85.4	0.59	6.1	5.4	2.0	0.3	7.1	0	0	0	52.6	12.6
4	TH-14	Срх	40.08	0.03	9.39	18.81	0.16	0.16	14.3	2.39	0.14	1.02	86.3	0.58	2.6	3.7	6.0	1.2	11.9	0	0	0	49.6	12.1
5	TH-24	Цем	37.48	0.02	8.35	11.84	0.17	0.04	26.9	0.11	0.02	0.07	85	0.81	0	8.0	0.4	9.2	0.6	0	18.0	0	50.7	7.8
6	TH-30	–	44.44	0.02	10.35	12.08	0.04	0.04	19	1.82	0.19	0.26	88.2	0.74	6.1	6.5	1.5	1.6	9.0	0	0	0	56.2	7.8
7	NH-36	Инт	56.05	0.29	24.53	0.87	0	0.15	0.01	0.99	9.08	0.13	92.1	0.24	0.3	7.7	0.7	76.8	4.9	0	0	0	0.5	0.6
8	NH-36	–	58.82	0.07	24.6	0.33	0	0.01	18.2	0.71	6.98	0.07	91.6	0.05	16.4	11.8	0.8	60.0	3.5	0	0	0	0.2	0.2
9	TH818	Срх	34.71	0.08	5.05	22.73	0.23	0.23	20.2	0.25	0.03	0.18	81.5	0.59	0	4.4	1.1	0.3	1.2	0	0	0	56.7	14.7
10	TH818	Цем	38.23	0	11.4	13.98	0.28	0.18	17.2	0.69	0.01	0.11	85.1	0.72	1.2	10.0	0.7	0.1	3.4	0	0	0	61.1	9.0
11	TH818	–	39.36	0.13	14.28	12.94	0.18	0.18	18.2	0.33	0	0.17	84.6	0.71	8.0	13.5	1.0	0	1.6	0	0	0	52.5	8.3
12	TH818	–	49.37	0.18	29.29	1.59	0.08	0.08	1.82	0.65	13.7	2.46	99.1	0.68	0	3.0	14.5	22.9	3.2	50.1	4.0	0	1.0	1.0
13	TH818	–	39.44	0.02	9.97	13.34	0.12	0.12	21.8	0.42	0.18	0.55	85.3	0.75	0.8	9.0	1.1	0.1	2.1	0	0	0	64.2	8.6
14	TH818	Срх	64.21	0.34	20.42	0.33	0.07	0.03	0.03	1.32	6.81	5.56	99.1	0.14	0.4	0.8	32.9	57.6	6.6	0	0	0	0.1	0
15	TH818	–	50.32	0.08	27.64	3.83	0.08	0.08	4.9	1.15	8.07	1.69	97.8	0.70	0	10.5	10.0	46.8	5.7	11.6	10.7	0	0	2.5
16	SQ-35	Инт	46.48	0.02	2.85	24.85	0.08	0.08	7.55	3.09	0.02	0.35	85.4	0.36	20.7	0	2.1	0.2	6.7	0	0	7.2	33.6	16.0
17	SQ-35	–	36.27	0.05	13.81	11.82	0.23	0.23	22.3	0.7	0.04	0.11	85.4	0.77	0	12.4	0.7	0.3	3.5	0	0	0	53.3	7.6
18	HA-19	–	36.6	0.21	11.12	20.99	0.3	0.3	15.8	1.85	0.16	1.43	88.4	0.58	0	6.0	8.5	1.4	9.2	0	11.3	0	39.2	13.5
19	HA-19	–	50.51	0	30.4	0.24	0	0.09	0.09	0.85	9.74	0.03	91.9	0.41	0	12.8	0.2	64.6	4.2	9.7	0	0	0	0.2

Примечание. 1 – положение стекла в структуре породы: цем – цемент в тонкозернистом межзерновом агрегате, Срх – включение в клинопироксене, инт – интерстициальное. Q – кварц, C – корунд, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит, Ne – нефелин, Ol – оливин, Di – диопсид, Hy – гиперстен, Mt – магнетит.

Note. 1 – position of glass in the rock structure: цем – cement in the fine-grained intergranular aggregate, Срх – inclusion in clinopyroxene, инт – interstitial inclusion. Q – quartz, C – corundum, Or – orthoclase, Ab – albite, An – anorthite, Ne – nepheline, Ol – olivine, Di – diopside, Hy – hypersthene, Mt – magnetite.

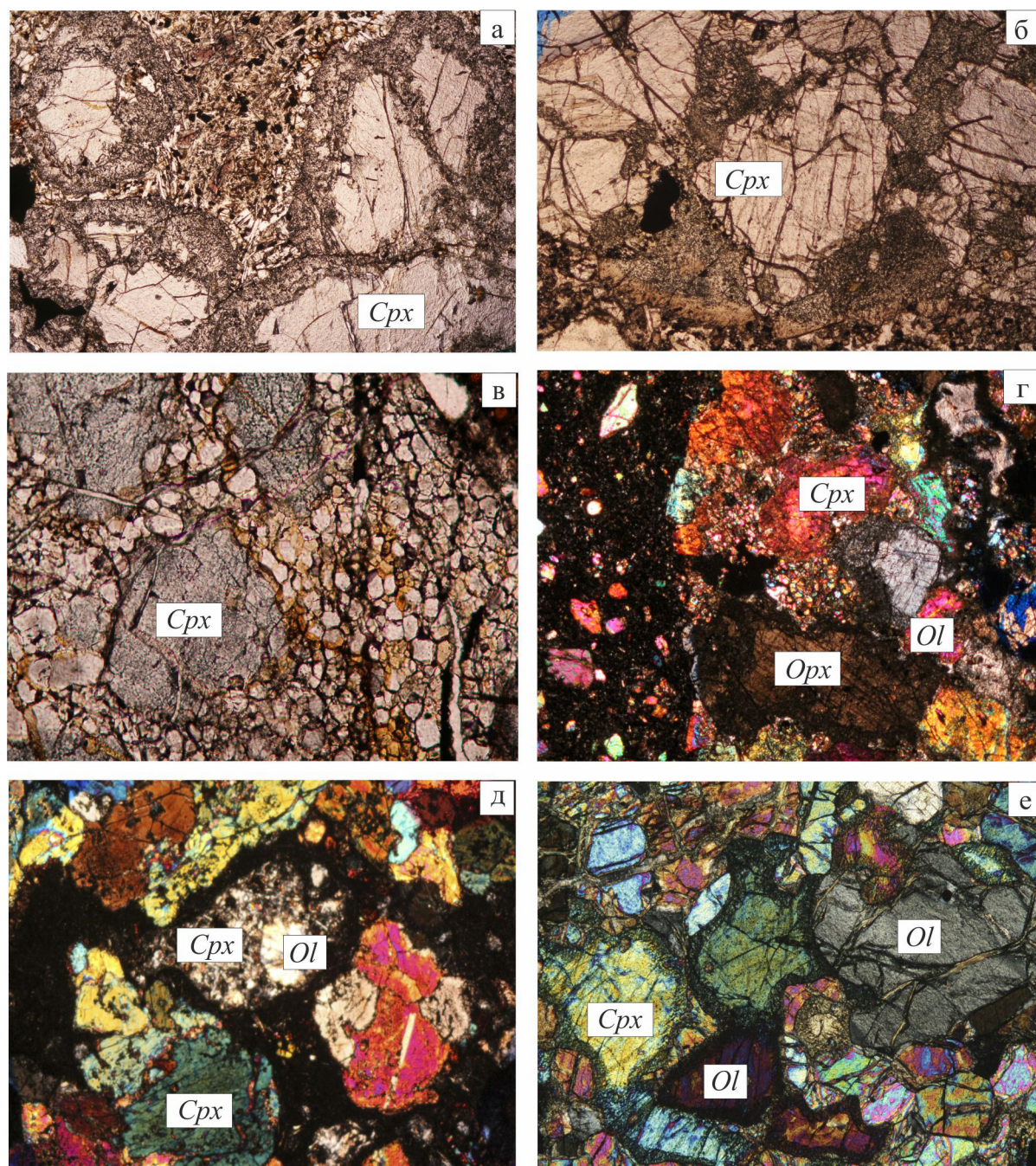


Рис. 14. Микрофотографии продуктов частичного плавления в ксенолитах Махтеш Рамона.

а (ВН14), б (НА10), в (НА6а) – продукты кристаллизации расплава в клинопироксенитах, представленные мелкими изометричными зернами клинопироксена (деталь строения на в), погруженными в черное “ортопироксеновое” стекло, которое более четко представлено на фото г (НА22), д (МГ8), е (НР1). На контакте с новообразованным продуктом клинопироксен обогащается титаном и алюминием (каймы на б, г). При высокой степени плавления клинопироксен приобретает пористое строение, как на в. На фотографии б хорошо видна кайма новообразованного клинопироксена на контакте пористого клинопироксена ксенолита с базанитом. *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Ol* – оливин. Длина поля зрения ≈ 3 мм.

Fig. 14. The photos of the products of partial melting in the xenoliths of Makhtesh Ramon.

а (ВН14), б (НА10), в (НА6а) – the products of melt crystallization in clinopyroxenites presented by small isometrical *Cpx* grains (detail of the structure on в), immersed in black “orthopyroxene” glass, which is more clearly shown in photo г (НА22), д (МГ8), е (НР1). On the contact with newly created product, clinopyroxene is enriched with titanium and aluminum (in the rims on б, г). *Cpx* gets a porous structure at a high degree of melting, as at в. The rim of the newly formed clinopyroxene is clearly visible on the contact of porous xenolith clinopyroxene with basanites (photo б). *Cpx* – clinopyroxene, *Opx* – orthopyroxene, *Ol* – olivine. Length field of vision ≈ 3 mm.

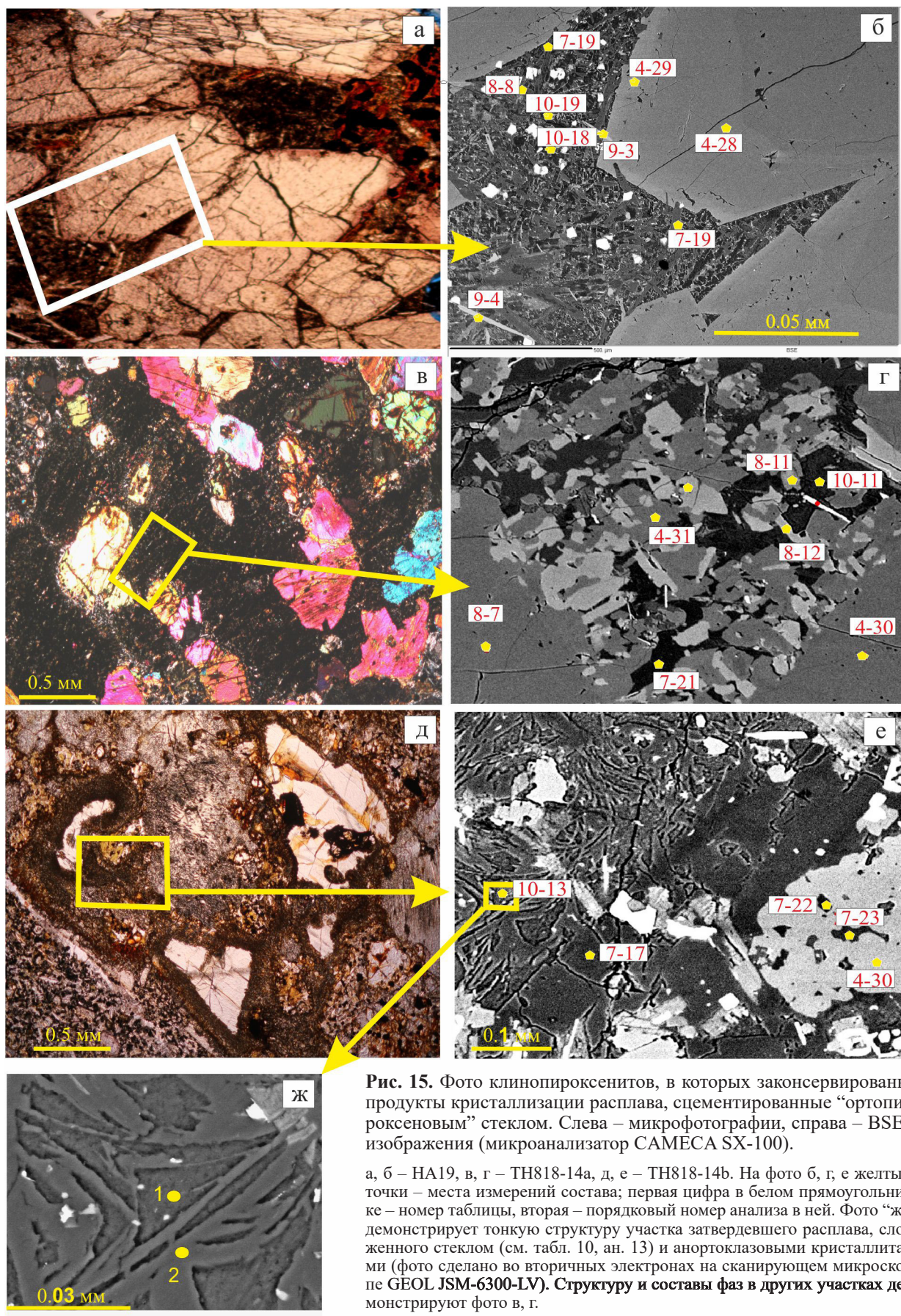


Рис. 15. Фото клинопироксенитов, в которых законсервированы продукты кристаллизации расплава, сцементированные “ортопироксеновым” стеклом. Слева – микрофотографии, справа – BSE-изображения (микроанализатор CAMECA SX-100).

а, б – НА19, в, г – ТН818-14а, д, е – ТН818-14б. На фото б, г, е желтые точки – места измерений состава; первая цифра в белом прямоугольнике – номер таблицы, вторая – порядковый номер анализа в ней. Фото “ж” демонстрирует тонкую структуру участка затвердевшего расплава, сложенного стеклом (см. табл. 10, ан. 13) и анортитовыми кристаллитами (фото сделано во вторичных электронах на сканирующем микроскопе GEOL JSM-6300-LV). Структуру и составы фаз в других участках демонстрируют фото в, г.

Fig. 15. Photo of clinopyroxenites, in which the products of melt crystallization are preserved, being cemented by “orthopyroxene” glass. Left – microphotos, right – BSE-images (microprobe CAMECA SX-100).

а, б – NA19, в, г – TN818-14а, д, е – TN818-14б. In the photo б, г, е yellow dots – places of analyses; The first figure in the box – number of the table, the second – the serial number of the analysis in the table. Photos ж shows a fine structure of the section of the solidified melt set by glass (see Table 10, an.13) and anorthoclase crystallites (photo is made in secondary electrons on scanning microscope JSM-6300 GEOL-LV). Photos в, г show structure and composition of the phases in the other places.

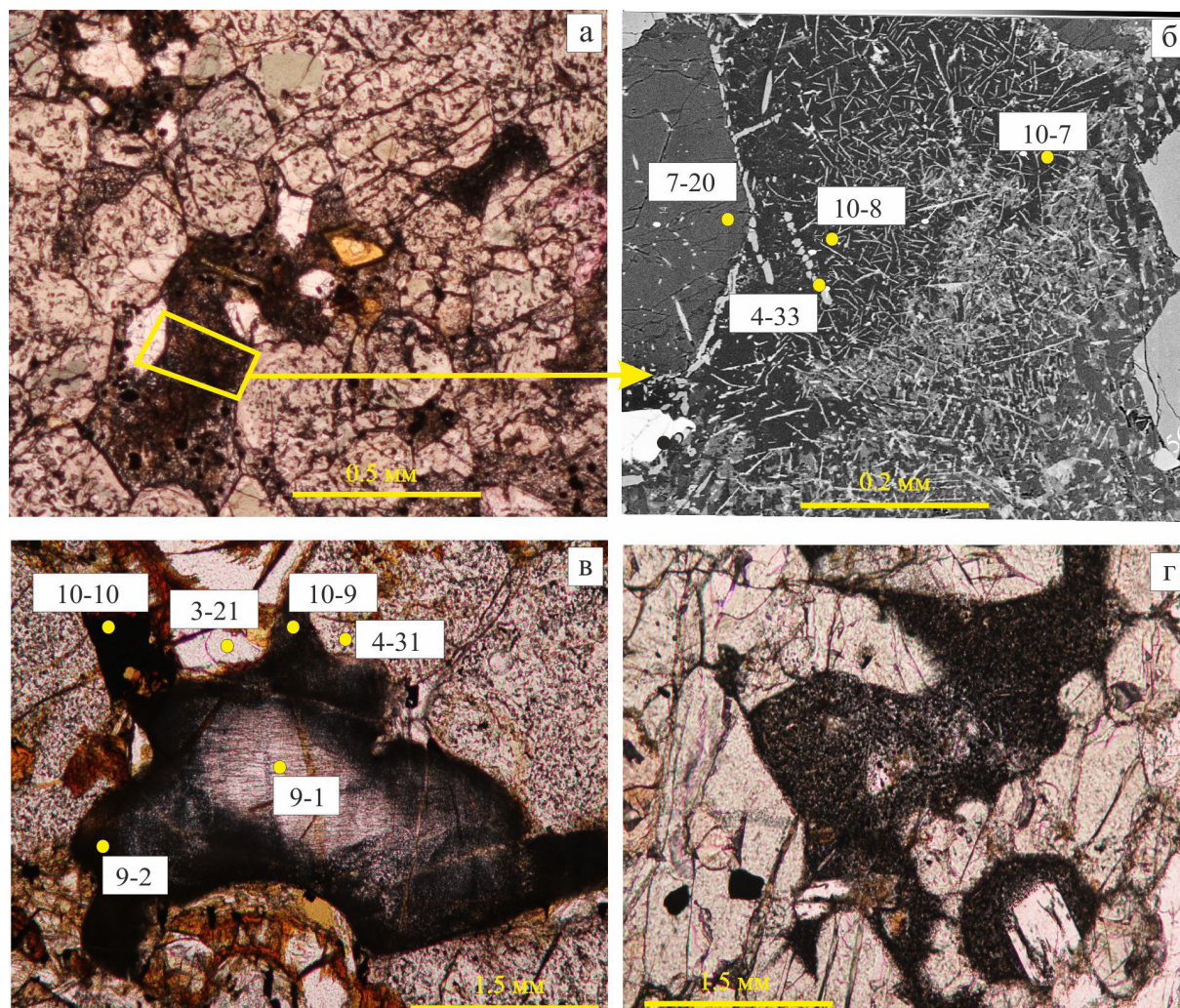


Рис. 16. Формы выделения, состав и структура “полевошпатового” (а, б) и “ортопироксенового” (в, г) интерстициального стекла в клинопироксенитах.

а, б – NH36, в – TN818-14с, г – MG9. Обозначения те же, что на рис. 15.

На фото б вокруг нефелинового зерна 7–20 (см. табл. 7, ан. 20) каймы высокоглиноземистого клинопироксена (см. табл. 4, ан. 33), образующего кроме того цепочки изометричных зерен в стекле (см. табл. 10, ан. 7, 8). Серые игольчатые зерна в стекле – плагиоклаз и анортоклаз, белые – ильменит. На фото в межзерновое пространство выполнено крупным зерном хлорапатита (табл. 9, ан. 1, 2) и “ортопироксеновым” стеклом (см. табл. 10, ан. 9, 10). Фото г – типичное выделение “ортопироксенового” стекла, кристаллическая фаза в котором представлена мелкими зернами клинопироксена, аналогичного по составу зерну 4–33 на фото б.

Fig. 16. Shape, composition and structure of “feldspar” (а, б) and “orthopyroxene” (в, г) interstitial glass of clinopyroxenites.

а, б – NH36, в – TN818-14с, г – MG9. Indications are the same as in Fig. 15.

At photo б around nepheline grains 7–20 (see Table. 7, an. 20) there are rims of high-alumina clinopyroxene (see Table. 4, an. 33), forming besides a chain of isometric grains in the glass (Table. 10, an. 7, 8). Gray needle grains in glass are plagioclase and anorthoclase, white needles – ilmenite. In the photo в intergranular space is filled by large chlorapatite grain (tab. 9, an. 1, 2) and “orthopyroxene” glass (see Table. 10, an. 9, 10). Photo г shows typical segregation of “orthopyroxene” glass, in which crystal phases are represented by small grains of clinopyroxene, similar in composition to grain 4–33 on photo б.

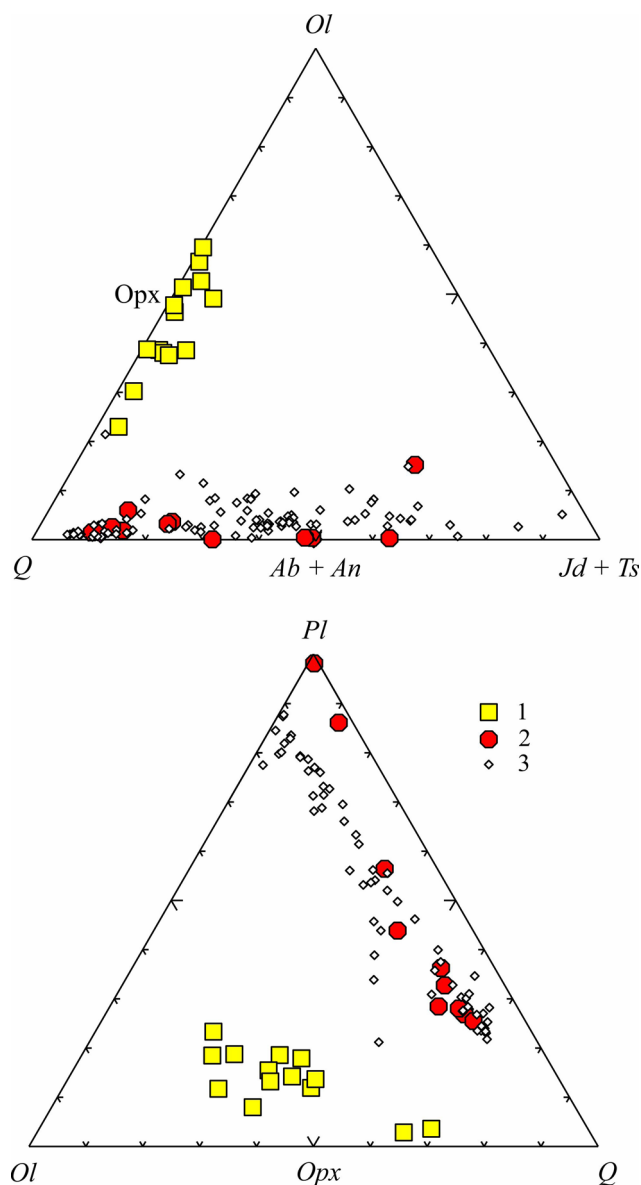


Рис. 17. Нормативный состав стекол в породах Махтеш Рамона.

1, 2 – стекло в ксенолитах (авторские анализы): 1 – “ортопироксеновое” стекло, 2 – “полевошпатовое” стекло, 3 – стекло в вулканитах по данным разных авторов.

Fig. 17. The CIPW norms of glass in the rocks of Makhtesh Ramon.

1, 2 – glass in xenoliths (authors analyzes): 1 – “orthopyroxene” glass, 2 – “feldspar” glass, 3 – the glass in the volcanic rocks according to different authors.

превышает 50°. Клинопироксен смачивается хуже и его угол превышает 60°. Морфология пор становится, таким образом, важным критерием их генезиса. Морфология пор и интерстициальных выделений в ксенолитах Махтеш Рамона (см. рис. 14е, 16) свидетельствует об их стекловатой природе.

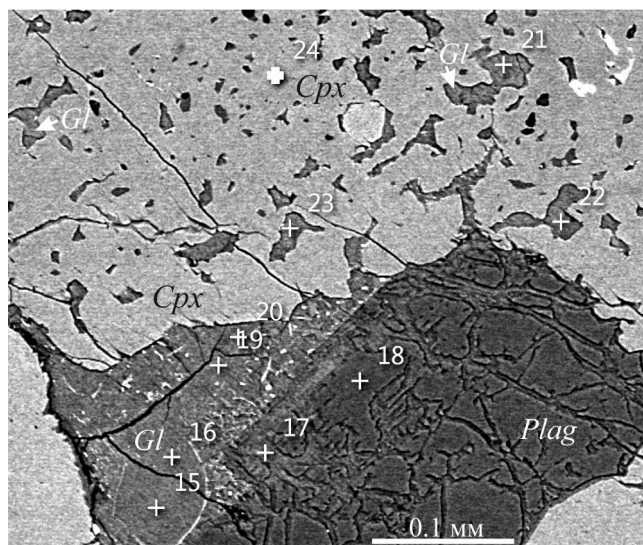


Рис. 18. BSE-изображение участка клинопироксенита HP-1 (сканирующий электронный микроскоп GEOL JSM-6300-LV).

Зерно клинопироксена (Cpx), многочисленные поры в котором выполнены “ортопироксеновым” стеклом (Gl). Такое же стекло выполняет промежутки между зернами Cpx и корродирует его. В стекле – зерно плагиоклаза (Plag). Крестиками показаны места анализов. Результаты анализов – в табл. 11.

Fig. 18. BSE-image of the small area of clinopyroxenites HP-1 (GEOL JSM-6300-LV).

Numerous pores in clinopyroxene (Cpx) which are filled by “orthopyroxene” glass (Gl). The same glass fills space between Cpx grains and corrodes it. The grain of plagioclase (Plag) is into the glass. Crosses show the position of analyzes. The analysis results are in Table 11.

Особенно наглядно описанные закономерности проявлены на рис. 18. Составы стекла и минералов, представленных на этом рисунке, приведены в табл. 11. Поры в крупных зернах клинопироксена (ан. 24), имеющего типичную пористую структуру, о которой говорилось при описании клинопироксена ксенолитов, заполнены “ортопироксеновым” стеклом, слегка варьирующим по составу, близким к определенному на микрозонде в других ксенолитах (см. табл. 10). Форма стекловатых включений в клинопироксене свидетельствует о жидком состоянии вещества во время захвата его клинопироксеном. Жидкая фаза существовала на всех этапах кристаллизации, так как и центральные и краевые части зерен клинопироксена содержат включения стекла, и с краев импрегнированы им (см. рис. 18).

Используя многочисленные BSE изображения выделений стекла в шлифах можно определить количественные соотношения минералов и стекла и рассчитать усредненный валовый химический состав интерстициальных выделений, которые можно

Таблица 11. Составы стекол (15–17 и 20–23), плагиоклаза (18) и клинопироксена (24) с участка клинопироксенита НР1 (рис. 18)**Table 11.** Composition of the glasses (15-17 and 20-23), plagioclase (18) and clinopyroxene (24)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум- ма
15	39.16	0.00	9.20	20.22	16.93	1.03	0.00	0.47	87.00
16	40.23	0.00	8.76	20.03	16.39	1.22	0.00	0.37	87.01
17	40.14	0.00	7.43	20.86	16.67	1.23	0.00	0.67	87.02
20	35.44	0.00	7.78	18.17	13.95	6.81	0.00	0.48	87.03
21	40.29	0.00	9.05	20.65	15.30	1.26	0.00	0.44	87.04
22	38.25	0.22	10.11	21.92	14.80	1.32	0.00	0.39	87.05
23	38.38	1.08	8.76	21.86	14.45	1.78	0.00	0.68	87.06
18	55.23		28.2	0.56		10.3	5.31	0.45	100.0
24	47.51	2.34	8.44	6.94	12.59	22.2			100.0

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе GEOL JSM-6300-LV (оператор С.П. Главатских). Суммы анализов стекол приведены к 87%. Номера анализов соответствуют рис. 18.

Note. Analyses were carried out on a scanning electron microscope JSM-6300 GEOL-LV (S.P. Glavatskih operator). The total of the analysis of glass is reduced to 87%. Number corresponds to Fig. 18.

интерпретировать как законсервированный в ксенолитах расплав. Исходные данные для расчета и результат приведены в табл. 12.

Рассчитанный валовый состав (мас. %) в “ортопироксеновом” стекле: SiO₂ – 42.1, TiO₂ – 4.6, Al₂O₃ – 13.8, FeO* – 12.9, MgO – 9.4, CaO – 10.5, Na₂O – 2.8, K₂O – 0.7 очень близок к среднему составу базанита Махтеш Рамона [11] и отличается только для TiO₂ (в базаните – 2.8%), Na₂O (4.0%) и K₂O (1.3%), т.е. для тех элементов, которые сосредоточены в минералах поздних стадий формирования и появляются в базанитах в результате фракционирования. Приведенный валовый состав является продуктом совместного плавления орто- и клинопироксена.

Валовый состав расплава, представленного “полевошпатовым” стеклом и содержащимися в нем минеральными фазами, оказался близким к сиениту: SiO₂ – 55.2, TiO₂ – 1.2, Al₂O₃ – 21.9, FeO* – 4.5, MgO – 1.8, CaO – 5.4, Na₂O – 7.6, K₂O – 1.2. Этот состав является продуктом преимущественно клинопироксенового плавления.

Приведенные выше наблюдения и данные свидетельствуют о том, что частично расплавленные мантийные породы, попадая в базанитовые расплавы, взаимодействовали с ними. В результате такого взаимодействия были образованы каймы, состоящие в основном из тонкозернистого клинопироксена, а сам этот минерал ксенолитов на границе с базанитом обогащался титаном и алюминием и приобретал кристаллографическое ограничения (см., например, рис. 11, фото НА-9 и CQR). Микролиты базанитовой основной массы обтекают каймы и не-

Таблица 12. Расчет усредненного валового химического состава ксенолитов.**Table 12.** Calculation of average chemical composition xenoliths

Минерал	“Ортопироксеновое” стекло		“Полевошпатовое” стекло	
	Кол-во, об. %	Таблица/но- мер анализа	Кол-во, об. %	Таблица/но- мер анализа
Стекло	15	10/11	40	10/(7, 8)
Клинопироксен	36	4/31	20	4/33
Ренит	15	8/12	0	–
Анортоклаз	10	7/(17, 22)	15	7/22
Плагиоклаз	11	7/(12, 13)	14	7/13
Нефелин	5	7/21	10	7/20
Титаномегнетит	7	6/8	1	–
Ильменит	1	6/17	–	–

вообразованные ограничения клинопироксена, что свидетельствует о том, что такие каймы возникли до затвердевания базанита.

Поздние изменения ксенолитов связаны с воздействием на них вмещающих базальтоидов. Многие ксенолиты пронизаны инъекциями вмещающей породы. В результате таких инъекций происходит не только дальнейшая дезинтеграция ксенолитов, но и взаимодействие минералов ксенолитов с инъекциями. В ксенолитах развиваются такие минералы, как плагиоклаз, анортоклаз, нефелин, альбит, цеолиты, кальцит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные свидетельствуют о том, что мантийные ксенолиты в вулканитах Махтеш Рамона представляют собой породы, послужившие источником базальтоидных расплавов, образующих магматическую ассоциацию названного района. Об этом свидетельствуют ясные геологические, петрологические и геохимические данные.

1. Ксенолиты тесно связаны с вмещающей породой и часто пронизаны многочисленными инъекциями лавового материала.

2. Ксенолиты и вмещающие породы обладают общими особенностями химического и минерального состава, из которых самая яркая – обогащенность пород и минералов (клинопироксена, хромшпинелидов, магнетита, амфиболов, биотита) титаном.

3. Ксенолиты несут признаки частичного плавления и предшествовавших плавлению метасоматических преобразований. Последние заключаются в замещении ортопироксена лерцолитов клинопироксеном и соответственно в широком развитии верлитов и оливиновых клинопироксенитов. В ходе метасоматоза в породах падает содержание Mg, Cr и Ni и растет Ti, Fe, Al, Ca, а также – литофильных и высокоза-

рядных элементов, обеспечивая рост фертильности магматического источника базальтоидов.

Наблюдения в шлифах свидетельствуют о том, что плавление происходит по границам зерен: оливина и клинопироксена и реликтового ортопироксена и клинопироксена. Состав образующегося при этом расплава близок к базаниту, а стекло, цементирующее продукты кристаллизации, законсервированные в ксенолитах, имеет состав, близкий к ортопироксен-полевошпатовым смесям. Минеральные фазы в таком стекле представлены клинопироксеном, керсутитом, ренитом, плагиоклазом, анортотитом, нефелином, титаномagnetитом и ильменитом. При преимущественном плавлении клинопироксена образуются расплавы, близкие по составу к сиениту, а остаточное стекло приобретает состав полевошпатовых или нефелин-полевошпатовых смесей.

Ксенолиты габброидов, преобладающие в Triangular Hill, не несут признаков частичного плавления с образованием базальтоидного расплава. Все изменения в них обусловлены воздействием вмещающих базанитов, а также метаморфизмом, который предшествовал событиям, связанным со щелочнобазальтоидным магмообразованием – мантийному метасоматозу и частичному плавлению. Возможно, что эти ксенолиты представляют собой фундамент африканской платформы.

Что же касается собственно мантийных (перидотитовых и клинопироксенитовых) ксенолитов, то определение их природы как ксенолитовой условно, так как большая часть их представляет собой протолит базальтоидов.

Оценки P - T параметров частичного плавления ксенолитов, которое привело к образованию щелочно-базальтовой и базанитовой магмы, свидетельствуют о сравнительно небольших глубинах. Возможно, это обусловлено подъемом Мохо, что находит свое отражение в малой мощности земной коры, которая в Израиле составляет 13–15 км, сокращаясь на юге, в районе Эйлатского залива, до 10 км [24].

Авторы признательны рецензенту за подробный отзыв, учет замечаний из которого несомненно улучшил статью.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-00576).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьев В.В., Селянгин О.Б. (2011) Ренит в расплавленных включениях из оливина алливалитовых нодулей вулкана Малый Семячик и базальтов вулкана Ключевской (Камчатка). *Вулканология и сейсмология* (5), 1-7.
2. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. (1987) Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 152 с.
3. Колосков А.В. (1999) Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М. Научный мир. 224 с.
4. Полтавец Ю.А. (1975) Обсуждение титаномagnetитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов magnetитовой серии. *Известия АН СССР. Сер. геол.* (6), 63-72.
5. Попов В.С. (1991) Отделение расплава от твердого субстрата при магмообразовании (обзор иностранной литературы). *Зап. Всесоюз. минер. об-ва.* **120**(2), 103-114.
6. Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
7. Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия.* (3), 328-336.
8. Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УрО РАН. 365 с.
9. Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазыко Е.Е., Джерде Э., Ханна С. (1996) Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Телль-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сития. *Геохимия.* (9), 819-835.
10. Шарыгин В.В., Тимина Т.Ю. (2008) Ренит в щелочных базальтах: потенциальный индикатор P - T условий (по данным изучения включений расплава). *Геохимия магматических пород. Школа "Щелочной магматизм Земли - 2008"*. Санкт-Петербург. 175-176.
11. Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эйяль М. (2014) Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (природоохранная зона Хар Ха-Негев, Израиль). *Литосфера.* (3), 70-92.
12. Ackerman L., Spacek P., Magna T., Ulrich J., Svojtka M., Hegner E., Balogh K. (2013) Alkaline and carbonate-rich melt metasomatism and melting of subcontinental lithospheric mantle: evidence from mantle xenoliths, NE Bavaria, Bohemian massif. *J. Petrol.* **54**(12), 2597-2633.
13. Al-Fugha H., Al-Amaireh A. (2007) Petrology and origin of ultramafic xenoliths from north eastern Jordan volcanoes. *Am. J. Applied Sci.* **4**(7), 491-495.
14. Al-Malabeh A. (2009) Cryptic mantle metasomatism: evidence from spinel lherzolite xenoliths Al Harida volcano in Harrat Al Shaam, Jordan. *Am. J. Applied Sci.* **6**(12), 2085-2092.
15. Al-Mishwat A., Nasir S. (2004) Composition of the lower crust of the Arabian plate: a xenoliths perspective. *Lithos.* **72**, 45-72.
16. Barth T.F.W. (1964) Structure and volume relations of the alkali feldspar mixed crystals. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **47**(1).
17. Bonen D. (1980) The Mesozoic basalts of Israel. Ph.D. scient. thesis. Hebrew Univ. Jerusalem, 59 p.
18. Caperdi S., Venturelli G., Salvioli-Mariani E., Crawford A.J., Barbieri M. (1989) Upper mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, South-eastern Spain. *Eur. J. Mineral.* **1**, 685-699.
19. Elmslie R.F. (1970) Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems. *Carnege Inst. Wash. Yearbook.* **69**, 148-155.

20. Esperanca S., Garfunkel Z. (1986) Ultramafic xenoliths from the Mt. Carmel area (Karem Maharal volcano), Israel *Lithos.* **19**, 43-49.
21. Francis D. (1991) Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 175-180.
22. Frey FA, Prinz M. (1978) Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona. Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **38**, 1023-1054.
23. Henjes-Kunst F., Altherr R., Baumann A. (1990) Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian Peninsula: constraints from Sr-Nb isotope systematics of mantle xenoliths. *Contrib. Miner. Petrol.* **105**, 406-427.
24. Hofstetter A., Feldman L., Rotstein Y. (1991) Crustal structure of Israel: constraints from teleseismic and gravity data. *Geophys. J. Int.* **104**, 371-379.
25. Hytonen K., Schairer J.F. (1961) The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook.* **60**, 125-141.
26. Irving A. (1980) Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkaline basalts and implications for magmatic processes within in mantle. *Am. J. Sci.* **280-A**, 389-426.
27. Kaliwoda M., Altherr R., Meyer H. (2007) Composition and thermal evolution of the lithospheric mantle beneath Harrat Uwayrid, eastern flank of the Red Sea rift (Saudi Arabia). *Lithos.* **99**, 105-120.
28. Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T. (2001) Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Noronha Island, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 577-587.
29. Krienitz M., Haase M. (2011) The evolution of the Arabian lower crust and lithospheric mantle – geochemical constraints from southern Syrian mafic and ultramafic xenoliths. *Geochem. Geol.* **280**, 271-283.
30. Lee C-T.A., Brandon A.D., Norman M. (2003) Vanadium in peridotites as a proxy for paleo- fO_2 during partial melting: prospects, limitations, and implications. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67**(16), 3045-3064.
31. Macdonald G., Katsura T. (1964) Chemical Composition of Hawaiian Lava. *J. Petrol.* **5**(1), 82-133.
32. Meen J. (1987) Mantle metasomatism and carbonatites; an experimental study of a complex relationship. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **215**, 91-99.
33. Metasomatism in Oceanic and Continental lithospheric Mantle. (1998) (Eds M. Coltorti, M. Gregoire). *Geol. Soc., Spec. Publ.* **293**.
34. Mittlefehldt D.W. (1984) Genesis of Cpx amphibole xenoliths from Birket Ram: trace elements and petrologic constraints. *Contrib. Mineral. Petrol.* **88**, 280-287.
35. Mittlefehldt DW. (1986) Petrology of high pressure clinopyroxenite series xenoliths, MountCarmel, Israel. *Contrib. Mineral. Petrol.* **94**, 245-252.
36. Nasir A. (1992) The lithosphere beneath the northwestern part of the Arabian Plate Jordan. Evidence from xenoliths and geophysics *Tectonophysics.* **201**, 357-370.
37. Nasir S., Stern R. (2012) Lithosphere petrology of the eastern Arabian Plate: Constraints from Al-Ashkhara (Oman) xenoliths. *Lithos.* **132-133**, 98-112.
38. O'Reilly S.Y. Griffin W.L. (2000) Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos.* **53**, 217-232.
39. Parkinson I.J., Arculus R.J., Eggns S.M. (2003) Xenoliths from Grenada, Lesser Antilles island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.* **146**, 241-262.
40. Presnall C.D., Duxon J.K., O'Donnel T.H. et al. (1978) Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**, 203-220.
41. Rocco I., Lustrino M., Melusso L. (2012). Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the lithospheric mantle beneath Sardinia (Italy) as indicated by ultramafic xenoliths enclosed in alkali lavas. *Geol. Rundschau.* **101**, 1111-1125.
42. Ryabchikov I.D., Ntaflos T., Kurat G., Kogarko L.N. (1995) Glass bearing xenoliths from Cape Verde: evidence for a hot rising mantle jet. *Mineral. Petrol.* **55**, 217-237.
43. Sneh A., Bartov Y., Rosenshaft M., Avni Y., Baer G., Becker A., Soudry D., Zilbervan E. (1997) Geological map of Israel, 1 : 100 000, Sheets 21, 22, Mizpe Ramon and En Yahav. Geol. Survey of Israel.
44. Stein M., Katz A. (1989) The composition of the subcontinental lithosphere beneath Israel: inferences from peridotitic xenoliths. *Isr. Earth Sci.* **38**, 75-87.
45. Stern R., Ren M., Ali K., Forster H., Safarjalani A., Nasir S., Whitehouse M., Leyborne M., Romer R. (2014) Early Carboniferous (357 Ma) crust beneath northern Arabia: tales from Tell Thannoun (southern Syria). *Earth Planet. Sci. Lett.* **393**, 83-93.
46. Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. (A.D. Saunders and M.J. Norry Eds). *Magmatism in the Ocean Basalts. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **42**, 313-345.
47. Vapnik Y. (2005) Melt and fluid inclusions and mineral thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* **54**, 15-28
48. White R.W. (1966) Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contrib. Miner. Petrol.* **12**, 245-317.
49. Willie P. (1987) Metasomatism and fluid generation in mantle xenoliths. *Mantle xenoliths* (ed. Nixon), 625-640.
50. Wilshire H., Shervais J. (1975). Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States. *Phys. Chem. Earth.* **9**, 257-272.

Xenoliths in the alkali basalts of Makhtesh Ramon of Desert Negev (Israel) as indicators of mantle metasomatism and magma generation

G. B. Fershtater*, Z. A. Yudalevich**, V.V. Hiller*

*Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS

**Ben Gurion University, Israel

Xenoliths in the Early Cretaceous alkali basalts of Makhtesh Ramon basin (southern Israel) are represented by essentially olivine rocks: dunite (usually including clinopyroxene) – 5% of the total amount, lherzolite – 21%, wehrlite – 28%, clinopyroxenite – 34%, gabbro – 12 %. According $\#Mg = Mg/(Mg + Fe)$, xenolith rocks form several discrete groups corresponding to the following values $\#Mg$: >0.85 (dunite, lherzolite, some wehrlites), $0.85–0.75$ (wehrlite, olivine clinopyroxenite), $0.75–0.65$ (olivine clinopyroxenite, clinopyroxenite), $0.60–0.45$ (gabbro). Primary mantle rocks are represented by lherzolite, other xenoliths are the products of metasomatism, which preceded and accompanied magma generation. The main minerals of ultramafic xenoliths – olivine slightly enriched by CaO, clinopyroxene with varying content of TiO_2 (1–4%), Al_2O_3 (2–12%), Na_2O (0.5–2%) and $\#Mg = 0.92–0.59$, spinelids: chromite ($Cr_2O_3 = 20–38\%$), Al spinel and titanomagnetite ($TiO_2 = 10–21\%$, $Cr_2O_3 = 0.3–8\%$, $Al_2O_3 = 1.5–13\%$, $MgO = 2–7\%$). Rich in TiO_2 , Al_2O_3 and Na_2O clinopyroxene together with plagioclase, anorthoclase, kaersutite, rhenite, ilmenite, “orthopyroxene” and “feldspar” glass belong to late ultramafic paragenesis associated with the process of partial melting. Orthopyroxene in ultramafic rocks is unstable and usually is replaced by minerals of the late paragenesis. Gabbroic xenoliths consist of low-titanium and low-aluminiferous clinopyroxene ($\#Mg = 0.66–0.56$), orthopyroxene ($\#Mg \approx 0.5$), plagioclase An_{45-55} , often with rims of anorthoclase, titanomagnetite of the same composition as in the ultramafic rocks, ilmenite. Xenoliths have the signs of partial melting and metasomatic transformation preceding to melting. As a result the orthopyroxene from lherzolite is replaced by clinopyroxene. This leads to the width development of wehrlites and olivine clinopyroxenites. During metasomatism the content of Mg, Cr and Ni falls while Ti, Fe, Al, Ca grows, as well as the content of large ion lithophile an high-strength elements providing increase of fertility of basalt magmatic source. Composition of the produced melt is close to basanite. The glass, cementing crystallization products, preserved in xenoliths, has a composition close to the orthopyroxene-feldspar mixtures. The mineral phases in such glass presented by clinopyroxene, kaersutite, rhenite, plagioclase, anorthoclase, nepheline, titanomagnetite and ilmenite.

Key words: alkaline basalts, xenoliths, mantle, metasomatism, magma generation, geochemistry, mineralogy.

REFERENCES

1. Ananiev V.V., Selyangin O.B. (2011) Renit in melt inclusions from olivine of allivalit nodules volcano Maly Semyachik and basalts of Klyuchevskoy volcano (Kamchatka). *Vulkanol. Seismol.* (5), 1-7. (In Russian).
2. Bogatkov O.A., Kosareva L.V., Sharkov E.V. (1987) *Srednie khimicheskie sostavy magmaticheskikh gornyykh porod.* [Average chemical composition of magmatic rocks]. Moscow: Nedra Publ. 152 p. (In Russian).
3. Koloskov A.V. (1999) *Ultraosnovnye vchlyuchenija i vulkanity kak samoreguliruyushchajasja geologicheskaja sistema.* [Ultramafic inclusions in volcanites as a self-regulating geological system]. Moscow: Nauchny mir Publ. 224 p. (In Russian).
4. Poltavets Y.A. (1975) Discussion titanomagnetite geothermometer Buddington–Lindsley based comparative analysis spinels equilibria of magnetite series. *Izv. Akad Nauk SSSR. Ser. Geol.* (6), 63-72. (In Russian).
5. Popov V.S. (1991) Branch of the melt from the solid substrate when magma formation (review of foreign literature). *Zap. All-Union. Mineral. Society.* 120(2), 103-114. (In Russian).
6. Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsij.* [Petrology of the main intrusive associations] Moscow: Nauka Publ. 232 p. (In Russian).
7. Fershtater G.B. (1990) Empirical plagioclase-hornblende barometre. *Geokhimiya.* (3). 328-336. (In Russian).
8. Fershtater G.B. (2013) *Paleozojskij intruzivnyj magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala.* [Paleozoic intrusive magmatism of Middle and Southern Urals] Ekaterinburg: UrO RAN Publ. 365 p. (In Russian).
9. Sharkov E.V., Snyder G.A., Taylor L.A., Lazko E.E., Gerd E., Hanna S. (1996) Geochemical characteristics of the asthenosphere beneath the Arabian plate according to the study of mantle xenoliths Quaternary volcano Tall Dunoon, Syrian-Iordanian Plate, South Sitia *Geokhimiya.* (9), 819–835. (In Russian).
10. Sharygin V.V., Timina T.Y. (2008) Renit in alkaline basalts: a potential indicator of P - T conditions (according to the study of melt inclusions) *Geokhimiya magmaticheskikh porod. Shkola “Shchelochnoj magmatizm Zemli – 2008”.* St-Petersburg. 175-176. (In Russian).
11. Yudalevich Z.A., Fershtater G.B., Eyal M. Magmatism Makhtesh Ramon: geology, geochemistry, petrogenesis (conservation area Har Ha-Negev, Israel). *Litosfera* (3), 70-92. (In Russian).
12. Ackerman L., Spacek P., Magna T., Ulrich J., Svojtka M., Hegner E., Balogh K. (2013) Alkaline and carbonate-rich melt metasomatism and melting of sub-continental lithospheric mantle: evidence from mantle xenoliths, NE Bavaria, Bohemian massif. *J. Petrol.*, 54(12), 2597-2633.

13. Al-Fugha H., Al-Amaireh A. (2007) Petrology and origin of ultramafic xenoliths from north eastern Jordan volcanoes. *Am. J. Applied Sci.* **4**(7), 491-495.
14. Al-Malabeh A. (2009) Crichton mantle metasomatism: evidence from spinel lherzolite xenoliths Al Harida volcano in Harrat Al Shaam, Jordan. *Am. J. Applied Sci.* **6**(12), 2085-2092.
15. Al-Mishwat A., Nasir S. (2004) Composition of the lower crust of the Arabian plate: a xenoliths perspective. *Lithos.* **72**, 45-72.
16. Barth T.F.W. (1964) Structure and volume relations of the alkali feldspar mixed crystals. Schweiz. *Miner. Petrogr. Mitt.* **47**(1).
17. Bonen D. (1980) The Mesozoic basalts of Israel. Ph.D. scient. thesis. Hebrew Univ. Jerusalem, 59 p.
18. Caperdi S., Venturelli G., Salvioli-Mariani E., Crawford A.J., Barbieri M. (1989) Upper mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, South-eastern Spain. *Eur. J. Mineral.* **1**, 685-699.
19. Elmslie R.F. (1970) Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook.* **69**, 148-155.
20. Esperanca S., Garfunkel Z. (1986) Ultramafic xenoliths from the Mt. Carmel area (Karem Maharal volcano), Israel *Lithos.* **19**, 43-49.
21. Francis D. (1991) Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 175-180.
22. Frey FA, Prinz M. (1978) Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona. Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **38**, 1023-1054.
23. Henjes-Kunst F., Altherr R., Baumann A. (1990) Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian Peninsula: constraints from Sr-Nb isotope systematics of mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**, 406-427.
24. Hofstetter A., Feldman L., Rotstein Y. (1991) Crustal structure of Israel: constraints from teleseismic and gravity data. *Geophys. J. Int.* **104**, 371-379.
25. Hytonen K., Schairer J.F. (1961) The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook.* **60**, 125-141.
26. Irving A. (1980) Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within in mantle. *Am. J. Sci.* **280-A**, 389-426.
27. Kaliwoda M., Altherr R., Meyer H. (2007) Composition and thermal evolution of the lithospheric mantle beneath Harrat Uwayrid, eastern flank of the Red Sea rift (Saudi Arabia). *Lithos.* **99**, 105-120.
28. Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T. (2001) Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Noronha Island, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 577-587.
29. Krienitz M., Haase M. (2011) The evolution of the Arabian lower crust and lithospheric mantle – geochemical constraints from southern Syrian mafic and ultramafic xenoliths. *Geochem. Geol.* **280**, 271-283.
30. Lee C-T.A., Brandon A.D., Norman M. (2003) Vanadium in peridotites as a proxy for paleo- fO_2 during partial melting: prospects, limitations, and implications. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67**(16), 3045-3064.
31. Macdonald G., Katsura T. (1964) Chemical Composition of Hawaiian Lava. *J. Petrol.* **5**(1), 82-133.
32. Meen J. (1987) Mantle metasomatism and carbonatites; an experimental study of a complex relationship. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **215**, 91-99.
33. Metasomatism in Oceanic and Continental lithospheric Mantle. (1998) (Eds M. Coltorti, M. Gregoire). *Geol. Soc., Spec. Publ.* **293**.
34. Mittlefehldt D.W. (1984) Genesis of Cpx amphibole xenoliths from Birket Ram: trace elements and petrologic constraints. *Contrib. Mineral. Petrol.* **88**, 280-287.
35. Mittlefehldt D.W. (1986) Petrology of high pressure clinopyroxenite series xenoliths, Mount Carmel, Israel. *Contrib. Mineral. Petrol.* **94**, 245-252.
36. Nasir A. (1992) The lithosphere beneath the northwestern part of the Arabian Plate Jordan. Evidence from xenoliths and geophysics *Tectonophysics.* **201**, 357-370.
37. Nasir S., Stern R. (2012) Lithosphere petrology of the eastern Arabian Plate: Constraints from Al-Ashkhara (Oman) xenoliths. *Lithos.* **132-133**, 98-112.
38. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. (2000) Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos.* **53**, 217-232.
39. Parkinson I.J., Arculus R.J., Eggins S.M. (2003) Xenoliths from Grenada, Lesser Antilles island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.* **146**, 241-262.
40. Presnall C.D., Duxon J.K., O'Donnel T.H. et al. (1978) Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**, 203-220.
41. Rocco I., Lustrino M., Melusso L. (2012). Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the lithospheric mantle beneath Sardinia (Italy) as indicated by ultramafic xenoliths enclosed in alkali lavas. *Geol. Rundschau.* **101**, 1111-1125.
42. Ryabchikov I.D., Ntaflos T., Kurat G., Kogarko L.N. (1995) Glass bearing xenoliths from Cape Verde: evidence for a hot rising mantle jet. *Mineral. Petrol.* **55**, 217-237.
43. Sneh A., Bartov Y., Rosensaft M., Avni Y., Baer G., Becker A., Soudry D., Zilberman E. (1997) Geological map of Israel, 1 : 100 000, Sheets 21, 22, Mizpe Ramon and En Yahav. Geol. Survey of Israel.
44. Stein M., Katz A. (1989) The composition of the subcontinental lithosphere beneath Israel: inferences from peridotitic xenoliths. *Isr. Earth Sci.* **38**, 75-87.
45. Stern R., Ren M., Ali K., Forster H., Safarjalani A., Nasir S., Whitehouse M., Leyborne M., Romer R. (2014) Early Carboniferous (357 Ma) crust beneath northern Arabia: tales from Tell Thannoun (southern Syria). *Earth Planet. Sci. Lett.* **393**, 83-93.
46. Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. (A.D. Saunders and M.J. Norry Eds). *Magmatism in the Ocean Basalts. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **42**, 313-345.
47. Vapnik Y. (2005) Melt and fluid inclusions and mineral thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* **54**, 15-28
48. White R.W. (1966) Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.* **12**, 245-317.
49. Willie P. (1987) Metasomatism and fluid generation in mantle xenoliths. *Mantle xenoliths* (ed. Nixon), 625-640.
50. Wilshire H., Shervais J. (1975). Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States. *Phys. Chem. Earth.* **9**, 257-272.