

## ФОСФОРСОДЕРЖАЩИЕ ОЛИВИНЫ ЛУННЫХ ПОРОД: ИСТОЧНИКИ И ИХ ЛОКАЛИЗАЦИЯ В ЛУННОЙ КОРЕ

© 2019 г. С. И. Демидова<sup>а,\*</sup>, М. О. Аносова<sup>а,\*</sup>, Н. Н. Кононкова<sup>а,\*</sup>,  
Т. Нтафлос<sup>б,\*\*</sup>, Ф. Брандштеттер<sup>с,\*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
Россия, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19

<sup>б</sup>Департамент исследований литосферы, Университет Вены  
Альтаништрассе 14, 1090 Вена, Австрия

<sup>с</sup>Музей естествознания

Бургеринг 7, А-1010 Вена, Австрия

e-mail: \*demidova.si@yandex.ru; \*\* theodoros.ntaflos@univie.ac.at;

\*\*\* franz.brandstaetter@nhm-wien.ac.at

Поступила в редакцию 28.01.2019 г.

После доработки 11.02.2019 г.

Принята к публикации 12.02.2019 г.

Проведено исследование фрагментов фосфорсодержащего оливина в лунных метеоритах материкового, морского и смешанного происхождения, а также в образцах, доставленных миссией «Apollo-14» и АЛС «Луна-16, -20, -24». Оливин содержит до 0.5 мас.%  $P_2O_5$  и обладает значительными вариациями магнезиальности. В ассоциации с фосфорсодержащим оливином находятся анортит, пироксены и аксессуарные фазы: минералы группы шпинели, оксиды Ti и Zr, фосфаты, троилит и Fe-Ni металл. Установлены три потенциальных источника фосфористых оливинов в лунном веществе: 1) материковые породы серии анортозит-норит-троктолит, обогащенные несовместимыми элементами и, вероятно, связанные с первичными материковыми породами магнезиальной серии; 2) самые поздние продукты кристаллизации морских низкотитанистых базальтов; 3) необычные оливин-ортопироксеновые объекты, источник которых может иметь как метеоритное, так и лунное происхождение. Обогащение несовместимыми элементами может быть связано либо с процессами кристаллизации (источник 2), либо с процессами ассимиляции KREEP компонента, (источники 1 и 3). Однако часть фосфора и других элементов могла быть привнесена в ходе наложенных метасоматических процессов.

Редкость фосфорсодержащих оливинов свидетельствует либо о малой распространенности, либо о локальном распределении их источников в лунной коре. Ассоциация с морскими базальтами, возможно, указывает на приуроченность к границе море-материк. Присутствие в изученных брекчиях фрагментов кислых пород позволяет предположить связь некоторых источников оливинов с недавно описанными проявлениями кислых пород в Океане Бурь и других районах. Таким образом, область проявления источников фосфорсодержащих оливинов, вероятно, ограничивается главным образом видимой стороной Луны.

**Ключевые слова:** фосфорсодержащий оливин, лунные породы, лунные образцы, лунные метеориты

DOI: 10.31857/S0016-7525648803-825

Оливин является распространенным минералом как материковых, так и морских лунных пород. В материковых породах оливин в различных пропорциях присутствует в породах серии АНТ (анортозит-норит-троктолит), в редко встречающихся шпинелевых троктолитах и в исключительно редких ультраосновных породах серии дунит-пироксенит. Кроме того, оливин является важным минералом глубинных пород, так называемых шпинелевых катаклазитов. Среди морских пород оливин присутствует в низкотитанистых оливиновых базальтах. В KREEP

базальтах (породах, обогащенных несовместимыми элементами К, р.з.э. и Р) оливин практически отсутствует. Известно, что этот минерал характеризуется обеднением несовместимыми элементами. Единственным исключением является фосфор, который имеет более высокий коэффициент распределения в оливине, чем в пироксене ( $D_{P_{ol}/расплав} > D_{P_{px}/расплав}$ ) (Witt-Eickschen, O'Neill, 2005). В лунных породах фосфор чаще всего присутствует в меррилите, апатите, реже шрейберзите и Fe-Ni металле. Находка оливина, содержащего до 0.5 мас.%  $P_2O_5$ , в некоторых

лунных породах (Демидова и др., 2015, 2018), и тот факт, что подобные оливины присутствуют в типичных магматических оливинсодержащих породах Земли и Марса — ультраосновных породах, базальтах, андезитах, дацитах (Milman-Barris et al., 2008; Shearer et al., 2013), послужило причиной проведения тщательного поиска и детального исследования таких фрагментов в различных типах лунных пород. Основной целью являлось определение возможных источников фосфорсодержащих оливинов, изучение их геохимических особенностей и условий образования. С другой стороны, их поиск в популяции лунных метеоритов, представляющих собой материал случайного опробования лунной коры (Демидова и др., 2007), и в образцах с известным местоположением, доставленных АЛС (автоматическими лунными станциями) «Луна» и миссиями «Apollo», дает возможность оценить распространенность и пространственно ограничить их присутствие на поверхности Луны.

### ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методами стандартной оптической микроскопии в отраженном свете детально исследованы плоскополированные шлифы и аншлифы, содержащие фрагменты реголита «Луны-16, -20 и -24» из фракций размером более 200 мкм, 2 шлифа образца 14321 «Apollo-14» (14321,34 и 14321,35), шлифы и аншлифы лунных метеоритов: Dhofar (здесь и далее Dho) 025, 287, 733, 961, 1442, 1436 и метеоритов группы Dho 302 (Dho 302, 303, 305, 306, 307, 310, 311, 730, 731, 950). Химический состав минеральных фаз лунных пород определялся на приборах JEOL JXA-8530F (Венский музей естественной истории), Cameca SXFive FE (Венский университет) и Cameca SX-100 (ГЕОХИ РАН, Венский университет) при напряжении 15 кВ и силе тока 10–20 нА. Большая часть анализов химического состава оливинов была выполнена с увеличенным (до 30–40 мс) временем накопления сигнала для ряда второстепенных элементов (Al, Cr, Ca, Ti, P, Ni).

Содержание редких и ряда главных элементов в оливинах «Луны-16» определялось методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Element-XR (Thermo Finnigan) с лазерной системой UP-213 (New Wave Research) (ГЕОХИ РАН). Все анализы выполнены *in situ* в шлифе, размер лазерного пучка составил 30 мкм, частота 4 Гц. Ошибка 1  $\sigma$  для главных элементов составляет 3–4%, за исключением FeO — 10%; для редких

и рассеянных элементов (Ti, Cr, Mn, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd) — 4–8%, для остальных — 10–15%. В качестве внешних стандартов использовались стекла NIST 610 и ML3B (Jochum et al., 2011), для некоторых оливинов использовался стандарт оливина MongOl Sh11-2 (Batanova et al., 2017). В качестве внутреннего стандарта для оливинов и пироксенов использовался Mg, для плагиоклазов — Ca, предварительно определенный в этих минералах методом электронно-зондового микроанализа. Результаты обрабатывались с помощью программ Glitter и Isoplot. Детали методики анализа опубликованы в работе (Назаров и др., 2012). Всего методом LA-ICP-MS исследовано 39 зерен оливина, плагиоклаза и пироксена (всего 48 анализов).

Валовый состав центральной части объекта R25 метеорита Dho 025 был получен в результате усреднения 98 микрозондовых анализов, выполненных в виде сеточного анализа с шагом 9 мкм на площади 70×90 мкм.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фосфорсодержащие оливины были найдены во фрагментах реголита «Луны-16, -20, -24», образце 14321 «Apollo-14», морском метеорите Dho 287, материковом метеорите Dho 025 и метеоритах Dho 961, 1442 (табл. 1, рис. 1а-з). Два последних относятся к группе так называемых смешанных метеоритов, которые наряду с материковыми содержат морской и KREEP материал, но в различных пропорциях. Краткие описания фрагментов пород представлены в табл. 2, а изображения некоторых из них показаны на рис. 1а-м.

#### Минералого-петрографическая характеристика пород, содержащих фосфористые оливины

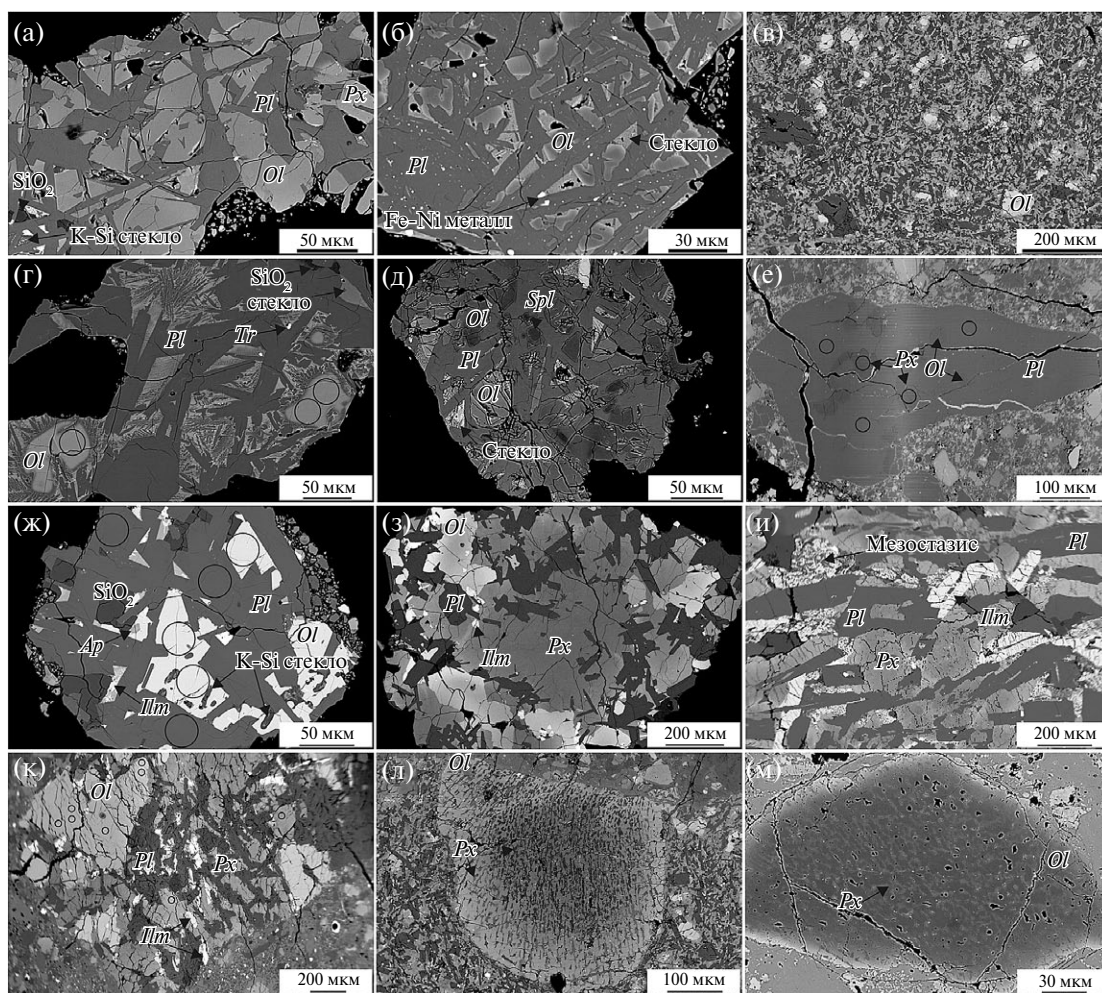
По химическому составу и структуре можно выделить 3 типа фосфорсодержащих лунных оливинов, встречающихся в лунном веществе в 3 различных ассоциациях.

*Фосфорсодержащий оливин ( $Fe_{51-88}$ ) (1-й тип).* Фаза была обнаружена во фрагментах пород анортозит — норит (габбро-норит) — троктолитового (АНТ) состава образцов «Луны-16, -20, -24», образца 14321 миссии «Apollo-14» и метеорита Dho 961. Размеры пород варьируют в пределах от сотен микрон до нескольких миллиметров. Они имеют различные соотношения главных минералов. Малые размеры обломков пород лунного реголита и неравномернозернистая структура часто не позволяют их точно классифицировать,

**Таблица 1.** Распространенность фрагментов пород с фосфорсодержащими оливинами в лунных образцах и метеоритах

Тип	Оливин	Фрагменты пород	Л16	Л20	Л24	А14	Dho 1442	Dho 287	Dho 961	Dho 025
1	$Fo_{51-88}$ <0.4 мас. % $P_2O_5$	Анортозиты – нориты (габбро-нориты) – (шпинелевые) троктолиты	10	14	3	1	0	0	1	0
2	$Fo_{2-52}$ <0.4 мас. % $P_2O_5$	Низкотитанистые базальты	1*	0	2	0	2	1	0	0
3	$Fo_{69-95}$ <0.5 мас. % $P_2O_5$	Оливин-ортопироксеновые объекты	0	0	0	0	0	0	1	1

\* – Фаялит-анортитовая порода #5002 (табл. 2).



**Рис. 1.** Фрагменты пород с фосфорсодержащим оливином 1-го типа: фрагменты анортозитового троктолита #44R (а), троктолитового анортозита #48R «Луны-20» (б); класта перекристаллизованного ударного расплава оливин-норитового состава #961 метеорита Dho 961 (в); фрагменты троктолитового анортозита с реликтами оливина #5008 (г), шпинелевого троктолита #422 «Луны-16» (д); класт оливин-норитового анортозита #14321 «Apollo-14» (е); 2-го типа: фрагмент фаялит-кремнезем-плагиоклазовой породы #5002 «Луны-16» (ж); обломок оливинового долерита «Луны-24» (з); фрагмент оливин-ильменитового базальта #287 метеорита Dho 287 (и); класт оливинового долерита #2 метеорита Dho 1442 (к); 3-го типа: фрагменты оливина с включениями низкокальциевого пироксена: объект R22 в класте оливинового норита #961 в метеорите Dho 961 (л); объект R25 в матрице метеорита Dho 025 (м). Все изображения в обратно-рассеянных электронах. Кругами показаны точки анализов методом лазерной абляции.

**Таблица 2.** Минералого-петрографическая характеристика пород с фосфорсодержащими оливинами 1, 2 и 3-го типов в лунных образцах и метеоритах

Тип	Обр.	Порода	Описание	<i>Ol</i>	<i>Px</i>	<i>Pl</i>	Акцессор.
1	Л16	АНТ породы (550×600 до 660×760 мкм)	8 фрагментов обломочных и ударно-расплавных брекчий с различной степенью кристаллизации основной массы	<i>Fo</i> <sub>6–95</sub>	<i>En</i> <sub>8–71</sub> <i>Wo</i> <sub>4–39</sub>	<i>An</i> <sub>82–98</sub>	<i>Me, Tr</i>
1	Л16	#5008 – троктолитовый анортозит (250×450 мкм)	Обломок неполнокристаллической породы с порфиритовой интерсертальной структурой, содержащей 2 крупных (50×80 мкм) округлых реликта Р-оливина	<i>Fo</i> <sub>69–76</sub> реликты <i>Fo</i> <sub>84–86</sub> осн. масса	-	<i>An</i> <sub>95–97</sub>	<i>Me, Tr, si</i>
1	Л16	#422 – шпинелевый троктолит (280×320 мкм)	Фрагмент неполнокристаллической среднезернистой породы с субофитовой структурой	<i>Fo</i> <sub>69–94</sub>	-	<i>An</i> <sub>95–98</sub>	<i>Spl</i> , стекло
1	Л20	АНТ породы, г.о. оливиновые (габбро)-нориты (от 120×450 до 520×560 мкм)	11 фрагментов ударно-расплавных брекчий, либо обломков ударного расплава с различной степенью кристаллизации	<i>Fo</i> <sub>64–72</sub>	<i>En</i> <sub>50–76</sub> <i>Wo</i> <sub>3–36</sub>	<i>An</i> <sub>91–98</sub>	<i>Ilm, Me, Tr, Chr, Bd, Ru</i>
1	Л20	#44R, #53R троктолитовые анортозиты (120×450 и 200×370 мкм)	Фрагменты пород со средне-крупнозернистой офитовой структурой, в которой оливин и второстепенный пироксен заполняют интерстиции между крупными лейстами плагиоклаза, содержат поздний мезостазис	<i>Fo</i> <sub>75–81</sub>	<i>En</i> <sub>50–73</sub> <i>Wo</i> <sub>7–36</sub>	<i>An</i> <sub>92–95</sub>	si, K-Si стекло, <i>Mer</i> или <i>Ap, Ilm, Ca-Fe Px, Zr-фаза</i>
1	Л20	#48R анортозитовый троктолит (180×250 мкм)	Неполнокристаллическая порода с интерсертальной структурой, в которой интерстиции между крупными лейстами плагиоклаза занимают ксеноморфные выделения оливина, ассоциирующего со стеклом	<i>Fo</i> <sub>77–82</sub>	-	<i>An</i> <sub>95–97</sub>	<i>Me</i>
1	А14	Фрагмент темной микробрекчии образца 14321 (1.8×2.5 мм)	Обломочная микробрекчия содержит: #14321 – фрагмент (180×700 мкм) оливинового норитового анортозита с гранулитовой структурой, #14321i – плагиоклаз-оливиновый сросток (200×300 мкм) #14321f – крупные минеральные фрагменты (от 40×60 до 280×400 мкм) в матрице	<i>Fo</i> <sub>15–91</sub> <i>Fo</i> <sub>87–88</sub>  <i>Fo</i> <sub>81–87</sub>  <i>Fo</i> <sub>62–88</sub>	<i>En</i> <sub>12–86</sub> <i>Wo</i> <sub>1–42</sub> <i>En</i> <sub>87–88</sub> <i>Wo</i> <sub>2</sub>  -	<i>An</i> <sub>71–98</sub> <i>An</i> <sub>94–95</sub>  <i>An</i> <sub>96</sub>	<i>Tr, Ilm, Me, Chr, K-Fsp, Mer, Ap</i> и Ti- Zr-фаза
1	Л24	АНТ породы (от 150×250 до 230×650 мкм)	2 фрагмента агглютинатов и перекристаллизованная ударно-расплавная брекчия	<i>Fo</i> <sub>63–91</sub>	<i>En</i> <sub>34–73</sub> <i>Wo</i> <sub>3–22</sub>	<i>An</i> <sub>84–96</sub>	<i>Ilm</i>

Таблица 2. Окончание

Тип	Обр.	Порода	Описание	<i>Ol</i>	<i>Px</i>	<i>Pl</i>	Акцессор.
1	Dho 961	#961 оливин-новый норит (2.2×3.3 мм)	Фрагмент раскристаллизованного ударного расплава с порфиро-клас-товой структурой, в которой обломки оливина и плагиоклаза (50×150 мкм), находятся в микрозернистой субо-фитовой плагиоклаз-пироксеновой основной массе. Содержит объект R22 (см. ниже)	<i>Fo</i> <sub>51–64</sub>	<i>En</i> <sub>54–68</sub> <i>Wo</i> <sub>8–12</sub>	<i>An</i> <sub>91–96</sub> <i>Or</i> <sub>0–1</sub>	<i>Ilm</i> , <i>Chr</i>
2	Л16	#5002 фаялит-кремнезем-плагиоклазовая порода (260×290 мкм)	Фрагмент породы с крупнозернистой субофитовой структурой, в которой фаялит, фаза кремнезема и Ca-Fe пироксен заполняют интерстиции между крупными лейстами плагиоклаза	<i>Fo</i> <sub>4–5</sub>	<i>En</i> <sub>2</sub> <i>Wo</i> <sub>35</sub>	<i>An</i> <sub>87–93</sub>	Ca-Fe <i>Px</i> , <i>Me</i> , <i>Tr</i> , <i>Ilm</i> , <i>Ap</i> , K-Si стекло
2	Л24	#6, #8, #10 – оливин-овые до-лериты и габбро (от 0.4×0.9 до 1.2×1.4 мм мкм)	Фрагменты #6, #10 с офитовой не-равномерно среднезернистой структу-рой, в которой фенокристы оливина находятся в плагиоклаз-пироксеновой основной массе #8 обладает микрогранобластовой структурой	<i>Fo</i> <sub>2–60</sub>	<i>En</i> <sub>7–47</sub> <i>Wo</i> <sub>9–36</sub>	<i>An</i> <sub>90–96</sub>	si, <i>Tr</i> , <i>Arm</i> , <i>Uv</i>
2	Dho 287	#287А – оли-вин-ильмени-товый базальт (2.3×3.6 см)	Порода, в которой фенокристы оли-вина (1–2 мм) и пироксена находятся в тонкозернистой плагиоклаз-пирок-сеновой матрице, имеющей офитовую структуру, обогащена поздним мезо-стазисом (<3 %)	<i>Fo</i> <sub>0–72</sub>	<i>En</i> <sub>2–56</sub> <i>Wo</i> <sub>7–42</sub>	<i>An</i> <sub>70–88</sub>	<i>Ilm</i> , <i>Fa</i> , K-Si стекло, <i>Ap</i> , <i>Mer</i> , <i>Chr</i> , <i>Uv</i> , <i>Tr</i> , <i>Me</i>
2	Dho 1442	#2, #7 – оливи-новые доле-риты (0.3×0.4 2×2.9 мм)	Породы обладают средне-крупнозер-нистыми офитовыми и субофитовыми структурами, #7 содержит поздний мезостазис	<i>Fo</i> <sub>30–58</sub>	<i>En</i> <sub>6–52</sub> <i>Wo</i> <sub>4–36</sub>	<i>An</i> <sub>77–94</sub>	<i>Ilm</i> , <i>Chr</i> , <i>Tr</i>
3	Dho 961	R22 – фрагмент зонального кристалла оли-вина (370×370 мкм)	В оливине наблюдается множество па-раллельно ориентированных ламелей пироксена (толщиной 1–4 мкм в ядре и до 7 мкм в кайме), что напоминает структуру распада	<i>Fo</i> <sub>84</sub> в ядре <i>Fo</i> <sub>68–78</sub> в кайме	<i>En</i> <sub>90</sub> <i>Wo</i> <sub>1</sub> в ядре <i>En</i> <sub>54–77</sub> <i>Wo</i> <sub>4–24</sub> в кайме	-	Ca-Al-Si фаза
3	Dho 025	R25 – фрагмент зонального кристалла оли-вина (150×300 мкм)	В оливине наблюдается множество червеобразных включений (толщиной 1–3 мкм) пироксена и приуроченных к ним мельчайших (<1 мкм) включений Ca-Al-Si фазы	<i>Fo</i> <sub>92–95</sub> в ядре <i>Fo</i> <sub>81–90</sub> в кайме	<i>En</i> <sub>94</sub> <i>Wo</i> <sub>1</sub>	-	Ca-Al-Si фаза

Примечания. *Ol* – оливин; *Px* – пироксен; *Pl* – плагиоклаз; *Me* – Fe-Ni-металл; *Ilm* – ильменит; *Tr* – троилит; *Mer* – мерриллит; *Chr* – хро-мит; *Uv* – ульвашипинель; *Sp* – шпинель; *meso* – мезостазис; *si* – фаза кремнезема; *Fa* – фаялит; *Ap* – апатит; *Bd* – бадделит; *Ru* – рутил; *K-Fsp* – калиевый полевой шпат.

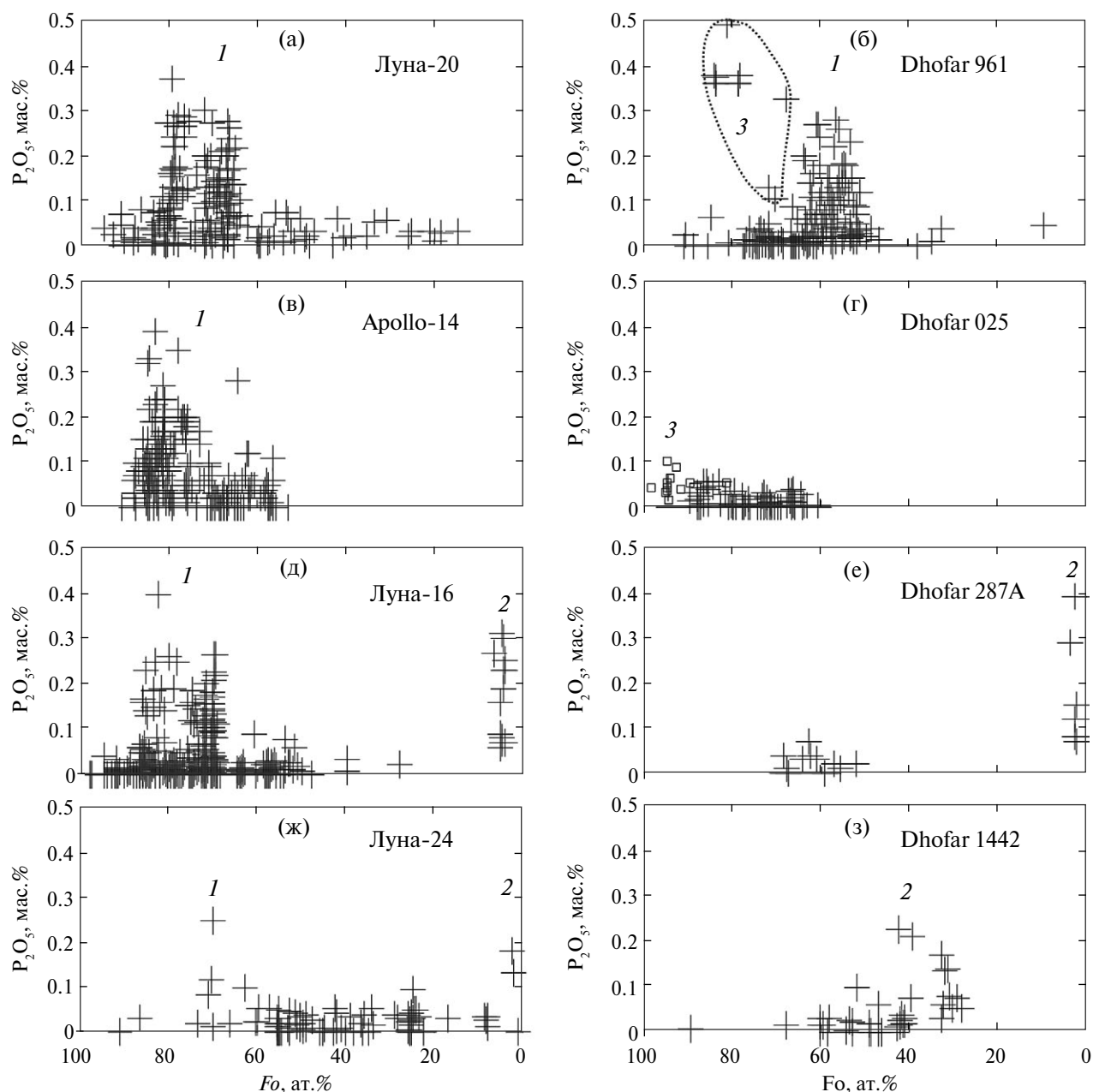
поэтому в данной работе мы учитываем лишь особенности минерального состава и структуры обломков.

Структуры АНТ пород чрезвычайно раз-нообразны: встречаются как магматические

(офитовые, субофитовые, порфировые, ин-терсертальные), так и метаморфические (пой-килобластовые, порфиро-/гранобластовые и брекчиевые) породы. Последние значительно преобладают. В лунном реголите следует раз-личать породы с магматической средне-, круп-

нозернистой структурой, которые могут быть не затронуты ударными процессами, и более мелкозернистые породы, также обладающие признаками кристаллизации из расплава, но ударного происхождения. И первичные, и вторичные (образованные в результате ударных процессов) породы могли, в свою очередь, претерпеть отжиг и последующую перекристаллизацию. В результате таких процессов образуются породы с пойкилобластовыми и гранобластовыми структурами.

Большинство фосфорсодержащих оливинов представлено обломками в ударно-расплавных или обломочных брекчиях преимущественно АНТ состава. Кроме оливина, брекчии содержат фрагменты других минералов, главным образом плагиоклаза и пироксена, иногда фрагменты стекол и других пород. Соответственно, наблюдаются значительные вариации состава слагающих фаз (плагиоклаз  $An_{71-98}$ , оливин  $Fo_{6-91}$ , пироксен  $En_{8-86}Wo_{1-42}$ ) (рис. 2, 3), а также большое разнообразие аксессуарных минералов (табл. 2). Размеры обломков фосфорсодержащих оливи-



**Рис. 2.** Зависимость содержания  $P_2O_5$  от магнезиальности в лунных оливинах реголита «Луны-16» (д), «Луны-20» (а), «Луны-24» (ж), образца 14321 «Аполло-14» (в), метеоритов Dho 025 (г), 287 (е), 961 (б), 1442 (з). Цифрами 1, 2, 3 показаны оливины первого, второго и третьего типов.

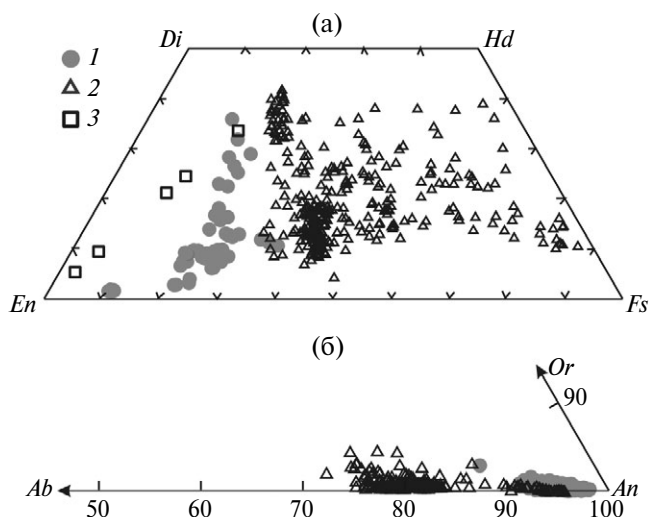


Рис. 3. Вариации составов минеральных фаз в породах с фосфорсодержащим оливином первого (1), второго (2) и третьего (3) типов: (а) – пироксены; (б) – плагиоклазы.

нов варьируют в значительных пределах. Самые крупные зерна фосфорсодержащего оливина обнаружены во фрагменте микробрекчии образца 14321 «Apollo-14», где их размер достигает сотен микрон. Интересно отметить, что некоторые крупные обломки содержат мельчайшие включения (<1 мкм) кальциевого фосфата, обогащенного Y и легкими р.з.э., а также Zr-Ti фаз. Они располагаются вдоль трещин или в виде участков в зернах оливина и были идентифицированы с помощью метода лазерной абляции (рис. 4а,б).

Помимо обломков в брекчиях фосфорсодержащий оливин обнаружен во фрагментах АНТ пород с магматической структурой (#5008, #44R, #53R, #48R, #961) в образцах «Луны-16, -20», метеорите Dho 961 и во фрагменте ми-

кробрекчии образца 14321, в том числе в единственном фрагменте шпинелевого троктолита «Луны-16» (#422) (рис. 1, табл. 2). Необходимо отметить, что не все оливины в отдельно взятой породе обогащены фосфором. Кроме того, неравномерное распределение фосфора наблюдается и в пределах единичных зерен оливина. В некоторых магматических породах (например, #5008, #961) обогащенные фосфором оливины представлены ксенокристами и неравновесны с вмещающей породой (табл. 2). Вариации состава минералов таких пород несколько уже, чем в брекчиях (плагиоклаз  $An_{91-98}$ , оливин  $Fo_{55-94}$ , пироксен  $En_{50-88}$ ,  $Wo_{2-36}$ ). В большинстве пород в интерстициях присутствует небольшое количество позднего мезостаза, в котором в виде тонкой смеси присутствуют К-Si стекло, Ca-Fe пироксен, ильменит, Ca-фосфат, Zr-фаза. Также в качестве акцессорных присутствуют фаза кремнезема, минералы группы шпинели, Fe-Ni металл, троилит.

*Железистый фосфорсодержащий оливин ( $Fo_{2-52}$ ) (2-й тип).* Минерал обнаружен в морском базальтовом метеорите Dho 287, во фрагменте фаялит-анортитовой породы «Луны-16» (Demidova et al., 2017), в трех фрагментах базальтового состава «Луны-24» и двух – в метеорите Dho 1442 (табл. 2). Большинство этих пород представлено оливиновыми долеритами (рис. 1з-к). Они обладают офитовой (субофитовой) неравномерно-средне-, крупнозернистой структурой, в которой фенокристы оливина (достигающие в базальте Dho 287A 1–2 мм) находятся в плагиоклаз-пироксеновой микрозернистой основной массе. Интересно отметить, что более магнезиальные центральные части фенокристов оливина не содержат фосфора выше

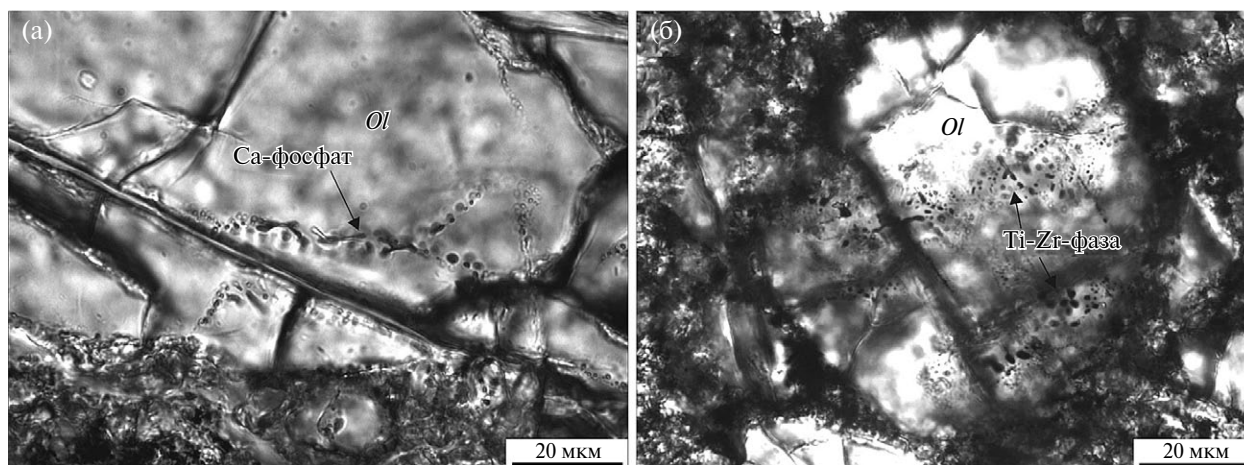


Рис. 4. Включения Са-фосфата (а) и Ti-Zr фазы (б) во фрагментах фосфорсодержащего оливина образца 14321 (изображения в проходящем свете).

пределов обнаружения, а повышенные содержания фосфора обычно наблюдаются в более железистых краевых частях зерен (фрагменты #6, #10 «Луны-24» и #2 Dho 1442) или оливине мезостазиса (фрагмент #287А метеорита Dho 287). Для всех этих пород характерны широкие вариации составов минеральных фаз (рис. 2, 3). Пироксены в целом железистые (магнезиальность ~8–50 ат. %), изменяются по составу от авгита и пижонита до ферроавгита ( $En_{2-56}Wo_{7-42}$ ), хотя встречается и ортопироксен ( $En_{48}Wo_4$ ). Оливин ( $Fo_{0-72}$ ), плагиоклаз ( $An_{70-96}$ ) и фаза кремнезема являются второстепенными минералами. В качестве акцессорных минералов наблюдаются ильменит, минералы группы шпинели, троилит, Fe-Ni металл. В большинстве описываемых обломков встречается поздний мезостазис, наиболее обогащен которым фрагмент Dho 287А (>3%). Мезостазис состоит преимущественно из фаялита ( $Fo_{0-14}$ ), K-Si стекла, с редкими кристаллами фторапатита и меррилита.

Фрагмент #5002 образца 1639 «Луны-16» отличается от пород этого типа своим исключительно железистым составом (табл. 2). Он обладает крупнозернистой субофитовой структурой и состоит из фаялита  $Fo_{4-5}$  (<0.31 мас.%  $P_2O_5$ ), фазы кремнезема и Ca-Fe пироксена  $En_2Wo_{35}$ , которые заполняют интерстиции между крупными лейстами плагиоклаза  $An_{87-93}$  (рис. 1ж). В фаялите имеются округлые включения неоднородного K-Si стекла размером от 5 до 20 мкм. В акцессорных количествах присутствуют Fe-Ni металл, троилит, ильменит и апатит.

**Фосфорсодержащий оливин ( $Fo_{69-95}$ ) (3-й тип).** Обогащение фосфором было отмечено в двух необычных оливин-ортопироксеновых объектах, обнаруженных в полевошпатовых метеоритах Dho 025 и 961, которые содержат примесь как базальтового, так и KREEP материала (в случае Dho 025 эта примесь незначительна) (Демидова и др., 2015, 2017). Это крупные (размером от  $150 \times 300$  до  $370 \times 370$  мкм) зональные кристаллы оливина округлой формы, в которых присутствуют параллельно ориентированные (объект R22 в Dho 961) или червеобразные (объект R25 в Dho 025) включения (толщиной 1–3 мкм) низкокальциевого пироксена (рис. 1л, м). Кроме того, в оливине наблюдаются мельчайшие (<1 мкм) включения Ca-Al-Si фазы и фаз, содержащих Ti, Cr, P, Fe, S, р.з.э., Zr, которые не удалось идентифицировать (детальное описание объекта R22 – Демидова и др., 2015). Объект R25 находится в матрице метеорита Dho 025. В метеорите Dho 961 объект R22 находится в класте

раскристаллизованного ударного расплава состава оливинового норита (#961 в табл. 2). Единичные оливины вмещающего класта имеют повышенные содержания фосфора и отнесены нами к 1 типу, поскольку не обладают подобными структурами и, кроме того, отличаются по составу (рис. 2б).

Поиск фосфорсодержащего оливина в материковых брекчиях метеоритов Dho 733, Dho 1436 и метеоритов группы Dho 302, в которых оливинсодержащие породы представлены не только широкораспространенными породами серии АНТ, но и редкими фрагментами шпинелевых троктолитов, ультраосновных пород серии дунит-пироксенит и глубинного материала (шпинелевыми катаклазитами), положительных результатов не дал. Ни в одном из фрагментов вышеперечисленных пород этих метеоритов не было обнаружено оливина, обогащенного фосфором.

#### Химический состав фосфорсодержащих оливинов и ассоциирующих фаз

**Оливин.** Представительные составы оливинов 1, 2 и 3-го типов даны в табл. 3.

Оливины 1-го типа являются самой многочисленной группой. Они характеризуются довольно магнезиальным составом ( $Fo_{51-88}$ ) и содержат до 0.4 мас.%  $P_2O_5$ . Широко варьируя по составу в пределах группы, оливины 1-го типа тем не менее имеют довольно узкие вариации состава в отдельно взятом метеорите или доставленных образцах одного района (рис. 2а-з). Самые высокомагнезиальные оливины ( $Fo_{78-88}$ ) этого типа встречаются в образцах «Apollo-14» и «Луны-16» (рис. 2 в, д). В этих и остальных образцах и метеоритах присутствуют и более железистые оливины с повышенным содержанием фосфора, достигая самых высоких значений железистости в класте оливинового норита метеорита Dho 961 (рис. 2б). Отношение FeO/MnO большинства оливинов АНТ пород находится в пределах 60–120, что соответствует лунным породам. Однако фосфорсодержащие оливины образца 14321 и метеорита Dho 961 демонстрируют значительные вариации этого отношения, достигая значения ~180. Содержание CaO в исследованных оливинах 1-го типа в целом не отличается от наблюдаемых значений для материковых пород и не превышает 0.5 мас.% (рис. 5а). Самое низкое содержание CaO отмечено в оливинах образца 14321, где оно редко превышает 0.2 мас.%. Еще одним важным примесным элементом оливина является хром. На графике зави-



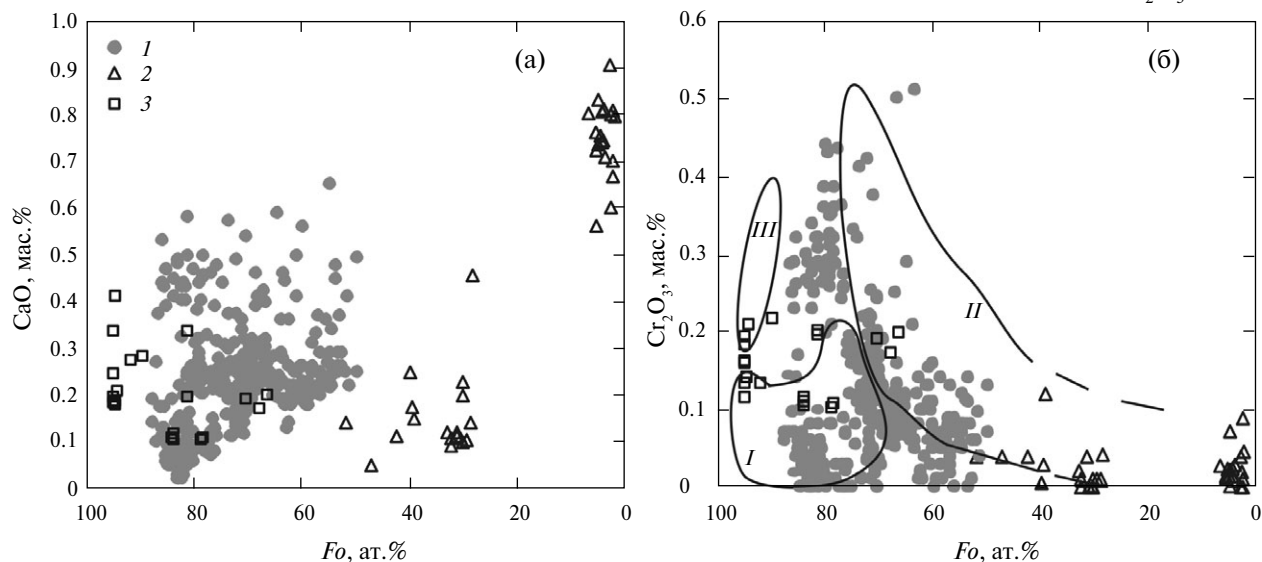
**Таблица 3.** Представительные составы фосфорсодержащего оливина (мас.%) в лунных образцах и метеоритах

Компо- ненты	Оливины 1-го типа						Оливины 2-го типа				Оливины 3-го типа	
	#5008*	#422*	#44*	#14321*	#14321i*	#961*	#5002*	#10*	#287*	#1442*	R22*	R25*
SiO <sub>2</sub>	37.1	39.8	38.4	40.9	40.55	35.4	29.3	28.9	29.3	33.5	39.2	41.4
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.15	0.11	0.03	0.06	0.10	0.16	0.02	0.40	0.31	0.05	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.10	0.02	0.05	н.п.о.	н.п.о.	0.04	0.07	0.07	0.05	0.01	0.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.02	0.39	0.06	0.07	0.09	н.п.о.	0.04	н.п.о.	0.04	0.08	0.19
FeO	25.3	13.5	18.1	12.1	13.4	37.2	65.1	67.5	67.5	45.7	15.3	5.28
MnO	0.29	0.18	0.24	0.16	0.10	0.33	0.93	0.83	0.62	0.52	0.19	0.08
MgO	35.9	45.3	41.4	47.6	46.3	26.3	1.64	0.74	0.97	18.9	43.9	53.0
CaO	0.19	0.17	0.26	0.14	0.13	0.23	0.74	0.79	0.80	0.11	0.11	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.07	0.27	0.10	0.09	0.26	0.23	0.13	0.39	0.23	0.37	0.10
Сумма	99.1	99.3	99.1	101.2	100.9	99.8	98.3	99.0	100.1	99.3	99.2	101.0
Si	0.989	0.989	1.001	1.001	1.000	0.995	0.994	0.984	0.981	0.993	0.994	0.986
Ti	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.004	0.000	0.010	0.007	0.001	0.002
Al	0.001	0.000	0.006	0.001	0.000	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.000	0.010
Cr	0.003	0.008	0.006	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.004
Fe	0.565	0.389	0.358	0.247	0.277	0.876	1.846	1.923	1.890	1.132	0.323	0.105
Mn	0.007	0.005	0.005	0.003	0.002	0.008	0.027	0.024	0.018	0.013	0.004	0.002
Mg	1.427	1.588	1.590	1.734	1.703	1.102	0.083	0.038	0.048	0.834	1.657	1.880
Ca	0.005	0.007	0.012	0.004	0.003	0.007	0.027	0.029	0.029	0.003	0.003	0.011
P	0.004	0.006	0.004	0.002	0.002	0.006	0.007	0.004	0.011	0.006	0.008	0.002
Сумма	3.002	2.996	2.988	2.994	2.998	2.995	2.992	3.007	2.991	2.991	2.992	3.002
Fo	71.6	85.7	80.3	88.0	86.0	55.7	4.3	1.9	2.5	42.4	83.7	94.7

\* — Обозначения фрагментов пород в табл. 2

симости содержания хрома от магнезиальности оливина (рис. 5б) большинство оливинов 1-го типа обеднены хромом (<0.2 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), тогда как некоторые оливины «Луны-20» и «Луны-16», напротив, обогащены им (0.2–0.5 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Ранее было показано, что в образцах «Луны-20»

они приурочены к разным структурным типам пород: оливины пород с магматической крупно-среднезернистой структурой (#44R, #53R, #48R) обогащены хромом (0.2–0.5 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), тогда как оливины пород с метаморфизованной структурой обеднены им (до 0.25 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Демидов



**Рис. 5.** Зависимость содержания CaO (а), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (б) от магнезиальности в оливинах первого (I), второго (2), третьего (3) типов. Линиями показаны поля составов оливинов: I — первичных материковых пород магнезиальной серии (HMS); II — морских базальтов; III — гипотетических ранних глубинных кумулатов, образовавшихся при кристаллизации лунного океана магмы (из работ Elardo et al., 2011; Shearer et al., 2015).

дова и др., 2018а). Удивительно, что в образце «Луны-16» такое обогащение хромом оливина наблюдается лишь в одной породе, которая представляет собой фрагмент раскристаллизованного ударного расплава троктолитового состава с местами сохранившейся реликтовой брекчиевой структурой. При этом фосфором (а также кальцием) обогащено большинство оливинов этого фрагмента. Содержание титана в изученных оливинах 1-го типа редко превышает 0.2 мас.%  $\text{TiO}_2$ .

Оливин 2-го типа имеет более железистый состав и образует два кластера, различающиеся по магнезиальности. Один из них представлен фаялитом ( $Fo_{2-4}$ ) в породах образцов «Луны-16, -24» и метеорите Dho 287 и наиболее обогащен фосфором (до 0.4 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), а другой — оливином гортонолит-феррогортонитового состава ( $Fo_{30-52}$ ) с более низким содержанием фосфора (до 0.2 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) в двух фрагментах оливиновых долеритов метеорита Dho 1442 (рис. 2д-з). Интересно отметить, что эти два кластера отличаются не только по железистости и содержанию фосфора, но и по содержанию СаО: в исследованных оливинах Dho 1442 оно такое же низкое, как в оливинах 1-го типа, тогда как в фаялитах содержание СаО определенно выше и составляет 0.6–0.9 мас.% (рис. 5а). Содержание титана такое же, как в оливинах 1-го типа. Исключение составляет лишь фаялит метеорита Dho 287, который содержит 0.2–0.4 мас.%  $\text{TiO}_2$ . Отношение  $\text{FeO}/\text{MnO}$  большинства оливинов 2-го типа находится в пределах 70–105. Содержание хрома в большинстве оливинов этого типа не превышает 0.1 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 5б).

Оливины 3-го типа обладают высокой магнезиальностью  $Fo_{68-95}$ , что сближает их с оливинами 1-го типа, однако структурные особенности не позволяют их рассматривать вместе (рис. 1л, м). Существуют различия в составе между оливинами объектов R22 и R25. Оливин центральной части объекта R25 характеризуется самой высокой магнезиальностью среди исследованных оливинов ( $Fo_{92-95}$ ) и лишь в некоторых участках содержит до 0.1 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Напротив, более железистый оливин R22 имеет постоянный состав в ядре ( $Fo_{84}$ ) и богаче фосфором (0.4–0.5 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) (рис. 2б, г). Как в первом, так и во втором случае магнезиальность снижается к кайме, достигая значений  $Fo_{68-78}$  в кайме объекта R22 и  $Fo_{81-90}$  в кайме объекта R25. При этом содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  также снижается (до 0.1–0.3 мас.% в R22 и до 0.05 мас.% в R25). Содержание СаО не отличается от оливинов 1-го типа и составляет 0.1–0.3 мас.% (рис. 5а).  $\text{FeO}/\text{MnO}$  отношение

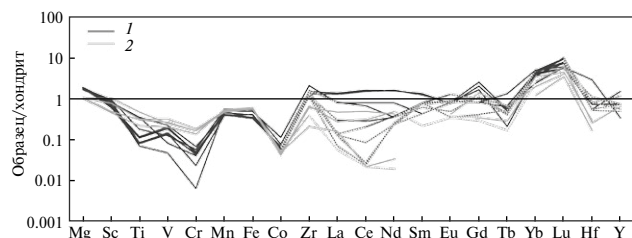
в оливинах объекта R22 находится в пределах (81–116) и широко варьирует в оливинах R25 (67–199). Как было показано ранее, валовый состав объекта R22 метеорита Dho 961 тождественен дегидратированному серпентину и соответствует формуле  $\text{Mg}_{2.3}\text{Fe}_{0.4}\text{Si}_{2.0}\text{O}_7$ , (Демидова и др., 2015). Валовый состав центральной части объекта R25 имеет сходный состав (в мас. %: 45.0  $\text{SiO}_2$ , 0.55  $\text{TiO}_2$ , 1.52  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0.26  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 4.66  $\text{FeO}$ , 46.8  $\text{MgO}$ , 1.07  $\text{CaO}$ ) и также соответствует формуле дегидратированного серпентина, отличаясь лишь более высокой магнезиальностью и присутствием алюминия —  $\text{Mg}_{2.9}\text{Fe}_{0.1}\text{Si}_{1.9}\text{Al}_{0.1}\text{O}_7$ .

Методом лазерной абляции в индуктивно-связанной плазме (LA-ICP-MS) было изучено содержание редких элементов фосфорсодержащих оливинов 1-го и 2-го типов. Крупные (>30 мкм) зерна оливина 1-го типа были исследованы в троктолитовом анортозите #5008 «Луны-16» (описание — табл. 1, рис. 1г) и класте микробрекчии #14321 «Apollo-14», где они представлены обломками. Оливин 2-го типа был исследован в железистой породе #5002 (табл. 1, рис. 1ж) «Луны-16» и фрагменте оливинового долерита #2 метеорита Dho 1442 (табл. 1, рис. 1к). Результаты анализов даны в табл. 4.

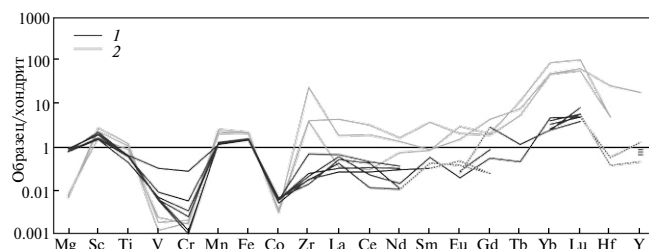
Установлено, что исследованные оливины 1-го типа помимо Р в целом обогащены Zr, Hf, р.з.э. и Y, но обеднены V, Co и Cr в различной степени. Изученные оливины «Луны-16» содержат больше V и Cr, но меньше Co и несовместимых элементов, чем оливины образца 14321 (рис. 6). Содержание легких р.з.э. значительно различается и в пределах фосфористых оливинов одного района.

Оливины 2-го типа обогащены Sc и Ti, но обеднены V, Cr и Co, как и оливины 1-го типа. Однако содержание несовместимых элементов в этой группе значительно различается. Исследованный оливин в метеорите Dho 1442 содержит такое же количество тяжелых р.з.э., как и оливины 1-го типа (2–8хСІ), но в целом обладает сравнительно низкими содержаниями несовместимых элементов. Напротив, фаялиты породы #5002 наиболее обогащены тяжелыми р.з.э. (50–100хСІ) среди всех изученных оливинов, но не имеют Eu аномалии. Кроме того, они содержат больше Sc, Ti и меньше V и Cr, чем оливины Dho 1442 (рис. 7).

**Пироксены** в породах с фосфорсодержащим оливином представлены как низко-, так и высококальциевыми разновидностями и значительно варьируют по железистости (рис. 3а). Пирок-



**Рис. 6.** Содержание редких и некоторых главных элементов в фосфорсодержащих оливинах первого типа образца 14321 – 1; реликтах магнезиальных оливинов анортозитового троктолита #5008 «Луны-16» – 2. Пунктиром показаны относительные содержания элементов ниже указанного на графике значения.



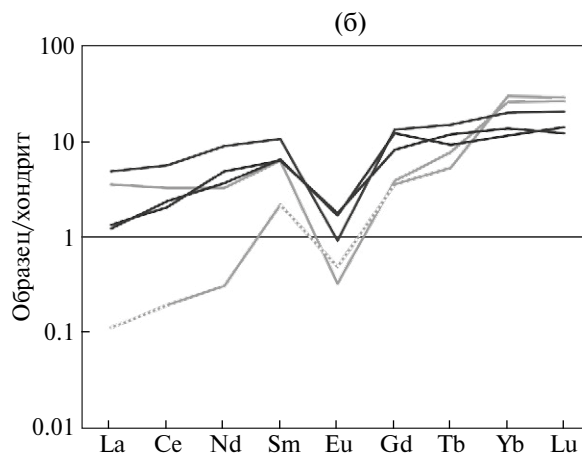
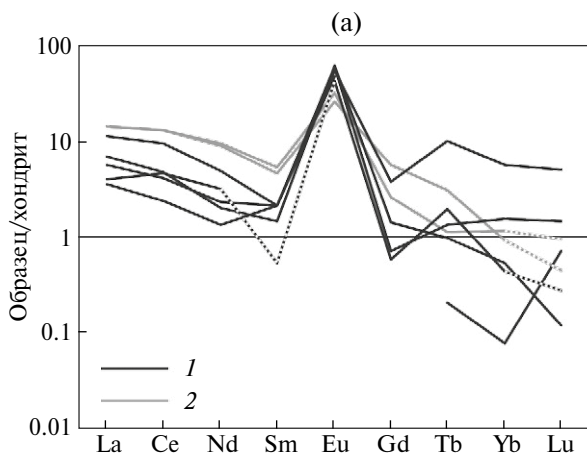
**Рис. 7.** Содержание редких и некоторых главных элементов в фосфорсодержащих оливинах второго типа: оливинового долерита #2 метеорита Dho 1442 – 1; анортозитового троктолита #5002 «Луны-16» – 2. Пунктиром показаны относительные содержания элементов ниже указанного на графике значения.

сен в ассоциации с Р-содержащими оливинами 1-го типа был исследован в образцах «Луны 20», «Apollo-14» и в метеорите Dho 961 (класт #961). Он обладает довольно магнезиальным составом (магнезиальность 63–89 ат.%) и представлен в основном пижонитом, реже авгитом ( $En_{50-76}Wo_{3-36}$ ). В образце оливинового норитового анортозита 14321 пироксен представлен энстатитом

( $En_{87-88}Wo_2$ ). Пироксены брекчированных пород обладают более широкими вариациями состава (табл. 2). Пироксен, ассоциирующий с оливинами 2-го типа, имеет более железистый состав и представлен преимущественно ферроавгитом, а также пижонит-авгитом ( $En_{2-56}Wo_{4-42}$ ) (рис. 3а). Очевидно, что сингенетичны оливинам 2-го типа будут лишь высокожелезистые разновидности. В центре оливинов 3-го типа пироксеновые ламели представлены энстатитом. ( $En_{90-94}Wo_1$ ). В кайме пироксен становится более железистым, и в нем увеличивается содержание Са. Пироксены в ассоциации с оливинами 1, 2 и 3-го типов обладают широкими вариациями содержаний  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$  (0.2–5.7, 0.1–3.0 и до 1.2 мас.% соответственно), что не позволяет определить отличительные особенности между группами.

Содержание редких элементов определялось в пироксене норитового анортозита #14321 (с оливином 1-го типа), и в долерите #2 Dho 1442 (с оливином 2-го типа). Данные пироксены обогащены Sc, Ti, V и несовместимыми элементами (табл. 4). В целом р.з.э. демонстрируют типичное для пироксенов обогащение тяжелыми р.з.э. относительно легких и негативную Eu аномалию (рис. 8а). Однако пироксены породы #14321 несколько беднее р.з.э., чем пироксены породы #2, за исключением Yb и Lu, которые демонстрируют обратную картину. Однако представители обеих групп обладают сходным содержанием Y (29–39 мкг/г), что характерно для первичных материковых пород магнезиальной серии (HMS – High-Mg Suite).

Плагиоклаз в ассоциации с фосфорсодержащим оливином 1-го типа имеет анортитовый состав, преимущественно ( $An_{91-98}$ ) (рис. 2в). Боль-



**Рис. 8.** Содержание редких и некоторых главных элементов в плагиоклазах (а) и пироксенах (б), ассоциирующих с фосфорсодержащими оливинами первого (1) и второго (2) типов. Пунктиром показаны относительные содержания элементов ниже указанного на графике значения.

**Таблица 4.** Содержание главных и редких элементов в фосфорсодержащих оливинах 1-го (а) и 2-го (б) типов и ассоциирующих пироксенах и плагиоклазах образцов «Луны-16», «Apollo-14» (14321) и метеорита Dhofar 1442

(а)

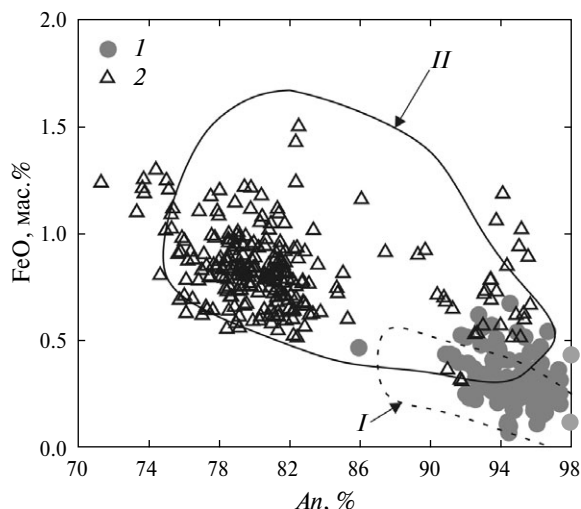
Ком- по- ненты	«Луна-16» #5008*				«Apollo-14» #14321i*				«Apollo-14» #14321Г*												«Apollo-14» #14321*	
	оливин				оливин				оливин												пироксен	плагиоклаз
MgO, мас. %	34.5	35.8	35.8	34.3	45.9	43.3	45.2	45.9	43.8	39.6	39.4	45.0	44.8	43.2	44.9	43.5	43.2	43.2	33.9	33.6	0.07	0.08
SiO <sub>2</sub>	34.1	н.о.	н.о.	н.о.	36.1	35.7	37.2	36.8	37.7	37.2	35.0	37.0	36.0	36.3	34.4	40.1	41.7	37.8	49.7	51.1	47.3	46.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.47	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.003	0.01	0.001	0.001	0.01	0.04	0.02	0.02	0.06	0.02	0.74	0.88	38.8	36.4
CaO	0.36	0.33	<0.15	<0.13	<0.06	0.07	<0.09	<0.07	<0.06	<0.09	0.15	0.07	<0.07	<0.07	<0.08	<0.09	<0.09	0.12	0.65	0.82	19.5	19.5
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.05	0.05	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.36	0.35	0.02	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.13	0.15	0.11	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.003	0.001	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.26	0.26	н.п.о.	н.п.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.02	0.10	0.01	0.12	0.07	0.10	0.15	0.03	0.13	0.07	0.27	0.05	0.04	0.03	0.10	0.13	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
MnO	0.26	0.26	0.27	0.29	0.16	0.18	0.15	0.15	0.16	0.20	0.19	0.15	0.16	0.19	0.16	0.19	0.21	0.17	0.13	0.14	0.002	0.003
FeO	30.7	28.6	29.8	30.9	12.6	14.6	11.9	11.9	15.5	20.0	19.7	14.9	12.4	14.9	12.2	17.3	19.1	17.1	7.56	7.54	0.07	0.05
Sc, мкг/г	12.6	5.9	9.3	5.6	5.31	5.46	7.21	6.12	4.94	7.3	5.7	5.7	17.7	5.3	5.5	6.0	5.6	2.8	19.0	17.4	<1.4	<1.3
V	29.5	31.7	37.9	24.5	15.6	12.6	19.2	17.1	11.8	4.0	5.2	7.9	64.8	11.5	14.4	13.9	12.0	7.2	105	99	1.5	1.6
Co	47.8	44.9	55.2	52.7	45.3	41.5	49.4	51.1	41.5	36.1	36.3	42.1	34.7	47.4	49.7	49.8	50.7	24.8	27.2	23.6	<0.9	<1.0
Rb	<0.21	<0.18	<0.16	<0.15	0.20	0.24	<0.19	0.17	<0.17	0.28	<0.13	<0.15	0.15	<0.15	<0.21	0.31	0.61	<0.11	<0.14	0.27	0.52	0.76
Y	2.02	н.о.	н.о.	н.о.	1.1	1.27	2.29	3.47	0.9	1.65	1.8	27.4	14.4	1.03	1.07	2.03	1.0	0.54	28.0	27.4	80.4	<24
Zr	5.21	4.69	3.12	1.58	<6.5	<6.4	<8.6	<7.5	<5.8	<8.9	<6.8	<7.3	<24.1	<7.3	8.5	11.9	8.4	<4.3	<4.9	8.6	<11	<10
Ba	1.65	2.46	<0.83	0.76	0.33	<0.42	<0.57	<0.43	<0.45	1.62	<0.48	<0.99	0.91	0.48	<0.41	0.43	0.70	<1.84	0.49	9.1	228	240
La	0.143	0.246	<0.03	0.08	0.11	0.03	<0.05	0.47	0.04	0.30	<0.04	<15.2	<0.08	0.08	<0.05	0.27	0.06	0.13	<0.04	1.30	5.31	5.32
Ce	0.415	0.65	0.03	<0.03	0.27	<0.02	0.20	1.47	<0.04	0.66	0.04	<36.2	0.12	0.19	<0.04	0.77	0.14	0.24	0.18	3.09	12.8	12.8
Nd	0.48	0.43	0.02	0.03	0.25	<0.18	0.27	1.17	<0.16	0.25	0.26	17.7	<0.27	<0.23	<0.33	0.68	0.19	<0.18	0.22	2.34	6.81	6.40
Sm	<0.07	<0.00	<0.00	<0.00	<0.14	<0.19	0.18	0.29	0.06	<0.18	<0.15	<3.63	0.17	<0.19	0.13	0.10	0.16	<0.07	0.50	1.46	1.25	1.07
Eu	<0.04	0.051	<0.05	<0.04	<0.04	<0.03	0.11	<0.07	<0.43	<0.08	0.08	0.09	<0.06	<0.03	<0.09	<0.07	<0.06	<0.06	<0.04	0.03	2.81	2.29
Gd	<0.13	0.60	0.15	<0.17	<0.35	<0.13	<0.3	0.51	0.21	<0.25	<0.26	<4.11	0.25	0.19	<0.34	0.78	0.25	0.48	1.10	1.19	0.81	1.77
Tb	<0.01	0.05	0.02	<0.00	<0.03	<0.03	<0.02	0.01	<0.01	0.08	<0.03	0.04	0.20	<0.02	<0.07	<0.03	0.03	0.11	0.31	0.45	0.07	0.18
Yb	0.93	0.71	1.23	0.42	0.85	1.09	1.21	0.98	0.7	1.27	1.14	4.91	3.80	0.69	0.82	0.78	0.65	0.41	7.5	6.5	0.29	0.23
Lu	0.33	0.22	0.24	0.19	0.39	0.36	0.37	0.28	0.30	0.23	0.29	0.89	0.68	0.16	0.12	0.24	0.21	0.06	1.10	1.0	<0.04	<0.02
Hf	0.06	<0.00	0.07	0.042	<0.10	<0.15	н.п.о.	<0.10	<0.14	<0.20	<0.28	<0.16	0.52	н.п.о.	<0.17	0.31	н.п.о.	<0.08	0.33	0.48	0.22	н.п.о.
N	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	2	2	2	1	1	1	1

Таблица 4. Окончание

(б)

Компо- ненты	Dhofar 1442 #2*										«Луна-16» #5002*							
	оливин					пироксен					плаггиоклаз		оливин			плаггиоклаз		
MgO, мас. %	19.0	21.3	21.5	19.1	18.5	18.9	10.3	13.3	13.2	0.21	0.43	1.70	1.60	1.85	0.10	0.08	0.07	
SiO <sub>2</sub>	35.8	35.1	32.2	35.3	32.8	33.6	41.2	48.1	49.8	55.4	56.9	28.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	57.9	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.11	0.14	0.13	0.17	0.06	2.11	2.83	2.70	33.8	29.7	0.06	0.11	0.81	33.2	31.5	36.6	
CaO	0.19	0.34	0.34	0.40	<0.17	<0.18	11.0	13.1	13.1	18.0	16.6	0.50	0.70	0.83	19.5	18.3	19.0	
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	1.42	1.40	1.50	0.02	0.05	0.12	0.13	0.10	0.04	0.04	0.05	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.16	0.01	0.03	0.02	0.01	0.51	0.85	0.74	н.п.о.	0.001	0.01	0.01	0.01	н.п.о.	н.п.о.	0.002	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	н.п.о.	0.03	0.08	0.19	0.07	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
MnO	0.48	0.44	0.45	0.47	0.50	0.50	0.31	0.36	0.37	0.005	0.004	0.76	0.96	0.88	0.01	0.01	0.01	
FeO	55.9	51.2	50.9	51.6	51.6	52.7	16.3	16.1	16.4	0.29	0.43	74.7**	78.6**	73.4**	0.53	0.56	0.64	
Sc, мкг/г	13.8	14.1	16.4	13.5	13.0	18.9	129	177	174	2.1	<1.5	20.0	23.8	14.2	<0.80	<0.9	4.9	
V	5.25	7.51	5.46	7.88	6.05	5.11	216	350	322	5.3	3.4	1.02	1.6	2.06	3.2	2.0	2.5	
Co	50.9	46.4	47.3	46.5	52.5	39.0	17.6	20.1	21.9	8.9	5.3	26.0	23.2	27.8	<1.8	<2.6	1.7	
Rb	<0.15	0.23	<0.14	<0.15	<0.18	0.36	1.31	<0.11	0.12	1.06	1.85	0.48	<0.12	0.46	0.72	0.42	<0.42	
Y	1.03	2.85	1.51	1.92	1.77	0.75	37.1	26.3	27.7	<90	68.9	40.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<132	
Zr	0.98	<1.16	1.37	3.84	0.79	<1.03	62.3	21.6	21.8	28.2	<1.4	132.4	21.2	22.0	<1.6	3.5	14.8	
Ba	11.0	1.02	<0.23	<0.37	0.50	1.39	19.5	0.86	0.71	153	203	198	4.1	46.9	188	220	127	
La	0.15	0.22	0.12	0.24	0.19	0.10	1.77	0.45	0.50	4.25	0.56	0.67	0.13	1.62	1.33	2.60	1.51	
Ce	0.11	0.22	0.32	0.43	0.40	0.26	5.39	2.30	1.94	9.22	1.46	1.82	0.29	3.08	2.28	4.66	4.54	
Nd	0.04	0.10	0.23	0.27	<0.08	0.21	6.41	2.58	3.44	3.49	0.37	0.97	0.53	1.17	0.95	1.44	2.27	
Sm	<0.10	0.135	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.08	2.46	1.49	1.47	0.49	0.28	0.20	0.19	0.87	0.50	0.34	<0.12	
Eu	0.03	0.02	0.03	<0.02	н.п.о.	<0.04	0.08	0.14	0.15	4.93	2.89	0.129	0.26	0.18	4.21	5.51	3.76	
Gd	<0.08	<0.09	0.27	0.89	<0.12	<0.07	4.12	3.75	2.53	1.17	<0.09	1.33	0.62	0.59	н.п.о.	0.44	0.18	
Tb	н.п.о.	0.03	н.п.о.	0.067	н.п.о.	н.п.о.	0.87	0.53	0.68	0.60	<0.02	0.442	0.67	0.305	0.012	0.058	0.113	
Yb	1.02	1.19	0.6	0.61	0.82	0.65	5.0	2.9	3.37	1.42	0.07	12.3	21.1	11.5	0.02	0.14	0.11	
Lu	0.22	0.19	0.15	0.31	0.19	0.22	0.78	0.55	0.47	0.19	<0.01	1.41	3.86	0.89	0.03	0.01	<0.01	
Hf	<0.07	<0.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	2.82	1.01	0.97	0.37	0.16	4.6	0.89	0.87	0.07	0.35	0.41	
N	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	

\* – Обозначения фрагментов пород в табл. 2; \*\* – в железистых оливинах содержание Fe переоценивается, но находится в пределах погрешности метода;  
н.п.о. – содержание ниже предела обнаружения;  
н.о. – не определялся;  
N – число анализов.



**Рис. 9.** Содержание FeO в плагиоклазе, ассоциирующем с оливинами первого (I) и второго (2) типов. Области составов плагиоклаза в материковых породах (I) и в морских базальтах (II) взяты из работ (Stöffler D., Knöll, 1977) и (Papp et al., 1978).

шинство плагиоклазов содержит до 0.5 мас.% FeO, и на графике зависимости содержания FeO от содержания анортитового компонента в плагиоклазе (рис. 9) образуют компактную группу, попадающую главным образом в поле пород материкового состава. Плагиоклаз, ассоциирующий с оливином 2-го типа, характеризуется более кислым составом ( $An_{70-96}$ ) и чуть более высоким содержанием ортоклазового компонента (рис. 3б). Такие плагиоклазы обладают в целом более высоким содержанием FeO (>0.5 мас.%), попадая в поле типичных морских базальтов (рис. 9). Са-Al-Si фаза, присутствующая в оливинах 3-го типа, имеет состав, близкий плагиоклазу ( $An_{81-89}$ ), но может быть стеклом, так как содержит примесь Ti, Cr и P и в точности не соответствует стехиометрии плагиоклаза (Демидова и др., 2015).

Содержание редких элементов было изучено в плагиоклазах в ассоциации с фосфорсодержащими оливинами 1-го типа в оливиновом норитовом анортозите образца 14321 и в ассоциации с оливинами 2-го типа в породах #5002 «Луны-16» и #2 метеорита Dho 1442 (табл. 4). В целом распределение р.з.э. характеризуется повышенным содержанием легких р.з.э. относительно тяжелых р.з.э. ( $La/Yb > 10$ ) и положительной аномалией Eu. Исключение составляют плагиоклазы породы #2 метеорита Dho 1442, в которых это значение ниже ( $La/Yb < 10$ ). Но в целом содержание р.з.э. в изученных плагиоклазах, ассоциирующих с оливинами 1-го типа, несколько выше, чем в плагиоклазах пород с оливинами 2-го типа (рис. 8б, табл. 4). Исключение составляет Eu,

который демонстрирует обратную зависимость. Все изученные плагиоклазы обладают высокими содержаниями Ba (127–240 мкг/г). Содержание Y значительно варьирует в плагиоклазах в ассоциации с оливинами 2-го типа (0.6–10.6 мкг/г), оставаясь практически постоянным (2–3 мкг/г) в изученных плагиоклазах в ассоциации с оливинами 1-го типа (в норитовом анортозите #14321).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Источники фосфорсодержащих оливинов в лунном веществе

Как было сказано выше, фосфорсодержащий оливин имеет три потенциальных источника в лунном веществе: 1) материковые породы серии анортозит-норит-троктолит (АНТ); 2) морские базальты; 3) оливин-ортопироксеновые объекты спорного генезиса.

**Материковые АНТ породы.** Породы с фосфорсодержащим оливином относятся к наиболее распространенной в лунной коре материковой серии АНТ пород, однако эта фаза встречается в них крайне редко. Это связано прежде всего с брекчированной природой большинства материковых образцов, претерпевших мощную ударную переработку. То есть фрагменты фосфорсодержащего оливина получены при дезинтеграции ранее существовавших пород, микрообломки некоторых из них мы наблюдаем в изученных лунных брекчиях. Но даже в породах с первичной магматической структурой распределение фосфора в оливинах неоднородно. Ранее было показано, что оливины лунных пород демонстрируют сложную зональность по содержанию фосфора. Ее в целом можно отнести к осцилляторному типу (Welsch et al., 2014; Демидова и др., 2018а), подобно описанному в земных и марсианских магматических оливинах (Milman-Barris et al., 2008; Fabrizio et al., 2010; Batanova et al., 2015; McCanta et al., 2016; Щербаков, Плечов, 2018). Считается, что такое распределение фосфора возникает в результате медленной скорости диффузии фосфора в силикатных расплавах. В условиях быстрого роста оливина в граничном слое расплава возникает локальное пересыщение фосфором, и в неравновесных условиях захват примесей растущим кристаллом ведет к появлению обогащенных и обедненных фосфором зон (Grant, Kohn, 2013). Таким образом, важнейшим фактором для обогащения фосфором оливина является высокая скорость роста кристалла (Goodrich, 1984; Tropper et al. 2004; Milman-Barris et al., 2008; Boesenberg, Hewins, 2010). Другими важными факторами для по-

явления фосфористых оливинов считают низкую фугитивность кислорода, высокое содержание фосфора в расплаве, низкую активность кремнезема (Milman-Barris et al., 2008 и ссылки в статье).

Для лучшего понимания природы источника фосфорсодержащих оливинов рассмотрим детально изученный образец 14321 (см. напр., Meyer, 2009 и ссылки в ней), в котором преобладают KREEP породы и высокоглиноземистые морские базальты, и, кроме того, описаны фрагменты разнообразных материковых пород, варьирующих по составу от дунитов до гранитов (Lindstrom et al., 1984). Последние приурочены к фрагментам наиболее древнего компонента брекчии, кластам так называемой «темной» микробрекчии, которые резко обогащены р.з.э. (Lindstrom et al., 1972; Duncan et al., 1975). Именно в одном из таких кластов и обнаружены фосфорсодержащие оливины. Редкие оливинные фенокристы низкотитанистых базальтов не содержат фосфор выше предела обнаружения, хотя в популяции базальтов образца 14321 ранее отмечалось присутствие базальтов, обогащенных р.з.э. (Neal, Kramer, 2006). Большинство изученных фрагментов фосфорсодержащих оливинов образца 14321 имеют магнезиальный состав, обогащены несовместимыми элементами, но обеднены Co и Cr (рис. 6), что является характеристическим признаком первичных материковых пород магнезиальной серии. Этот вывод подтверждается высокими содержаниями Ba и Y в ассоциирующих плагиоклазах норитового анортозита #14321 (рис. 10). Уоррен и Линдстром с соавторами описали в образцах «Apollo-14» серию магнезиальных пород, представленных дунитом, троктолитами и анортозитами, имеющую примитивный состав, но при этом в различной степени обогащенными р.з.э. (Warren et al., 1981; Lindstrom et al., 1984). Было предположено, что эти породы взаимосвязаны и могут представлять фрагменты расслоенного интрузивного комплекса троктолитового состава (Lindstrom et al., 1984). Сходство химического состава фосфорсодержащих оливинов и ассоциирующих с ним фаз образца 14321 с таковыми магнезиальных анортозитов и троктолитов с большой вероятностью указывает на их родство.

На графике зависимости магнезиальности мафических фаз и доли альбитового компонента в плагиоклазе представлены поля составов трех известных типов первичных материковых пород. Большинство изученных пород с магматической структурой попадают в область HMS пород, либо в промежуток между ферроанортозитами

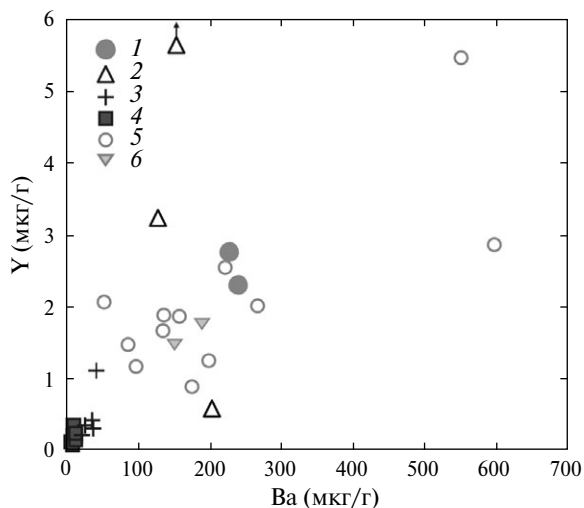


Рис. 10. Зависимость содержаний Y и Ba в плагиоклазе, ассоциирующем с оливинами первого (1) и второго (2) типов; в морских базальтах (3); в ферроанортозитах (4); в породах магнезиальной серии (HMS) (5); в KREEP базальтах (6). Точки составов 3–6 взяты из работы (Shearer et al., 2015).

(FAN) и HMS породами. Лишь оливинный норит метеорита Dho 961 по этим параметрам несколько тяготеет к ферроанортозитам и породам щелочной серии (рис. 11). Низкое содержание хрома в большинстве оливинов 1-го типа также

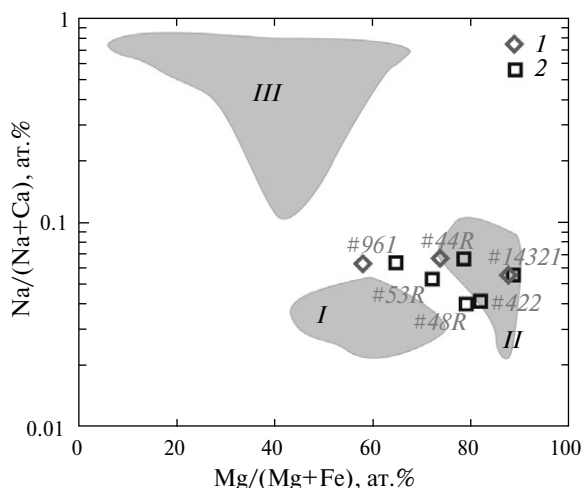


Рис. 11. График зависимости соотношения  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$  и магнезиальности в породах с фосфорсодержащим оливином с магматической структурой (табл. 4). Средний состав оливинов (1) и пироксенов (2) в породе. Серым цветом показаны поля составов первичных материковых пород: I – ферроанортозитов (FAN), II – пород магнезиальной серии (HMS), III – дифференцированных пород (включают граниты, фельзиты, кварцевые монцодиориты и KREEP базальты) из работы (Warren, 2003 и ссылки в ней). Фактически  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  и  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$  отражают магнезиальность нормативных мафических силикатов и состав нормативного плагиоклаза в породе, и значению  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca}) = 0.01$  соответствует  $\text{An}_{99}$ .



свидетельствует о связи с HMS породами. Таким образом, связь большинства оливинов 1-го типа с HMS породами очевидна, однако ударно-инициированное смешение и плавление могло впоследствии сыграть значительную роль, как, например, в случае оливинового норита Dho 961, оливины которого имеют более железистый состав, а также других брекчий.

Считается, что HMS породы являются продуктом начальной стадии формирования лунной коры после первичной дифференциации, но высокое содержание в них несовместимых элементов, которое многие авторы связывают с высоким модальным содержанием богатых р.з.э. фосфатов, не соответствует их примитивному составу (напр., Warren et al., 1983; Shervais et al., 1984; Lindstrom et al., 1984; Neal, Taylor, 1989, 1991). Ряд исследователей полагали, что это обогащение явилось следствием метасоматических процессов в лунной коре под воздействием флюидов, богатых р.з.э. и фосфором (Neal, Taylor, 1989, 1991; Shervais, Vetter, 1991), а с открытием обогащения лунного реголита летучими элементами (H, Cl, F) стала рассматриваться гипотеза фосфат-галогенового метасоматизма (Treiman et al., 2014). В качестве альтернативы предполагалось, что высокие содержания несовместимых элементов представляют характерную черту их родительских магм, а для объяснения обогащения несовместимыми элементами источников разными авторами привлекался целый ряд причин (см., напр., обзор Shearer et al., 2015 и ссылки в ней), в числе которых рассматривалась ассимиляция KREEP материала (Warren, Wasson, 1977; Longhi, 1981; James, Flohr, 1983; Papike et al., 1994, 1996; Shervais, McGee, 1998).

Находка включений Са-фосфатов и Ti-Zr фаз в некоторых зернах магнезиального фосфорсодержащего оливина образца 14321 удивительна, так как в кристаллизационном процессе эти фазы не являются сингенетичными. Одно из возможных объяснений их сосуществования заключается в сегрегации примесей в ходе отжига после кристаллизации оливина из расплава, богатого P, Ti, Zr и р.з.э., но такой процесс кажется маловероятным вследствие крайне медленной скорости диффузии фосфора. Характерное расположение включений вдоль цепочек или в некоторых плоскостях указывает на то, что эта минерализация является наложенной, и мы, по-видимому, наблюдаем “залеченные” трещины в оливине. Ранее подобные цепочки включений фосфата были обнаружены в кристаллах основного плагиоклаза в образце 14305,400 (Shervais,

Vetter, 1991). Кроме того, в матрице образца 14321 наблюдались дискретные интерстициальные участки, обогащенные Ti, P, K (Grieve et al., 1975; Neal, Taylor, 1991). Таким образом, возможным объяснением присутствия таких включений в ранних фазах является инфильтрация богатого P, Zr, Ti, р.з.э. ударного расплава через оливинсодержащую породу. Подобный процесс был предложен для объяснения структуры и состава очень высококалийных базальтов «Apollo-14» (Gawronska et al., 2018). В качестве альтернативы могут быть предложены метасоматические процессы с участием газовой фазы, которые, согласно последним изотопным данным, были предположительно распространены на видимой стороне Луны 4 млрд лет назад (Potts et al., 2018). Из этого следует, что в образцах «Apollo-14» часть фосфора и других несовместимых элементов могла быть привнесена в ходе наложенных процессов, однако химический состав изученных оливинов образца 14321 свидетельствует о том, что их первичный источник уже был обогащен фосфором и другими несовместимыми элементами. В оливинах других лунных образцов и метеоритов не наблюдается признаков вторичной P, Ti, Zr, р.з.э. минерализации. Напротив, присутствие осцилляторного типа зональности фосфора в некоторых фосфорсодержащих оливинах «Луны-20» и структуры пород указывают на их кристаллизацию из расплава (Демидова и др., 2018а). То есть родительские магмы таких оливинов должны бы быть обогащены фосфором и другими несовместимыми элементами и, вероятно, имеют гибридный состав. Однако на примере пород «Луны-20» ранее было показано, что обогащение фосфором не должно быть значительным (Демидова и др., 2018а) и может быть связано как с кристаллизацией обогащенного несовместимыми элементами расплава, так и с метасоматическими процессами.

*Морские базальты.* Оливин является распространенной ликвидусной фазой морских базальтов, однако ранние магнезиальные оливины морских базальтов не содержат фосфор выше пределов обнаружения (рис. 2е). Железистый оливин формируется на поздних стадиях кристаллизации морских базальтов вместе с Са-Fe-пироксеном и фазой кремнезема (напр., Papike et al., 1991). Последние экспериментальные работы свидетельствуют о том, что при фракционировании расплава коэффициент распределения P в оливине может значительно увеличиваться, что приводит к совместимому поведению P в оливине (Grant, Kohn, 2013). Этим, по-видимому, и объясняется присутствие



фосфористых фаялитов на краях оливиновых фенокристов в долеритах «Луны-24» и в позднем мезостазисе морского базальта Dho 287A. Ранее моделирование фракционной кристаллизации низкотитанистых базальтов «Луны-16» и очень низкотитанистых базальтов «Луны-24» показало, что на поздних этапах (степень кристаллизации 80–90%) фаялит будет кристаллизовываться из расплава, содержащего 1–2 мас.%  $P_2O_5$  при температуре от 985 до 1040°C (Демидова и др., 20186). При этом считается, что фосфаты, присутствующие в поздних продуктах кристаллизации морских базальтов (напр., Rapike et al., 1991), начинают формироваться, когда 95% расплава уже кристаллизовалось (McCubbin et al., 2010).

Железистая ассоциация, подобная наблюдаемой во фрагменте #5002 «Луны-16», представляет собой типичный продукт поздней стадии кристаллизации морских базальтов (напр., Rapike et al., 1991). Но низкое содержание хрома и кобальта в фаялитах «Луны-16» не характерно для оливинов морских пород (рис. 7). Тем не менее обеднение этими элементами может возникать, если в источнике присутствовали сера и/или углерод. При высокой температуре и низкой фугитивности кислорода их наличие может привести к сидерофильному поведению хрома и кобальта и обеднению ими силикатного расплава. О присутствии серы свидетельствует наблюдаемый в породе троилит. Недавние исследования показали, что сера присутствует и в лунных апатитах, что авторы связали с влиянием S-Cl-содержащего флюида в некоторых морских базальтах (Konecke et al., 2017). Отсутствие Eu аномалии в фаялитах #5002 может быть связано с твердофазным переуравновешиванием р.з.э. в ассоциирующих фазах, то есть в данном случае Eu мог диффундировать в фаялит из сосуществующего плагиоклаза. Такой процесс считается распространенным в природных оливинах (Sun, Liang, 2014; Stead et al., 2017).

Несмотря на то, что оливиновые долериты #2 и #7 метеорита Dho 1442 по составу соответствуют низкотитанистым базальтам и отличаются по структуре и составу от большинства материковых пород этого метеорита (Демидова и др., 2014), низкое содержание Sr в оливинах #2 нетипично для морских базальтов (рис. 56). Интересно, что ассоциирующие плагиоклазы обладают таким же высоким содержанием Ba, как HMS породы и KREEP базальты, а по содержанию Y в плагиоклазах имеют даже больший разброс значений (рис. 10). В отличие от морских KREEP базальтов обогащены несовместимыми элементами

и содержат до 0.7 мас.%  $P_2O_5$  (Rhodes, Hubbard, 1973), но оливин в этих породах встречается крайне редко, что, как показано экспериментально, может являться результатом влияния фосфора на процесс кристаллизации KREEP базальтов (Toplis et al., 1994). Другим возможным объяснением являются процессы земного выветривания, в ходе которых могут значительно изменяться концентрации таких элементов, как Ba, Sr и др. (напр., Nazarov et al., 2003).

*Источник оливин-ортопироксеновых объектов спорного генезиса.* Что касается фосфористых оливинов 3-го типа, то аналогичные оливин-ортопироксеновые объекты ранее были обнаружены в образцах «Apollo-16». Авторы работы (Joy et al., 2012) предположили, что они представляют собой фрагменты магнезиальных хондр ударника хондритового состава, хотя обогащения фосфором оливинов в этих объектах не отмечалось. Однако ранее отдельные авторы отмечали обогащение фосфором некоторых оливинов обыкновенных и углистых хондритов (Wang et al., 2006; Baziotis et al., 2016; McCanta et al., 2016). В качестве альтернативной гипотезы было предложено, что подобные объекты могут представлять продукты десерпентинизации, что подтверждается соответствием валового состава внутренней части изученных оливин-ортопироксеновых объектов формуле дегидратированного серпентина (Демидова и др., 2015 и данная работа). Однако метеоритные серпентины обладают высокими содержаниями Fe и Ni, которые вряд ли существенно уменьшились в ходе дегидратации серпентина. Это делает метеоритный источник изученных объектов маловероятным, и типичные лунные отношения  $FeO/MnO$  в оливине объекта R22 свидетельствуют в пользу его лунного происхождения. Вариации  $FeO/MnO$  отношения в оливине объекта R25 значительны, но превышают большинство наблюдаемых в хондритах значений (Joy et al., 2012 и ссылки в ней). На основании модельных расчетов Кусков с соавторами предположили, что аномалии сейсмических свойств в верхней мантии могли быть следствием сосуществования ультраосновных пород с водосодержащими фазами (Кусков и др., 1995). Действительно, некоторые оливины 3-го типа объекта R25 обладают составом, предсказанным для ранних кумулатов лунного океана магмы (рис. 56), но в отличие от глубинных пород ассоциирующий с ними ортопироксен не является алюмоэнстатитом. Однако обогащение оливинов фосфором, а также присутствие примеси других несовместимых элементов, свидетельствуют о том, что серпентиновые предшествен-

ники этих объектов должны бы формироваться в источнике, обогащенном несовместимыми элементами. Очевидно, что такие объекты являются минералогической редкостью.

#### **Распределение и распространенность источников фосфорсодержащих оливинов в лунной коре**

Несмотря на распространенность в лунной коре материковой серии АНТ пород и на то, что фосфорсодержащий оливин широко проявлен в целом ряде метеоритов и районах посадки АЛС «Луна» и «Apollo», эта фаза все же встречается чрезвычайно редко. В метеоритах Dho 733, 1436 и группы Dho 302 с удивительно разнообразным набором пород, в том числе и HMS серии, не было обнаружено оливинов, обогащенных фосфором. Его отсутствие в оливинсодержащих (в том числе глубинных) породах районов выброса этих метеоритов свидетельствует либо о локальном распределении источников фосфористых оливинов в лунной коре, либо об их малой распространенности. Анализ компонентного состава реголита районов посадки, а также метеоритов позволяет несколько ограничить их области распространения на поверхности Луны.

Очевидно, что источники фосфорсодержащих оливинов могли ассимилировать KREEP материал, который принято связывать с гигантским ударным бассейном Моря Дождей. Действительно, в ходе миссии «Apollo-14» на Землю были доставлены преимущественно образцы пород формации Фра Мауро — литифицированные выбросы кратерного бассейна Моря Дождей, где может встречаться и древнее коровое вещество (см., напр., Grieve et al., 1975). В метеоритах Dho 1442 и 961 KREEP материал определенно присутствует, хотя нет доказательств, что район их выброса находится рядом с Морем Дождей. Однако районы посадки АЛС «Луна» располагаются далеко от Моря Дождей, и образцы «Луны-16, -20 и -24» практически не содержат KREEP материала, хотя имеются редкие свидетельства присутствия компонента, богатого несовместимыми элементами (Павленко и др., 1974; Cameron et al., 1973). В образцах «Луны-16, -20 и -24», отобранных как в материковой области между Морями Изобилия и Кризисов («Луна-20»), так и в Море Изобилия («Луна-16») и Море Кризисов («Луна-24»), количество материкового компонента значительно различается (Тарасов и др., 1974; Флоренский и др., 1979; Venpe, Grove, 1978). Источниками материкового материала в образцах «Луны-16» считается материковая область в 70–80 км к северу и кратера Лан-

грен, в 300 км к юго-востоку от района отбора образцов (Тарасов и др., 1974). От места бурения колонки «Луны-24» ближайшая материковая область располагается в 40 км (Флоренский и др., 1980). Наибольшее количество фрагментов пород с фосфорсодержащим оливином обнаружено в образцах «Луны-20», среди которых встречаются и породы с довольно крупнозернистой магматической структурой. Количество таких пород в образцах «Луны-16» меньше, а в образцах «Луны-24» еще меньше, и лишь один образец «Луны-16» (#422) обладает магматической структурой, все остальные породы представлены брекчиями и агглютинатами, а фосфорсодержащий оливин 1-го типа представлен либо реликтами, либо единичными обломками в брекчиях (табл. 1, 2). Если изученная нами выборка представительна, то это может отражать количество материкового компонента в образцах этих областей, либо свидетельствовать о наибольшей близости района посадки «Луны-20» к источнику фосфорсодержащих оливинов. Возможно, характерной чертой этого источника является обогащение оливин-нормативных расплавов хромом, о чем свидетельствует обогащение хромом оливинов пород с магматической структурой «Луны-20» и фрагмента «Луны-16», что отличает их от первичных материковых HMS пород, но характерно для некоторых оливинов морских базальтов и предсказано для самых ранних глубинных кумулатов, сформировавшихся при кристаллизации лунного океана магмы (Elardo et al., 2011) (рис. 56). Однако довольно высокая магнезиальность обогащенных хромом оливинов отличает их от морских базальтов, в то время как недостаточно высокая магнезиальность не позволяет отнести их к глубинным кумулатам. Это подтверждается несоответствием как реально наблюдаемым (Назаров и др., 2011), так и модельным глубинным ассоциациям (Кусков и др., 2015). Ранее было показано, что содержание хрома в оливине может изменяться в процессе отжига (Демидова и др., 2018a). Кроме того, низкое содержание хрома в оливинах HMS пород может быть связано с образованием в них хромит-ортопироксеновых симплектитов (Elardo et al., 2012; Хисина, Лоренц, 2015), и не является первичным признаком источника HMS пород (Elardo et al., 2012). В любом случае очевидно, что по крайней мере один из источников фосфорсодержащих оливинов должен располагаться в восточной части видимой стороны Луны, и в этой области возможно присутствие ранее не описанного типа оливинсодержащих

материковых пород, обогащенных несовместимыми элементами.

Для всех районов посадки АЛС «Луна» и «Apollo-14», где были обнаружены фосфорсодержащие оливины, характерно распространение низкотитанистых или очень низкотитанистых морских базальтов. В метеоритах Dho 961, 1442 и 025 помимо распространенного материкового материала присутствуют единичные класты пород базальтового состава. Можно предположить, что источники фосфорсодержащих оливинов тяготеют к областям море-материк.

Неслучайным кажется и присутствие единичных фрагментов пород кислого состава, которые были обнаружены в класте микробрекчии 14321 (Lindsrom et al., 1984), метеоритах Dho 1442, 961 (Демидова, 2014, 2015). В материковом метеорите Dho 025 были найдены единичные зерна циркона – характерного минерала кислых пород, хотя самих фрагментов пород и не было найдено (Леонтьева и др., 2005). Согласно орбитальным данным, редкие купола, сложенные породами кислого состава, локализованы в районе кратеров Груйтуйзена, Ханстен, Аристарх, Лассел, Майран, Комптон и Белкович (Glotch et al., 2010, 2011; Greenhagen et al., 2011; Jolliff et al., 2011). Большинство этих районов приурочено к Океану Бурь, исключение составляет лишь область Комптон-Белкович на обратной стороне Луны. Полагают, что эти кислые образования представляют собой либо продукт глубокой дифференциации силикатных расплавов (Jolliff et al., 2011), либо продукт частичного плавления, обогащенного несовместимыми элементами источника, например KREEP-содержащего материала, перекрытого чехлом базальтовой магмы (Hagerty et al., 2006), либо продукт жидкостной несмешиваемости этих расплавов, микроскопические признаки которого наблюдаются в лунных образцах (Roedder, Weiblan, 1970; Rutherford et al., 1974; Morris et al., 1990; Jolliff et al., 1999) и в изученном фрагменте #5002 «Луны-16». Известно, что при ликвации расплава на ферробазальтовую и гранитную жидкости фосфор концентрируется в ферробазальтовом расплаве, в котором его растворимость может достигать нескольких процентов (Watson, 1979; Harrison, Watson, 1984). Добавление такого расплава в источник HMS пород или обычно сопровождающие кислый магматизм метасоматические процессы могут значительно влиять на состав источника в частности, обогащать его фосфором и другими несовместимыми элементами. Интересно отметить недавно обнаруженное

проявление магнезиальных пород (содержащих магнезиальную шпинель) в районе кислых вулканических построек в районе кратера Ханстен Альфа (Dhingra et al., 2017). Однако примесь таких расплавов не должна быть значительной, так как экспериментально показано сильное влияние фосфора на кристаллизационную последовательность силикатных расплавов основного состава, приводящее к исчезновению оливина (Toplis et al., 1994). Таким образом, потенциальным районом распространения могут быть некоторые области Океана Бурь.

Морские базальты являются еще одним потенциальным источником фосфорсодержащих оливинов, но их количество в них не должно быть значительным. Моделирование фракционной кристаллизации составов некоторых базальтов «Луны-16, -24» показало, что нормативное содержание фаялита в породе не превышает 1% (Демидова и др., 2018б). Самое высокое количество позднего мезостазиса (>3 %) наблюдается во фрагменте базальта Dho 287, обогащенном несовместимыми элементами (Anand et al., 2003). Фаялит в мезостазисе является преобладающей фазой, но обогащение фосфором наблюдается не во всех зернах (рис. 2е). Таким образом, количество фосфорсодержащего фаялита в морских базальтах не должно превышать первые проценты.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что источники фосфорсодержащих оливинов могут иметь как морское, так и материковое происхождение, но проявлены они главным образом на видимой стороне Луны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фосфорсодержащие оливины были найдены во фрагментах реголита «Луны-16, -20, -24», образце 14321 «Apollo-14», морском (Dho 287), материковом (Dho 025) и смешанных метеоритах (Dho 961, 1442). По химическому составу и структуре выделяются 3 типа фосфорсодержащих лунных оливинов, которые имеют три потенциальных источника в лунном веществе: 1) магнезиальный оливин ( $Fo_{51-88}$ ) присутствует в материковых породах серии АНТ, обогащенных несовместимыми элементами и, вероятно, связанных с первичными материковыми породами магнезиальной серии (HMS), о чем свидетельствуют содержания редких элементов в оливине и сопутствующих фазах; 2) железистый оливин ( $Fe_{2-52}$ ) обнаружен в самых поздних продуктах кристаллизации низкотитанистых и очень низкотитанистых морских базальтов;

3) магнезиальный оливин ( $Fe_{68-95}$ ) найден в необычных оливин-ортопироксеновых объектах, источник которых может иметь как метеоритное, так и лунное происхождение. Обогащение источников несовместимыми элементами может быть связано либо с процессами кристаллизации (тип 2), либо с процессами ассимиляции компонента, богатого несовместимыми элементами (типы 1 и 3). Присутствие вторичных включений Са-фосфатов и Ti-Zr фаз в некоторых зернах магнезиального фосфорсодержащего оливина образца 14321 свидетельствует о том, что часть фосфора и других несовместимых элементов могла быть привнесена в ходе наложенных метасоматических процессов.

Отсутствие фосфорсодержащих оливинов в метеоритах Dho 733, 1436 и группы Dho 302 свидетельствует о том, что в районе выброса этих метеоритов ни распространенные АНТ породы, ни редкие характеристические породы, а именно шпинелевые катаклазиты (представляющие глубинный коровый материал), шпинелевые троктолиты и ультраосновные породы не содержат обогащенных фосфором оливинов. Таким образом, можно говорить либо о локальном распределении источников фосфорсодержащих оливинов, либо об их малой распространенности в лунной коре.

Анализ компонентного состава реголита районов посадки, а также метеоритов позволяет ограничить области проявления источников фосфорсодержащих оливинов главным образом видимой стороной Луны. Ассоциация с морскими базальтами, возможно, указывает на приуроченность к границе море-материк. Присутствие в изученных брекчиях фрагментов кислых пород позволяет предположить связь некоторых источников оливинов с недавно описанными проявлениями кислых пород в Океане Бурь и области Комптон-Белкович на обратной стороне Луны. Но в районе посадок АЛС «Луна» возможно присутствие ранее не описанного типа оливинсодержащих материковых пород, для которых помимо обогащения несовместимыми элементами характерно обогащение хромом.

#### **Источник финансирования**

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-05-00695.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

Демидова С.И., Назаров М.А., Лоренц К.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Химический состав лунных метеоритов и лунной коры. *Петрология* 15(4), 416–437.

Демидова С.И., Назаров М.А., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. (2014) U-Pb датирование циркона лунного метеорита Dhofar 1442. *Петрология* 22(1), 1–17.

Демидова С.И., Назаров М.А., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. (2015) Возможные реликты серпентина в лунных метеоритах. *Петрология* 23(2), 129–140.

Демидова С.И., Назаров М.А., Рязанцев К.М., Аносова М.О., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. Загадочные катодолуминесцирующие объекты лунного метеорита Dhofar 025: их происхождение и источники (2017) *Петрология* 25(2), 1–13.

Демидова С.И., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. (2018a) Фосфор-содержащие оливины образцов «Луны-20», их источники и возможные механизмы замещения фосфора в лунном оливине. *Петрология* 26(3), 317–332.

Демидова С.И., Бадеха К.А., Кононкова Н.Н. (2018b) Моделирование условий кристаллизации фосфорсодержащих фаялитов лунных морских базальтов. ВЕСЭМПГ-2018. Мат. конф., 302-306. Demidova S.I., Badekha K.A., Kononkova N.N. (2018b)

Кусков О.Л., Шапкин А.И., Сидоров Ю.И. (1995) О возможности существования гидросиликатов в мантии Луны. *Геохимия* (11), 1539–1550.

Kuskov O.L., Shapkin A.I., Sidorov Yu.I. (1995) On the possible existence of hydrosilicates in the lunar mantle. *Geochem. Int.* (11), 1539–1550.

Кусков О.Л., Кронрод В.А., Кронрод Е.В. (2015) Термохимические ограничения на тепловой режим, состав и минералогию верхней мантии Луны по сейсмическим моделям. *Астрономический вестник* 49(2), 83–99.

Леонтьева Е.М., Матуков Д.И., Назаров М.А., Сергеев С.А., Шуколюков Ю.А., Брандштеттер Ф. (2005) Первое определение изотопного возраста лунного метеорита уран-свинцовым методом по аксессуарному циркону. *Петрология* 13(2), 213–217.

Назаров М.А., Аранович Л.Я., Демидова С.И., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. (2011) Алюмоэнстатиты лунных метеоритов и глубинные породы Луны. *Петрология* 19(1), 14–26.

Назаров М.А., Демидова С.И., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф. (2012) Самородный кремний и силициды железа в лунном метеорите Дофар 280. *Петрология*. 20(6), 560–573.

Павленко А.С., Тарасов Л.С., Шевалеевский И.Д., Иванов А.В. (1974) Петрология лунных пород из Моря Изобилия. В сб. *Лунный грунт из Моря Изобилия* (Под ред. Виноградова А.П.). М.: Наука., 56–64.

Тарасов Л.С., Шевалеевский И.Д., Назаров М.А. (1974) Петрографо-минералогическое исследование магматических пород из Моря Изобилия. В сб. *Лунный грунт из Моря Изобилия* (Под ред. Виноградова А.П.). М.: Наука, 129–147.

Флоренский К.П., Полосухин В.П., Базилевский А.Т., Конопихин А.А. (1979) Геология и геоморфология района посадки автоматической станции «Луна-20».

- В сб. *Грунт из материкового района Луны* (Под ред. Барсукова В.Л., Сурков Ю.А.). М.: Наука, 41–51.
- Флоренский К.П., Пронин А.А., Базилевский А.Т. (1980) Геология места посадки станции «Луны-24». В сб. *Лунный грунт из Моря Кризисов* (Под ред. Барсукова В.Л.). М.: Наука, 7–18.
- Хисина Н.Р., Лоренц К.А. (2015) Дегидрогенизация как механизм образования ориентированных шпинель-пироксеновых симплектитов и магнетит-гематитовых включений в оливинах земного и внеземного происхождения. *Петрология* **23**(2), 195–208.
- Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. (2018) Фосфор-содержащий оливин из лавового потока 2012–2013 гг. вулкана Толбачик. *Новые данные о минералах* **52**(1), 15–17.
- Anand M., Taylor L.A., Misra K.C., Demidova S.I., Nazarov M.A. (2003) KREEPy lunar meteorite Dhofar 287A: A new lunar mare basalt. *Meteorit. Planet. Sci.* **38**(4), 485–499.
- Batanova V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. (2015) Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser. *Chem. Geol.* **419**, 149–157.
- Batanova V., Sobolev A.V., Thompson J.M., Danyushinsky L., Goemann K., Portnyagin M., Garbe-Schoenberg D., Hauri E., Kimura J.-I., Chang Q., Senda R., Chauvel C., Campillo S., Ionov D. (2017) Preliminary data on new Olivine reference material MongOl Sh11-2 for in-situ microanalysis. *Goldschmidt Conf.*, Abs. 259.
- Baziotis I., Ferrière L., Asimow P.D., Topa D., Brandstätter F. (2016) P-rich olivines in the impact melt lithology of the Chelyabinsk meteorite. *Lunar Planet. Sci. Conf. 47<sup>th</sup>*, Abs. #1437.
- Bence A.E., Grove T.L. (1978) The Luna 24 highland component. In *Mare Crisium: The View from Luna 24*, 429–444.
- Boesenberg J.S., Hewins R.H. (2010) An experimental investigation into the metastable formation of phosphoran olivine and pyroxene. *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**, 1923–1941.
- Cameron K.L., Papike J.J., Bence A.E., Sueno S. (1973) Petrology of fine-grained rock fragments and petrologic implications of single crystals from the Luna 20 soil. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 775–793.
- Dhingra D., Glotch T.D., Prissel T.C., Parman S.W., Pieters C.M., Greenhagen B.T. (2017) Mg-spinel exposures within silica rich setting on Hansteen Alpha: Probing the geologic context. *Lunar Planet. Sci. Conf. 48<sup>th</sup>*, Abs. 2104.
- Duncan A.R., McKay S.M., Stoesser J.W., Lindstrom M.M., Lindstrom D.J., Fruchter J.S., Goles G.G. (1975) Lunar polymict breccia 14321: a compositional study of its principal components. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 247–260.
- Elardo S.M., Draper D.S., Shearer C.K. Jr. (2011) Lunar Magma Ocean crystallization revisited: Bulk composition, early cumulate mineralogy, and the source regions of the highlands Mg-suite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 3024–3045.
- Elardo S.M., McCubbin F.M., Shearer C.K. Jr. (2012) Chromite symplectites in Mg-suite troctolite 76535 as evidence for infiltration metasomatism of a lunar layered intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta* **87**, 154–177.
- Fabrizio A., Beckett J.R., Baker M.B., Stolper E.M. (2010) Phosphorus zoning in olivine of Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Geophys. Res. Abstracts* **12**, EGU2010-1418-1.
- Gawronska A.J., Cronberger K., Neal C.R. (2018) Implications of bimodal olivine compositions in VHK basalts. *Lunar Planet. Sci. Conf. 49<sup>th</sup>*, Abs. 1821.
- Glotch T.D., Lucey P.G., Bandfield J.L., Greenhagen B.T., Thomas I.R., Elphic R.C., Bowles N., Wyatt M.B., Allen C.C., Donaldson Hanna K.L., Paige D.A. (2010) Highly silicic compositions on the Moon. *Science* **329**, 1510–1513.
- Glotch T.D., Hagerty J. J., Lucey P.G., Hawke B.R., Giguere T.A., Arnold J.A., Williams J.-P., Jolliff B.L., Paige D.A. (2011) The Mairan domes: Silicic volcanic constructs on the Moon. *Geophys. Res. Letters* **38**, L21204.
- Grant T.B., Kohn S.C. (2013) Phosphorus partitioning between olivine and melt: An experimental study in the system  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-Mg}_3(\text{PO}_4)_2$ . *Amer. Miner.* **98**, 1860–1869.
- Greenhagen B.T., Lucey P.G., Wyatt M.B., Glotch T.D., Allen C.C., Arnold J.A., Bandfield J.L., Bowles N.E., Donaldson Hanna K.L., Hayne P.O., Song E., Thomas I.R., Paige D.A. (2010) Global Silicate Mineralogy of the Moon from the Diviner Lunar Radiometer. *Science* **329**, 1507–1509.
- Grieve R.A., McKay G.A., Smith H.D., Weill D.F. (1975) Lunar polymict breccia 14321: a petrographic study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 229–245.
- Goodrich C.A. (1984) Phosphoran pyroxene and olivine in silicate inclusions in natural iron–carbon alloy, Disko Island, Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1115–1126.
- Hagerty J. J., Lawrence D. J., Hawke B. R., Vaniman D.T., Elphic R.C., Feldman W.C. (2006) Refined thorium abundances for lunar red spots: Implications for evolved, non-mare volcanism on the Moon. *J. Geophys. Res.* **111**, E06002.
- Harrison T.M., Watson E.B. (1984) The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1467–1477.
- James, O.B., Flohr, M.K. (1983) Subdivision of the Mg-suite noritic rocks into Mg-gabbro-norites and Mg-norites. *J. Geophys. Res.* **88** (Suppl.), A603–A614.
- Jochum K.P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang O., Raczek I., Jacob D.E., Stracke A., Birbaum K., Frick D.A., Gunther D., Enzweiler J. (2011) Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines. *Geoanal. Res.* **35**, 397–429.
- Joy K.H., Zolensky M.E., Nagashima K. (2012) Direct Detection of Projectile Relics from the End of the Lunar Basin—Forming Epoch. *Science* **336**, 426–429.
- Jolliff B.L., Wiseman S.A., Lawrence S.J., Tran T.N., Robinson M., Sato H., Hawke B.R., Scholten F., Oberst J., Hiesinger H., Van Der Bogert C.H., Greenhagen B.T., Glotch T.D., Paige D.A. (2011) Compton Belkovich: Non

- mare silicic volcanism on the Moon's farside. *Nature Geosci.* **4**, 566–571.
- Jolliff B. L., Floss C., McCallum I. S., Schwartz J. M. (1999) Geochemistry, petrology, and cooling history of 14161,7373: A plutonic lunar sample with textural evidence of granitic-fraction separation by silicate liquid immiscibility. *Amer. Miner.* **84**, 821–837.
- Konecke B.A., Fiege A., Simon A.C., Holtz F. (2017) Cryptic metasomatism during late-stage lunar magmatism implicated by sulfur in apatite. *Geology* **45** (G39249), 1.
- Lindstrom M.M., Duncan A.R., Fruchter J.S., McKay S.M., Stoesser J.W., Goles G.G., Lindstrom D.J. (1972) Compositional characteristics of some Apollo 14 clastic materials. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 3<sup>rd</sup>*, 1201–1214.
- Lindstrom M.M., Knapp S.A., Shervais J.W., Taylor L.A. (1984) Magnesian anorthosites and associated troctolites and dunite in Apollo 14 breccias. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15<sup>th</sup>. J. Geophys. Res.*, C41–C49.
- Longhi, J. (1981) Preliminary modeling of high-pressure partial melting: Implications for early lunar differentiation. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12<sup>th</sup>*, 1001–1018.
- McCanta M.C., Beckett J.R., Stolper E.M. (2016) Correlations and zoning patterns of phosphorus and chromium in olivine from H chondrites and LL chondrite Semarkona. *Meteorit. Planet. Sci.* **51**, 520–546.
- McCubbin F.M., Steele A., Hauri E.H., Nekvasil H., Yamashita S., Hemley R.J. (2010) Nominally hydrous magmatism on the Moon. *Proc. Nation. Acad. Sci. USA* **107**, 11223–8.
- Meyer C. (2009) 14321. The Lunar sample compendium, <https://www.lpi.usra.edu/lunar/samples/atlas/compendium/14321.pdf>
- Milman-Barris M.S., Beckett J.R., Baker M.B., Hofmann A.E., Morgan Z., Crowley M.R., Vielzeuf D., Stolper E. (2008) Zoning of phosphorus in igneous olivine. *Contrib. Mineral. Petrol* **155**, 739–765.
- Morris R.W., Taylor G.J., Newsom H.E., Keil K. (1990) Highly evolved and ultramafic lithologies from Apollo 14 soils. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 20<sup>th</sup>*, 61–75.
- Nazarov M.A., Demidova S.I., Taylor L.A. (2003) Trace element chemistry of lunar highland meteorites from Oman. *Lunar Planet. Sci.* **34<sup>th</sup>**, Abs. 1636.
- Neal C.R., Kramer G.Y. (2006) The petrogenesis of the Apollo 14 high-Al mare basalts. *Amer. Miner.* **91**, 1521–1535.
- Neal C.R., Taylor L.A. (1989) Metasomatic products of the lunar magma ocean: The role of KREEP dissemination. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 529–541.
- Neal C.R., Taylor L.A. (1991) Evidence for metasomatism of the lunar highlands and the origin of whitlockite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 2965–2980.
- Papike J.J., Fowler G.W., Shearer, C.K. (1994) Orthopyroxene as a recorder of lunar Mg-suite norite petrogenesis: an ion microprobe investigation of Mg suite norites. *Amer. Miner.* **79**, 796–800.
- Papike J.J., Fowler G.W., Shearer C.K., Layne, G.D. (1996) Ion Microprobe investigation of plagioclase and orthopyroxene from lunar Mg-suite norites: Implications for calculating parental melt REE concentrations and for assessing post-crystallization REE redistribution. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 3967–3978.
- Papike J., Taylor L., Simon S. (1991) Lunar minerals. In *Lunar sourcebook: A users guide to the Moon* (Ed. Heiken G. H. et al.) Cambridge University Press, 121–182.
- Papp H. A., Steele I. M., Smith J. V. (1978) Luna 24: 90–150 micrometer fraction: Implication for remote sampling of regolith. In *Mare Crisium: The view from Luna 24* (Ed. Merrill R.B., Papike J.J.) New York: Pergamon Press, 245–264.
- Potts N. J., Barnes J. J., Tartese R., Franchi I.A., Anand M. (2018) Chlorine isotopic compositions of apatite in Apollo 14 rocks: Evidence for widespread vapor-phase metasomatism on the lunar nearside ~4 billion years ago. *Geochim. Cosmochim. Acta* **230**, 46–59.
- Rhodes J.M., Hubbard N.J. (1973) Chemistry, classification, and petrogenesis of Apollo 15 mare basalts. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 4<sup>th</sup>*, 1127–1148.
- Roedder Ed., Weiblan P.W. (1970) Lunar petrology of silicate melt inclusions Apollo 11 rocks. *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta* (Suppl. 1), 801.
- Rutherford M.J., Hess P.C., Daniel G.H. (1974) Experimental liquid line of descent and liquid immiscibility for basalt 70017. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 5<sup>th</sup>*, 569–583.
- Shearer C.K., Aaron P.M., Burger P.V., Guan Y., Bell A.S., Papike J.J. (2013) Petrogenetic linkages among fO<sub>2</sub>, isotopic enrichments-depletions and crystallization history in Martian basalts. Evidence from the distribution of phosphorus in olivine megacrysts. *Geochim. Cosmochim. Acta* **120**, 17–38.
- Shearer C.K., Elardo M.E., Petro N.E., Borg L.E., McCubbin F.M. (2015) Origin of the lunar highlands Mg-suite: An integrated petrology, geochemistry, chronology, and remote sensing perspective. *Amer. Miner.* **100**, 294–325.
- Shervais J.W., McGee J.J. (1998) Ion and electron microprobe study of troctolites, norites, and anorthosites from Apollo 14: Evidence for urKREEP assimilation during petrogenesis of Apollo 14 Mg-suite rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 3009–3023.
- Shervais, J.W., Taylor, L.A., Laul, J.C., Smith, M.R. (1984) Pristine highland clasts in consortium breccia 14305: Petrology and geochemistry. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15<sup>th</sup>. J. Geophys. Res.* **89**, C25–C40.
- Shervais J.W., Vetter S.K. (1991) Auto-metasomatism of the western lunar highlands: Result of closed system fractionation and mobilization of a KREEPy trapped liquid. *Lunar Planet. Sci.* **22<sup>nd</sup>**, 1237–1238.
- Stead C.V., Tomlison E.L., McKenna C.A., Kamber B.Z. (2017) Rare earth element partitioning and subsolidus exchange behaviour in olivine. *Chem. Geol.* **475**, 1–13.
- Stöffler D., Knöll H. D. (1977) Composition and origin of plagioclase, pyroxene, and olivine clasts of lunar breccias 14006, 14063, 14066, 14311, 14320, and 14321. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8<sup>th</sup>*, 1849–1867.
- Sun C., Liang Y. (2014) An assessment of subsolidus re-equilibration on REE distribution among mantle minerals

olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and garnet in peridotites. *Chem. Geol.* **372**, 80–91.

Toplis M.J., Libourel G., Carroll M.R. (1994) The role of phosphorus in crystallization processes of basalt: An experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 797–810.

Treiman A.H., Boyce J.W., Gross J., Guan Y., Eiler J.M., Stolper E.M. (2014) Phosphate-halogen metasomatism of lunar granulite 79215: impact-induced fractionation of volatiles and incompatible elements. *Amer. Miner.* **99**, 1860–1870.

Tropper P., Recheis A., Konzett J. (2004) Experimental investigations on the pyrometamorphic formation of phosphorous-bearing olivines in partially molten metapelitic gneisses. *Eur. J. Mineral.* **16**, 631–640.

Wang Y., Hua X., Hsu W. (2006) Phosphoran-olivine in opaque assemblages of the Ningqiang carbonaceous chondrite: implication to their precursors. *Lunar Planet. Sci. Conf.* **37<sup>th</sup>**, Abs. 1504.

Watson E.B. (1979) Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophys. Res. Lett.* **6**, 937–940.

Warren P.H. (1983) Seventh foray: Whitlockite-rich lithologies, a diopside-bearing troctolitic anorthosite, ferroan anorthosites, and KREEP. *J. Geophys. Res.* **88** (Supp. 1), B151–B164.

Warren P.H., Taylor G.J., Keil K., Marshall C., Wasson J.T. (1981) Foraging westward for pristine nonmare rocks: Complications for petrogenetic models. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **12<sup>th</sup>**, 21–40.

Warren, P.H., Wasson, J.T. (1977) Pristine nonmare rocks and the nature of the lunar crust. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **8<sup>th</sup>**, 2215–2235.

Welsch B., Hammer J., Hellebrand E. (2014) Phosphorus zoning reveals dendritic architecture of olivine. *Geology* **42**, 867–870.

Witt-Eickschen G., O'Neill H.St.C. (2005) The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite. *Chem. Geol.* **221**, 65–101.

## P-BEARING OLIVINES OF LUNAR ROCKS: SOURCES AND LOCALIZATION IN THE LUNAR CRUST

© 2019 S. I. Demidova<sup>a,\*</sup>, M. O. Anosova<sup>a,\*</sup>, N. N. Kononkova<sup>a,\*</sup>,  
T. Ntaflos<sup>b,\*\*</sup>, F. Brandstätter<sup>c,\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,  
Kosygin St. 19, Moscow, 119991 Russia

<sup>b</sup>Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien Althanstrasse,  
14, 1090 Wien, Österreich,

<sup>c</sup>Naturhistorisches Museum  
Burgring, 7, A-1010 Wien, Österreich

\*e-mail: demidova.si@yandex.ru; \*\*e-mail: theodoros.ntaflos@univie.ac.at;

\*\*\*e-mail: franz.brandstaetter@nhm-wien.ac.at

Received: 28.01.2019

Received version received: 11.02.2019

Accepted: 12.02.2019

Fragments of P-bearing olivine have been studied in lunar highland, mare and mingled meteorites and in «Apollo-14», «Luna-16, -20, -24» lunar samples. Olivine contains up to 0.5 wt.% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and has variable MG# number. It is associated with anorthite, pyroxene and accessory spinel group minerals, Ti and Zr oxides, phosphates, troilite and Fe-Ni metal. Three possible sources of P-bearing olivine were found in lunar material: 1) highland anorthositic-noritic-troctolitic rocks enriched in incompatible elements and thought to be related to high-Mg suite rocks; 2) late-stage products of mare basalts crystallization; 3) unusual olivine-orthopyroxene intergrowths either of meteoritic or lunar origin. Enrichment in incompatible elements may be resulted from both crystallization processes (source 2) and KREEP assimilation (sources 1 and 3). However following metasomatic processes can lead to some addition of phosphorus and other elements. The rarity of P-bearing olivines points either to the low abundance or local distribution of their sources in the lunar crust. Association with mare basalts specifies the highland-mare boundary. The presence of the evolved rocks in the studied breccias suggests possible connection of some sources with recently discovered granitic domes in Procellarum Ocean. That means the P-bearing sources are mainly localized on the visible side of the Moon.

**Keywords:** P-bearing olivine, lunar rocks, lunar samples, lunar meteorites

**(For citation:** Demidova SI, Anosova MO, Kononkova NN, Ntaflos T, Brandstätter F. P-bearing olivines of lunar rocks: sources and localization in the lunar crust. *Geokhimiya*. 2019;64(8):803–825. DOI: 10.31857/S0016-7525648803-825)